HIPOGÉN ÉS EPIGÉN KARSZTOS FOLYAMATOK ÉS HATÁSUK A BUDAI RÓZSADOMBI BARLANGOK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉBEN – A SZEMLŐ-HEGYI- ÉS A MOLNÁR JÁNOS-BARLANG PÉLDÁJÁN

Virág Magdolna

Témavezetők:

Dr. Leél-Őssy Szabolcs (egyetemi docens), 2015 novemberétől

Prof. Dr. Mindszenty Andrea (professor emeritus), 2011-2015 novemberéig

(ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék)

Konzulens:

Dr. Surányi Gergely (tudományos főmunkatárs)

(MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport)

Az ELTE Földtudományi Doktori Iskola vezetője: Dr. Bartholy Judit

A Földtan-Geofizika Doktori Program vezetője: Dr. Harangi Szabolcs

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest

2018

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés, célkitűzések 1

2. A Budai-termálkarszt 5

2.1. A budai Rózsadomb lehatárolása és jellemzése 5

2.2. Földtani felépítése és fejlődéstörténete 8

2.3. Jelenlegi hidrogeológiai viszonyok 13

2.4. Karsztosodási fázisok (Budai-termálkarszt) 16

2.4.1. Miocénnél idősebb (felső-triász, felső-kréta és felső-eocén) paleokarsztos jelenségek 16

2.4.2. Miocén hidrotermás esemény 17

2.4.3. Pliocén-pleisztocén termálkarsztos fázis, hipogén karsztos folyamatok 20

2.4.4. Recens hideg vizes hatás – az epigén karsztos folyamatok szerepe 28

3. Kutatástörténet, kutatási előzmények 30

3.1. „Kovás telérek” 30

3.2 Termálvízszint változások (paleo-karsztvízszint változások) nyomai 32

3.2.1. Relatív kormeghatározási módszerek alapján 33

3.2.2. U-Th kormeghatározási módszerek alapján 34

3.3 A vizsgált barlangok kutatástörténete 38

3.3.1. Molnár János-barlang 38

3.3.2. Szemlő-hegyi-barlang 40

4. Vizsgálati módszerek 41

4.1. Térinformatika, barlangjárat eloszlás modellezés 41

4.2. Terepi adatgyűjtés, kiválástérképezés 43

4.3. Laboratóriumi és műszeres vizsgálatok 44

5. Eredmények 50

5.1. Térinformatikai elemzések 50

5.1.1. Járatorientáció vizsgálatok eredménye 50

5.1.2. Barlangszintek 51

5.2. Terepi megfigyelések, térképezés, barlangi kiválástípusok 52

5.2.1. Molnár János-barlang 52

5.2.2. Szemlő-hegyi-barlang 61

5.3. Mikroszkópos vizsgálati eredmények 74

5.3.1. Polarizációs mikroszkóp 74

5.3.2. UV-fluoreszcens polarizációs mikroszkóp 75

5.3.3. Katód luminoszkóp 76

5.4. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok eredményei 76

5.4.1. Kovás elváltozott zóna 76

5.4.2. Barlangi képződmények 77

5.5. Röntgen pordiffrakciós fázisanalízis eredményei 79

5.5.1. Barlangi képződmények 79

5.5.2. Kőzetoldási maradék ... 80
5.5.3. Kovás elváltozott zóna, ásványtelérek ... 81
5.5.4. Üledékek ... 82
5.6. Oldási maradékok és üledékek karbonáttartalom vizsgálati eredményei ... 83
5.7. Üledékek szemcseeloszlása ... 86
5.8. Nyomelem geokémiai vizsgálatok eredményei ... 89
5.9. Vízvizsgálati eredmények ... 91
5.10. Stabilizotóp mérések eredményei ... 96
5.10.1. Víz ... 96
5.10.2. Karbonát ... 97
5.10.3. Szulfát, szulfid ... 100
5.11. Uránsoros kormeghatározás eredményei ... 103
6. Értelmezés, diszkusszió és következtetések ... 107
6.1. Barlangjáratok helyzete ... 107
6.1.1. Barlangjárat irányok szerkezeti elemzése ... 107
6.1.2. Barlangszintek ... 110
6.2. A Molnár János-barlang termálvizének jellemzése ... 112
6.3. Oldásformák ... 116
6.4. Kovás elváltozott zónák ... 120
6.5. Kőzetek oldási maradéka és barlangi üledékek ... 124
6.6. Barlangi kiválások és képződésük ... 129
6.6.1. Barlangi kiválástípusok és képződési környezetük ... 129
6.6.2. Lokális geokémiai jelenségek, ásványkiválások ... 136
6.6.3. A borsókő hipogén és epigén keletkezésmódja ... 141
6.6.4. Képződmény-együttesek ... 145
6.6.5. Redox viszonyok változását jelző bevonatok ... 146
6.6.6. A gipszek keletkezésmódja ... 147
6.7. A barlangi kiválástípusok kora, az egykori termálvíz helyzete és becsült hőmérséklete ... 152
6.7.1. „Paleo-vízszintek" helyzetének és a tavak vízmélységének becslése ... 152
6.7.2. Karbonátos barlangi kiválástípusok stabilizotóp értékei (és paleohőmérséklet becslése) ... 152
6.7.3. Az U-Th kormeghatározás tanulságai ... 156
6.7.4. Az egykori termálvíz szintjének és hőmérsékletének időbeli változása ... 161
7. A Szemlő-hegyi- és Molnár János-barlangot ért hipogén és epigén hatások; eseménytörténet ... 168
Összefoglalás ... i
Summary ... ii
Köszönetnyilvánítás ... I
Irodalomjegyzék ... I

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK

„Budapest a barlangok fővárosa” – írta a híres geológus-paleontológus Kadić Ottokár már az 1930-as években (KADIĆ 1931, 1936). Az elnevezés napjainkban is aktuális: a világon nincs még egy olyan főváros, amelynek lakóterülete alatt több km hosszúságú, – ráadásul tipikus hipogén / termálkarsztos – barlangrendszerek lennének.

A Budai-hegység részét képező, tágabb értelemben vett Rózsadomb 5–6 km^2 kiterjedésű területén, nagyrészt a lakóövezet felszíne alatt jelenleg már több mint 100 barlang ismert, melyek összhosszúsága több mint 55 km. Hosszúságát tekintve kiemelkedik közülük a ma már hazánk leghosszabb barlangjaként számon tartott Pál-völgyi-barlangrendszer (> 30 km). A Budai-termálkarszton belül kiemelt jelentőségű rózsadombi barlangok különleges keletkezésmódjuknak, méreteiknek, formakincsüknek és ásványkiválásaiknak köszönhetően méltán kerültek nem csak a hazai, de a nemzetközi érdeklődés középpontjába is. Ezek a barlangok a tektonika által meghatározott szerkezeti zónák, törések mentén nagy mélységből feláramló termálvizekhez kötődően, a felszíni morfológiától függetlenül, a mélyben zajló karsztosodási folyamatok következtében oldódtak ki. Ezek a termálkarsztos barlangrendszerek, a korábbi hidrotermás események során keletkezett ásványtársulások, valamint a jelenlegi kiáramlási terület, a Duna mentén megcsapolódó meleg és langyos források a hipogén karsztos folyamatok és jelenségek jellegzetes és komplex típusterületévé avatták a Budai-termálkarsztot. Nem véletlen, hogy a budai Rózsadomb és környékének termálkarsztja (a rózsadombi nagy barlangok és a hozzájuk tartozó források) 1993 óta az UNESCO Világörökség várományos listáján szerepel (vö. HAZSLINSZKY et al. 1993).

Az utóbbi 20-25 évben a Budai-termálkarszton az újabb barlangok és barlangjáratok felfedezésén és megismerésén túl, a barlangok tekintetében számos, a korábbi ismeretekhez képest számos új tudományos eredmény született (LEÉL-ŐSSY & VIRÁG 2018). LEÉL-ŐSSY (1995, 1997a), illetve LEÉL-ŐSSY et al. (2011) a József-hegyi-barlang feltárását követően barlangtani, földtani és ásványtani szempontból is, kormeghatározást is alkalmazva komplex módszerekkel végzett vizsgálatokat. A barlangi képződmények kormeghatározása az üregfejlődés, termálvízszint változás és kiemelkedéstörténet pontosabb megismerését és számszerűsítését tette lehetővé a Rózsadombon és környékén (SZANYI 2007, SZANYI et al. 2009, 2010, 2012). Jellemzően a barlangkeletkezést megelőző diagenezistörténeti és hidrotermás eseményekre fókuszáló ásványtani, földtani vizsgálatok számos új, a korábbi elméleteket jelentősen módosító és felülíró eredményt nyújtanak (POROS 2011, POROS et al. 2012, GYŐRI et al. 2011). A modern hidrogeológiai szemléleten alapuló kutatás a vízáramlási rendszerek és megcsapolódási jelenségek összefüggésében vizsgálja a Budai-termálkarszt hipogén karsztjelenségeit. Az új kutatási szemlélet számos, hidrogeológiához köthető részlet újra értelmezését, megmagyarázását és pontosítását tette lehetővé, új tudományos eredményeket nyújtva (pl. MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017, 2018; MÁDL-SZŐNYI & ERŐSS 2011, 2013; MÁDL-SZŐNYI & TÓTH 2015, 2017; ERŐSS et al. 2008, 2010, 2011, 2012, HAVRIL et al. 2016, DÉRI-TAKÁCS et al. 2015, KOVÁCS & ERŐSS 2017, ERHARDT et al. 2017), melyek a barlangkeletkezés és fejlődés jobb megértését is elősegítik. Vizsgálataimat a fenti új tudományos eredményeket és kutatási irányvonalat alapul véve és szem előtt tartva végeztem.

A terület barlangjaival közel 20 éve foglalkozó kutatóként, számos nemzetközi és hazai szakmai, barlangos tanulmányút résztvevőjeként rálátásom nyílt a termálkarsztos barlangokkal, barlangi képződményekkel kapcsolatos tudományterületekre. A fő kutatási helyszínt képező Szemlő-hegyi-barlang kiválasztása is részben személyes indíttatású: 1999 augusztusa óta vezetek barlangtúrákat a látogatóknak, és a járatok napi többszöri végigjárásával számos érdekes földtani, ásványtani jelenséget sikerült megfigyelni. A barlang 1986 óta idegenforgalmi barlang, és a kiépítés során, annak hozadékaként számos olyan „feltárást" nyitottak a barlangfolyosókban, melyek kitűnő lehetőséget kínálnak a termálvizes barlangi képződmények, üledékek és formakincs vizsgálatához. A termálkarsztos barlang jelenleg területileg már kiemelt helyzetben, a vadózus zónában található, inaktív járatrendszer, így a doktori kutatásom másik helyszíne az összehasonlítási alapot nyújtó aktív, jellemzően még a freatikus zónában, a Rózsadomb lábánál elhelyezkedő, jelenleg is képződő Molnár János-barlang, melynek járatai döntő részt az elmúlt 15 évben váltak ismertté.

Doktori kutatásom kiinduló pontja a „Budapest városgeológiai tanulmányok" témájú, 72590K számú OTKA projekt volt (témavezetője: Dr. Mindszenty Andrea), melyben lehetőségem volt aktívan részt venni, és munkám során számos, a budai barlangokkal kapcsolatos vizsgálatot, elemzést végeztem – részben térinformatikai, részben geológiai anyagvizsgálati módszereket felhasználva. A többéves munka eredményét a projektet lezáró kötet ismerteti (MINDSZENTY (szerk.) 2013).

Dolgozatomban a Budai-termálkarszt, azon belül a Rózsadomb barlangjainak hipogén (termálvizes) és epigén (beszivárgó vízhez kötődő) oldódási és kiválási jelenségeit kutatom az inaktív Szemlő-hegyi-, és a jelenleg is aktív Molnár János-barlang példáján, kiemelt figyelmet szentelve a barlangi képződmények („szpeleotémák") vizsgálatának.

A Budai-termálkarszt megcsapolódási területén húzódó rózsadombi barlangok közül a Molnár János-barlang a jelenleg ismert egyetlen, több mint 6 km hosszú járatrendszer, melynek szakaszait szinte teljes egészében kitölti a termálvíz, ezáltal a hipogén barlangképződés folyamatai, búvárok segítségével, jelenleg is, mint „természetes laboratóriumban" tanulmányozhatóak. A járatok legfelső része már a légteres szakaszban helyezkedik el. Ezek képződményei, üledékei és oldásformái közvetlenül is megfigyelhetőek. A barlang tudományos kutatása tehát jó összehasonlítási alapot kíval a már inaktív termálkarsztos barlangok paleo-jelenségeinek vizsgálatához. A járatokat kitöltő víz néhány kiválasztott üregrészből származó mintáinak fizikai-kémiai elemzésén túl célom a befogadó alapkőzet és oldódási jelenségeinek, oldásformáinak megismerése, üledékeinek és barlangi kiválásainak vizsgálata. Ezáltal a hipogén barlangképződés, a jelenlegi termálvizes szakasz paramétereit kívánom komplex módon jellemezni. A recens oldódási-kiválási jelenségek vizsgálatával a jelenlegi (termálvizes, illetve vízszint közeli) eseményeket és azok paragenetikai sorrendjét rögzítem. A barlangi képződmények morfológiai (kiválástípus, „szpeleotéma"), szerkezeti és szöveti megfigyelésével választ keresek arra, hogy a kiválások miként tükrözik, őrzik meg az oldási-kiválási folyamatok nyomait, illetve miként határozható meg belőlük az azokat létrehozó víz hőmérséklete és kémiai paraméterei. A kiválásokból kapott eredményeket összevetem a recens vízvizsgálat (pl. kémiai összetétel, hőmérséklet, telítettségi viszonyok) ismert adataival. A Molnár János-barlangot jelenleg kitöltő termálvíz telítettsége és mozgása, a járatokban észlelt kőzetoldási jelenségek, és azokhoz kapcsolódó üledékek, a jelenleg is képződő barlangi kiválások összehasonlíthatóak az inaktív barlangok (így például a Szemlő-hegyi-barlang) oldási jelenségeivel,

üledékeivel és kiválásaival. Az üledékek és a befogadó kőzet oldási maradékának vizsgálatával a termálkarsztos barlangok elvileg felszíntől elzártan zajló üledékképződését és felhalmozódását próbálom megismerni, közben vizsgálva az esetleges felszínre nyílás lehetőségét. A fentiek alapján a hipogén és epigén hatások eredményei elkülöníthetők és várhatóan sorrendbe állíthatók. Ezáltal a hipogén barlangképződés, a jelenlegi termálvizes szakasz paramétereit és megfigyeléseimet kívánom komplex módon jellemezni, és összehasonlítási alapként használni a már inaktív termálkarsztos barlangok fejlődéstörténetének alaposabb megismeréséhez.

Térinformatikai feldolgozással modellezem az egyes rózsadombi barlangjáratok helyzetét és járatirányait, az üregképződési szintek tengerszint feletti magasságát, ezáltal a barlangjáratok gyakorisági eloszlását. A „szpeleotéma" térképezés során dokumentáltam az egyes kiválástípusok térbeli helyzetét, elterjedési szintjét, és jelenlegi tengerszint feletti magasságát is, amely segítségével a kiválás idején jelenlévő termálvízszint magasságát próbáltam becsülni. A vizsgálatokkal választ keresek arra, hogy mikor, melyik tektonikai irány mentén történt barlangüreg fejlődés.

A már kiemelt, telítetlen zónában elhelyezkedő, de eredetileg hipogén módon, mélyebb helyzetben termálvizek hatására a pleisztocénben kialakult Szemlő-hegyi-barlang 2,2 km hosszúságú járatait és képződményeit jelenleg már epigén, felszíni eredetű hatások (pl. beszivárgó víz) érik, ezáltal a termálvizes oldásformák, üledékek és képződmények fejlődése közvetlenül már nem vizsgálható. A barlangjáratokat korábban ért hipogén, és a jelenlegi epigén hatások nyomai jelenleg együtt észlelhetőek. Célom a kiválástípusok részletes térképezése, helyzetük rögzítését követő morfológiai, szedimentológiai, ásványtani és geokémiai vizsgálatával a hipogén és epigén jelenségek és képződményeik, képződési környezetük azonosítása és elkülönítése, a paragenetikai sorrend felállítása és eseménytörténet felvázolása. Az egyes kiválástípusok pontos morfológiai alapon történő elkülönítése és alapos vizsgálata, szöveti-szerkezeti jellemzése a részletes térképezés alapjául is szolgál, így a munkámban a nemzetközi szakirodalmon alapuló „szpeleotéma" és mikro-szöveti kategóriákat, csoportokat is részletesen ismertetem.

A nagy tömegben megjelenő termálvizes karbonátos kiválások tanulmányozásán túl célom a kisebb mennyiségben, kísérő ásványként vagy nyomokban előforduló ásványkiválások azonosítása és nagyműszeres vizsgálata, eredetének, lehetséges képződési módjának felvázolása (az aktív és inaktív barlangjáratokban egyaránt). A különböző morfológiájú karbonát- és szulfátkiválások képződési környezete és a létrehozó fluidum eredete is megállapítható (termálvíz vagy beszivárgó víz, gipszek esetében pedig a kén forrása).

A barlangjáratok helyzetének, szerkezetének és formakincsének, képződményeinek részletes térképezésével, szisztematikus mintázásával és ásványtani anyagvizsgálatával, petrográfiai és geokémiai elemzésekkel célom a pleisztocén termálvíz fizikai-kémiai jellemzőinek becslése és a feltételezett paleovízszint-változás felvázolása.

A termálvizes kiválások pleisztocén képződési környezete és hőmérséklete, az egykori víz összetétele megbecsülhető a recens kiválások és az azokat létrehozó termálvíz paramétereinek (pl. kémiai összetétel, hőmérséklet, telítettségi viszonyok) vizsgálati eredményei alapján. A Molnár János-barlang jelenségei ehhez részben jó összehasonlítási alapot nyújtanak *(l. fent)*. A paleo-hőmérséklet számolását stabilizotóp geokémiai mérések eredményei alapján végzem.

Kutatási eredményeim tisztázhatják a pleisztocénben a termálvízszint klíma és tektonika által együttesen vezérelt időbeli változásait, és annak elsősorban a barlangi képződményekben megőrződött nyomait a Szemlő-hegyi-barlangban. A különböző kiválástípusok abszolút korának meghatározásával (U-Th módszer) ismertté válhat a jellemzően termálvizes karbonátos kiválássorozat keletkezésének kezdete és vége, amivel megbecsülhető, hogy mennyi ideig tartózkodott az adott barlangjáratban a túltelített, kiválásokat létrehozó termálvíz. Meghatározható, mikor és minek hatására vált a víz túltelítetté a barlangokban, amikor az üregképződést felváltotta a barlangi kiválások képződése, továbbá ebben a kiválási időszakban milyen eloszlásban, hol és mikor képződtek az adott kiválási környezetre jellemző termálvizes képződmények. A „szpeleotémák" vizsgálatával tisztázható, hogy a pleisztocén idején volt-e nyomon követhető vízszint oszcilláció (vagy a termálvízszint csökkenése egyenletes volt-e a terület kiemelkedése során), valamint arra kérdésre is választ kaphatunk, hogy mikor indult meg a termálvizes kiválásképződés, és mikor hagyta el a víz a barlang adott járatait. Az epigén, felszíni eredetű, beszivárgó vizek hatására bekövetkező kiválások (főként cseppkövek) a vadózus zóna üregeiben szintén megtalálhatóak, melyek a középső-késő-pleisztocén és holocén beszivárgási viszonyairól, valamint a klímáról és annak változásáról nyújtanak információt. A kormeghatározás alapján ismertté válhat, hogy mikor nyílt lehetőség az adott barlangszakaszban (vadózus zóna) a felszínről történő vízbeszivárgásra.

Doktori munkám eredményeként – a jelenlegi termálvizes barlangi vizsgálatok alapján – kísérletet teszek a Szemlő-hegyi-barlang példáján a rózsadombi pleisztocén barlangüregek, szpeleotémák és üledékek képződésének, az események fejlődéstörténetének felvázolására, a termálvíz hőmérsékleti és összetételbeli jellemzőinek, valamint az egykori vízszint helyzetének és időbeli változásának rekonstrukciójára.

2. A BUDAI-TERMÁLKARSZT

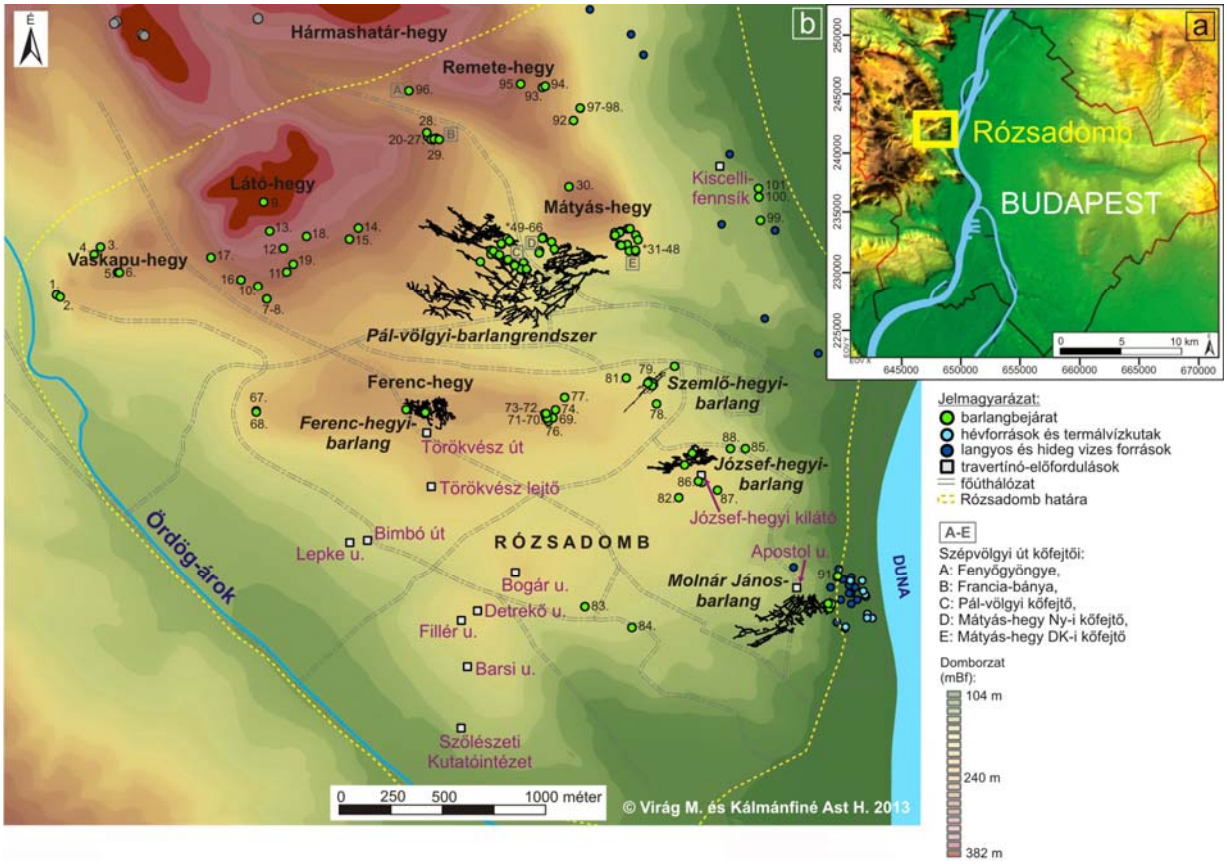
2.1. A BUDAI RÓZSADOMB LEHATÁROLÁSA ÉS JELLEMZÉSE

A budai Rózsadomb a Dunántúli-középhegység ÉK-i részét képező Budai-hegységhez tartozik, és a Hármashatár-hegy csoportjának DK-i elvégződése. A terület legmagasabb pontja a Látó-hegy (377 mBf), erózióbázisa a Duna (104 mBf), amely egyúttal a természetes langyos és meleg források jelenlegi fakadási szintje is. A tágabb értelemben vett Rózsadomb kb. 5-6 km^2 kiterjedésű terület, és a Vaskapu-hegy - Látó-hegy - Remete-hegy (348 mBf) - Mátyás-hegy (301 mBf) - Ferenc-hegy (275 mBf) - József-hegy (vagy Szemlő-hegy, 234 mBf) - Rókus-hegy térségét, illetve magát a szűkebb értelemben vett Rózsadombot (195 mBf) foglalja magába. Természetes határai DNy-on az Ördög-árok völgye, K-en a Duna és annak egykori ártere, ÉNy-on és É-on pedig a Remete-hegyet a Kecske-hegytől (384 mBf), illetve a Látó-hegyet a Kecske-hegytől elválasztó nyergek vonalában húzódnak (BORBÁS 1934, TAKÁCSNÉ BOLNER 1993a, LEÉL-ŐSSY 1995; *1. ábra)*. Közigazgatásilag a terület nagyobbik, – a Szép-völgy – Pál-völgytől DNy-ra fekvő – része Budapest II. kerületéhez, többi (kisebbik) része pedig a főváros III. kerületéhez tartozik.

Az *1. ábra* domborzatmodelljén is szembetűnik, hogy a főbb völgyektől viszonylag meredek lejtőkkel elhatárolódó rózsadombi területen belül a domborzat dombvidék jellegű, melyet az ÉNy-i, É-i és ÉK-i oldalon már ehhez képest magasabb hegyek zárnak körbe. Az Ördög-árok völgye meghatározó tájképi elem, mely a Kis-Sváb-hegy – Széchenyi-hegy – János-hegy – Kis-Hárs-hegy – Nagy-Hárs-hegy vonulatát választja el a Rózsadomb – Ferenc-hegy – Apáthy-szikla – Vaskapu-hegy – Vadaskert – Nyéki-hegy vonulatától. A Vaskapu-hegy Ny-i oldalának meredek letörése, az Apáthy-szikla és környéke látványos geomorfológiai forma: az Ördög-árok fölé 30 méterre kimagasodó dolomit sziklaalakzat a terület meghatározó tájképi eleme és természeti értéke. Ez a felszíni formakincs a (pliocén-) pleisztocén tektonikának, vagyis a Vaskapu-hegy kiemelkedésének és az Ördög-árok bevágódásának köszönhető. Oldott formakincse és sziklaürege (Kőkapu) pedig az egykori karsztosodási folyamatok nyomait őrzi.

A főként a XIX. század második felében intenzíven működő, Szépvölgyi út mentén sorakozó kőfejtők: a Fenyőgyöngye-kőfejtő, Francia-bánya, Pál-völgyi-kőfejtő, Mátyás-hegyi- Ny-i és DK-i-kőfejtő, illetve a Kiscelli-fennsík D-i peremén megfigyelhető, mára nagyrészt feltöltött egykori agyagbánya és a túloldalt, a Rózsadomb ÉK-i peremén található Melocco kőfejtő az urbanizáció eredményei („tájsebek"). Méretüket tekintve a terület meghatározó tájképi elemeivé váltak. Az útbevágások által kialakított feltárások (pl. Pusztaszeri út 5, Mátyás-hegy K-i oldala, Remete-hegy és Mátyás-hegy közti nyereg, stb) inkább csak közelről szemlélve feltűnőek.

A Rózsadomb – József-hegy – Ferenc-hegy – Látó-hegy térségét a Szépvölgyi-árok választja el a Hármashatár-hegy – Remete-hegy – Mátyás-hegy vonulataitól. A (pliocén-) pleisztocén idején az erózió hatására bevágódó völgy a hegyvonulatokat két, ÉNy-DK irányú szakaszra osztja: az ÉK-i Hármashatár-hegy – Nagy Kecske-hegy – Remete-hegy – Mátyás-hegy, illetve a DNy-i Újlaki-hegy – Kis Kecske-hegy – Látó-hegy – Ferenc-hegy – József-hegy (vagy Szemlő-hegy) vonulataira. Kevésbé feltűnő a Ferenc-hegy és a Látó-hegy – Mátyás-hegy közötti szakaszon Ny-K-i irányban húzódó, szintén eróziósnak feltételezett Zöldmáli-völgy (BORBÁS 1934).



1. ábra. A Rózsadomb és környékének domborzata, barlangjai, travertínó előfordulásai és forrásai (barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás, források: Magyarország forrásainak katasztere 1997, OVF-VITUKI Rt Hidrológiai Intézet, termálkutak: LORBERER 1991, travertínók: SCHEUER & SCHWEITZER 1988, KELE 2009 után GPS méréssel; in VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013; VIRÁG 2014)

A területen topográfiai szempontból kiemelkedő formák a nagyobb kiterjedésű édesvízi mészkő-előfordulások, melyek eredetileg forráskúpok vagy tavi üledékek voltak (pl. a József-hegyi kilátó alatt), és később az erózió során megvédték az alattuk található puhább, agyagos kőzeteket a lepusztulástól, így „tanúhegyként" az egykori felszínt megőrizték. Gyakran az egykori terasz szintek nyomait is őrzik (pl. a Mátyás-hegy K-i lábánál húzódó Kiscelli-fennsík).

A felszínen semmi jel nem utal a mélyben húzódó barlangok létezésére. A Rózsadombon ugyanis a beépítést megelőzően sem voltak megfigyelhetők klasszikus felszíni karsztjelenségek: nincsenek karrmezők, töbrök és víznyelők, melyek a barlangok jelenlétére utalnának. Csupán a közeli, Hármashatár-hegyhez tartozó Újlaki-hegy triász dolomitján figyelhetők meg karrformák (TAKÁCSNÉ BOLNER & TARDY 2003). Állandó felszíni vízfolyások nincsenek, a Szép-völgy árka időszakosan, jelentősebb záporok, hóolvadás (vagy csőtörés) alkalmával vezethet le vizet (TAKÁCSNÉ BOLNER 1993a). A Budai-termálkarszt sajátos jellemzői – a klasszikus karsztos területekkel szemben – a hipogén termálkarsztos barlangok, a megcsapolódó felszín alatti vizekhez köthető langyos és meleg források, és ezek egykori tanúi: a travertínók (vö. KOVÁCS & MÜLLER 1980, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, NÁDOR 1991; KELE 2009, KELE et al. 2009, 2011). A felszín alatti vizek ugyanis barlangüregeket oldanak ki, és forrásként a felszínre lépve a CO_2 eltávozásával karbonáttartalmukból édesvízi mészkő kiválások keletkeznek. A Duna partján jelenleg felszínre bukkanó természetes langyos források is részben barlangjáratokhoz kapcsolódnak (pl. Molnár János-barlang forrásai).

A barlangjáratok fölötti felszín napjainkra már jelentős mértékben beépült *(2. ábra,* vö. MARI & FEHÉR 1999, MARI 2000, VIRÁG et al. 2013, VIRÁG 2014).

2. ábra. A rózsadombi nagy barlangok helyzete (térkép alap: GoogleEarth IKONOS űrfelvétel, barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás, térinformatikai feldolgozás: VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013, VIRÁG 2014)

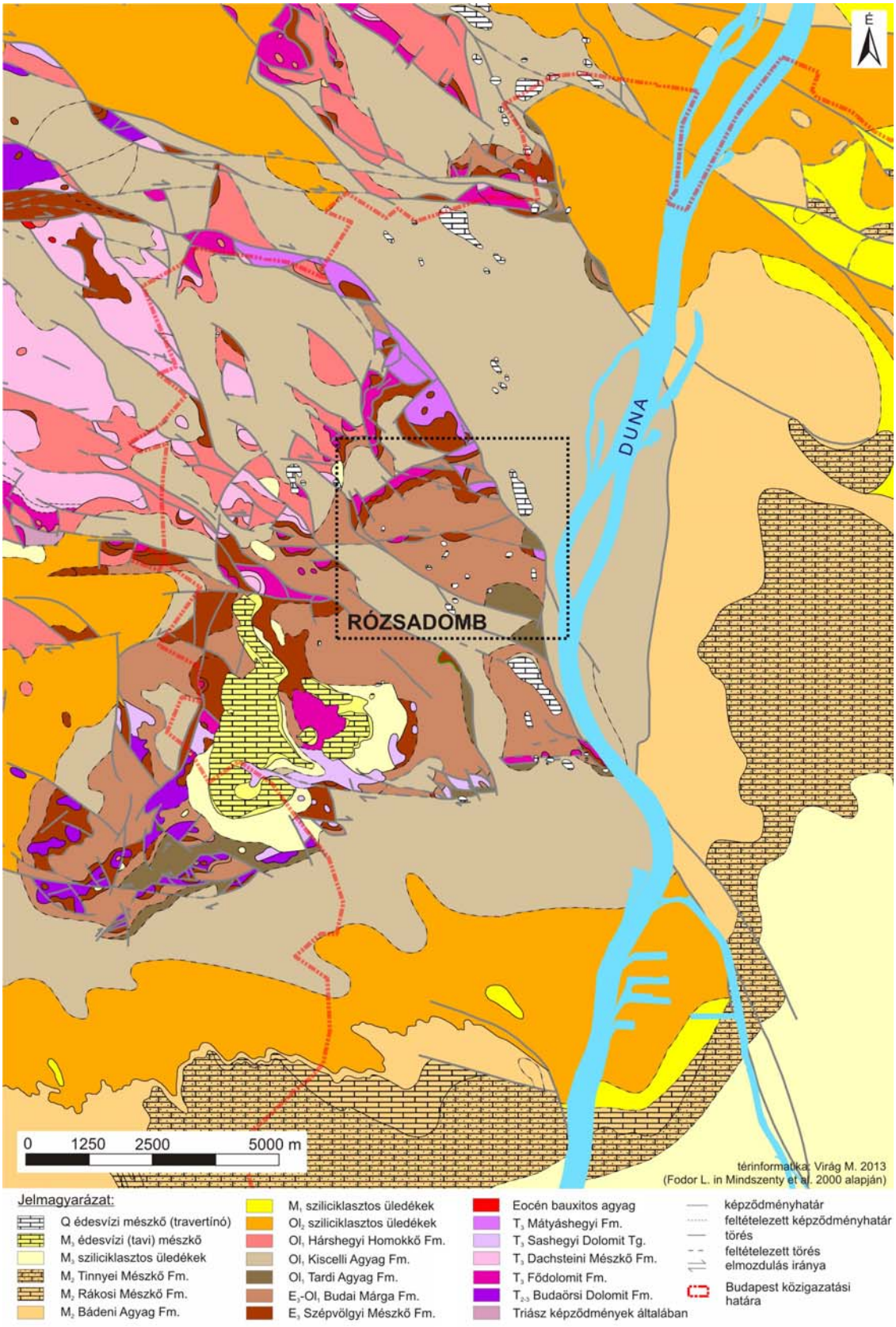
GIS-elemzések és a felszíni topográfiai-morfológiai jellemzők alapján sem fedezhető fel lényeges összefüggés a felszíni morfológiai elemek és a barlangjáratok helyzete között (VIRÁG 2014). A Szép-völgy mentén ugyan sok barlangjárat megfigyelhető, azonban ezek kialakulása nem a felszínfejlődés és a völgybevágódás következménye. Ellenben a völgy bevágódása során időszakosan felszínre nyílhattak járatok, ami morfológiai formák és üledékek alapján feltételezhető. A Kiscelli-

fennsík kiterjedt édesvízi mészkő-előfordulása (II/a. terasz), és a benne kialakult kis üregek közt azonban közvetlen összefüggés van. A kőfejtők és az azokból nyíló barlangok között szoros kapcsolat tapasztalható. A néhány természetes módon felszínre nyíló, vagy ideiglenesen felszínre nyílt barlang korábban szintén hipogén karsztos folyamatok hatására, a mélyben, a felszíntől függetlenül fejlődhetett, és csak később, a terület pliocén-pleisztocén kiemelkedése során bekövetkező eróziónak köszönhetően nyílhatott a felszínre. Ezek általában hegytető közeli helyzetben (pl. Erdőhát úti-barlang, Árpád-kilátói-zsomboly), meredek hegyoldal peremén (pl. a Vaskapu-hegy ürege, a Kőkapu), vagy a Rózsadomb K-i meredek lábánál, a természetes langyos források zónájában (pl. Molnár János-barlang) találhatók. A többi barlang járatai általában nagyobb mélységben húzódnak: akár 40-50 méterre vagy annál jóval mélyebben is lehetnek a felszíntől (pl. József-hegyi-barlang, Molnár János-barlang, Mátyás-hegyi-barlang; vö. LEÉL-ŐSSY 2014). A hipogén karsztosodásra jellemző az alulról felfelé irányuló kioldódás *(l. részletesen később)*, melynek következménye, hogy a budai barlangok képződése független a felszín topográfiájától. Kialakulhatnak hegyoldal alatt (Szemlő- hegyi-barlang), hegytetői helyzetben (Ferenc-hegyi-barlang), vagy akár völgyek alatt is (Pál-völgyi-barlangrendszer Szépvölgyi-ága és Természetbarát-szakasza). Helyenként néhány méterre is megközelíthetik a felszínt (pl. Ferenc-hegyi-barlang, Szemlő-hegyi-barlang). A gömbfülkék gyakran csak fél méter mélységben húzódnak a felszín alatt (pl. Pusztaszeri-barlang, Buda-barlang).

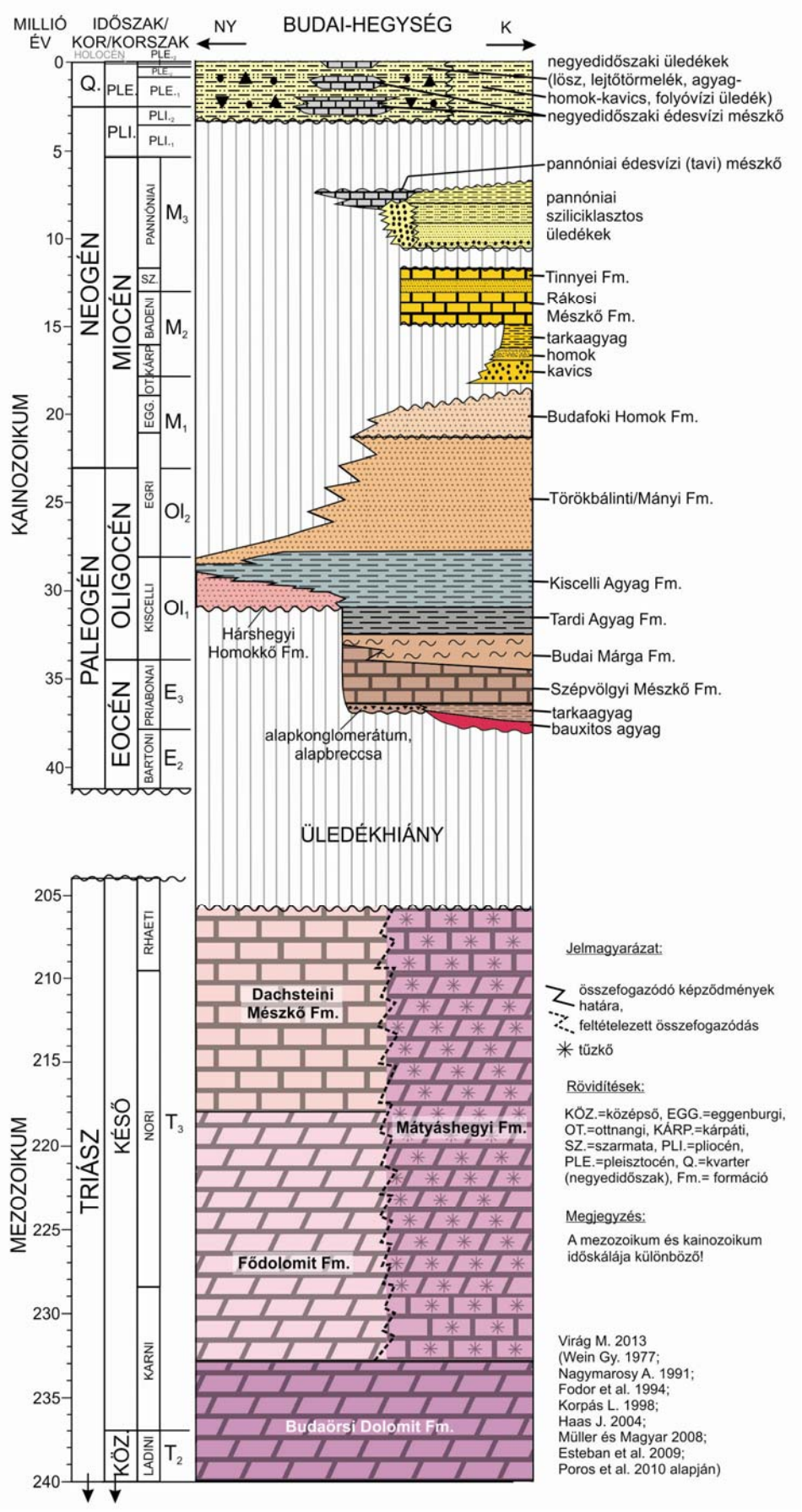
2.2. FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

A Budai-hegység (és azon belül a Rózsadomb) földtani felépítését és tektonikáját a *3. és 4. ábrákon* mutatom be. Dolgozatomban részletesen csak a tágabb értelemben vett Rózsadomb és környékére jellemző képződményeket tárgyalom.

A Budai-hegység legidősebb, felszíni kibúvásban is ismert kőzetei a földtörténeti mezozoikum **triász** időszakában, a Tethys passzív peremének karbonátplatformjain képződtek (HAAS 1988). A ladini – kora-karni, sekélytengeri *Budaörsi Dolomit Formáció* („diploporás dolomit") a Rózsadombon és környékén nem fordul elő. A karni elején megindult a karbonátos self feldarabolódása, melynek következtében a területen két eltérő üledékképződési környezet jött létre. Az intraplatform medencékben a karni – rhaeti korú tűzköves (tűzkőgumós és -lencsés) dolomitos-márgás kőzetek (*Mátyáshegyi Formáció*) képződtek, míg a sekélyplatformon mészköves-dolomitos (*Fődolomit Formáció* és *Dachsteini Mészkő Formáció*) rétegek rakódtak le (WEIN 1977, HAAS et al. 2000). Ezek az 1000 (-1500) méternél is vastagabbnak becsült karbonátos kőzetek jelen elképzelések szerint a Rózsadombon feltehetően tektonikusan érintkeznek egymással. A Ny-i részen a *Fődolomit*, míg a K-i részen a *Mátyáshegyi Formáció* a jellemző. A Fődolomitot a területen a Vaskapu-hegy, a Látó-hegy és a Balog Ádám-szikla tárja fel; erre a kőzetre a Budai-hegység más területein a jellegzetesen vastagpados, Lofer-ciklusos nóri – rhaeti korú *Dachsteini Mészkő Formáció* települ (WEIN 1977, HAAS 1993). A Mátyáshegyi Formáció típusszelvénye a Mátyás-hegy Ny-i kőfejtőben található, valamint a Vérhalom téri fúrás tárja fel. Az utóbbi évek Conodonta biosztratigráfiai vizsgálatai alapján a medence kifejlődésű karbonátos kőzetek *(Mátyáshegyi Formáció, Sashegyi Dolomit Tagozat)* rétegtani besorolását KARÁDI et al (2016) az alábbiakban pontosította: A Gugger-hegy és a Felső-Kecske-hegy rétegsora kora-nóri korú, a vonulat ÉK-i peremén pedig a Hármashatár-



3. ábra. A Budai-hegység fedetlen földtani térképe
(a negyedidőszaki képződmények elhagyásával, kivétel: travertínók)
(térkép alapok: FODOR in MINDSZENTY et al. 2000 és WEIN 1977 alapján
térinformatikai feldolgozás: VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013)



4. ábra. A Budai-hegység földtani képződményeinek rétegoszlopa
(in VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013)

hegytől a Mátyás-hegyig a kora- és a középső-nóri korú rétegsorok többször váltakoznak, ami a terület tektonikai tagoltságát is tükrözi. A Hármashatár-hegy tetejének kőzetei már a késő-nóriban képződtek. A Gellért-hegy DK-i részén előbukkanó dolomit késő-nóri korú.

A **késő-triász és a késő-eocén között** biosztratigráfiailag azonosítható üledékeket a Budai-hegység, így a Rózsadomb területéről sem ismerünk. Noha egyes szerzők (pl. WEIN 1977) feltételezik, hogy a késő-triásztól a terület szárazulat lehetett, a Dunántúli-középhegység más területeiről megismert rétegsorok és események alapján inkább az feltételezhető, hogy az időszak egy részében itt még tengeri üledékképződés folyt.

Tényleges szárazulati kitettség, a triásznál fiatalabb jura-kréta üledékek lepusztulása, illetve a fellelhető karbonátos kőzetek karsztosodása a késő-krétától/eocéntől valószínűsíthető. Az üledékhézagban a szárazulati eseménnyel korrelálható szárazföldi, vörös agyagos mállástermékek, bauxitindikációk, tűzálló agyagok (pl. WEIN 1977), paleotalajok, és ezek részben áthalmozott maradványai találhatók, melyek a karsztos mélyedésekben megőrződtek. Helyenként paleokarsztos üregek (NÁDOR 1991, 1992, NÁDOR et al. 1993, KORPÁS 1998) is előfordulnak.

A triász képződmények lepusztult felszínére üledékhézaggal települnek az eocén transzgresszió üledékei. Jelentősebb üledékképződés a Budai Paleogén-medence üledékgyűjtőjében a **késő-eocén**ben, a DNy-i irányból érkező transzgresszió nyomán indult meg (WEIN 1977, BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986, NAGYMAROSY 1998a, BÁLDINÉ BEKE 2003). Az eocén transzgresszió késő-lutetiai–bartoni során érkező hulláma a Budai-hegységnek csak az északnyugati peremét érte el (BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986, BÁLDINÉ BEKE 2003), a hegység DK-i része, így a Rózsadomb térsége is ekkor még szárazulat lehetett (WEIN 1977). A triász karbonátos kőzetek agyagos bauxittal kitöltött karszttöbreit agyaggal, dolomitbreccsával és tarka agyaggal (és szenes rétegekkel) induló bázisképződmények fedték le. Ezek a Rózsadombról általában hiányoznak, csupán az Apáthy-szikla dolomitjának karsztos üregeiben találhatók vörösagyagos-bauxitos kitöltésnyomok (vö. NÁDOR 1991). A priabonaiban érkező harmadik transzgressziós hullám már a hegység teljes területét érintette (BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986, BÁLDINÉ BEKE 2003). A Rózsadombon a transzgressziós sorozat (5-10 méter vastagságú) felső-eocén *abráziós alapkonglomerátum*mal és *alapbreccsá*val indul, ami a Látó-hegy D-i oldalán a legjellemzőbb. A törmelék anyaga dolomit, tűzköves dolomit, tűzkő és andezit (WEIN 1977). Ezt követően már a teljes területen megindult a sekélytengeri (priabonai) *Szépvölgyi Mészkő Formáció* képződése. Az 50–80 m vastag, jól rétegzett képződmény egy alsó, 5–20 m vastag, jellemzően vörösalgás, és egy felső, 30–50 m vastag egységből áll. Az utóbbi uralkodóan nagyforaminiferás (Nummuliteszes-Discocyclinás), továbbá Chlamys, bryozoa, korall- és Echinoidea-törmelékek jellemzők. A mészkő faunája az üledékképződés előrehaladtával egyre növekvő vízmélységre utal (KÁZMÉR 1985a,b). A negyed-ötödrendű tengerszintingadozások során időnként szárazra kerülő mészkő felszíni-felszínközeli része karsztosodott, amit paleokarsztos üregkitöltések jeleznek (pl. Fenyőgyöngye-kőfejtő, vö. NÁDOR 1991, GYŐRI et al. 2011). A mészkövet főként a Pál-völgy mentén nyíló kőfejtők tárják fel, de részben előbukkan a Ferenc-hegy Ny-i részén is.

A tenger mélyülésével a mészkőképződést fokozatosan a kezdetben még meszes, Discocyclinás, Chlamysos *„bryozoás márga”* felhalmozódása váltotta fel. Ebből szintén folyamatosan fejlődött ki az 50-200 m vastagságú (NAGYMAROSY in GYALOG 1996), vékonypados *Budai Márga Formáció*, amelynek faunája már mélyebb vízi környezetet jelez (BÁLDI 1983). Jellemző a plankton

foraminiferák, valamint az áthalmozott kagylók, nagyforaminiferák, ostracodák, echinoideák és bryozoák jelenléte. A márga késő-eocén–kora-oligocén korú (NAGYMAROSY & BÁLDINÉ BEKE 1988). A Rózsadomb területének nagy részén a felszín közelében ez a képződmény fordul elő. A márgában helyenként az üledékes kőzettel egyidős, neutrális vulkanizmusra utaló tufazsinórok, tufabetelepülések is találhatók. BÍRÓ (2012), illetve BÍRÓ et al. (2013) Mátyás-hegyen végzett petrográfiai vizsgálatai alapján ezek olyan vulkanoklasztitok, vulkanogén homokkövek, amelyeknek piroklasztanyaga a Periadriai-vonal menti eocén-oligocén vulkáni ív egyik kitörési központjából származhatott. A lerakódás helyétől legalább néhány 10 km távolságban lejátszódott heves robbanásos kitörés során kiszóródott törmelékanyag a vízbe hullás után, de még a kőzetté válás előtt gravitációs tömegmozgásokkal kis mértékben áthalmozódhatott; – ez alapján a települést vulkanogén homokkőnek minősítik. A Budai Márga sekélybathiális környezetben lerakódó agyagos, márgás, mész(homok)kőbetelepüléses (NAGYMAROSY 1987) rétegeinek típusszelvénye a Pusztaszeri út 5. alatt található útbevágásban tanulmányozható. A rétegsorban mészanyagú turbiditek, illetve a bioklasztos allodapikus mészkő megjelenése (VARGA 1985) figyelhető meg. A Szép-völgy kőfejtői, illetve a Rózsadombon és környékén nyíló építkezések alkalmi alapozásai általában ezeket a mészkő és márga rétegeket tárják fel.

Az **oligocén** kezdetén a Budai-hegység ÉNy-i része kiemelkedett, és az erózió helyenként egészen a triász kőzetekig lepusztította az üledékeket („infraoligocén denudáció”: TELEGDI-ROTH 1927, JASKÓ 1979). Az alsó-oligocén végén képződött sekélytengeri-partvidéki, normál sós vízi (kovásan vagy meszesen cementált) *Hárshegyi Homokkő Formáció* (BÁLDI et al. 1976, BÁLDI 1983) a Rózsadombon nem fordul elő. A BÁLDI & NAGYMAROSY (1976) által fácieshatárként, FODOR et al. (1994) által vakfeltolódáshoz kapcsolódó kiemelkedésként értelmezett, ÉÉK-DDNy irányban végighúzódó *Budai-vonal*tól DK-re a Budai Márgára üledékfolytonossággal települ az anoxikus körülmények között, rosszul szellőzött medencében (lagúnákban) felhalmozódott sötétszürke *Tardi Agyag Formáció* (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976); a Rózsadomb K-i részén fordul elő, és csak mesterséges feltárásban látható. Az ebből folyamatosan kifejlődő (a Hárshegyi Homokkővel heteropikus, majd rátelepülő) szürke, zöldesszürke, alig rétegzett, (már normál oxigénellátottságú medencében képződött) mélytengeri *Kiscelli Agyag Formáció* a térség legmélyebb, leginkább nyíltvízi állapotát tükrözi (BÁLDI 1983, BÁLDI & NAGYMAROSY 1976). A Rózsadomb DK-i részén fordul elő, valamint ezt tárják fel a Mátyás-hegy–Hármashatár-hegy K-i peremén, illetve a Kiscelli-fennsíkon nyílt agyagbányák és gödrök is.

Az üledékgyűjtő fokozatos feltöltődésével a Kiscelli Agyagból folyamatosan kifejlődő, sekély szublitorális (parti-partközeli) környezetben keletkezett *Törökbálinti Homokkő Formáció* (egri; NAGYMAROSY 1998b), majd a litorális-szublitorális *Budafoki Formáció* (eggenburgi), továbbá későbbi miocén üledékek (pl. a hegység peremein és a pesti oldalon előforduló bádeni *Rákosi Mészkő Formáció* és szarmata *Tinnyei Mészkő Formáció*) a Rózsadomb területén nem jellemzők. Ezek a hegység **miocén** végén meginduló kiemelkedése során az erózió hatására később lepusztultak, vagy a magasabb, már kiemelt területeken eleve nem is képződtek. A pannóniaiban a hegység DK-i részén agyag, homok, kvarckavics rakódott le (WEIN 1977). Barlangjáratok által feltárt helyzetben (pl. Ferenc-hegyi-barlang: KEREKES 1944, KRAUS 1978) is megfigyelhetőek pannóniai korúnak feltételezett kavicsos üledékek. A pannóniai idején az akkori hegységperemi forráskilépési pontokon, tavi környezetben (pl. a Sváb-hegyen) édesvízi mészkő keletkezett (SCHEUER & SCHWEITZER 1980,

MÜLLER & MAGYAR 2008). A kiemelkedés következtében a magasabb helyzetű részeken megindult a korábban keletkezett üledékes kőzetek lepusztulása. Az erózió a miocén üledékek mellett eltérő mértékben az oligocén és eocén rétegeket is érintette.

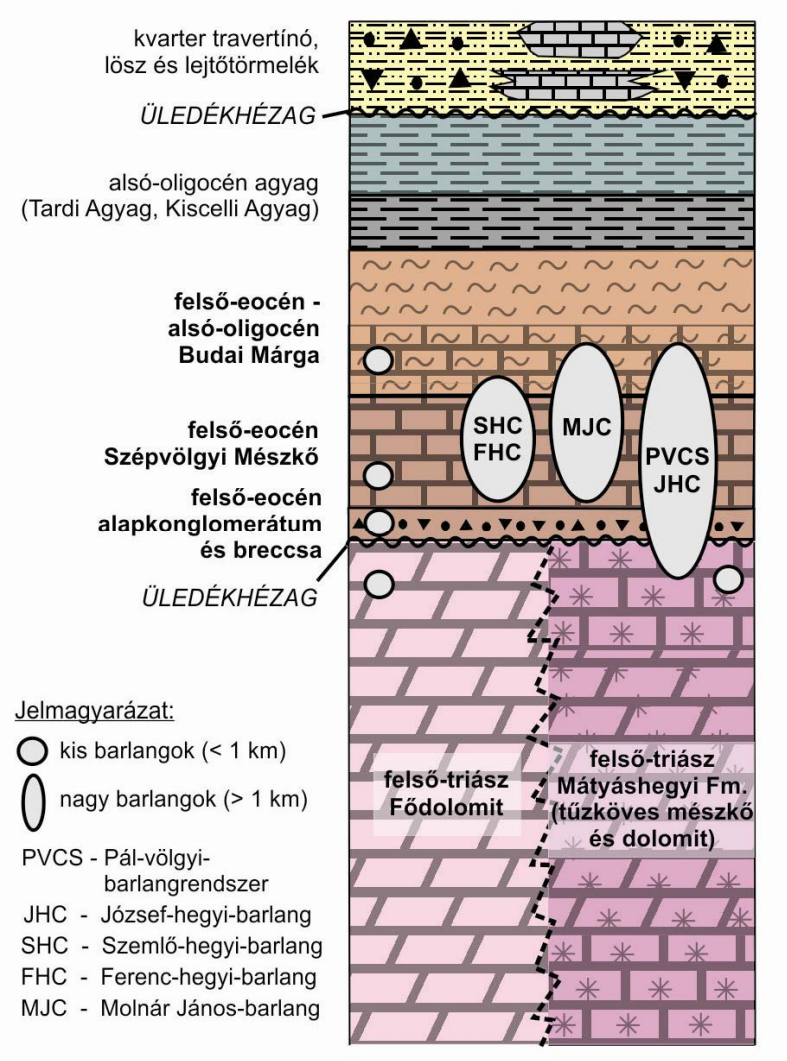
A **pleisztocén**ben folytatódott (és jelenleg is tart) a terület kiemelkedése, aminek következtében már az egész hegység szárazra került (WEIN 1977). A negyedidőszak változó éghajlati körülményei között zajló lepusztulás részben periglaciális, lejtős tömegmozgásokban nyilvánult meg. Ennek eredményeként a Rózsadombon és környékén nagy vastagságú (akár 5-10 m) löszös-agyagos mátrixú vagy szemcsevázú, kisebb nagyobb kőzetblokkokat is tartalmazó *lejtőtörmelék*, illetve helyben képződött vagy áthalmozott, helyenként paleotalajokkal tagolt *lösz* halmozódott fel (pl. SZABÓ 1858, 1877, BORBÁS 1934, VIRÁG & MINDSZENTY 2013). A lejtőkön és a völgyekben ez a változó vastagságú törmeléktakaró fedi a korábbi keletkezésű tengeri üledékes kőzeteket. Az epikarsztos törmelékfedő a felszínről lokálisan beszivárgó (csapadék vagy közmű szivárgásból származó, gyakran különböző mértékben szennyezett) víznek a barlangjáratokba való továbbításában fontos szerepet játszik, és eltérő mértékben, térben és időben is módosíthatja a barlangi csepegő vizek minőségét és mennyiségét (pl. VIRÁG 2008, VIRÁG & MÁDLNÉ SZŐNYI 2013). E negyedidőszaki üledékeket a Rózsadombon és környékén sok helyen kőfejtők és alkalmi építési gödrök tárják fel.

A terület további nevezetes pleisztocén holocén képződményei az *édesvízi mészkövek (travertínók)*. Ezek egy része többé-kevésbé összefüggő rétegként, más részük különböző tszf. magasságokban megmaradt eróziós foszlányként fordul elő. A Kiscelli-fennsík morfológiája például annak köszönhető, hogy az egykori Duna-terasz üledékeit a rajtuk települő travertínó megvédte az eróziótól. A travertínó-lerakódások a mai termálforrások őseinek tekinthető paleo-hévforrások üledékei. A terület kiemelkedése a mindenkori erózióbázis (Duna) közelében feltört forrásokból lerakódott, ma különböző szintekben elhelyezkedő travertínó előfordulások (SCHEUER & SCHWEITZER 1980, 1988 szerint édesvízimészkő-teraszok), és a hozzájuk kötődő barlangszintek és barlangi kiválások alapján is jól nyomon követhető (pl. TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, NÁDOR 1991, KELE et al. 2011, SZANYI et al. 2009, 2010, 2012, LEÉL-ŐSSY et al. 2011, stb); *részletesen l. később*. A holocénben a travertínók képződése a pleisztocénhez képest alárendelt.

A negyedidőszakban a fenti travertínók és különböző lejtő- és völgykitöltő üledékek mellett további eolikus és folyóvízi üledékek keletkeztek (WEIN 1977). A Duna hordalékát képező kavics és homok különböző terasz szinteken jelenik meg (pl. PÉCSI et al. 1985).

A **rózsadombi barlangok** járatai főként a *Szépvölgyi Mészkő*ben, alárendelten a *Budai Márga bryozoás* meszesebb alsó részében, valamint a *triász mészkő- és dolomit rétegekben* húzódnak (vö. LEÉL-ŐSSY 1995). A Kiscelli-fennsík *édesvízi mészkő*vében az üledékképződést követően néhány méteres üregek alakultak ki, azonban az utóbbiak már nem hipogén karsztbarlangok *(5. ábra)*.

A ***Budai-hegység szerkezetfejlődése*** több fázisban zajlott, melynek eredményeként több, különböző irányú vető, oldaleltolódás, rátolódás és redő alakult ki. A területet markáns kainozoos szerkezeti elemek határolják: északon a K-Ny-i irányú Nagykovácsi-Csillaghegyi eltolódás, délen pedig a NyDNy-KÉK irányú Budaörsi eltolódás (FODOR et al. 1994). A Rózsadomb és környéke K-i és ÉK-i, valamint DNy-i peremét az ÉNy-DK-i csapásirányú vetőkből összeálló komplex törésvonal alkotja (WEIN 1977).



5. ábra. A Rózsadomb földtani felépítése és jelentősebb barlangjáratainak helyzete (ALBERT et al. 2015 alapján)

FODOR et al. (1994) a Budai-hegységben négy meghatározó tektonikai fázist feltételez: (1) A kréta során ÉK-DNy-i kompresszió hatására enyhe redők, rátolódások jöttek létre; (2) a késő-paleogén – kora-miocénben NyÉNy-KDK-i kompresszió és rá merőleges tenzió uralkodott; (3) a középső-miocén – pliocén időszakban a K-Ny-i illetve DK-ÉNy-i extenzió hatására a korábbi vetők normál vetőkként reaktiválódhattak, és további normál vetős szerkezetek keletkeztek; (4) továbbá feltételezhető egy kvarter korú ÉK-DNy-i extenzió (és esetleg egy rá merőleges kompresszió) fellépése is.

Az ÉNy-DK-i kompresszió következménye a pliocéntől napjainkig tartó jelentős kiemelkedés. A kora miocéntől a késő miocénig a kompresszió iránya NyÉNy-KDK-ről fokozatosan É-D irányúvá változott, melyhez kapcsolódóan ÉK-DNy irányú normál vetők jöttek létre (MÁRTON & FODOR 2003).

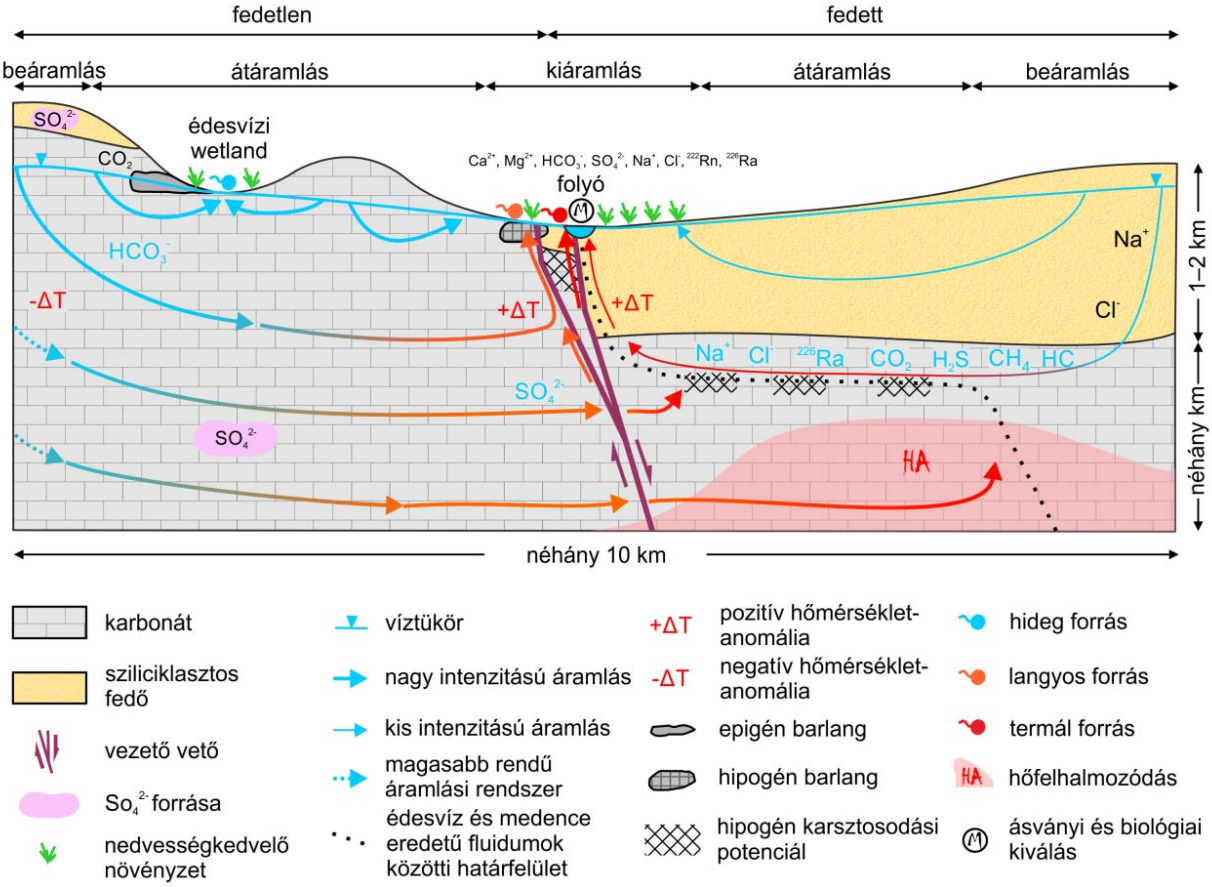
2.3. JELENLEGI HIDROGEOLÓGIAI VISZONYOK

SCHAFARZIK (1921) alkotta meg a „vízkörzés" alapmodelljét, amit az újabb információk tükrében több szerző is korszerűsített (VENDEL & KISHÁZI 1964, KOVÁCS & MÜLLER 1980, ALFÖLDI 1981, ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2010, 2012a,b). TÓTH (1963, 2009) munkáiban részletezi a különböző rendű áramlási rendszerek jellemzőit. Eszerint lokális rendszer esetében a be- és kiáramlási zóna közel van egymáshoz, az áramlásban részt vevő víz viszonylag rövid ideig tartózkodik a felszín alatt – ez az idő években, évtizedekben és talán évszázadokban mérhető –, nem jut el nagyobb mélységbe, emiatt általában nem is melegszik fel jelentősen. Ismét a felszínre lépve hideg vizű forrásként jelentkezik (vö. Városkút-forrás). Az intermedier rendszer hosszabb időt (évszázadokat, egy-két évezredet) töltve a föld alatt már nagyobb mélységbe jut le, jobban felmelegszik, és kilépéskor langyos vizű forrást alkot (pl. Molnár János-barlang: Boltív-forrás, Alagút-forrás). A regionális rendszer lokális és intermedier rendszereket fog közre, nagyobb utat tesz meg, nagyobb mélységbe jut le, akár több tízezer évig is a felszín alatt tartózkodhat (ALFÖLDI 1979), és a megcsapolási zónában meleg forrásokat (pl. Gülbaba-forrás) táplál. DEÁK (1978) C-14 víz koradatai alapján a Budai-termálkarszt jelenleg megcsapolódó termálvizei több mint 10 000 évesek, vagyis ezek szerint feltehetően a jégkorszak idején beszivárgott víz jut a mélyből a felszínre.

ERŐSS (2010), ERŐSS et al. (2008, 2010, 2011, 2012), MÁDL-SZŐNYI & ERŐSS (2011, 2013), MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2015, 2017), MÁDL-SZŐNYI et al. (2015, 2017, 2018), BODOR et al. (2014, 2015), DÉRI-TAKÁCS et al. (2015), HAVRIL et al. (2016), és ERHARDT et al. (2017) munkáikban a Budai-termálkarszton zajló oldódási és kiválási folyamatokat, vagyis a barlangképződést és a kiválások létrejöttét is hidrogeológiai összefüggésben, a különböző rendű, felszín alatti vízáramlási rendszerek megcsapolódási jelenségeiként vizsgálják és kezelik. Ezek alapján a nagyobb léptékű vízáramlások hipogén barlangképződésre gyakorolt hatásai a fent említett megcsapolódási terület sajátosságaira vezethetőek vissza, amely kiemelt (fedetlen) karbonátos hegység és vastag sziliciklasztos üledékes kőzetekkel fedett karbonátos, süllyedő medence találkozásánál helyezkedik el (vö. MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2015) általános koncepciós modellje). Ezáltal a gravitációsan vezérelt áramlási pályák vizei a beszivárgási terület távolsága és a topográfia függvényében eltérő mélységből érkeznek, és eltérő hidrogeológiai tulajdonságokkal (vízkémiai összetétel, oldott gáztartalom, hőmérséklet, stb.) rendelkeznek. E kiáramlási terület tehát különböző rendű áramlási pályák megcsapolódási területe.

A Gödöllői-dombságon beszivárgó víz (a lokális megcsapolódás mellett) a sziliciklasztos üledékes kőzeteken át szivárogva hozzá keveredik a Pesti-síkság alatti regionális áramlási pálya vizéhez, és a Duna mentén megcsapolódó forrásokhoz járul hozzá (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH 2015). A Gödöllői-dombság és Pesti-síkság alatt is történik keveredési korrózió, és ehhez kapcsolódóan a karbonátos kőzetekben üregképződés a Gödöllői-dombság felől beáramló, sziliciklasztos üledékes kőzeteken keresztül mélybe jutó, és a mélyből a karbonátos kőzetekben feláramló termálvizek áramlási pályáinak érintkezésekor. A Pesti-síkság alatti fúrások több száz méter mélyen is harántoltak tágas üregeket, melyeket MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2015) munkája alapján vélhetően a fent említett, Gödöllői-dombságon beszivárgó víz és a Pesti-síkság alatti regionális áramlás keveredésének oldó hatása alakított ki *(6. ábra)*. Az erózióbázison (Duna) a különböző rendű áramlási rendszerek egy adott területen csapolódnak meg. A karbonátos kőzetekben a Rózsadomb

térségében – más hipogén folyamatok mellett – a keveredési korrózió a fő üregképző tényező, és döntően felelős a barlangok keletkezéséért. A hipogén folyamatoknak köszönhetően az üregképződés itt nem (csak) a felszín közelében, hanem nagyobb mélységben is zajlik (pl. Molnár János-barlang vízszint alatt közel 100 m mélyen húzódó járata).

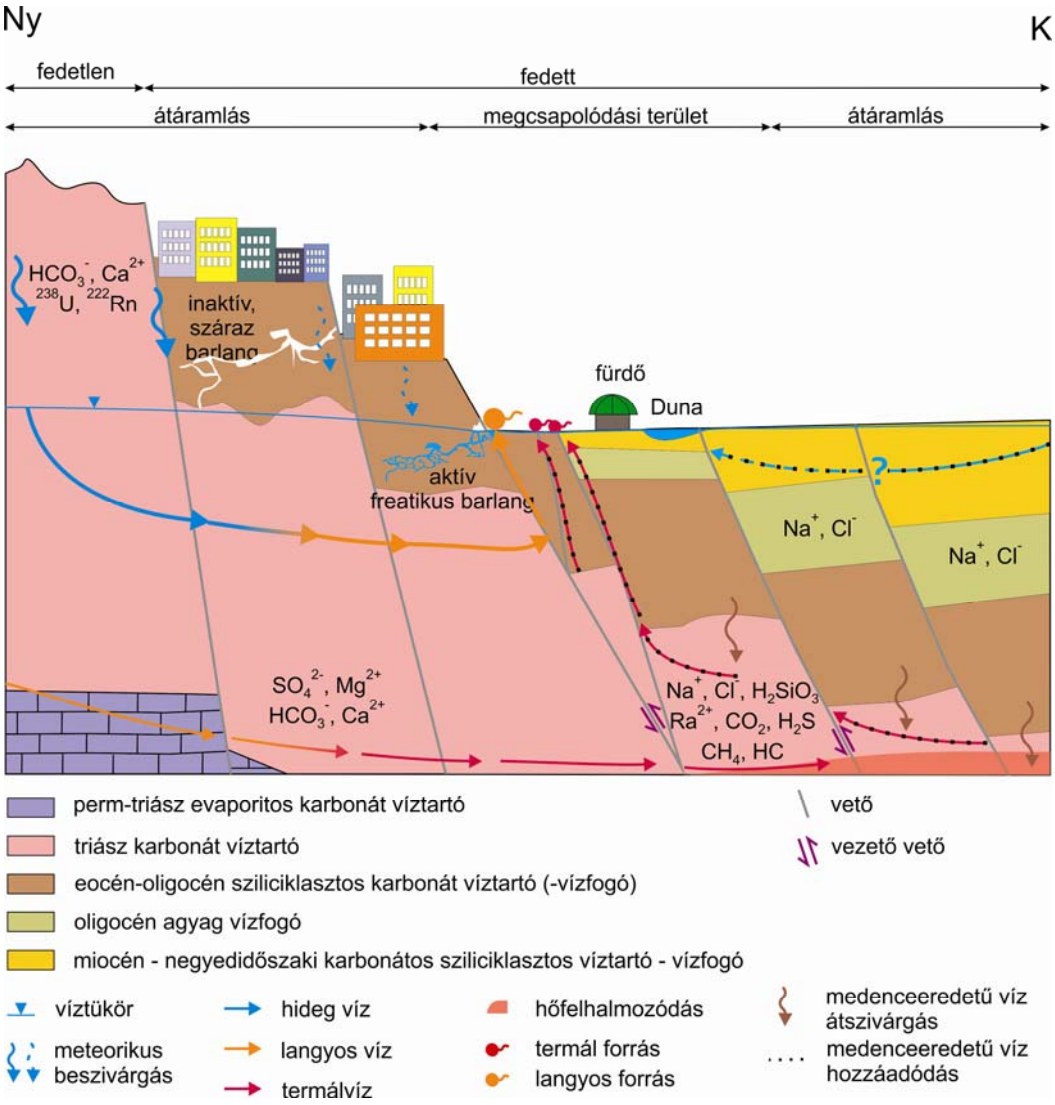


6. ábra. Kiemelt karbonátos hegység és üledékes medence hidrogeológiai áramlási rendszerének elvi modellje (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH 2015)

A budai oldal irányából érkező áramlási pályák lokális-intermedier rendszerének vizeiben a HCO_3^-, míg mélyebb helyzetű, regionális pályák vizeiben a SO_4^{2-} anion a domináns. A pesti oldalon a sziliciklasztos üledékes fedő jelenléte miatt a felszín alatti vizekben leginkább a Na^+ és Cl^- ion a jellemző. A regionális pályákon a Pesti-síkság irányából, a medence mélyebben elhelyezkedő, magasabb hőmérsékletű rétegei felől meleg víz érkezik (pozitív hőanomália), melynek hűlése megnövekedett oldó képességet eredményez *(részletesen l. később)*. SZABÓ et al. (2009) kénizotópos vizsgálatai valószínűsítik, hogy az eltemetett, miocén kori evaporitokkal érintkező víz is bekerül a regionális áramlási rendszerbe.

A pesti oldalon a süllyedő, sziliciklasztos fedőjű karbonátos üledékes medencében szerves anyag érése is lejátszódik, melynek következtében szénhidrogén, CH_4-, CO_2- és H_2S gáz jut a mélyben a felszín alatti vízbe. A regionális áramlási pálya mentén a vizek a Duna (helyi erózió bázis) menti törésvonalak felé vándorolnak, és többnyire a felszín közelében (sekélyebb mélységben) oxidatív környezetbe jutnak, ahol az oxidáció hatására még nagyobb mértékű CO_2-felszabadulás, így további

szénsavas és kénsavas oldás játszódik le. A reduktív-oxidatív zóna határán, a redox folyamatokhoz és így általában a kénsavas oldódáshoz is kötődve mikrobák is közreműködhetnek az oldódás és kiválás folyamatában, azonban pontosabb szerepük jelenleg még nem tisztázott. A biofilm kialakulásának körülményeit és a fenti folyamatokban játszott szerepét a Gellért-hegy alagútjában, egy kísérlet keretein belül, BODOR et al. (2017) kutatja.



7. ábra. A Rózsadomb és környéke hidrogeológiai modellje (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017)

A Budai-termálkarszt langyos és meleg vizeinek természetes megcsapolódása jelenleg a kiemelt karbonátos alaphegység (Budai-hegység), és az üledékes medence (Pesti-síkság) találkozásánál, regionális kiáramlási területen különböző rendű (gravitációsan vezérelt) áramlási pályák megcsapolódásánál történik. ERŐSS (2010), illetve ERŐSS et al. (2012a) hidrogeológiai megközelítésű munkájában a radionuklidok, mint természetes nyomjelzők alkalmazásával és modellezéssel bizonyította, hogy a Rózsadomb esetében valóban szerkezeti vonalakhoz kötötten zajlik a felszín alatti víz megcsapolódása. Az intermedier áramlási pálya mentén érkező, relatíve alacsony oldott anyag tartalmú, – a felszín alatti áramlás során langyossá váló – meteorikus hideg karsztvíz és a regionális ágon kiáramló – ehhez részben hozzákeveredő, a Gödöllői-dombság irányából, illetve a

Pesti-síkság alól érkező, további komponeneseket is tartalmazó – magas oldott anyag tartalmú, meleg termálvizek ezeken a helyeken keverednek *(7. ábra)*. A Gellért-hegy esetében azonban ERŐSS (2010), illetve ERŐSS et al. (2012a) nem mutatott ki keveredést, ami alapján itt kizárólag termálvizek megcsapolódását valószínűsíti, és a keveredési korrózió helyett más barlangképző folyamatokat (jellemzően mikrobák által segített kénsavas oldódást, vö. BORSODI et al. 2012) ismert fel. (Ezen a területen a dolomitban nem is alakultak ki jelentősebb barlangjáratok.) Jelenleg a Rózsadomb előterében a Dunához (mint regionális kiáramlási területhez) közelebb a regionális áramlási pályán érkező meleg vizek, a Rózsadombhoz közelebb pedig az intermedier áramlási pályán érkező langyos vizek megcsapolódása folyik. Mint azt már korábban például FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991), NÁDOR (1991) és LEÉL-ŐSSY (1997a) is megállapította, a Rózsadombon lokálisan beszivárgó hideg vizek mennyisége és a barlangképződésben játszott szerepe alárendelt.

2.4. KARSZTOSODÁSI FÁZISOK (BUDAI-TERMÁLKARSZT)

2.4.1. Miocénnél idősebb (felső-triász, felső-kréta és felső-eocén) paleokarsztos jelenségek

Ezen időszakokban nem történt a későbbi termálkarsztos barlangképződés szempontjából jelentős karsztosodás, azonban – mivel e jelenségek egyes barlangokon belül is észlelhetők (pl. KRAUS 1988), – a teljesség igénye miatt rövid említést ezekről is teszek róluk. E paleokarsztos jelenségeket részletesen NÁDOR (1991, 1992), NÁDOR et al. (1993), KORPÁS (1998), továbbá GYŐRI et al. (2011) vizsgálta.

A felső-triász Dachsteini Mészkő keletkezése idején a sekélytengeri üledékképződést időnként megszakító szárazulati periódusok nyomait a rövid időre szárazulatra került, a kőzetté váláson még át nem esett mésziszap algalemezeinek felcserepesedése, a szin-diagenetikus breccsák és a rétegzés menti vörös agyagok őrzik.

A késő-kréta és késő-eocén közt feltételezett szárazulati időszak során az erózió következtében felszínre kerülő triász mészkő és dolomit karsztosodott. A felszíni karsztos formákat (töbröket) és barlangokat szárazföldi üledékek (pl. bauxitos agyagok), illetve a késő-eocén transzgresszió tengeri üledékei töltik ki. Ilyen bizonytalan korú, de nagy valószínűséggel ehhez a késő kréta/eocén üledékhézaghoz köthető bauxitos vörösagyagok például az Apáthy-szikla üregeiben is megfigyelhetők.

A felső-eocén sekélytengeri Szépvölgyi Mészkő a képződése idején rövid időtartamú, negyed-, ötödrendű eusztatikus tengerszintváltozások következtében felszínre került és karsztosodott. E gyenge litifikáción átesett mészkőben a korai, ún. „karibi típusú” karsztosodásra jellemző jelenségek figyelhetők meg (vö. JAMES & CHOQUETTE 1988, NÁDOR 1991, 1992, NÁDOR et al. 1993). Az édesvízlencse kialakulása következtében, a rétegződéssel és a karsztvízszinttel párhuzamosan (a karsztvízszintnek megfelelően a vadózus és freatikus zóna határán, illetve a meteorikus freatikus és tengeri freatikus zóna határán), keveredési korrózió hatására elnyúlt üregek oldódtak ki, amelyek szinte azonnal kitöltődtek a kőzet oldási maradékával és a beszűrődő mésziszappal s így laminált üledékrétegeket hoztak létre. Az üregek falán közvetlenül cementfázis, vagyis kalcitkristályok nem

láthatók, ami GYŐRI et al. (2011) szerint a képződést követő gyors kitöltődésre enged következtetni. NÁDOR (1991, 1992), NÁDOR et al. (1993), illetve KORPÁS (1998) mellett ilyen felső-eocén üledékkel kitöltött paleokarsztos üregeket GYŐRI et al. (2011) is vizsgált diagenezistörténeti szempontból a Fenyőgyöngye és a Mátyás-hegy DK-i kőfejtőkben.

2.4.2. Miocén hidrotermás esemény

A fejezet első részében a miocén hidrotermás eseménnyel összefüggésben álló elméleteket tárgyalom, majd összefoglalom a legutóbbi, aktuálisnak tekinthető (POROS 2011, POROS et al. 2012 és GYŐRI et al. 2011) kutatási eredményeket. A történeti összefoglalást a cikkem (VIRÁG 2016) alapján ismertetem.

A kőfejtőkben megfigyelhető üregekről és a repedésekben található kalcit- és barittelérekről, illetve a repedések, üregek mentén likacsossá, laza szerkezetűvé váló kőzetről először HOFMANN (1871) munkájában lehet olvasni. A korai kutatások és leírások (pl. SCHRÉTER 1912, SCHAFARZIK 1921, SCHERF 1922) sokat foglalkoztak a felszínen, illetve a kőfejtőkben is jól tanulmányozható kőzetelváltozási jelenségekkel és a repedéseket kitöltő látványos ásványkiválásokkal.

KOVÁCS & MÜLLER (1980) elméleti megfontolások alapján a Budai-termálkarsztra kétfázisú barlangképződési modellt állított fel. Az I. fázisba a kalcit-barit telérek és kovás zónák kialakulását, valamint egyes barlangüregek magas CO_2 tartalom hatására történő oldódását és oldásformák (örvényüstök, gömbfülke-sorozatok) keletkezését helyezték. Úgy gondolták, hogy a karsztosodó kőzetet ekkor még mintegy 1000 méter vastagságban agyagos oligocén rétegek fedték, a vízáramlás „zárt cellás" (feszített tükrű) volt, és a meleg víz eredetét utóvulkáni hatással magyarázták. Területileg elkülönült hatótényezőket állapítanak meg: Budaörstől a Gellért-hegyig a Budaörs környékén feltételezett andezit anyagú szubvulkáni testet, a Szabadság-hegytől az Ezüst-hegyig pedig a Dunazug-hegység miocén korú andezit vulkánosságát tartják felelősnek. Ezeket a szerintük az első fázisban képződött, kisebb üregeket és repedéseket, hasadékokat kitöltő ásványokat (kalcit, barit, szulfidok) és kovás elváltozásokat a későbbi barlangképződési fázisok sok helyen feltárják.

A repedéskitöltő hidrotermás ásványok és a kovás telérek keletkezését a témával foglalkozó korábbi irodalmak (pl. SCHRÉTER 1912, SCHAFARZIK 1921, SCHERF 1922) is szinte kivétel nélkül a Visegrádi-hegység vagy a Velencei-hegység vulkáni tevékenységéhez kapcsolódó utóvulkáni hatás eredményének tekintették, és a részben őket hivatkozó későbbi munkák (pl. KRAUS 1982, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, 2005a,b, 2011, NÁDOR 1991, SÁSDI 1993, LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a, 2005, 2014, NAGY 2008, stb) is magyarázatként elfogadták. Ez részben GATTER (1984) fluidzárvány vizsgálatainak is köszönhető, aki a Pál-völgyi-barlangból származó kalcitokon történt mérései alapján a kiválás kezdetén a víz hőmérsékletét 130-165°C-osnak, a Ferenc-hegyi-barlangból származó baritok alapján pedig 210-240 °C-osnak becsülte (in SÁSDI 1993). E mérések helyességét módszertani okokból a későbbi szerzők (pl. POROS 2011, POROS et al. 2012, GYŐRI et al. 2011) megkérdőjelezték. Ugyancsak cáfolták a magas hőmérsékletű, hidrotermás fluidumok létét DUBLYANSKY (1991, 1995) elemzései, melyek lényegesen kisebb hőmérsékleteket adtak: kalcit 41-72 °C, barit <50 °C. Az utóbbit BENKOVICS et al. (1999) eredményei is alátámasztották: a Ferenc-hegyi-barlang baritjai 50-60 °C-nál nem magasabb hőmérsékleten, meteorikus oldatokból válhattak ki.

NAGY (2008) eredményei kissé ellentmondóak: ő a Ferenc-hegyi-barlangból származó kalcitokra „periodikusan" változó 60-130 °C, illetve 46-130 °C és 170-190 °C értékeket kapott, a barit zárványaiban 60-130 °C-os homogenizációs hőmérsékleteket mért. A Pál-völgyi-barlang kalcitkristályain elsőként FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) végzett stabilizotóp-vizsgálatokat: ennek alapján ők zárt rendszerben zajló, lassú vízáramlást feltételeztek. A repedéseket kitöltő ásványtársulásokat (kalcit, barit, pirit, fluorit, kvarc, „limonit", cinnabarit, metacinnabarit, aragonit, stb.) az elmúlt száz évben a témával foglakozó kutatók különböző paragenetikai sorrendekbe állították, és többféle képződési fázisba sorolták (pl. SCHRÉTER 1912, SCHAFARZIK 1921, SCHERF 1922, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, NÁDOR 1991, SÁSDI 1993, LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a, NAGY 2008).

A **miocén hidrotermás telérek** és genetikájuk körül kialakult ellentmondásokat POROS (2011), POROS et al. (2012) és GYŐRI et al. (2011) vizsgálatai tisztázták. Fluidzárvány, stabilizotóp geokémiai, nyomelem, szerves geokémiai, petrográfiai és egyéb műszeres anyagvizsgálatokkal (pl. SEM, XRD), valamint pontos terepi felméréssel pontosították és részben felülírták a terület fejlődésére vonatkozó korábbi elképzeléseket. A kőfejtőkben feltárt repedéskitöltő ásványtelérek vizsgálatával főként különböző generációkba sorolható kalcitos-baritos-szulfidos (később goethitté oxidálódott, „limonitosodott") teléreket különítettek el, és helyenként fluoritot is találtak. A kiválási sor kezdetén keletkezett szulfidot általában piritként, ritkábban markazitként azonosították, a változatos kristálymorfológiával jellemezhető, termálvízből keletkezett kalcit előfordulását a Budai-hegységben általánosnak tekintették. A barit megfigyeléseik alapján két jól elkülöníthető fázisban is megjelenik: a mm-es apró, víztiszta kristályok előfordulása inkább a déli területekre jellemző (Budaörs és környéke), és a cm-es méretű táblás, sárga barit kristályoktól jól elkülöníthető. Az ásványtelérekben néhány lelőhelyen fluoritot (a Kis-Sváb-hegyen és a Gellért-hegy K-i peremén) találtak. Cinnabaritot a Róka-hegyen azonosítottak, NAGY & PELIKÁN (1976) munkájában közölt cinnabarit és metacinnabarit előfordulás nyomán. FÜREDI (1993) a cinnabarit barlangi megjelenését a Pál-völgyi-barlangban több barittelérrel kapcsolatban is felveti. NÁDOR (1991), SÁSDI (1993), és NAGY (2008) a Ferenc-hegyi-barlangból ugyancsak barittal társuló cinnabaritot említenek. Fluorit a Vérhalom-1 fúrás anyagából és a Pusztaszeri-barlangból is előkerült.

POROS (2011), POROS et al. (2012) és GYŐRI et al. (2011) munkájában a telérekből származó kalcitminták fluidzárvány vizsgálat-eredményei és oxigénizotóp értékei, valamint azok ingadozása egyértelműen igazolják, hogy a magas hőmérsékletű, hidrotermás oldatok hőmérséklete az ásványkiválás során változott. A kalcit mellett található szulfidok (pirit vagy markazit) és szulfátok (barit) jelenléte azt mutatja, hogy a jelentős kéntartalommal rendelkező hidrotermás fluidumok összetétele és oxidációs állapota, illetve pH-ja is időben változott: a markazitot követő pirit véleményük szerint az oldatok lúgosabbá válását mutatja, ami a karbonátos kőzetekkel való kölcsönhatás eredménye lehet. Mivel a szulfidok általában a kalcit előtt, a barit pedig ezt követően vált ki, a fluidumok oxidatívabbá válása is igazolható. Ez utóbbi folyamatot szerintük a szulfidok goethitté, hematittá oxidálódása is jelzi. A kén eredetét két forrásból feltételezik: (1) az oligocén képződmények finom eloszlású pirittartalmának (FeS_2) bomlása, és/vagy (2) a csatlakozó üledékes medence (Pesti-síkság) területe irányából feláramló szénhidrogén-tartalmú oldatokkal való keveredés (H_2S).

A fenti szerzők az általuk vizsgált területeken mindenütt azonosítottak egy 5 mm – 1,5 m között változó vastagságú, ÉÉNy–DDK-i fő csapásiránnyal jellemezhető kalcittelér-generációt, amely átvágja mind a felső-eocén – alsó-oligocén mészkövet és márgát, mind pedig a felső-triász Dachsteini Mészkövet is. Az ásványtelérek a területen tenziós repedéseket töltenek ki és átszelik a paleokarsztos üregeket is, vagyis azoknál fiatalabbnak bizonyulnak (GYŐRI et al. 2011). A kalcittelérek jellege, csapásiránya és a kapcsolódó ásványegyüttesek a hegység egész területén nagymértékű hasonlóságot mutatnak, ami alapján azt gondolják, hogy a teléreket azonos, az egész Budai-hegység területén regionálisnak tekinthető hidrotermás fluidumáramlási esemény hozhatta létre.

Munkájukban az egységesen ÉÉNy–DDK-i csapásirányú ásványteléreket azonos feszültségmezőbe tartozónak értelmezik, és MÁRTON & FODOR (2003) paleofeszültségtér-rekonstrukciója alapján korukat 17–15 millió évvel ezelőttinek (kora-miocén vége – középső-miocén eleje, kárpáti – középső-bádeni) feltételezik. E tenziós törések mellett megfigyeltek egy KDK−NyÉNy-i irányú nyírásos törésgenerációt is (az ehhez tartozó törések a húzásos eredetű repedések felnyílásakor jobbos kinematikával reaktiválódhattak); ezek korát irányuk alapján 14−11 millió év közöttinek (késő-bádeni − szarmata), vagy még ennél is fiatalabbnak (késő-miocén) feltételezik. Az ürömi Lapos-bányában mért törések bimodális csapásértékeket mutatnak: ÉÉNy-DDK és É-D: itt az utóbbiak a fiatalabbak. Ez a feszültségtengely 30°-os csapásváltozást jelent, és idézett szerzők szerint a MÁRTON & FODOR (2003) által paleomágneses vizsgálatokkal is kimutatott bádeni forgással függhet össze. A Szemlő-hegyi-barlang teléreinek csapásiránya NyÉNy-KDK és KÉK-NyDNy, ami BENKOVICS et al. (1999) szerint eltolódásos feszültségtér eredménye. A törések tehát a miocén idején jöttek létre, és ezt követően a hidrotermás fluidumoknak köszönhetően, azok eltérő kemizmusa és redox állapota szerint különböző ásványokkal töltődtek ki.

A terület fejlődéstörténeti rekonstrukciója szempontjából fontosak a fluidzárvány vizsgálatok tanulságai. POROS (2011), illetve POROS et al. (2012) egyes minták zárványaiban a vizen kívül jelentős mennyiségű CO_2-ot és kevés CH_4-t, valamint egyéb szénhidrogéneket is kimutatott, mely alapján a minimum keletkezési hőmérséklet helyett csapdázódási hőmérsékletet mért, és a csapdázódás idején fennálló nyomást és betemetődési mélységet tudta számolni. Ez alapján a kalcit kiválása idején 80 °C képződési hőmérsékletet, 85 bar nyomást és 800 m vastag üledéktakaróval fedett („lefojtott": vö. Kovács-Müller féle I. fázis) környezetet állapított meg. A fluidzárványok alacsony sótartalma alapján feltételezi, hogy a medence eredetű oldatok nagy mennyiségű regionális meteorikus fluidummal keveredtek. A szerves anyag gázkromatográfiás vizsgálata alapján a szénhidrogének forrásának a Tardi Agyagot tartja.

POROS (2011), illetve POROS et al. (2012) vizsgálatai alapján a Pesti-síkság, mint üledékes medence irányából migráltak a szénhidrogént, metánt, CO_2-ot és H_2S-t (és különböző nyomelemeket, pl. báriumot) is tartalmazó, medence eredetű fluidumok, melyek a Budai-hegység törései mentén haladtak felfelé. Ezek a gázok véleménye szerint nemcsak a miocénben, hanem később (a pannon-pleisztocén idején is) hozzájárulhattak a felszín alatti vizek agresszivitásához és az üregképződéshez.

A Budai-termálkarszt esetében a kőzetek repedéseit kitöltő hidrotermás fluidumok környezetüknél anomálisan magasabb hőmérsékletéért (60-80 °C) a miocén idején felnyíló Pannon-medence jelentősen kivékonyodott kérgéhez köthető megemelkedett hőfluxus a felelős, nem pedig a korábban feltételezett utóvulkáni hatás (POROS 2011, POROS et al. 2012).

Láthatjuk tehát, hogy a tektonika által kialakított repedéseknek, töréseknek a hidrotermás esemény során lezajlott, kezdetben a Pannon-medence tágulásából és az aljzat süllyedéséből eredő kompakció, majd (az inverziót követően) a kiemelkedés és tektonika által vezérelt kompresszió miatti medence eredetű fluidumáramlás szempontjából kiemelkedő jelentősége volt. Az eocén kőzetek sztilolitos réteglapjai mentén megfigyelhető fekete szerves anyag (bitumen) bevonat pedig a réteglapok mentén is zajló szénhidrogén-tartalmú fluidum-migrációt jelzi (POROS et al. 2012).

A POROS et al. (2009) által MVT (Mississippi Valley típusú) indikációként feltételezett miocén repedéskitöltő kiválásokat a későbbi pliocén-pleisztocén barlangképződési folyamatok feltárták, mivel később főként ugyanezen repedések mentén zajlott a barlangok kioldódása is (POROS 2011, POROS et al. 2012; *l. később*).

2.4.3. Pliocén-pleisztocén termálkarsztos fázis, hipogén karsztos folyamatok

A miocén hidrotermás ásványtelérekhez hasonlóan a jelenleg már kiemelt helyzetben lévő, a (pliocén)- pleisztocén idején a freatikus zónában létrejött, ma már inaktív rózsadombi termálkarsztos barlangok keletkezése a korábbi tektonikus mozgások következtében kialakult törések, repedések mentén zajlott. A jelenleg vízszint alatti, freatikus zónában aktívan oldódó hipogén barlangok (pl. Molnár János-barlang) még most is a termálkarsztos fázisban vannak.

A rózsadombi barlangok kialakulásáról az elmúlt több mint száz év alatt sokféle elképzelés látott napvilágot, melyek a barlangfeltárások gyarapodásával és a barlangok megismerésével, valamit a tudomány fejlődésével együtt változtak. Ezeket részletesen a szakdolgozatomban (VIRÁG 2014) és a cikkemben (VIRÁG 2016) tárgyalom. E fejezetben főként a Budai-termálkarszt és azon belül elsősorban a rózsadombi barlangok fejlődésére vonatkozó elképzeléseket, azok történeti időbeli fejlődését tekintem át, és a lehetséges képződési folyamatokat részben nemzetközi szakirodalomra támaszkodva mutatom be.

A **budai barlangok tudományos megismerésének története** a XX. század elejéig nyúlik vissza. A felszínre nyíló kevés természetes üreget leszámítva, a XIX. században a mélyben húzódó nagy barlangok még ismeretlenek voltak. A forrásbarlangokkal azonban már ebben az időben is foglalkoztak. MOLNÁR János (1869) részletesen elemezte a rózsadombi meleg forrásokat, és leírásában (a Császár- és Király-fürdő vizének „kénszaga” és kéntartalmú kiválásai mellett) említést tett a József-hegy lábánál fakadó langyos vizű források természetes üregeiről is. Már a XIX. század közepén megfigyelte, hogy a Duna-parti források felszíne néha szinte buzog a távozó szén-dioxidtól és kén-hidrogéntől.

A kiemelt helyzetű rózsadombi barlangok képződését kezdetben még a „klasszikus” „hideg vizes” (epigén) karsztfejlődés folyamataival magyarázták (pl. CHOLNOKY 1925, SCHAFARZIK & VENDL 1929). CHOLNOKY (1925, 1944), CRAMER (1929), KADIĆ (1936), és BORBÁS (1934) a felszínről repedéseken keresztül beszivárgó-befolyó csapadékvizek korróziós-eróziós, hasadékot tágító hatását tartotta a fő barlangképző tényezőnek, és a hévforrások működésével csak néhány jelenséget magyaráztak (például márga elváltozása, meleg vizes barlangi kiválások, gipsz, travertínó, „gejzirit”). A Pál-völgyi-barlang járatainak kialakulását is a „mészkő hasadékain beszivárgó víz” oldó hatásának tulajdonították. A felszínről leszivárgó csapadékvizek és a mélyből feltörő hévizek

hatásáról azt feltételezték, hogy időben egymás után akár többször is megismétlődve követték egymást.

PÁVAI-VAJNA Ferenc (1930) közleményében olvashatjuk először (olaszországi megfigyeléseinek analógiájára) azt a megállapítást, hogy bizonyos üregek (például a Gellért-hegy üregei vagy a Pál-völgyi-barlang) és a bennük található gömb alakú oldásformák képződése a felszínről beszivárgó víz helyett inkább a hasadékok mentén „mélyből feltörő forró oldatok és ezekkel együtt felszálló gőzök és gázok" oldó hatásával magyarázható. Ez a felismerés, noha csak hosszú idő múltán ment át a köztudatba, még ma is megállja a helyét (ERŐSS & MÁDLNÉ SZŐNYI 2011).

A kezdeti keskeny hasadékokat egykor kioldó, a mélyből feltörő, szénsavas meleg vizeket KESSLER Hubert (1936) a Szemlő-hegyi- és a Ferenc-hegyi-barlang felfedezését követően, azok jellegzetes morfológiája, oldásformái és ásványkiválásai alapján már egyértelműen a Duna partján fakadó, repedések mentén feltörő, magas CO_2-tartalmú meleg vizekkel hozta összefüggésbe, és a barlangokat is tisztán „hévizes" eredetűnek tekintette (KESSLER 1931, 1934). Az Örvény-folyosót gömbszerű oldásformái alapján a korábban feltételezett víznyelő működéssel ellentétben az örvénylő meleg víz forrásfeltörési pontjának tartotta.

Később a budai barlangok kapcsán KEREKES (1944) is hévforrásos barlangképződést említ, JAKUCS Lászlónak pedig a II. világháború után jelent meg összefoglaló munkája ebben a témában (JAKUCS 1948).

Az elsődlegesen hideg vizes (epigén) eredetet támogató barlanggenetikai elképzelések néhány esetben még évtizedek múlva is febukkantak. PANOŠ (1960) a barlang kioldódását a beszivárgó hideg vizekhez kötötte, és a „gejzírkúpokon" (Szemlő-hegyi-barlang „karácsonyfái') keresztül feltörő hévizek szerepét csak a barlangi kiválások képződésében tartotta lehetségesnek. Később KORPÁS (in KLEB et al. 1993), illetve KORPÁS (2000) is a barlangok alapvetően hideg vizes oldódását hangsúlyozta. CHOLNOKY Jenő (1944) felismerte ugyan a hévforrások elsődleges szerepét, de a nagyméretű barlangjáratot a későbbi víznyelőbarlangtól származtatta.

A XX. század második felében megjelent összefoglaló barlangos munkák (LEÉL-ŐSSY S. 1957, BERHIDAI 1964, ERNST 1965, BALÁZS 1966, KOVÁCS & MÜLLER 1980, SZUNYOGH 1982, 1984, 1987, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, NÁDOR 1991, LEÉL-ŐSSY SZ. 1995) többségükben azonban már a hévizes / hidrotermás / termálkarsztos / hipogén eredetet fogadják el. Ebben nagy szerepet játszottak a keveredési korrózió elméletének barlangtani alkalmazását tárgyaló külföldi munkák (BÖGLI 1963, 1965, 1971, RUNNELS 1969, PLUMMER 1975, BAKALOWICZ et al. 1987, FORD & WILLIAMS 1989, DUBLYANSKY 1991, 1995, 2000; stb) is.

A meleg vizek barlangképző hatását LEÉL-ŐSSY Sándor (1957) is hangsúlyozta: szerinte a tektonikus hasadékokon feltörő hévizeknek a hideg vizeknél jóval intenzívebb oldó hatása hozhatta létre ezeket a jellemzően alulról felfelé fejlődő barlangokat. A terület barlangjait „klasszikus" karsztos, hideg vizes és „termálvizes" barlangokra osztotta. A hévizes barlangok fejlődésére, pusztulására, morfológiájára és ásványkiválásaira vonatkozó megállapításainak többsége ma is helytálló.

A kialakuló folyosók jellemzően a korábbi töréseket követik: ezt a jelenséget, a „tektonikus preformációt" már számos szerző felismerte az elmúlt évtizedek során (JAKUCS 1948, 1950, 1971, 1994, LEÉL-ŐSSY S. 1957, BERHIDAI 1964, MÜLLER 1974, KRAUS 1978, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, NÁDOR 1991, FODOR et al. 1991, LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997a).

A XX. század első felében keletkezett munkákban azonban még nem volt tisztázott a hévforrások magas hőmérsékletének oka, illetve a szén-dioxid eredete. SCHRÉTER (1912) szerint a meglepően magas (néha 70 ^{o}C feletti) hévforrás hőmérséklet a Visegrádi-hegység bádeni korú andezit vulkánosságának köszönhető. A ma elfogadott álláspont szerint ennek inkább a Pannon-medence alatti földkéreg kivékonyodásnak köszönhető magas hőfluxus az oka (POROS 2011, POROS et al. 2012), amint az korábban ALFÖLDI (1978, 1979) is felvetette *(l. előbb)*.

A budai barlangokban észlelt folyamatok megértésében fontos mérföldkőnek számított a **keveredési korrózió** jelentőségének felismerése. A jelenséget BUNYEJEV (1932 in BÖGLI 1978), majd LAPTYEV (1939) ismerte fel és alkalmazta először épített környezetben. A karsztbarlangok oldódásának magyarázatára Alfred BÖGLI terjesztette ki (BÖGLI 1964, 1965, 1971, 1978). A keveredési korróziós üregoldódás vizsgálatával és magyarázatával ezt követően számos kutató foglalkozott (pl. RUNNELS 1969, PLUMMER 1975, PLUMMER & WIGLEY 1976, PLUMMER et al. 1978, BAKALOWICZ et al. 1987, DUBLYANSKY 1995, KLIMCHOUK et al. 2000, FORD & WILLIAMS 1989, 2007, PALMER 2007, stb). Hazai körökben kvantitatív, kémiai vizsgálataira alapozva, ERNST Lajos (1965), majd geomorfológiai megközelítésben BALÁZS Dénes (1965, 1966) alkalmazták először. A későbbiekben az elmélet a hévizes barlangokkal foglalkozó kutatók körében általánosan elfogadottá vált, és minden munka főként ezzel magyarázta a budai barlangok képződését (MÜLLER 1971, 1974, KOVÁCS & MÜLLER 1980, KRAUS 1982, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, TAKÁCS-BOLNER 1989, 2005a, 2011, NÁDOR 1991, VERESS et al. 1992, LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a,b, 2005, 2014, 2017, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003, stb). A folyamat lényege, hogy az eltérő oldott anyag- és gáz (CO_2) tartalmú és hőmérsékletű (telített) oldatok keveredésekor a létrejövő (telítetlenné váló) oldat az agresszív CO_2-tartalma miatt akkor is oldóképes lehet a karbonátos kőzetre nézve, ha a kiinduló oldatok a $CaCO_3$-ra már külön-külön telítettek voltak. Ez az oldóképesség addig áll fenn, amíg a keverék is el nem éri az egyensúlyi állapotot (a telítési görbét). Az eltérő koncentrációban a CO_2 parciális nyomásának van a legfontosabb szerepe. A folyamatosan bekövetkező vízelegyedés folyamatos oldódást eredményez, és egyre tágasabb barlangjáratok kialakulásához vezet. A keveredési korrózió ott a leghatékonyabb, ahol nagy mélységből érkező vizek találkoznak sekély eredetű, meteorikus vizekkel, hiszen ezek CO_2-tartalma jelentősen eltér, főleg akkor, ha a mélységi vízben a CO_2 különböző mélységi folyamatok miatt jelentősen dúsult. A keveredő vizek hőmérséklete is gyakran különbözhet, azonban a hőmérséklet különbség önmagában nem elegendő a jelentősebb mértékű keveredési korrózióhoz. A hipogén karsztok esetében a keveredési korrózió rendkívül fontos ott, ahol jelentős mértékben eltérő geokémiai paraméterekkel rendelkező vizek találkoznak, ami bekövetkezhet rétegtani határokon vagy vetők mentén, illetve különböző rendű áramlási rendszerek határán. A keveredés folyamata azonban nem csak az eltérő CO_2-tartalom miatt okozhat karbonátokra nézve alultelítettséget (JAKUCS 1948, PALMER 1995). Az eltérő sótartalmú (THRAILKILL 1968, JAMES & CHOQUETTE 1988, CRAIG 1988) és az eltérő H_2S-tartalmú vizek keveredése (PALMER 2007) ugyancsak jelentős lokális porozitásnövekedéshez, oldódáshoz vezethet (vö. MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013a).

KOVÁCS & MÜLLER (1980) a Budai-termálkarsztra felállított **kétfázisú barlangképződési modell**jén belül a fő barlangképződés a II. fázisban, az agyagtakaró pliocén-pleisztocénben megindult lepusztulását követően történhetett. Ezt nevezték „nyílt cellás" fázisnak. A Kovács−Müller-féle elmélet szerint a nyílt karsztos háttérterületeken beszivárgott csapadékvíz a repedéseken keresztül a mélybe jut, ahol a „kivékonyodott kérgű, süllyedő medencében

felmelegszik", és a márgás kőzetek „metamorfózisából" származó CO_2-ban dúsul. A törések mentén feláramló meleg víz a forráskilépési pontok közelében keveredik a kisebb mélységből származó langyos vizekkel, valamint a felszínről beszivárgó hideg vízzel, és a folyamat során vízszintes nagy barlangjáratokat és függőleges gömbfülke sorokat, „örvényfolyosókat" alakít ki. A forráson kilépő vízből a CO_2 eltávozik, oldott anyaga pedig édesvízi mészkő formájában kiválik. Véleményük szerint a barlangokban általában mindkét fázis nyomai megtalálhatók.

E kétfázisú barlangképződési modell, a keveredési korrózió és a budai barlangok hévizes eredete ezt követően minden jelentősebb összefoglaló munkában megjelenik (pl. KRAUS 1982, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, 2005a, 2011, NÁDOR 1991, SÁSDI 1993, LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a,b, 2005, 2014, 2017, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003, stb), noha tényszerű bizonyítékkal hosszú ideig senki nem támasztotta alá.

A Budai-termálkarszton a mélyből a törések mentén feláramló eltérő hőmérsékletű és oldott anyag tartalmú meleg és a felszíni eredetű, szintén törések mentén érkező hideg karsztvizek keveredése a szerkezetileg igénybevett zónákhoz kötött forrásrégiókban történik, így ennek köszönhető a tektonikusan preformált hévizes barlangok kialakulása (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989). Az üregképződés eszerint a karsztvízszint közelében és a forráskilépési pontok közelében lehetett a legintenzívebb.

A mélyből feláramló, keveredési korrózióban fontos szerepet betöltő meleg víz oldott CO_2-tartalmának becslésére MÜLLER Pál (1971) számításokat végzett. Megállapította, hogy a mélységi vizek CO_2-tartalma önmagában is elegendő lehet az üregképződéshez. Ezt a Pannon-medence süllyedő aljzatában nagy mélységbe került, karbonátos és agyagos kőzetek (márgák) „metamorfózisából" származtatta, anyagvizsgálatokkal azonban nem tudta igazolni. Később MÜLLER (1974) a keveredési korróziós barlangképződéssel kapcsolatban a vizek különböző oldott anyag tartalma mellett azok eltérő hőmérsékletére is felhívta a figyelmet. Az oldatok keveredése az ő véleménye szerint (is) a Budai-termálkarszton még a forráskilépési pontok előtt lejátszódik, így jönnek létre a forrásbarlangok. A hévizes barlangok jellemző formaelemének tartott gömbfülkék képződésére vonatkozó elméletét a Molnár János-barlangban tett megfigyeléseire alapozta *(részletesen l. később)*.

A hipogén karsztos rendszerekben a **CO_2** általában **mélységi eredetű**, és keletkezhet a szerves anyag érése, a karbonátos kőzetek metamorfózisa, vagy a földköpeny kigázosodása során (PALMER 1995, PENTECOST 2005, BISSING et al. 2006, stb). Fontos azonban megemlíteni, hogy a karsztosodás során a karsztosodó kőzet és a karsztvíz közötti kölcsönhatás eredményeként az oldódó kőzet karbonát-tartalma is hozzájárulhat a karsztvíz oldott karbonát-tartalmához *(az egyenletet l. alább)*. A CO_2-ban gazdag víz oldó hatását a következő egyenlet írja le:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

A keveredési korrózió mellett jelentős szerepe lehet a barlangok kioldásában annak a közismert fiziko-kémiai ténynek, hogy a hideg víz több CO_2-t tud oldatban tartani, mint a meleg víz (vö. kalcit retrográd oldódása). Tehát a felszín felé áramló meleg vizes oldatok az egyre hűvösebb környezetükkel érintkezve folyamatosan **hűlnek**, és ezáltal jelentős **oldásra képesek** (FORD 1988, NÁDOR 1991, ERŐSS 2010, PALMER 2007, LEÉL-ŐSSY 2014). Ez akkor érvényesül, ha a rendszerben

van még fel nem oldott CO_2, amit a feláramló, és fokozatosan hűlő víz a növekvő oldhatóság közben fel tud venni. Zárt rendszerben a $CaCO_3$ oldhatósága csökkenő hőmérséklet mellett növekszik, és ez a hatás erősebben érvényesül, ha a rendszerben lévő CO_2 parciális nyomása növekszik. A felfelé áramló, korábban $CaCO_3$-ra nézve telített termálvizek hűlésük során karbonátoldódást eredményeznek (BAKALOWICZ et al. 1987, DUBLYANSKY 2000a, ANDRE & RAJARAM 2005). Azonban mindez zárt rendszerben hatékony, mivel nyílt rendszerben a nyomás csökkenésével a CO_2 eltávozik, és a karbonátoldódást kicsapódás váltja fel. Amíg a nyomás csökkenésével felszabaduló CO_2 még nem távozik el a rendszerből, a karbonátos kőzetek a vizes közegben oldódnak, és ekkor jöhetnek létre a termálkarsztos barlangokra jellemző oldásformák. A freatikus zónában, a karsztvízszint közelében keletkezhetnek a gázbuborékoknak köszönhetően például a gömbüstök (KISS & TAKÁCSNÉ BOLNER 1987, TAKÁCS-BOLNER 1989), és feltehetően a vadózus zónában a megnövekedett CO_2-tartalom következtében a legtöbbször hasadékokat lezáró, kondenzvíz korrózióval kioldódott gömbfülkék (MÜLLER 1974, SZUNYOGH 1982, 1984; *részletesen l. később*). A terület kiemelkedése, és ehhez kapcsolódóan a karsztvíz szintjének csökkenése következtében a korábban kioldott barlangjáratokban a barlangi tó szabad tükrű lesz, fölötte légtér jön létre. A karsztvíz szintjében és közvetlenül alatta pedig azonnal megindul a kigázosodás jelensége (a CO_2 eltávozása), ami karbonátkicsapódáshoz vezet, mivel a kisebb CO_2 tartalmú víz kevesebb karbonátot tud oldatban tartani. Ennek köszönhető a budai barlangok változatos és igen látványos karbonátos ásványkiválásainak jelentős része.

A MOLNÁR János (1869) által észlelt CO_2 és H_2S kigázosodás egyes rózsadombi és Gellért-hegyi termálforrások vizéből (pl. Iszaptó-forrás, a Császár- és a Király-fürdő kén-hidrogén-szagú vize és kéntartalmú kiválásai) hatással lehet a barlangképződésre is. A H_2S oxidációja során ugyanis kénsav képződik, és a karbonátos kőzetekkel reakcióba lépve CO_2 szabadul fel, ami az oldó hatást még tovább fokozza (FORD & WILLIAMS 2007, PALMER 2007). Ha a felszín alatti vízzel érintkező üledékes kőzetekben, illetve ásványtelérekben **pirit** (vagy markazit) van, ezek **vizes közegben történő oxidációja** ugyancsak **kénsavas oldatok** képződéséhez vezethet *(l később: eredmények)*. A Budai-termálkarszton a miocén pirites ásványtelérek (vagy a nagyobb méretű piritgumók, pirites fészkek), valamint egyes esetekben a Budai Márga, a Tardi Agyag és a Kiscelli Agyag diszperz pirittartalmának oxidációja járulhat hozzá lokálisan a kőzetek kénsavas oldódásához. SZABÓ et al. (2009) szerint a kén az evaporitok (gipsz, anhidrit) beoldódásából ered. Ugyanakkor az előbbiek alapján a szulfát a Tardi Agyag Formációban lévő pirit oxidálódásából is származhat (pl. ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2011a, POROS 2011, POROS et al. 2010, 2012). POROS et al. (2012) szénhidrogén-tartalmú fluidzárvány-vizsgálat eredményei, repedéskitöltő ásványvizsgálatai és a recens analógiák alapján feltételezi, hogy a budai barlangok képződésében a Pesti-síkság alatti rétegekben található szerves anyagok szénhidrogénné éréséhez kötötten, a medence eredetű fluidumokkal érkező agresszív gázok: a CO_2, CH_4 (CO_2-vé oxidálódva) és a H_2S vizes közegben történő oxidációja és ezáltal a kénsavas oldás is szerepet játszhatott.

A jellegzetes hipogén karsztos területek környezetében, így a süllyedő medencékben a szerves anyag éréséhez és a szénhidrogének degradációjához kapcsolódóan karbonátra nézve agresszív fluidumok keletkeznek, amelyek a CO_2 mellett szerves savakat és **H_2S**-t tartalmaznak. A H_2S a mélymedencékben vízben oldott szulfátok szénhidrogének jelenlétében zajló termális redukciójának eredményeképpen keletkezik (HILL 1987, 1990, 1995, MACHEL 2001).

$$Ca^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2CH_4 + 2H^+ = 2H_2S + CaCO_3 + 3H_2O + CO_2$$

A szulfát származhat evaporitok (gipsz, anhidrit) oldódásából, módosult tengervízből vagy mélymedence eredetű fluidumokból. A H_2S gyakran olyan környezetben keletkezik, amely karbonátra nézve eleve túltelített, ezért tovább migrálásával a keletkezésétől eltérő környezetben képes hatékony oldó hatást kifejteni. Karbonátos kőzetben, a kalcit és a H_2S egymásra hatását a következő egyenlet írja le:

$$H_2S + CaCO_3 = Ca^{2+} + HS^- + HCO_3^-$$

A H_2S felszín közeli, oxidatív zónába jutva, illetve migrációja során más, oxigéntartalmú vizekkel keveredve, végeredményben karbonátra nézve agresszív kénsavat képez:

$$H_2S + 2O_2 \rightarrow 2H^+ + SO_4^{2-} (\rightarrow H_2SO_4)$$

A kénsav és a karbonátos kőzet reakciótermékeként gipsz képződhet (pl. PALMER 2007, stb):

$$CaCO_3 + H^+ + SO_4^{2-} + 2H_2O \leftrightarrow CaSO_4.2H_2O + HCO_3^-$$

Ezeket a folyamatokat és előfordulási mélységüket a rendelkezésre álló oxigén korlátozhatja. A kemolitoautrotróf baktériumok közreműködésével azonban a folyamat oxigén hiányában, tehát jóval nagyobb mélységekben is jelentős lehet (ENGEL et al. 2004, BENNETT & ENGEL 2005), és határt csak a baktériumok hőmérsékleti tűrőképessége jelenthet (vö. MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013a).

Pirit vagy más **szulfidásványok oxidációja** is eredményezhet karbonátoldódást (BOTTRELL et al. 2000).

A hipogén folyamatok sorába olyanok is beletartoznak, amelyek savak jelenléte nélkül is képesek karbonátos kőzetekben porozitásnövekedést okozni. A mélyebb régiókba lejutó meteorikus vizek oldási képességüket ugyan elveszíthetik a karbonátokra nézve, viszont megmaradhat oldási képességük a szulfátok tekintetében. Ha a kalcitra már telített felszín alatti víz útja során gipszétegekkel találkozik, a gipsz oldódása a „közös ion effektusnak" köszönhetően kalcitkiválást eredményez, amellyel kalcium- és bikarbonát-ionok távoznak az oldatból. Ez a folyamat az oldatot a dolomitra és a gipszre nézve telítetlenné teszik, vagyis amennyiben mindez dolomitos víztartóban történik, a dolomit és a gipsz tovább tud oldódni. A növekvő szalinitás pedig még tovább hajtja ezt a folyamatot (BISCHOFF et al. 1994, PALMER 2000, 2007). Nagy kiterjedésű és mélységű karbonátos víztartókat megcsapoló források általában magas szulfát- és magnéziumtartalmúak (WORTHINGTON & FORD 1995, GUNN et al. 2006), ami ezek szerint nemcsak a víz hosszú tartózkodási idejére utal, hanem az előbb említett folyamat jelenlétét, ezáltal a regionális léptékű porozitásnövekedést is valószínűsíti (vö. MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013a).

Az újabb vizsgálatok szerint (BORSODI et al. 2012, ERŐSS 2010) elsősorban a Gellért-hegy térségében jelenleg az üregek oldódásában és az ásványkiválásban a kénsavas barlangképződést **mikrobiális tevékenység** is segítheti. Fenti szerzők olyan szulfát-redukáló, szulfid-oxidáló, illetve

$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ oxidációval kolloidális ferrihidrit – $Fe(OH)_3$ kiválását előidéző mikrobaközösségeket azonosítottak, amelyeket korábban például ENGEL (2007) már mint a kénsavas barlangokra jellemző életközösségeket írt le.

A **Budai-termálkarszt** világszerte elismerten a **hipogén barlangok típusterületének** számít. A hipogén barlangok genetikájáról összefoglaló munkák is megjelentek (pl. KLIMCHOUK et al. 2000, PALMER 2007, KLIMCHOUK 2007, FORD & WILLIAMS 2007, KLIMCHOUK & FORD 2009). Ezekben a munkákban kitérnek a Budai-termálkarszt problémakörére. A világ hipogén karsztos területeivel és barlangjaival foglalkozó legújabb könyvben (KLIMCHOUK et al. 2017) a Budai-termálkarsztról (annak hidrogeológiájáról és barlangjairól) több fejezet is szól (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017, LEÉL-ŐSSY 2017). A fent említett nemzetközi összefoglaló munkák a budai barlangokat már tipikus hipogén (vagy hidrotermás, termálkarsztos) barlangokként tárgyalják (pl. FORD & WILLIAMS 2007, DUBLYANSKY 1995, KLIMCHOUK 2007, PALMER 2007). DUBLYANSKY (2000), FORD & WILLIAMS (2007) és munkájuk nyomán KLIMCHOUK (2007) néhány magyarországi barlang esetében – kizárólagosan (Bátori-barlang, Sátorkőpusztai-barlang) vagy a szénsavas oldódással vegyesen (József-hegyi-barlang: CO_2 és H_2S) – lehetségesnek tartja a kénsavas barlangképződés folyamatát is. A világon ismert kénsavas barlangok keletkezésére vonatkozó elméletekről hazánkban először TAKÁCSNÉ BOLNER Katalin (2002) adott áttekintést, felvetve néhány hazai barlang kénsavas oldódásának lehetőségét is. Ezek közé sorolta a József-hegyi-barlangot is, ahol a tömegesen megjelenő gipszkiválások (a híres Lechuguilla-barlang képződményeihez hasonlóan) esetleg a kénsavas barlangképződés velejárói lehetnek.

Hipogén és epigén karsztosodás jellemzése az áramlási rendszerek tükrében:

A hipogén karsztos folyamatokkal jellemezhető Budai-termálkarszt langyos és meleg vizeinek természetes megcsapolódása jelenleg a kiemelt karbonátos alaphegység (Budai-hegység) és üledékes medence (Pesti-síkság) találkozásánál, regionális kiáramlási területen különböző rendű áramlási pályák megcsapolódásánál történik *(részletesen l. korábban 2.3 fejezet)*.

KLIMCHOUK (2007) nyomán a kontinentális karsztos területeket újabban a TÓTH József-féle felszín alatti vízáramlási rendszerben (TÓTH J. 1999) elfoglalt helyük alapján csoportosítják, és epigén és hipogén karsztos rendszerekbe sorolják *(8. ábra)*. A hipogén karsztosodási folyamatok és a felszín alatti vízáramlási rendszerek összefüggéseit elsőként GOLDSCHEIDER et al. (2010) tárgyalta áttekintő cikkében. Az **epigén karsztos** oldódási folyamatok az intermedier és regionális áramlási pályák beszivárgási zónáinál, vagy a lokális áramlási pályák mentén haladó és viszonylag rövid felszín alatti tartózkodást követően megcsapolódó, jellemzően alacsony hőmérsékletű és kis oldott anyag tartalmú karsztforrásokban tapasztalhatók. A sekély mélységben, gyakran fedetlen helyzetben található epigén karsztok esetében a karsztosodás folyamatát a beszivárgó meteorikus vizek oldott CO_2-tartalma idézi elő, amely atmoszférikus és/vagy talajeredetű lehet. A felszín irányából származó, meteorikus CO_2-eredetű oldó hatás által bekövetkező üregképződés nagyobb mélységben is végbemehet a kalcit oldhatóságának kinetikája miatt (DREYBRODT 1990). Az oldódás 75%-os telítettség elérését követően lecsökken (PLUMMER & WIGLEY 1976, PLUMMER et al. 1978), aminek köszönhetően a karbonátra nézve még telítetlen vizek nagyobb mélységbe is lejuthatnak, és ott karsztosodást okozhatnak (vö. MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013a).

Ezzel ellentétben a **hipogén karsztbarlangok** kialakulását a regionális vagy intermedier áramlási pályák mentén érkező, és a regionális kiáramlási területen megcsapolódó meleg (termál-), illetve langyos vizek oldó hatása és a folyamatra jellemző további hipogén jelenségek határozzák meg (l. korábban). Az epigén karsztos rendszerek vizeinek oldóhatása elsősorban a csapadékvízből és a talajlevegőből származó CO_2 -nak és a szerves savaknak köszönhető. Ezzel szemben a hipogén savak a felszíntől függetlenül, a mélyben, reduktív viszonyok között keletkeznek, és általában mélységi CO_2 és H_2S formájában vannak jelen. Képződésük gyakran süllyedő medencék üledékes kőzeteinek diageneziséhez, szénhidrogének (kerogének) éréséhez, magmás vagy metamorf folyamatokhoz kapcsolódik. Fontos eltérés a felszín közelében, adott mélységig lejátszódó epigén folyamatoktól, hogy az utóbbiak oldó hatása nagy mélységben is kisebb-nagyobb üregek létrejöttét idézi elő a karbonátos kőzetekben, ahol a feltételek ezt lehetővé teszik (vö. PALMER 2007, FORD & WILLIAMS 2007, HILL 1987, 1990, 1995, GOLDSCHEIDER et al. 2010).

Az *epigén hideg vizes, patakos barlangok* és karsztforrások járatai, oldásformái és barlangi kiválásai is alapvetően különböznek a *hipogén barlangokban* tapasztaltaktól. Utóbbiak általános jellegzetessége, hogy a mélyben keletkezett üregek a felszíni topográfiától függetlenek, és labirintusszerű vagy hálózatos, közel egyenrangúnak tekinthető járataik a korábbi törések, repedések irányát követik (tektonikus preformáltság). Az egymást keresztező törésekből álló 3D-rendszer szerint rendeződő és szeszélyesen változó szelvényméretű (nagy termek – szűk kuszodák) járatok gyakran többszintes barlangrendszerek kialakulásához vezetnek. Jelentős mélységi eredetű CO_2-tartalom esetén speciális oldásos üregformák (gömbfülkék, gömbüstök) jöhetnek létre bennük. Nem jellemző az allogén (a felszínről származó, fluviatilis) üledékkitöltés. A jellegzetes termálkarsztos (hipogén) barlangi (főként karbonátos-szulfátos) ásványkiválások mellett gyakran társul hozzájuk a dolomitporlódás, breccsásodás, illetve a „kovásodás" jelensége is (vö. FORD & WILLIAMS 1989, 2007, KLIMCHOUK et al. 2000, PALMER 2007, KLIMCHOUK 2007, NÁDOR 1991, LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a,b, 2014, stb).

Összességében *a Budai-termálkarsztos barlangok képződésében (megcsapolódási területenként különböző mértékben) a keveredési korrózió (mint a Rózsadombon fő üregképző tényező) mellett szerepet játszik a termálvíz hűlésével együtt járó karbonát oldódás, vagy a mikrobák és a redox folyamatok által befolyásolt kénsavas oldódás is. A mélységből feláramló meleg vizekkel érkező, vízben oldott gázok (CO_2, H_2S) ezek keveredhetnek az eltérő koncentrációjú, oxidatív vizekkel, aminek köszönhetően e mélységi gázok oxidálódnak és további oldó hatást fejtenek ki. A szulfidok (pl. pirit) oxidációja, a dolomit és gipsz oldódása esetén pedig a kalcit kiválása is meghatározó lehet* (vö. GOLDSCHEIDER et al. 2010, MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013a). E **hipogén karsztosodási folyamatok**at részletesen pl. PALMER (2007) és FORD & WILLIAMS (2007) összefoglaló munkáiból ismerhetjük meg.

A termálkarsztos, hipogén-epigén folyamatok időbeli „fejlődése" az alábbiakban foglalható össze:

A jelenlegi források és kutak vizének hidrogeokémiai vizsgálati eredményeit és hipogén karsztos folyamatait (ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012a,b) a miocén ásványteléreken végzett vizsgálatok eredményével (POROS 2011, POROS et al. 2012) összevetve ki lehetett mutatni, hogy a jelenlegihez részben hasonló fluidumáramlás már a kora miocén vége – középső miocén óta működik. Eszerint a

repedéskitöltő kalcit-barit-(eredetileg)-szulfid telérek, a felszín alatti vizek kiáramlási pontján képződő forrásmészkövek (travertínók), valamint a jelenleg ismert hipogén barlangjáratok mind ugyanannak a hosszan tartó folyamatnak az eredményei („karszt-barlang-travertínó kontinuum": MINDSZENTY in VIRÁG et al. 2013a). A mai barlangok a korábbi törések, és a miocén repedéskitöltő ásványtelérek, illetve azok esetleges újrafelnyílásai mentén oldódtak ki.

KOVÁCS & MÜLLER (1980) kétfázisú modelljét elfogadva (és részben módosítva), azt mondhatjuk, hogy a miocén ásványtelérek voltaképp az általuk első („eltemetett, lefojtott, zárt cellás", fedett karszt) fázisnak nevezett szakaszba sorolhatók, a későbbi („nyílt cellás", fedetlen karsztos) fázis eredményeként pedig a (pliocén)-pleisztocén idején és jelenleg is képződő barlangokat és travertínókat tarthatjuk számon.

Amint a miocén végén megindult a hegység emelkedése, a nagy vastagságú, jelentős részben sziliciklasztos képződményekből álló üledékes fedő fokozatosan lepusztult, és – előbb a távoli középhegységi területeken, később a Budai-hegységben is – feltáródtak a karsztosodásra alkalmas képződmények. Az így megnövekvő beszivárgás eredményeként a medence irányából törések mentén felfelé áramló fluidumokhoz egyre nagyobb mennyiségben keveredhetett a Dunántúli-középhegység felől érkező meteorikus karsztvíz (POROS et al. 2012; vö. SCHAFARZIK 1921). Ez a folyamat valószínűleg már akkor megkezdődött, amikor a Budai-hegység területe még fedett volt (vö. „zárt cellás fázis" KOVÁCS & MÜLLER 1980). Az első források akkor jelenhettek meg, amikor a lepusztulás a Budai-hegységben is elérte a karbonátos kőzeteket, és az addig fedett karszt helyenként nyílt karszttá változott (in VIRÁG et al. 2013a, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, KELE 2009). (Ez az esemény lehetne KOVÁCS & MÜLLER 1980 „nyílt cellás" fázisának megfelelője).

Amikor a lepusztulás a Budai-hegységben is elérte a karbonátos kőzeteket, és az addig fedett karszt helyenként nyílt karszttá változott, a forrástevékenység minden bizonnyal megélénkült. A travertínó képződmények tanúsága azt mutatja, hogy a karszt feltáródása nem areálisan, hanem a hegységet átszelő törések mentén kialakuló völgyekhez kötődhetett. KLIMCHOUK (2007) hívta fel a figyelmet rá, hogy a fedett karsztok eróziós feltáródását általában a források hozamának anomális intenzitás növekedése kíséri. Ebből következően várható, hogy a mészkiválás (travertínóképződés) intenzitása is a fedett karsztok feltáródásakor lehet maximális. KELE (2009) adatai szerint a legidősebb, már valóban forráslerakódásnak minősíthető (a terület fokozatos kiemelkedése következtében különböző tszf. magasságba kerülő) travertínók kora a Budai-hegységben középső-pleisztocén. A mai rendszert hidrogeokémiailag egyértelműen a meteorikus karsztvíz uralja a medence eredetű komponens mennyisége alárendelt. Emiatt a víz hőmérséklete és oldott anyag tartalma már valószínűleg kisebb, mint a kiemelkedés kezdetén lehetett. A források ma a Duna mentén törnek fel. A hozzájuk kapcsolódó forrásbarlangokban megfigyelhetőek hipogén oldásformák és kiválások. A travertínó kiválás mértéke a már hosszú ideje nyílt karsztként funkcionáló rendszerben mára jelentéktelenné csökkent (MINDSZENTY in VIRÁG et al. 2013a).

2.4.4. Recens hideg vizes hatás – az epigén karsztos folyamatok szerepe

A terület kiemelkedésével együtt járó karsztvízszint csökkenés eredményeként a barlangjáratok a freatikus zónából fokozatosan a vadózus zónába kerülnek, így ezekben a járatokban a hipogén folyamatok helyett egyre inkább a felszínről beszivárgó vizekhez kötődő epigén folyamatok válnak

meghatározóvá. A pleisztocén termálkarsztos fázis nyomait tehát a kiemeltebb topográfiai helyzetben található, inaktív barlangjáratokban az epigén karsztos folyamatok kisebb-nagyobb mértékben módosíthatják, illetve felülírhatják.

A beszivárgó víz oldóképességét – a CO_2 -ot és a szerves savakat (pl. huminsavak, fulvosavak) – az eddigiektől eltérően a felszín irányából, a talajzónából nyeri. E folyamatnál a karbonátoldódás általában csak a karszt sekély zónájában jellemző, és a mélység felé az oldóhatás a víz telítődése miatt csökken. A karbonátos kőzettel reakcióba lépő CO_2-os víz annak oldódását eredményezi, a barlangjáratokba érve azonban a nyomás csökkenésének hatására a CO_2 oldatból való távozása karbonát (általában kalcit) kiválását okozza. Érdekes, hogy a kisebb-nagyobb vastagságú kvarter löszös-agyagos lejtőtörmeléken keresztülszivárgó víz magukra a barlangjáratokra nézve már nem fejt ki jelentősebb oldó hatást, a járatok és oldásformák tulajdonképpen a termálkarsztos fázis eredményét mutatják. Az oldásformákkal ellentétben sokkal gyakoribbak a beszivárgó vizekből eltávozó CO_2 eredményeként kiváló, különböző alakú és típusú cseppkövek *(l. később)*. A rózsadombi barlangokban – a Pál-völgyi-barlangrendszer egyes szakaszait leszámítva – a cseppkövek megjelenése és mennyisége a termálkarsztos barlangi kiválásokhoz képest viszonylag alárendelt.

A Szépvölgyi-Pálvölgyi-árok bevágódásával a Pál-völgyi-barlangrendszer egyes részei is ideiglenesen a felszínre nyílhattak, amit a helyenként megfigyelhető patakmedrek és allogén (*sensu* JAKUCS 1971) törmelékes üledékek (például kvarckavicsok) is bizonyítanak (pl. SÁSDI 2005b). Patakhordalékot és kvarckavicsot a Ferenc-hegyi-barlangban is leírtak a Törekvés-ágban, mely az egykori járattalpon (a jelenlegi főtében) található (JASKÓ 1936). TAKÁCSNÉ BOLNER (1990) a Szép-völgy bevágódásához kötődő felszíni eredetű folyóvizes hatásnak tulajdonítja a Pál-völgyi-barlang üledékében talált 6000 évesnek meghatározott szenesedett növénymaradványokat és kavicsokat.

A fentiek alapján a légteres járatokba a felszínről bejutó vizek érdemi üregtágító munkát már valószínűleg nem végeztek, inkább csak a járatok üledékkel kitöltődésében játszhattak szerepet. Feltehetően a kevés kivétel közé tartoznak a felszínről bejutó hideg víznek tulajdonított, a Harcsaszájú-barlangban megfigyelhető függőleges karr-barázdák. A felszínről befolyó vizek alakíthatták ki a Pál-völgyi-barlang Jubileumi-szakaszának ÉNy-i részén megfigyelhető éles peremű ujjbegykarrokat és karrbarázdákat (TAKÁCSNÉ BOLNER 2003) vagy a Mátyás-hegyi-barlangban a Pál-völgy alá húzódó Patakos-ág kagylós-csipkés mikroformáit is (KÁRPÁT 1983). Ez utóbbi barlangszakasz általános morfológiájában is a hidegvizes oldás jegyeit mutatja. A mélyponton, 96 méterrel a bejárat szintje alatt kb. 6 m^2 felületű állandó vizű tó jelenik meg, amelynek hőmérséklete 9 ºC, vízszintje pedig az Agyagos-patak nevű vízfolyás hozamától függően, általában 110 mBf körül ingadozik. BERKESI (1965) vizsgálatai a beszivárgó csapadékvizek közvetlen hatását igazolták, és cáfolták a tó szintje és a Duna vízszintváltozási közötti közvetlen összefüggést. Könnyen lehet, hogy itt a triász kori Mátyáshegyi Formációba települő magasabb agyagtartalmú márgarétegek hoznak létre egy felduzzasztott, „függő” vízszintet, amelyet a felszínről beszivárgó, a Szépvölgyi-árok természetes lefolyásából vagy esetleg a környékbeli csőtörésekből származó víz táplál. Korábbi feltételezések szerint a barlangjáratok itt már elérték volna az állandó karsztvízszintet (pl. JASKÓ 1948, LEÉL-ŐSSY S. 1957), de ezt eddig még nem sikerült igazolni.

3. KUTATÁSTÖRTÉNET, KUTATÁSI ELŐZMÉNYEK

3.1. „KOVÁS TELÉREK”

A rózsadombi barlangokban (és kőfejtőkben) több helyen is megfigyelhető, hogy a barlang mennyezetét átszelő vékonyabb-vastagabb törések, repedések mentén a befogadó eocén kőzet (márga) színe és állaga (porozitása) a repedéssel/töréssel párhuzamos sávban megváltozik. Ezek azok a kovás, porózus elváltozott zónák, melyeket a korábbi szerzők „kovás teléreknek” neveztek.

HOFMANN (1871) írta le először, hogy a rózsadombi kőfejtőkben kalcittal és barittal kitöltött repedések mentén a kőzetek likacsossá, laza szerkezetűvé válnak és „elkovásodnak”.

A „kovás telérek” létrejöttét SCHRÉTER (1912) nyomán közel száz éven át az utóvulkáni működéshez kapcsolták, csak az átalakulás feltételezett kora és néhány apró részlet tekintetében mutatkoztak kisebb különbségek (pl. SCHAFARZIK 1921, SCHERF 1922, KADIĆ 1936, JASKÓ 1948, JAKUCS 1950, KÁRPÁT 1985, TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, 1990, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, NÁDOR 1991, SÁSDI 1993, NAGY 2008).

SCHRÉTER (1912) a mélyből feltörő hévizek hatásának tulajdonította a jelenséget, és úgy vélte, hogy a hévizek eredetéért a Visegrádi-hegység miocén andezit vulkanizmusa a felelős. Ezt a gondolatot (a hévizek utóvulkáni eredetét) közel száz éven át minden munka elfogadta. SCHRÉTER Zoltán szerint a barit, a fluorit és a „kovásodás” kovasavas utóvulkáni források kiválásaként értelmezhető. SCHAFARZIK (1921) a velencei-hegységi vulkanizmust jelölte meg a kovásodás távoli hatótényezőjeként. SCHERF (1922) nem foglalt egyértelműen állást sem a velencei-hegységi, sem a visegrádi-hegységi vulkanizmussal kapcsolatban: véleménye szerint egymást követő időszakokban akár mindkét folyamatnak szerepe lehetett a hévforrások működésében. Szénsavas utóvulkáni működést feltételezett, és a gejzírként feltörő vizek hőmérsékletét 120-130 ºC-osnak becsülte. A törések mentén zajló hidrotermás hatásokat, így a kovásodást is a hegység területén általános jelenségnek gondolta.

KADIĆ (1936) szerint a hasadékok mentén mélyből feláramló meleg vizek a Pál-völgyi-barlangot a kezdeti hideg vizes fázist követően tovább bővíthették, a márgát pedig átalakították, elkovásították és porhanyóssá tették.

A Mátyás-hegyi-barlang Centenáris-szakaszainak felfedezését követően JASKÓ (1948) a „kovás” zónákat a barit- és kalcittelérekkel egyidőben keletkezett gejziriteknek feltételezte.

A kovás zónák létrejöttét KOVÁCS & MÜLLER (1980) a Budai-termálkarsztra felállított kétfázisú barlangképződési modell első szakaszába (vastag agyagtakaró alatti, ún. „zárt cellás” fázisba) helyezi, és az utóvulkáni működés fluidumainak hatását feltételezi. Területileg elkülönült hatótényezőket állapítanak meg: Budaörstől a Gellért-hegyig a Budaörs környékén feltételezett andezit anyagú szubvulkáni testet, a Szabadság-hegytől az Ezüst-hegyig pedig a Dunazug-hegység miocén korú andezit vulkánosságát tartják felelősnek. A Bátori-barlang esetében feltételezik, hogy a két hatás össze is kapcsolódhatott. KRAUS (1982) összefoglaló munkájában szintén elfogadja a kétfázisú barlangképződési modellt, és a kovás zónák létrejöttét a fő üregképződésért felelős, ún. nyílt fázistól ő is elkülöníti.

KÁRPÁT (1985) a kovás zónák létrejöttét szintén miocén posztvulkáni hidrotermák hatásának tulajdonítja. A Mátyás-hegyi-barlangban végzett térképezése során kovás hasadékot, „kovás

kanyont" és a barlang kialakulása előtt képződött kovamentes hasadékot különböztet meg. A „kanyonokat" olyan kovás hasadékoknak írja le, amelyek a barlang képződését követően feltáródtak, és kipergett belőlük a laza szerkezetű kovaanyag, kanyonszerű formákat hagyva maga után. A felmérések alapján elkészült a barlang tektonikai-morfológiai térképe és a barlang kovásodott zónáinak irányát ábrázoló rózsadiagram is (KÁRPÁT 1986).

TAKÁCS-BOLNER (1989), illetve TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS (1989) munkájában összefoglalja és értékeli a kovás zónák genetikájára vonatkozó irodalmi adatokat. T. BOLNER hangsúlyozza, hogy a főleg a barlangfolyosók mennyezetén megfigyelhető kovás telérek különösen gyakoriak a Pál-völgyi- és a Mátyás-hegyi-barlangban. A néhány dm-től akár 3 m-es szélességű „kovazónák" főként a magasabb helyzetű, kb. 160 m tengerszint feletti helyzetű járatokban szembeötlőek, ahol rozsdabarna szegéllyel határolt fehér színükkel élesen elütnek a bezáró kőzet sárgás színétől. A helyenként tömegesen, nagyforaminiferák alakját őrző pórusok egyértelműen mutatják, hogy a „kovás zónák" az alapkőzet átalakulásával keletkeztek, azaz a kőzet elváltozása szövettartó volt. CRAMER (1929) az elváltozást vizsgálva megállapította, hogy a fehér, porózus anyag SiO_2.tartalma 89,76% (a rozsdabarna szegélyé 67,02%), az $Al_2O_3 + Fe_2O_3$-tartalom a fehér anyagban 7,06%, a rozsdabarnában 24,62%-nak adódott. Az 1990-es évek elején TÓTH Mária röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokat végzett, és az elváltozott zónában 75% kvarcot, 20-22% kaolinitet, < 5% illit-típusú (10Å-ös) filloszilikátot és nyomokban piritet határozott meg, amelyekhez a szegélyen goethit is társult (in TAKÁCSNÉ BOLNER 1990). TAKÁCSNÉ BOLNER a színzónásságot, valamint a zónák tengelyvonalában észlelhető repedéseket és a bennük esetlegesen előforduló repedéskitöltéseket is tanulmányozta. Szerinte az elváltozás nemcsak a márgában, hanem a mészkőben is megjelenik. A keletkezés idejét a kalcit- és barittelérek képződése utánra helyezi, mivel azok a kovás zónákat sehol nem keresztezik.

NÁDOR (1991) a Budai-hegység hidrotermás paleokarsztjának vizsgálata során, a szerinte 80 ºC-nál magasabb hőmérsékleten kivált, idősebb fázis esetében elfogadta a kovás zónák utóvulkáni eredetét. A kovaanyagot a késő-eocén andezitvulkanizmusból eredezteti. A kovás zónákból röntgen pordiffrakciós vizsgálatokkal kimuttata, hogy azok anyaga uralkodóan kvarc. A Si, Al és Fe^{3+} ionok migrációját és kiválását a pH-viszonyok változásával magyarázza (hangsúlyozza, hogy a Si és Al oldatban való együttmozgásához 3-as pH-nál savanyúbb oldat, ugyanakkor a Fe oxidatív viszonyok közötti vándorlásához 2-es pH-nál savanyúbb környezet szükséges).

GYŐRI et al. (2011) a Mátyás-hegy DK-i kőfejtőben található „kovás" elváltozást megvizsgálva – SÁSDI (1993) véleményéhez hasonlóan – azt feltételezi, hogy a fent említett elméletekkel ellentétben nem kovásodás történt, hanem a márga $CaCO_3$-tartalma oldódott ki. Ő cementfázisként kovát – egyetlen, belső kovacementtel kitöltött ősmaradvány kivételével – nem talált. Úgy gondolja, hogy a kőzet visszamaradt, oldhatatlan fázisai: a detritális kvarc- és az agyagásványok alkotják a könnyű és nagy porozitású kőzetet. Az elváltozott márga másodlagos pórusaiban pásztázó elektronmikroszkóp segítségével fenn-nőtt alunitkristályokat mutatott ki, melyek képződéséhez szükséges kéntartalmú oldat forrásaként alternatívaként, a piritoxidáció hatására kialakult savas környezetet, vagy a törések mentén feláramló H_2S-tartalmú fluidumokat jelölte meg. Szerinte a kénsavas oldás eredményének tekinthető elváltozott zónák képződése a miocén kalcit- és barittelérek képződése után, az azok mentén áramló felszín alatti víz hatására történt, de megelőzte a fő barlangképződési fázis eseményeit, így ezt a jelenséget feltételesen a pliocén idejére teszi.

A korábban említett miocén utóvulkáninak feltételezett oldatok helyett POROS (2011), POROS et al. (2012) és GYŐRI et al. (2011) szerint az ásványtelérekhez kapcsolódó jelenségekért valójában a felszín alatti vizek felelősek. Hőhatóként a süllyedő Pannon-medence nagy hőfluxusát jelölték meg. Rámutattak arra, hogy a Pesti-síkság irányából már 17−15 millió évvel ezelőtt megindult a kompakció-, majd később a kompresszió vezérelte, medence-eredetű fluidumok felfelé áramlása. Feltevéseik szerint a késő-miocén fluidumok pleisztocén utódai a barlangok képződésében is szerepet játszhattak.

Az alunit azonosítása (*l. fent* GYŐRI et al. 2011) fontos eredmény, mert POLYAK & PROVENCIO (2001), POLYAK et al. (2006) és PALMER (2007) leírásaiból tudjuk, hogy olyan barlangokban, ahol agyagtartalmú kőzetek (márgák) kénsavas oldatokkal kerültek kölcsön hatásba, reakciótermékként alunitot, kaolinitet (halloysitet) és kovakiválást lehet megfigyelni. Ez alapján a rózsadombi barlangok elváltozott zónáiban megfigyelt ásványok közül nemcsak a márgás eocén kőzetek és a kéntartalmú fluidumok reakciótermékeként, az illitből és a detritális földpátszemcsékből származó K felhasználásával létrejött alunit ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) megjelenését, hanem a pórusokban történő kovadúsulást is lehet a kénsavas oldatokkal való kölcsönhatással magyarázni. Oxidatív környezetben, a márga mésztartalma és az oldat kéntartalma következtében a pórusokban gipsz is megjelenhet.

VÖRÖS (2013) és VÖRÖS et al. (2013) az utóbbi évek kutatási eredményeit is felhasználva foglalkozott a rózsadombi nagybarlangokban található „kovás teléreknek" nevezett elváltozott zónák komplex morfológiai, földtani és ásványtani-geokémiai vizsgálatával, mely munka részben doktori dolgozatom részét is képezi.

3.2 TERMÁLVÍZSZINT VÁLTOZÁSOK (PALEO-KARSZTVÍZSZINT VÁLTOZÁSOK) NYOMAI

A budai barlangok termálkarsztos barlangi kiválásai (szpeleotémái) a karsztvízszinthez képest jól meghatározható környezetben keletkeztek. A kiválások morfológiai sajátosságai, szedimentológiai, petrográfiai és geokémiai jellemzői szoros összefüggésben állnak a képződési környezetükkel (vö. HILL & FORTI 1997, PALMER 2007). A szpeleotémák járatokon belüli helyzetének térképezése, kiválási (paragenetikai) sorrendjének meghatározása és a begyűjtött minták fenti szempontok szerinti vizsgálata alapján jól nyomon követhetőek és azonosíthatóak az egykori vízszintváltozások. Az U-Th kormeghatározással a folyamatok időben is elhelyezhetők, ezáltal pedig a pleisztocén (holocén) klímaváltozásokra (vö. a csapadékviszonyokhoz, glaciális-interglaciális időszakokhoz kötődő regionális vízszintváltozások) és a tektonikai viszonyokra, vagyis a Budai-hegység kiemelkedéstörténetére nyerhetünk információt. A Budai-termálkarszt rendszer részét képezik a hipogén barlangok kioldódásával összefüggő (a felszín alól kiáramló meleg és langyos vizekből kivált) travertínók is, melyek vizsgálata szintén a paleovízszint változásról tájékoztat *(l. később)*.

A fenti folyamatok nyomonkövetéséhez leggyakrabban használt barlangi kiválástípus a freatikus és vadózus zóna határán, a járatot részben kitöltő, nyugodt víztükrű tó felszínén, vagyis a vízszintben a CO_2 intenzív „kigázosodása" hatására képződő kalcitlemez. A magasból lehulló kődarab vagy egy-egy vízcsepp hatására hullámzó víz felszínéről e lemezkék eltörnek, és a mélybe süllyednek. Általában a járat alján vagy sziklaperemeken halmozódnak fel, azonban jelzik, hogy a járatban képződésük idején nyílt víztükör lehetett. A víz felszínén, a barlang falának érintkezési határán

képződik az apadási színlő, amely valóban a víz egykori szintjét, tszf. magasságát jelzi. Sajnos, a kalcitlemezek gyakori előfordulásával ellentétben az utóbbiak csak kevés helyről ismertek. A freatikus karfiolszerű kalcitkérgek a vízszint alatti, feltehetően néhány méter mély szakaszon képződnek, így ezek a pontos vízszintet nem, csak freatikus környezeti viszonyokat jeleznek. A borsókövek képződése pedig mai ismereteink szerint a termálvíz szintje felett, minden esetben vadózus környezetben történik, így ezek légteres szakaszok jelenlétét mutatják (in VIRÁG et al. 2013b alapján; *részletesen l. később*).

3.2.1. Relatív kormeghatározási módszerek alapján

Az 1980-as, 1990-es években a témában született munkák (KRAUS 1982, 1993, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, TAKÁCS-BOLNER 1989, NÁDOR 1991, SÁSDI 1993) a barlangok kioldódásának korát és a vízszintváltozások jellegét topográfiai-geomorfológiai alapon próbálták megállapítani. Az üregeket az azonos tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő édesvízi mészkövekkel korrelálták, figyelembe vették az egyes barlangi kiválások egymásra következését és képződési környezetüket, valamint vizsgálták az oldódási jelenségekkel való kapcsolatukat is. Ez alapján – szerzőnként és tanulmányonként eltérő számú – termálvízelöntési fázist feltételeztek. Az üregoldódási szintek változását a forrástevékenység mélyebb szintre helyeződésével hozzák összefüggésbe. KRAUS (1993) a Szemlő-hegyi-barlangban a Hosszú-folyosóban, a kiépítéssel feltárt szakaszon (Mária-terem bejárata) figyelte meg a képződmény-együttes kiválástípusainak paragenetikai sorrendjét, és megállapította, hogy a vízszint ingadozott. Feltételezi, hogy a barlangi tó nyugalmi vízszintjét jelző kalcitlemezek és apadási színlők lerakódása után rövid ideig tartó vízszintemelkedés, majd csökkenés következett. TAKÁCS-BOLNER (1989), illetve KISS & TAKÁCSNÉ BOLNER (1987) a Pál-völgyi-barlangban megfigyelte, hogy a kalcitlemezek többnyire nem az aljzaton, hanem a járatok falához cementálódva őrződtek meg, párkányokat és álmennyezeteket alkotva, és kijelölve így az egykori aljzat helyét. Helyenként ezek alsó részén jellegzetes poligonális bordázatot (ún. szeptária-boxwork szerkezetet) találtak. Ezt azzal magyarázták, hogy a vízszint lecsökkenésekor kiszáradt agyagos üledék repedéseibe az újabb vízelöntés során kalcit vált ki, amely így megőrizte az egykori agyagos aljzat száradási repedéseinek nyomait. Az újabb jelentős vízszintcsökkenés idején a kalcitlemezek alól kimosódott a korábban aljzatként szolgáló agyag, melynek következtében az egykori üledékfelszín morfológiája ma már alulról figyelhető meg.

A termálkarsztos barlangi kiválások képződését és a forrásműködést KRAUS (1982), illetve TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS (1989) a negyedidőszaki klímaváltozásokkal és a hegység kiemelkedésével hozta összefüggésbe. Feltételezésük szerint a pleisztocén glaciális időszakaiban a források működése csökkent (vagy megszűnt, illetve szünetelt), és a karbonátkiválás barlangon belül következett be: a légteressé váló üregekben a pangó vizű tavak oldott anyag tartalma a járatokon belül rakódott ki, vagy csapódott ki (így képződtek a termálkarsztos „szpeleotémák"). A csapadékosabb interglaciális időszakokban újra megélénkülő forrástevékenység a források működésének újraindulását és/vagy (a kiemelkedés következtében) alacsonyabb topográfiai helyzetbe történő áthelyeződését eredményezte (vö. travertínó-szintek), a barlangon belül pedig a megemelkedett karsztvízszintnek köszönhetően a kiválások részben visszaoldódtak, illetve oldásformák (pl. hévforráscsövek) mélyültek azokba.

3.2.2. U-Th kormeghatározási módszerek alapján

A kormeghatározási módszerek fejlődésével a képződmények tengerszint feletti magassága és U-Th kora alapján ma már kvantitatív adatokkal lehet becsülni a terület kiemelkedésének ütemét, illetve az egykori karsztvízszint-ingadozásokat is.

A rózsadombi barlangok becsült kora

A barlangok lepusztulási folyamat (oldódás) során létrejövő képződmények, így keletkezésük korából nincsenek dokumentumok, korukra csak a későbbi ásványkiválásaik vizsgálata alapján következtethetünk, azaz korukat csak felülről tudjuk lehatárolni (KORDOS 1976).

Maguknak a barlangjáratoknak a kioldódási idejét a képződményeik alább ismertetett kormeghatározásai alapján csak becsülni tudjuk. LEÉL-ŐSSY (1997a, 2014) becslése alapján a rózsadombi barlangok minimum 500-700 ezer évvel ezelőtt már a maihoz hasonló méretű járatrendszert alkothattak.

A termálvizes képződmények kora

A budai barlangok ásványain FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) végzett először α-spektrometriás U–Th korhatározásokat. A **Pál-völgyi-barlang**ból vizsgált kalcitlemez-minták idősebbnek bizonyultak a módszer felső határának tekintett 350 ezer évnél. Méréseikből arra következtettek, hogy az egykori karsztvízszint által jelzett paleo-erózióbázis az elmúlt több mint 350 ezer év alatt emelkedett a mai 160–165 mBf magasságba. A **Ferenc-hegyi-barlang**ból, 230 mBf magasságból származó borsókő korát 300 ± 59 ezer évesnek találták. Az eredmény alapján feltételezik, hogy a borsókő már a száraz, légteressé vált teremben keletkezett.

1997-ben készült el LEÉL-ŐSSY SZ. kandidátusi disszertációja, ami a Bergeni Egyetemen végzett uránsoros: ^{234}U–^{230}Th izotóparányt vizsgáló korhatározásain alapult, és ebben a **József-hegyi-barlang** ásványkiválásait vizsgálta (LEÉL-ŐSSY 1997a, 2014, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005, LEÉL-ŐSSY et al. 2011). A József-hegyi-barlangból LEÉL-ŐSSY (1997a) által vizsgált, kis oldott üregekben elhelyezkedő idősebb kalcit-szkalenoéderek kora fiatalabb, mint 1,2 millió év. A Molnár János-barlangból SURÁNYI (2005) által vizsgált fenn-nőtt, durvapátos kalcitkristályok maximális kora 1,5 millió év, vagyis szerinte azok is már a pleisztocén idején keletkeztek, és nem a miocén hidrotermás esemény részeként jöttek létre. A kalciton fenn-nőtt táblás baritok még ennél is fiatalabbak lehetnek. A barlang fejlődéstörténetére levont következtetéseket a koradatok mellett a képződmények morfológiai megfigyelései tették lehetővé. A József-hegyi-barlangban az első jellegzetes termálvizes kiválások 400–500 ezer évvel ezelőtt keletkeztek. A paleovízszint változásaira értelemszerűen az egykori barlangi tavat alkotó karsztvíz felszínén kivált kalcitlemezek elemzéséből lehetett következtetni. Ezekből derült ki, hogy kb. 400 ezer éve a karsztvízszint a fő járatszint közelében (kb. 160 mBf) helyezkedett el. A víz szintje folyamatosan lejjebb helyeződött, és mintegy 65 ezer éve süllyedt a barlang 115 mBf-en húzódó legalsó pontja alá. A 35 koradat bizonyította azt a korábbi feltételezést is, hogy a közönséges borsókő nem víz alatti, hanem légteres képződmény: az egyes helyszíneken a kora átlag 100 ezer évvel

fiatalabb volt, mint az ugyanonnan származó kalcitlemezé. Sikerült kimutatni egy, a riss-würm interglaciálishoz köthető vízszintemelkedést is. A fő járatszinten már korábban kiszáradt agyagos barlangi üledéket a megemelkedő termálvíz a Kinizsi-pályaudvaron és a Fagylaltos-folyosóban újra elöntötte. A vízből ~210 ezer éve képződött, néhány mm vastag kalcitkéreg pszeudomorfózaként megőrizte a korábban összerepedezett agyagfelszín formáját. (Ez azt jelzi, hogy a kiválás idejénél valamivel korábban a vízszint mélyebbre süllyedt, majd ebben az időszakban újra megemelkedett.) A vizsgálatokból sikerült megállapítani a karsztvízszint csökkenésének és a hegy emelkedésének eredőjét: ez évenként 0,2 mm-nek adódott. Azóta ezt RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005a,b,c, 2007) kitettségi vizsgálatai is megerősítették, illetve kismértékben módosították *(részletesen l. később)*.

A Budai-hegység kiemelkedésére, illetve a termálvízszint csökkenés idejének meghatározásához további korvizsgálatokat végzett SZANYI Gyöngyvér is főleg Pál-völgyi-barlangi kalcitlemezeken (SZANYI 2007, SZANYI et al. 2009, 2010, 2012). Szintén az ^{234}U–^{230}Th izotóparányt elemezte. 24 mérést végzett Pál-völgyi-, és további 9 mérést pedig Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangi példányokon, és a Citadella-kristálybarlang egy mintáján. A Pál-völgyi-barlangban gyakoribbak a kalcitlemezek, mint a József-hegyi-barlangban, de a felső szintek kiválásai idősebbek a módszer max. 0,5 millió éves határánál. A **Pál-völgyi-barlangban kalcitlemezek** 148–214 mBf közti magasságból ismertek. 2007-ben a barlang fő járatszintjéről (főként 160–165 mBf), egészen 148,5 mBf magasságig 24 kalcitlemez- és apadási színlő minta korhatározása történt meg (SZANYI 2007), amit később ellenőrző mintagyűjtések és mérések követtek (SZANYI et al. 2009, 2010, 2012). Az eredmények alapján elmondható, hogy a karsztvízszint legalább kétszázezer éven keresztül a fő járatszint (mai 160–165 mBf) magasságában volt. Ezt követően rövid idő alatt 10–15 m-t süllyedt, és 310 ezer évvel ezelőtt már a jelenlegi ~150 mBf magasságban lévő járatok szintjén volt. Fokozatos kiemelkedést és vízszint süllyedést feltételezve, a kiemelkedési ütem 500 és 280 ezer év között 0,06–0,3 mm/év, 280–70 ezer év között pedig gyorsabb: átlagosan 0,16 mm/év lehetett (SZANYI et al. 2009). A **Ferenc-hegyi-barlang** mélyszintjén, 180 m tszf. magasságban, a Csontváz-teremben található vékony kalcitlemezek kora azonban legalább 450 ezer évesnek bizonyult, ami alapján SZANYI (2007) azt feltételezi, hogy ez a barlangszakasz több mint 450 ezer éve az akkori állandó karsztvízszintben tartózkodott. Ez alátámasztja FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) korábbi megállapítását, hogy a 230 mBf-en lévő járat 300 ezer éve már légteres volt. A **Szemlő-hegyi-barlang**ban SZANYI (2007), illetve SZANYI et al. (2009, 2010) a Hosszú-folyosóból (374 ezer év, 176 mBf), a Hosszú-táró elágazásból (442 ezer év, 178 mBf), a liftakna mellől (415 ezer év, 175 mBf), az Óriás-folyosó aljáról (295 ezer év, 172 mBf) és a Hópalotából (285 ezer év, 171 mBf) származó kalcitlemezek korát vizsgálta. Ezek a lemezek a freatikus zónában mind tovább vastagodtak. Látható, hogy a 171–178 mBf magasságból származó lemezek koradatai széles időtartományt, több mint 150 ezer évet fednek le. E néhány koradat alapján feltételezhető, hogy a barlangjáratokban hosszú ideig nyílt tükrű meleg vizű tó, termálvíz volt jelen. SZANYI Gyöngyvér fenti adatai kétütemű, részben kissé lassúbb, részben kissé gyorsabb mozgást mutattak ki (Pál-völgyi-barlang: 0,15 mm/év az utóbbi 351 ezer évben, Szemlő-hegyi-barlang: 0,21 mm/év az elmúlt 289 ezer évben, József-hegyi-barlang: 0,32 mm/év az utóbbi 217 ezer és 66 ezer éves intervallumban), mint LEÉL-ŐSSY Szabolcs korábbi mérései, amelyek még alfa-spektroszkópiás módszerrel készültek. SZANYI évtizeddel későbbi ICP-MS mérései pontosabbnak bizonyultak. KELE et al. (2011) rózsadombi travertínókon végzett

vizsgálati eredményei (0,20-0,25 mm/év) jó egyezést mutatnak a fenti barlangi kiválásokon végzett elemzésekkel (0,15-0,32 mm/év az elmúlt kb. 350 ezer év alatt).

A **Gellért-hegy**en a legmagasabb helyzetben lévő Citadella-kristálybarlangból (167 mBf) gyűjtött kalcitlemezek kora 195 ezer (185-206 ezer) év (LEÉL-ŐSSY CS. et al. 2007). A Gellért-hegyi-aragonitbarlangból (110 mBf) ERŐSS (2010) és VIRÁG et al. (2013c) végzett kormeghatározást: a karfiolszerű kalcitkéreg kora kb. 130 ezer év (az utóbbi esetben 130,5 ezer [125-136 ezer] év), a goethites üledék repedéseiben kivált „lemezszerű" kalcit pedig 55 ezer (53,5-57 ezer) éves. KARDOS (2011) a Gellért-hegy néhány további kis barlangjából előkerült vízszintjelző barlangi kiválások (kalcitlemez, apadási színlőborda, karfiolszerű kalcitkéreg) U–Th kormeghatározását végezte el, melyek további korvizsgálatokkal lettek kiegészítve (VIRÁG et al. 2013d). Az eredmények alapján a karfiolszerű kalcit kéreg kora: 128 mBf, 217 ezer (194-244 ezer) év és 192 ezer (178-208 ezer) év; 120 mBf, 132 ezer (123-141 ezer) év és 97 ezer (91-103 ezer) év; az apadási színlőborda (106 mBf) pedig 75 ezer (69-80 ezer) év.

A **Mátyás-hegyi-barlang** Mikulás-ágából származó mintáim ICP-MS mérési eredményeim alapján a karfiolszerű kalcitkéreg kora 500 ezer év körüli, a vastagabb kalcit lemezek 402 ezer (342-523 ezer), a papírvékony lemezek pedig 339 ezer (295-406 ezer) évesek. A termálvízből tehát az adott barlangszakaszon fél millió éve már karbonát kiválás történt, és 300-400 ezer évvel ezelőtt pedig a tó nyílt víztükörrel rendelkezett (VIRÁG et al. 2014, LEÉL-ŐSSY & VIRÁG 2018).

A cseppkövek kora

A Pál-völgyi-barlangrendszerben a közelmúltban DEMÉNY et al. (2013) részletesen vizsgálták a VB-folyosó egyik cseppkövének stabilizotóp összetételét. Kutatásaikból kirajzolódott, hogy az izotóp-geokémiai adatok jól tükrözik a cseppkő által dokumentált mintegy 6000 év (BP 11-5 ezer év) jelentősebb nagyfrekvenciájú éghajlatváltozásait: 8-9 ezer, illetve 4,5-5,5 ezer évvel ezelőtt a mainál szárazabb, míg kb. 7000 évvel ezelőtt egy jelentősen nedvesebb klímaperiódust tudtak azonosítani. Egyben felvetették a száraz, illetve nedves időszakokban más és más helyről érkező légtömegek hatásának lehetőségét.

A Pál-völgyi-barlang 2,5 m magas, 4-5 m széles Búboskemence nevű cseppkőlefolyására merőlegesen, 2010 júliusában 3 cm átmérőjű, 23 cm hosszú fúrás mélyült, amely a cseppkövet 15 cm vastagságban harántolta. A mag több részéből is készült U–Th (ICP-MS) és radiokarbon (AMS, MOLNÁR Mihály) kormeghatározás (VIRÁG et al. 2011, 2013e). Az eddigi eredmények alapján a középső-pleisztocénben, 222 ezer (209-236 ezer) évvel ezelőtt indult meg a karbonátkiválás, amely később hosszabb időre megszakadt. A következő kiválási szakasz már jóval fiatalabb, késő-pleisztocén; 53,8 ezer (49,2-58,5 ezer) évvel ezelőtt lassú cseppkőképződés indult meg, és az agyagos sávok közberétegződése arra utal, hogy közben többször szünetelhetett is. A pleisztocén végétől, holocén elejétől a cseppkőképződés felgyorsult: 12,3 ezer (10,4-14,3 ezer) évtől napjainkig a kiválás feltehetően közel folyamatos volt. Mindez nagy felbontású, folytonos, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, δD és nyomelem-geokémiai és mikropetrográfiai vizsgálatokon alapuló holocén paleoklíma- és környezetrekonstrukciót tesz lehetővé (az adatok elemzése jelenleg még folyamatban van).

A Pál-völgyi-barlang legmagasabban fekvő részében (Negyedik-negyed), a folyosó magasabb szakaszán található az Óriás-cseppkő (3-4 m magas, sötétbarna színű cseppkőoszlop-pár és

cseppkőzászlók). Egy aljzaton heverő cseppkőzászló darabkából 1992-ben Derek FORD U–Th α-spektrometriás módszerrel kormeghatározást végzett. A képződés kezdetén fejlődött sztalaktit kora a módszer határánál, 350 ezer évnél idősebbnek adódott, a ránőtt cseppkőzászló legkülső részének kora pedig 290 ± 44 ezer év (TAKÁCSNÉ BOLNER 1998). A 20 évvel később újravizsgált cseppkőzászló egy másik darabjának kora is középső-pleisztocénnek bizonyult. VIRÁG és SURÁNYI (in VIRÁG et al. 2013f) U–Th ICP-MS mérései alapján a minta belső, legidősebb részének kora ~415 ezer (328 ezer - ∞), legkülső részé pedig ~153 ezer (146 ezer-160 ezer) év. Az eredmények alapján az Óriás-cseppkő eddig az ország legidősebb datált cseppköve.

A travertínók kora

A Rózsadomb középső-pleisztocén travertínói általában szoros kapcsolatban állnak a Budai-termálkarszt barlangjaival, mivel vagy közvetlenül a felszínre bukkanó termálforrásokból (forráskúpok) rakódtak le, vagy a felszín alatti víz felszínre bukkanását követően, völgyoldali és tavi típusú környezetben váltak ki. A Rózsadomb és a Kiscelli-fennsík pleisztocén forráskúpos, tavi és völgyoldali travertínó-előfordulásainak kora és települési magassága KELE (2009) és KELE et al. (2011) munkája alapján ismert.

A travertínók korát a régebbi tanulmányok elsősorban morfológiai megjelenésük és települési magasságuk (pl. SCHEUER & SCHWEITZER 1980, 1988) vagy az előfordulásban található ősmaradványok alapján becsülték, és az adott tengerszint feletti magasságon elhelyezkedő terasz szintekhez kötötték. KELE (2009) munkájában a travertínók települési magasság-adatait (mBf) szedimentológiai-petrográfiai vizsgálatokkal és U/Th kormeghatározási, valamint stabilizotóp geokémiai vizsgálatokkal egészítette ki.

A 170–180 mBf magasságon található édesvízi mészkövek (Apostol u., Szőlészeti Kutatóintézet, Barsi u.) kora kb. 350 ezer évnek adódott. A **Rózsadomb** (Barsi út, Bimbó út, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol út) és a tőle északabbra található Duna-völgyi (Kiscell, Farkastorki út, Bécsi út) előfordulások koradataiból számolt kiemelkedési ráták egyaránt 0,20–0,25 mm/év közötti értékeket adtak (KELE 2009, KELE et al. 2011). Összehasonlításként, a **Gellért-hegy** travertínó-előfordulásai: a különböző tengerszint feletti magasságokon található Ifjúsági Park (220 mBf, 253 ± 44 ezer év) és a Számadó utca (195 mBf, 183 ± 49 ezer év). Az ezen előfordulások koradataiból számolt kiemelkedési ráták egymáshoz közeli és egyöntetűen magas (0,47, illetve 0,52 mm/év) értékeket eredményeztek (KELE 2009, KELE et al. 2009). Ez alapján a Gellért-hegy kiemelkedése gyorsabb volt, mint a Rózsadombé.

A Budai-hegység területén nagy számban és területileg elszórtan, különböző tengerszint feletti magasságon települő édesvízi mészköveken mért U/Th koradatok és a tszf. magasságadatok alapján (KELE 2009, KELE et al. 2009, KELE et al. 2011) lehetővé vált a korábban már WEIN (1977) által a pleisztocénre valószínűsített szelektív kiemelkedés számszerűsítése és a különböző területek kiemelkedési sebességének összehasonlítása. Egy-egy alterületen belül, azonos magasságban is előfordulhatnak különböző korú édesvízi mészkövek, mivel az adott területen a klíma száraz periódusaiban a mészkőképződés szünetelhetett, majd később a nedvesebb időszakban ismét újraindulhatott.

A vízszintsüllyedés sebességéből RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005a,b,c, 2007) a Duna bevágódási rátáját is meghatározta, ami a teraszok és édesvízi mészkövek korábbi irodalmi adataiból ugyanerre az időszakra számított bevágódási rátánál nagyobbnak adódott: a Dunakanyar térségére kitettségi korok alapján, a korábban becsült 0,41 mm/év helyett 1,6 mm/év bevágódási ráta feltételezhető. Ez alapján a Duna visegrádi áttörését az elmúlt 240 ezer évre (az utolsó előtti glaciális korába) helyezte. A KELE (2009) által közölt édesvízi mészkő radiometrikus koradatok alapján kimutatható, hogy a RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005a,c) által a 600 ezer évvel ezelőttől 360 ezer évvel ezelőttig tartó időszakra számított kiemelkedési ráta nem különbözött lényegesen a 360 ezer évvel ezelőttől napjainkig becsülhető kiemelkedési rátától. SZANYI et al. (2012) barlangi karbonátokon végzett radiometrikus korvizsgálatai a Pál-völgyi-barlangból az elmúlt 351 ezer évre 0,15 mm/év kiemelkedési rátát eredményeztek, míg a Szemlő-hegyi-barlangból az elmúlt 289 ezer évre 0,21 mm/év érték, a József-hegyi-barlangból pedig a 217–66 ezer év közötti időszakra 0,32 mm/évnek adódott. LEÉL-ŐSSY (1997a) a József-hegyi-barlang vízszintjelző kiválásainak koradatai alapján 0,15–0,3 mm/év kiemelkedést valószínűsít.

KARDOS (2011) a Gellért-hegy legalacsonyabban (Bőd-Beszter-barlanglak: ~75 ezer év, 106 mBf) és a legmagasabban (Citadella-kristálybarlang: ~195 ezer év, 167 mBf) található ismert korú kalcitkiválásainak U-Th koradatai és mBf magassága alapján a Gellért-hegy kiemelkedési ütemét 0,49 mm/évnek határozta meg. Ez jól egyezik KELE (2009), illetve KELE et al. (2009) travertínók korából számolt 0,47–0,52 mm/év kiemelkedési ütemmel.

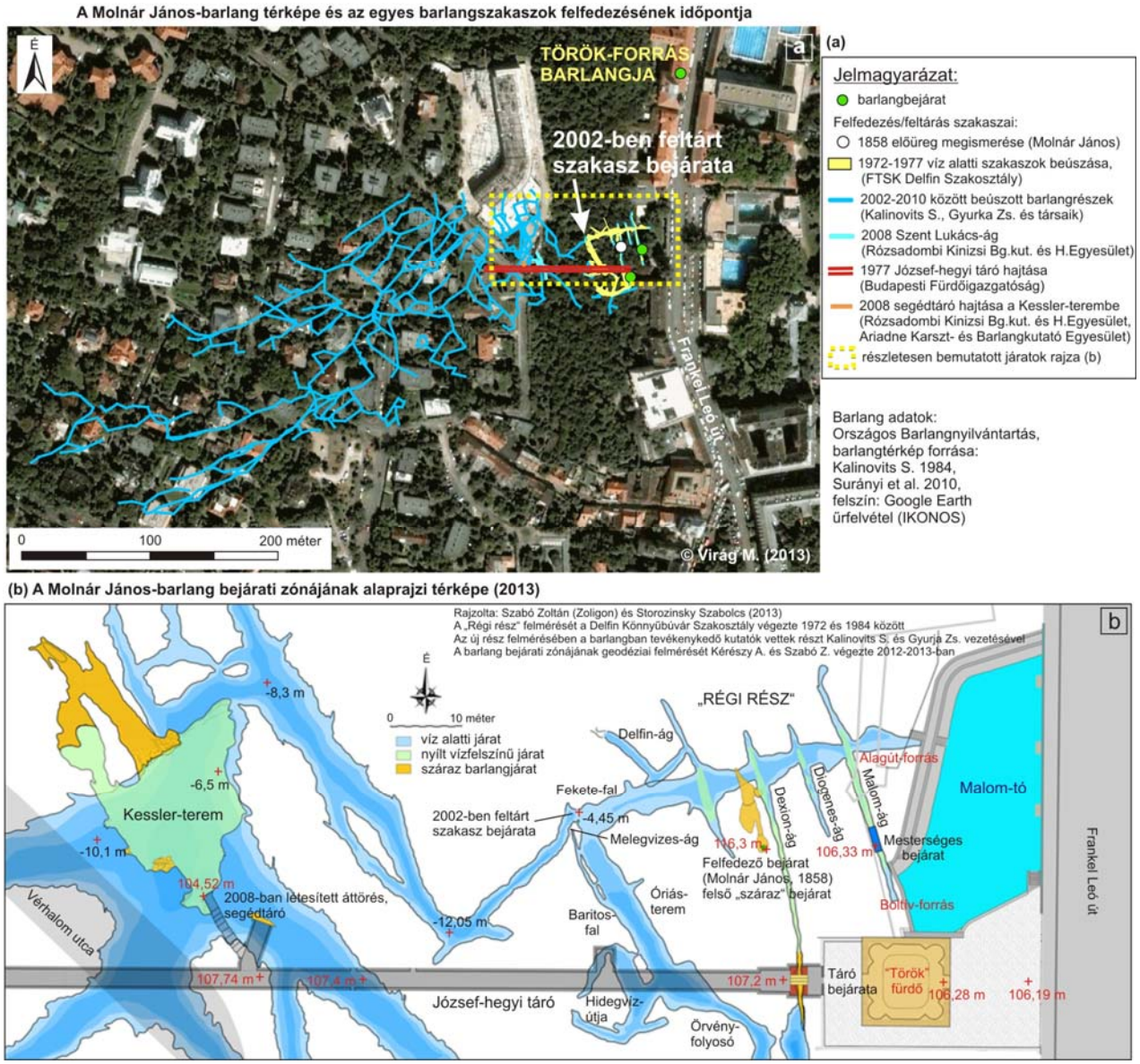
3.3 A VIZSGÁLT BARLANGOK KUTATÁSTÖRTÉNETE

3.3.1. Molnár János-barlang

A terület többi hasonló barlangjával ellentétben ennek az üregnek mindig is volt 12 m magasan a hegyoldalban egy természetes nyílása, amelyen át régen a langyos karsztforrások a felszínre bukkantak, azonban ez jelenleg már inaktív. Az aktív forrásszáj ebben az időben járhatatlan volt. A Malom-tó fölötti, 12 m mély üreget találta meg 1858-ban MOLNÁR János, aki a források vizét is alaposan megvizsgálta (MOLNÁR 1869). A kiáramló langyos víz az Alagút- és Boltív-források sziklarepedésein keresztül jutott a Malom-tóba.

Már MOLNÁR (1869) leírásából kiderült, hogy a közeli források magas CO_2- és H_2S-tartalmúak (Iszaptó-forrás, illetve a Császár- és a Király-fürdő kénhidrogén-szagú vize és kéntartalmú kiválásai). A Duna és a fürdőépületek közötti parkban található termálkutak elfolyó vizét levezető „csatornában" gyűjtik össze. A langyos vizeket az 1500-as években gátakkal duzzasztották fel, és malmok hajtására használták; ekkor hozták létre a Malom-tavat.

A barlang kutatástörténetét és jellemzését PLÓZER (1972) és KALINOVITS (1984, 2003, 2006) munkáiból ismerhetjük meg részletesen. A rendszer víz alatti részeinek feltárása a búvártechnika fejlődésével 1953-ban vette kezdetét. Az addig járhatatlan aktív forrásszáj 1960. május 22-én az MHS BEKSZ búvárai az Alagút-forrás felől bejutottak a barlangba. KESSLER Hubert támogatásával 1972-ben az FTSK Delfin szakosztály könnyűbúvár technikával megkezdte a rendszeres feltárást



8. ábra. A Molnár János-barlang kutatástörténeti térképe (a); a Molnár János-barlang bejárati zónájának alaprajzi térképe (b); (in VIRÁG & SZABÓ 2013)

(PLÓZER 1974). 1977-ig 300 m hosszban és 30 m mélységig tárták fel a víz alatti és a száraz szakaszokat. A búvárok szervezett összefogásával történő feltárások főleg KALINOVITS Sándor, KOLLÁR K. Attila, MARÓTHY László és PLÓZER István nevéhez köthetők. A további merülések során összesen 420 m járat vált ismertté: e szakaszokat a barlang térképatlasza mutatja be (KALINOVITS 1984). Az egyes feltárási időszakokat a *8. ábra* mutatja.

A következő 15 évben komolyabb feltárás nem, de számtalan kísérlet történt a nyugati végpontokon előtörő meleg víz beáramlási útjának felderítésére. 2001 augusztusában egy nyomjelzési kísérlet keretében (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2001) a Rózsadombon nyíló B0-barlang aknáján keresztül nagy mennyiségű, bakteriofágokat is tartalmazó szuszpenziót és Tinopal nyomjelző anyagot juttattak a felszín alá. A Molnár János-barlang hideg víz beáramlási pontjánál, a Malom-tónál, valamint a fürdők körüli forrásoknál és kutaknál mintavételezéssel és spektrofluoriméteres méréssel folyamatosan nyomon követték a kiérkező, megcsapolódó vizet. A nyomjelző anyag sehol nem jelent meg a hegy lábánál kiáramló vízben. Ennek alapján azt feltételezték, hogy a Molnár János-barlang víz alatti járatrendszere és a feláramló víz mennyisége a korábbi elképzeléseknél lényegesen nagyobb lehet (ERŐSS et al. 2006).

A feltételezést a búvároknak néhány hónap múlva sikerült igazolniuk. 2002 végén GYURKA Zsolt vezetésével megtalálták a régóta sejtett és keresett folytatást (WOLK 2003, KALINOVITS 2003, 2006). A Lukács-fürdő felé langyos vizet továbbító szívócső áthelyezésekor a Fekete-falnál leomlott iszapfal helyén nyílás keletkezett, amely jelezte a barlang újabb részei felé a folytatást. GYURKA Zsolt a Fekete-falnál a meleg víz beáramlás mellett az omladékban a szűk nyílást tovább bontotta, melynek következtében megnyílt a barlang addig ismeretlen, további szakasza. A 100 méter hosszú, korábban már ismert részekre jellemző járatszelvény után a méretek hirtelen megváltoztak: tíz méter széles és magas terek fogadták az első beúszókat. Ekkor sikerült bejutni a 10 m-rel vízszint fölé magasodó hatalmas, részben légteres üregbe (Kessler-terem). A terem levegője ekkor belégzésre alkalmatlan (6,5% szén-dioxid-tartalmú) volt (SZABÓ Zoltán szóbeli közlése). A feltárás ütemének néha csak a rendelkezésre álló légzőgáz és a bevitt vezetőkötél mennyisége szabott határt. A következő 10 év (akkor még KALINOVITS Sándor vezette) kutatásai során lényegében bontás nélkül sikerült több mint 6 km hosszú járatrendszert feltárni a búvároknak. Legmélyebb pontja a bejárat szintje (és a víz szintje) alatt közel 100 méterrel húzódik (KALINOVITS 2006; in VIRÁG & SZABÓ 2013).

A Frankel Leó út 48. területén található „török fürdő" jellegű betonépület mögött 1976-77-ben 180 méter hosszú, 3 m széles alagutat hajtottak a hegy belsejébe (József-hegyi-tároó). A tároó 3 m után harántolja a barlang ún. Dexion-ágát, amely részben a vízszint felett húzódik, és összeköttetésben van a hegyoldalban lévő bejárattal is. A Kessler-terembe 2008 őszén ADAMKÓ Péter, LEÉL-ŐSSY Szabolcs és SURÁNYI Gergely vezetésével, előzetes geofizikai vizsgálatokat követően (SURÁNYI et al. 2010) egy 9 méteres segédtároó kihajtásával sikerült a József-hegyi-tároóból is bejáratot nyitni, így a vízszint fölött kb. 10 m magas és 20 m átmérőjű terem (a 22 000 m^3-es terem 90%-a a víz alatt van, amely vertikális kiterjedésben 2/3 részt jelent) száraz lábbal is megközelíthető lett. A József-hegyi-tároóban 1976-ban, az alagút kihajtásakor előkerült 1,5 méteres gipszkéreggel borított gömbfülkét nem burkolták le. Alsó részének megbontásával sikerült bejutni egy 15 méter hosszú folyosóba. A Molnár János-barlang részét képező Szent Lukács-ágat 2007-ben bontották ki ADAMKÓ Péter, LEÉL-ŐSSY Szabolcs és KOVÁCS Márton vezetésével. A Kessler-terem és a Szent Lukács-ág is a Budai Márga bryozoás tagozatában található (LEÉL-ŐSSY & VIRÁG 2018).

3.3.2. Szemlő-hegyi-barlang

A barlang a Ferenc-hegy K-i részén, lejtős, beépített terület alatt húzódik. Felfedező bejárata a Barlang utca 10. sz. telken volt. Az idegenforgalom számára is megnyitott bejárata a Pusztaszeri út 35. alatt található fogadóépületből nyílik. A jelenleg 2230 m hosszúságban és 50,4 m vertikális kiterjedésben ismert tipikus hipogén barlang kiépítettségének köszönhetően könnyen megközelíthető és jól tanulmányozható.

A kőfejtés közben megnyílt barlangot az Örvény-folyosón keresztül 1930. szeptember 20-án KESSLER Hubert és FUTÓ András fedezte fel. Néhány nappal később a Hosszú-folyosóban található Tű-foka szűk nyílásán SZEKULA Máriának sikerült átbújni, s ezzel feltárult a folytatás (KESSLER 1931). A Földtani Intézet a felfedezést követően megbízást adott KADIĆ Ottokárnak a barlang részletes átvizsgálására és felmérésére, amelynek során a járatok hossza 600 méternek bizonyult (KADIĆ 1933). A barlang felfedezése a tudomány számára is újdonságot hozott: itt ismerték fel először a kiemelt helyzetben lévő rózsadombi barlangok hévizes eredetét. A barlangi kiválásokat borsóhoz, gyöngykövekhez, kelvirághoz, bogyókhoz és szőlőfürtökhöz, illetve a leggyakrabban kőrózsákhoz és más virágokhoz, a hófehér csillogó gipszkristályokat pedig „frissen hullott hóhoz" hasonlították.

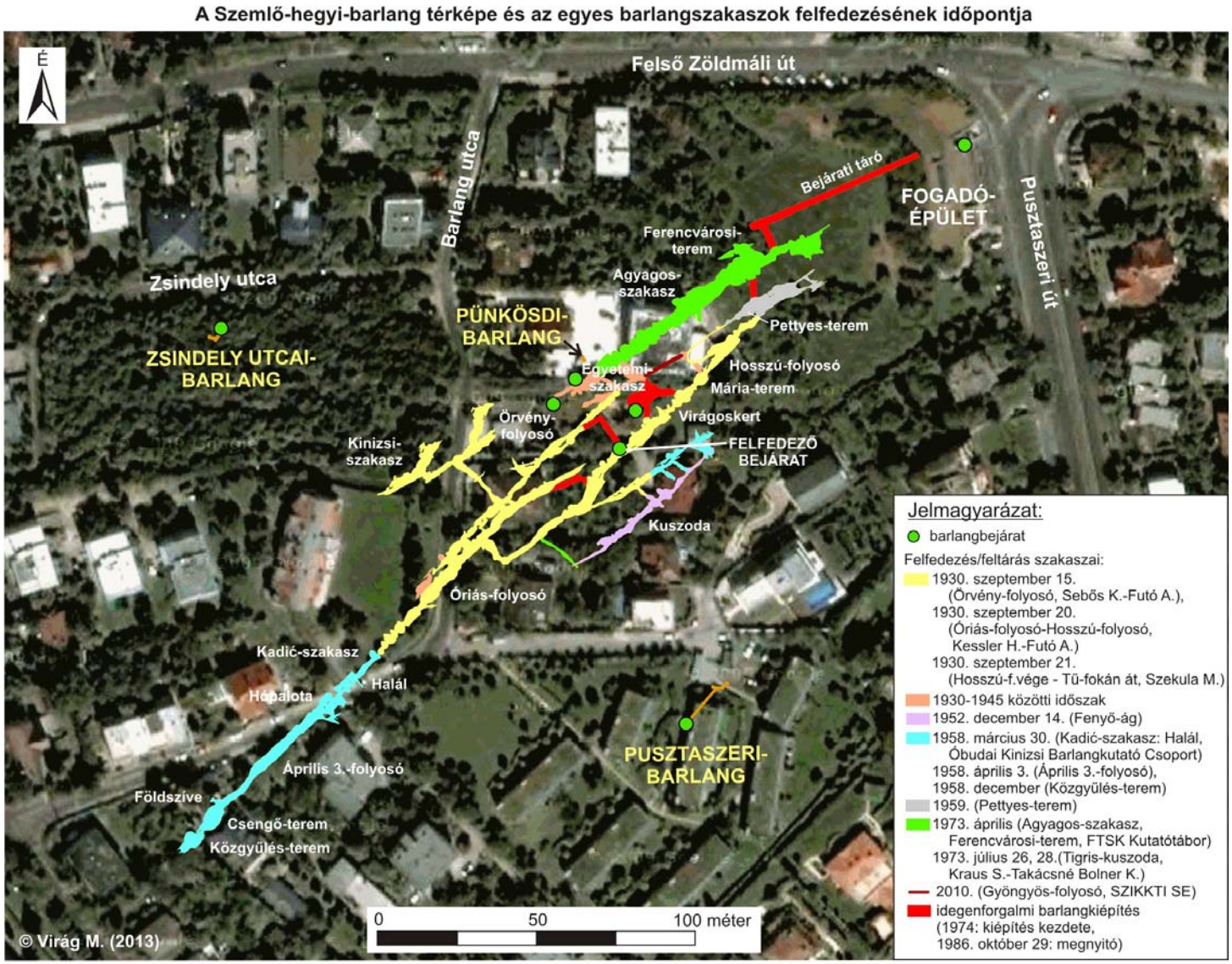
A második világháborút követő „gazdátlanság" után a barlangba szabadon lejutó „látogatók" sajnos sok kárt okoztak a képződményekben. 1958-ban a barlangot védetté nyilvánították, a bejáratot lezárták, és folytatódott a kutatómunka. 1958 tavaszán a Kinizsi Természetbarát Egyesület barlangkutatói bejutottak a kb. 280 méter hosszú Kadić-szakaszba. 1973-ban a Ferencvárosi Természetbarát Sportkör Barlangkutató Szakosztályának tagjai felfedezték az Agyagos-szakaszt, és megtalálták a barlang legnagyobb termét, a Ferencvárosi-termet *(9. ábra)*.

1961–62-ben HORVÁTH János vezetésével elkészült a barlang 1 : 100 méretarányú térképe (HORVÁTH 1965). A teljes járathossz ekkor 1962 m volt. Hazánkban ez volt az első (és hosszú ideig az egyetlen) ilyen részletességű és pontosságú barlangtérkép. HORVÁTH János és SZUNYOGH Gábor 1989-ben, a Nemzetközi Barlangtani Unió Budapesten rendezett X. Kongresszusára ennek alapján készítette el a járatokat 3D-ben bemutató térmodellt.

A barlangot 1974-ben kezdték el kiépíteni, és 1986. október 23-án nyitották meg a nagyközönségnek. 1992-ben gyógybarlanggá nyilvánították, és 1993 óta a Szent János Kórház barlangterápiás szakrendeléseként is üzemel (vö. HEGEDŰS & LACZKOVITS 2013).

A barlang idegenforgalmi szakaszának kiépítése során számos helyen átmetszették az aljzat és az oldalfal képződményeit, melyek ezáltal feltárásban tanulmányozhatók. A szelvényszerűen feltáródott kiválássor paragenetikai vizsgálata kutatómunkám fontos részét képezi. A kiépítés korabeli tudományos hozadékának tekinthető, hogy a Hosszú-folyosó Omladék-termének egyik borsókövekkel borított „karácsonyfáját" (részben szándékosan) félbevágták, és ennek köszönhetően vált ismertté annak belső, kalcitlemezekből felépülő szerkezete. A furcsa alakzatokat a barlang első leírásai még „gyöngykövekkel borított stalagmitok"-ként emlegetik (KESSLER 1936), később PANOŠ (1960) hévizes „gejzírkúpoknak" tartotta azokat.

A barlangról, felfedezéséről és kutatásáról a fenti munkák mellett HORVÁTH & SZUNYOGH (2008) ad összefoglaló áttekintést. A barlang genetikáját és kiválásait főleg morfológiai szempontból KRAUS (1982, 1990, 1993, 2006, 2011) kutatta.



Barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás, barlangtérkép forrása: Horváth J. 1965, módosította: Horváth J. és Szunyogh G. 1989, Virág M. 2008 (georeferálás: Molnár G., polygon: Virág M. és Zihné Perényi K.), felszín: Google Earth űrfelvétel (IKONOS)

9. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang kutatástörténeti térképe (in VIRÁG M. *in* MINDSZENTY A. *(szerk.) 2013)*

4. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

4.1. TÉRINFORMATIKA, BARLANGJÁRAT ELOSZLÁS MODELLEZÉS

A dolgozatom részét képező térinformatikai vizsgálati módszereket részben a VIRÁG et al. (2013g) és VIRÁG (2014)-es munkáimban már publikáltam.

A papír alapú, beszkennelt, illetve az elektronikus formában rendelkezésre álló alaptérképeket az *ERDAS Imagine 9.01* program felhasználásával georeferáltam. A program által ismert vetületi rendszerű (EOV, Gauss-Krüger, Stereo) térképeket először saját vetületi rendszerükbe illesztettem, majd egységesen EOV rendszerbe helyeztem át. Az ismeretlen vagy vetületi rendszer nélküli térképeket az EOV topográfiai térkép alapján „kép a képhez" illesztéssel georeferáltam.

Az *ArcView 3.3 GIS* és/vagy az *ArcGIS 10* programok segítségével a raszteres alaptérképekről bedigitalizáltam a későbbi elemzésekhez felhasználni kívánt elemeket, illetve interpretáltam azokat, és shp formátumban vektoros adatbázisokat hoztam létre. A táblázatos formában rendelkezésre álló adatokból koordinátáik alapján hoztam létre a layereket. A különböző tematikus megjelenítések és elemzések (pl. DTM előállítása, lejtőkategória, kitettség) az utóbbi program segítségével készültek.

A barlangjáratok polygonos ábrázolásához PRÉPOSTFFY Zsolt által 1998-2001 közt kifejlesztett POLYGON Cave Surveying Software programot használtam (az adatokat dxf és txt formátumban exportáltam). A járatok irányának elemzéséhez a rózsadiagramokat a GEOrient 9.2 programmal készítettem el. A barlangbejáratok felmérését a Vidékfejlesztési Minisztérium Tájvédelmi, Barlangvédelmi és Ökoturisztikai Osztály („Barlangtani Intézet") munkatársai Trimble GeoExplorer 3 típusú (3 méteres XY pontosságú) GPS műszerrel végezték, a travertínók települési magasságát és helyzetét a terepbejárások során Garmin Map60 CSX és Garmin Map62s GPS készülékek használatával mértük fel.

A **domborzatmodell** alapját az 1997-es EOV topográfiai térkép jelentette. Az *ERDAS* programban történt georeferálást követően az *ArcView*, majd az *ArcGIS* program segítségével bedigitalizáltam a szakdolgozatomban vizsgált terület szintvonalait és magasságpontjait, majd ezekből interpolálással (Kriging Method) grid rácshálót készítettem. Hasonló eljárással készült el a teljes Budapestet bemutató domborzatmodell is. A domborzatot ArcMap ás ArcScene segítségével ábrázoltam.

A **földtani információk** ábrázolásához FODOR László fedetlen földtani térképének (in MINDSZENTY et al. 2000) adatbázisát használtam fel (képződmények, tektonika), melyhez WEIN (1977) – TIMÁR Gábor által georeferált – fedett földtani térképéről a travertínókról is elkészítettem a polygonokat.

A **barlangok** felmérési adataiból (járatok hossza, iránya, lejtszöge) a *POLYGON* barlangtérképező szoftver alkalmazásával, a barlangkutató csoportok által megszerkesztett barlangjáratok polygonhálózatát a további ArcGIS környezetben történő feldolgozáshoz dxf formátumba exportáltam. A polygonokat az egyes tematikus térképeken és domborzatmodellen ArcMap és ArcScene segítségével jelenítettem meg. A barlangbejáratok és travertínók GPS koordinátáiból (XY és tengerszint feletti magasság (mBf) adataiból) pont típusú shp fájlokat

készítettem. Az eredetileg vetületi rendszer nélküli alaprajzi barlangtérképek georeferálását követően a járatokat ArcGIS programban digitalizáltam. A területről készített domborzatmodell és a barlangjáratok (barlangpolygonok) térinformatikai feldolgozása és megjelenítése, valamint az ismert barlangbejáratok koordinátái, a járatok horizontális és vertikális kiterjedése alapján, az Országos Barlangnyilvántartás adatait és térképeit felhasználva, elkészítettem a Rózsadomb barlangszintjeit bemutató **3D térmodelleket és magasság-járatgyakoriság diagramok**at. Az oszlopdiagramon ábrázolt járatgyakoriság az adott tengerszint feletti magasságon előforduló barlangok számát jelöli. A járatok helyzete, valamint az egykori karsztvízszinthez kötődő barlangi kiválások és travertínók rendelkezésre álló magasság- és koradatai alapján a területen zajló egykori vízszintváltozások története jól tanulmányozhatóvá válik.

A **barlangjárat irányok elemzés**éhez a *GEOrient* programot alkalmaztam. A feldolgozás során fontos szempont volt, hogy a járatokat ne csupán a gyakoriságuk, hanem hosszúság alapján súlyozott gyakoriságuk szerint ábrázoljam, hiszen feltehetően a leghosszabb járatok jelzik a leginkább a terület szerkezeti elemeit. A módszer alkalmazásának kiindulási alapját TELBISZ Tamás (pl. TELBISZ & MÓGA 2005, TELBISZ et al. 2006a,b, 2007, TELBISZ & NAGY 2008) töbör morfometriás elemzései jelentették, melyekben a töbrök megnyúltságára súlyozva számolta és rózsadiagramokon ábrázolta azok hossztengelyeinek irányát. A járatorientáció elemzéseim alapjául a barlangok poligonjainak egyes szakaszai szolgáltak. GINÉS et al. (2014) Mallorca egyik barlangjának (Cova des Pas de Vallgornera) barlangpoligon szakaszai alapján végzett járatorientáció elemzéseket. Az eredményeket összehasonlították az egyes kőzettípusok és földtani egységek töréseinek irányával. Az alkalmazott módszert (poligon szakaszok irányainak hosszúságra súlyozott ábrázolása) a saját munkám során figyelembe vettem.

Ehhez a Polygon program felmérési adatlapjából nyertem ki a hosszúság és azimut adatokat, melyekből kiszűrtem a tisztán vertikális kiterjedésre vonatkozókat (függőleges polygon szakaszok). A poligonok – az alaprajzi térképekkel szemben – minden nagy barlangról rendelkezésre állnak, és általában jól illeszkednek a meglévő alaprajzi térképekre, ezért a feldolgozás során ezek felhasználása mellett döntöttem. Mivel a Szemlő-hegyi-barlang alaprajzi térképe jó felbontású és aránylag rövid és egyszerű szerkezetű, ezért ez utóbbi esetben a georeferált térkép járatrajza alapján digitalizáltam be a szerkezeti elemeket reprezentáló vonalakat. A hosszúság és irányszög (α) értékeket kiszámítottam, majd az utóbbiból (mivel az ArcGIS É-i iránya nem azonos a földrajzi északkal) 0-180°-ig a 90-α, 180-360° értékek között pedig a 90-α+360 összefüggések segítségével számoltam át az értékeket. A hossz és irány bemeneti adatokból a *GEOrient* programban hosszúságra súlyozva rózsadiagramokon ábrázoltam a barlangjáratok irányait, valamint kiszámoltam az átlagos legnagyobb „megnyúltság” értékeket.

4.2. TEREPI ADATGYŰJTÉS, KIVÁLÁSTÉRKÉPEZÉS

A barlangi kiválások azonosítását a *6.6. fejezetben* részletesen ismertetett jellemzők alapján végeztem. Fotókkal és leírással dokumentáltam a képződmények barlangjáratokon belüli előfordulását, és térképen rögzítettem azok helyzetét.

A **Szemlő-hegyi-barlang** kiválástérképezéséhez (l. lent) térkép alapként HORVÁTH János (1965) nagy pontosságú (1987-ben pontosított), 1:100 méretarányban készült térképeit (alaprajz, hosszmetszet, keresztszelvény) használtam fel. A munkámhoz nagy segítséget jelentett, hogy a Szemlő-hegyi-barlang fogadóépületének kiállító termében a fenti térképek alapján 1989-ben HORVÁTH János és SZUNYOGH Gábor által készített térmodell a járatokat látványosan, 3D-ben ábrázolja. A térkép hossz- és keresztszelvényeken eredetileg ábrázolt mélység, illetve ismert tengerszint feletti magasság (mBf) adatok segítségével méterenként, vertikálisan beszinteztem a hosszmetszet térképszelvényeket, és ezeken rögzítettem a megfigyeléseimet és a térképezés eredményét. A hosszmetszet térképek nagy előnye, hogy az eredeti, kiépítés előtti járatokat ábrázolják, így bepillantást nyújtanak a barlangjáratok eredeti aljzatának morfológiájába. Ez a munkám és az értelmezés szempontjából meghatározó jelentőséggel bír.

A barlangtérkép lapjain rögzítettem a terepi megfigyeléseimet és a térképezés eredményeit. Ezek alapján, valamint a KTF:607-5/2014 számú (2017. december 31-ig érvényben lévő) kutatási engedély birtokában történt a barlangi képződmények, kőzet- és üledékminták szisztematikus begyűjtése. Mivel a Szemlő-hegyi-barlang fokozottan védett, a mintázáskor törekedtem a lehető legkisebb károsításra, és általában a korábbi időszakokban vagy a kiépítéskor már letört, megbontott felületekről történt a mintavétel (két helyen flexxel, a többi esetben kalapáccsal és vésővel, illetve a cementálatlan üledékeket kés segítségével). A képződmények, üledékek irányát és eredeti helyzetét a későbbi feldolgozás és értelmezés szempontjából rögzítettem.

A **Molnár János-barlang** esetében a rendelkezésre álló poligonon, vázlatszerű térképen rögzítettem a megfigyeléseket és mintagyűjtési helyeket. A részletesen mintázott és dokumentált Kessler-terem és környékére SZABÓ Zoltán 2013-as térképét használtam, illetve a helyszíni felmérésekkel azt pontosítottam. A képződmények horizontális és vertikális elterjedését feltérképeztem. A Szent Lukács-ágra szintén csak egy vázlatos poligon állt renelkezésemre, így azt mind morfológiai, mind kiválások szempontjából részletesebben is feltérképeztem.

A Molnár János-barlangban a víz feletti, búvárfelszerelés nélkül megközelíthető barlangszakaszokon (Kessler-terem, Szent Lukács-ág) a KTF:607-5/2014 számú (2017. december 31-ig érvényben lévő) kutatási engedély birtokában a kiválások megfigyelését és térképen ábrázolását, valamint a mintagyűjtést a Szemlő-hegyi-barlanghoz hasonlóan, nagy pontossággal végeztem. 2014 nyarán a Kessler-terem bejárata (búvár merülőbázis) fölött dróthálózás céljából történt felállványozásának köszönhetően alkalmam nyílt a terem magasabban húzódó szakaszait is átvizsgálni és mintázni. A víz alatti szakaszokon előzetes egyeztetés, megbeszélés alapján a barlangi búvárok közül elsősorban SZIEBERTH Dénes és SZABÓ Zoltán végzett megfigyeléseket, fotó- és videó dokumentációt és mintagyűjtést (üledék, kőzet és ásványképződmények).

A **térképezés**hez, és a **távolság**, illetve a **vertikális kiterjedés** méréséhez mindkét barlangban Leica DistoX lézeres távmérő műszert használtam, mellyel cm-es pontosságú méréseket végezhettem

(vö. HEGEDŰS & SZABÓ 2014). A képződmények vastagságát tolómérő segítségével határoztam meg.

A Molnár János-barlangban jelenleg lejátszódó termálvizes folyamatok megértése és a képződmények létrejöttének pontosabb megismerése érdekében többszöri helyszíni **vízmérés** és **vízmintavétel** történt. A mintavételt a víz alatti szakaszokon SZIEBERTH Dénes, MÜLLNER László és SPANYOL József vezetésével barlangi búvárok végezték. A víz hőmérsékletét sikerült a helyszínen *in situ* rögzíteni, melyhez minden esetben vízmélység adatok is társultak. A vízminták helyszíni mérései és tartósításuk a mintavétel körülményeit tekintve a lehető legközelebbi, hasonló körülményekkel rendelkező helyszínen, a Kessler-terem vízfelszíne felett kiépített merülőbázison történt. A vízfelszíni mintagyűjtést és vízhőmérséklet mérést már a búvárok segítsége nélkül végeztem. A helyszínen mértem a víz hőmérséklete mellett a pH-t, fajlagos elektromos vezetőképességet, (illetve TDS-t), és a redox potenciált is. A méréseket kalibrálást követően PONSEL ODEON típusú műszerrel és a hozzá tartozó elektródákkal végeztem (pH, redox és hőmérséklet, illetve fajlagos elektromos vezetőképesség, belőle származtatott TDS és hőmérséklet-mérő elektródák). A CO_2 méréshez és stabilizotóp mérésekhez külön speciális edényekbe vettem vízmintát, melyeket a mérésekig parafilmmel zártam le. A nyomelem mérésekhez a mintákat salétromsavval tartósítottam. A kén-hidrogént a vízzel színültig töltött 100-150 cm^3-es edényben 2 cm^3 5%-os kadmium-acetát és 2 cm^3 5%-os NaOH oldat egyidejű befecskendezésével kadmium-szulfidként csapattam ki. A főelem mérésekhez a vízmintákat műanyag palackokba gyűjtöttem.

4.3. LABORATÓRIUMI ÉS MŰSZERES VIZSGÁLATOK

A begyűjtött barlangi kiválásmintákat ***makroszkópos vizsgálatok***nak vetettem alá, és fotókat is készítettem, majd ezek alapján kiválástípusokba („szpeleotémák") soroltam *(l. 6.6. fejezet*). A részletesebb megfigyeléseket, a képződmények laminái, szöveti és szerkezeti felépítését az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék OLYMPUS SZX9 típusú **sztereomikroszkóp**jával (ráeső fényben) végeztem.

A részletes ***mikropetrográfiai vizsgálatok***hoz a minták elvágását követően 30 μm vastagságú, 5x5 vagy 5x7 cm méretű **vékonycsiszolatok**at készítettem az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéken. Az elvágott minták felületét és a vékonycsiszolatokat is fotóztam vagy szkenneltem. A képek sarkán található rövidítések a megfigyelés körülményeit jelzik (1N – 1 nikol, XN – keresztezett nikolok, BL – kék fény, CL – lumineszcens kép, SEM – pásztázó elektronmikroszkópos felvétel, szekunder elektronkép vagy visszaszórt elektronkép).

A **polarizációs mikroszkópos vizsgálatok**at a vékonycsiszolatokon az Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék OLYMPUS BH-2 típusú kutatómikroszkópjával (áteső fényben) végeztem.

A **luminoszkópos** megfigyeléseket OLYMPUS MAAS Nuclide ELM-3R típusú, hideg katódos műszerrel végeztem az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén. A mérések során a gyorsítófeszültség 8–10 kV, az áramerősség 0,5–0,7 mA volt.

Az **UV-fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatok**at ZEISS Axioskop 40 típusú mikroszkóppal (MTA-ELTE Geológiai. Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport), higany gőzlámpa megvilágítással (kékfény gerjesztéssel) végeztem. A mikroszkóp 09-es szűrőkészlettel van

felszerelve (gerjesztési szűrő: 450–490 nm hullámhossz sávszűrő, BP; nyalábosztó: 510 nm felett áteresztő szűrő; emissziós szűrő: 515 nm hullámhosszon felül áteresztő szűrő, LP).

A vízminták **fő-ion elemzése** és **CO_2 mennyiségének** meghatározása az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék vízkémiai és műszeres laboratóriumában történt. SZIKSZAY László segítségével, a magyar szabványok alapján, **titrimetriával** határoztuk meg a víz HCO_3^- tartalmát (lúgosság, MSZ EN ISO 9963-1:1998), kálcium-, magnézium- (MSZ 448/3-85) és kloridion mennyiségét (MSZ 1484-15:2009). A mintaelőkészítéseket követően Spektromom 195 **spektrofotométer**rel vizsgáltuk a víz szulfátion (MSZ 12750/16-1988), szilikát (CHOVANECZ T. 1977 alapján), valamint néhány esetben nitrátion (MSZ 448/12-82) tartalmát. A nátrium- és káliumionok mérése Flamom típusú **lángfotométer**rel történt. A víz **CO_2 tartalmának** mérését a háttér mennyiség és a hőmérséklethez adott „k" állandó figyelembevételével, 23 ml mintából 3 párhuzamos méréssel, CO_2 monitor M-70 típusú műszerrel végeztem. **A kén-hidrogén** mennyiségének meghatározása a terepen kicsapatott kadmium-szulfidból titrimetriával történt az ELTE TTK Kémiai Intézet Analitikai Kémiai Tanszékén.

A víz, illetve karbonát minták **mellék-** és **nyomelem-összetételének mérése** (a karbonátok sósavas feltárását követően) mikrohullámú plazma emissziós spektrométerrel, Agilent 4100 MP-AES készülékkel történt, az MTA ATOMKI HEKAL Izotóp-, Klíma- és Környezetkutató Központ (ICER) Környezetanalitikai Laboratróriumában.

A terepi és laboratóriumi vízmérések adataiból PHREEQC Interactive 3.4.0 geokémiai modellező program alkalmazásával (vö. PARKHURST & APPELO 1999) telítettségi index meghatározás és **kiválás modellezés** történt. Az eredmények alapján feltételezhető, hogy adott mintavételi helyen az egyes elemekre, ionokra a víz telítetlen vagy túltelített, tehát oldódás vagy kiválás történik. A telítettségi index (SI) meghatározása az alábbi egyenlet szerint történik:

$\Omega = IAP / K_{ásvány}$

ahol IAP az adott ionok aktivitásának szorzata, K pedig az adott ásvány oldhatósági szorzata.

Egyensúlyi állapot esetén $IAP = K_{ásvány}$, vagyis a mért koncentrációkból számolt aktivitások megfelelő hatványon vett szorzata megegyezik az adott ásvány oldhatósági szorzatával, tehát $\Omega = 1$. Ha $\Omega < 1$, akkor az oldat alultelített (telítetlen) az adott ásványra nézve, így az oldódni fog. Az $\Omega > 1$ esetében az oldat túltelített az ásványra nézve, így ásványkiválás fog történni.

Ha az egyensúlyi állapottól nagy eltérés tapasztalható, a telítettségi index logaritmikus skálán meghatározható a következő egyenlettel is:

$SI = \log (IAP / K_{ásvány})$

Ha az SI=0, egyensúlyi állapotról, ha SI>0, túltelítettségről, ha SI<0, alultelítettségről beszélhetünk (vö. FORD & WILLIAMS 1989, 2007, MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013b).

A befogadó kőzetek és barlangi üledékek **karbonát tartalmát** 5%-os, majd 10%-os ecetsavas oldással vizsgáltam. A cementált üledékmintákat, illetve kőzeteket az oldás előtt összetörtem, és a kiszárított anyagok tömegét bemértem. Az ecetsavval kezelt mintákat az oldást követően desztillált vízzel többször átmostam, majd kiszárítottam és a tömegét visszamértem. Az eredeti és az oldási maradék tömegét összehasonlítottam, és ebből számoltam a karbonáttartalmat. Az oldási maradékokból részben szemcseeloszlás, részben röngen pordiffrakciós vizsgálatokat végeztem.

Az **üledékek szemcseeloszlását** SZIKSZAY László segítségével, az ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék HORIBA Partica LA950V2 típusú lézeres szemcseanalizátor műszerén

végeztük. A karbonátmentes oldási maradékokból, 5 g légszáraz mintából 55,8 g/l koncentrációjú nátrium-pirofoszfát oldattal szuszpenziót készítettünk, majd ultrahangos fürdőben 10 percig rázattuk. A kezelt mintát pipettával a készülék diszpergáló kádjába juttattuk, ahol ultrahangos rázatást követően került sor a párhuzamos mérésekre.

A **röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok (XRD)** az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén lévő Siemens D 5000-típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével, θ–θ üzemmódban, Cu-Kα gerjesztő sugárzással történtek. Az adatokat EVA szoftver segítségével értékeltem ki. A képződményeket az ásványfázisok szeparálását követően leporítottam és homogenizáltam, vagy mikrofúró segítségével vettem azokból pormintát. A kőzet- és üledékminták esetében a karbonátot 10%-os ecetsav segítségével távolítottam el, és az oldási maradékot vizsgáltam. Az agyagpreparátumhoz az üledékminta vizes szuszpenziójának többszöri felkeverésével, majd ülepítésével (3 óra 20 percet követően a felső 4 cm leszívásával, majd kiszárításával) nyertem ki a szükséges agyagfrakció mennyiséget. 65 mg mintát Eppendorf-csőben vizes közegben, ultrahangos fürdőben 10 másodpercig rázattam, homogenizáltam, majd pipetta segítségével vittem fel az üveglapra olyan módon, hogy az agyagszemcsék, lemezkék egymással ás az üveglap síkjával párhuzamosan orientáltan rendeződjenek. Az agyagpreparátumokból normál XRD, majd etilén-glikollal történő kezelést követően újabb röntgen-felvétel készült.

A **pásztázó elektronmikroszkópos (SEM+EDX) vizsgálatok**at az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék Mikroszonda Laboratóriumában működő, AMRAY 1830i típusú, EDAX PV 9800 energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt berendezésen végeztem, fókuszált elektronsugárral 100 sec (livetime) mérési idővel, 20 kV gyorsítófeszültség és 1 nA áramerősség mellett. A méréseket megelőzően a tört felületű minta-preparátumok felszínét JEOL JEE 4B típusú vákuumgőzölőben szénréteggel kellett bevonni.

A stabil **szén- és oxigénizotóp mérések** az MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézet Stabilizotóp Laboratóriumában történtek. A pormintákat elektromos mikrofúró-berendezés segítségével, *in situ* mintavétellel nyertem ki a karbonátos kiválásokból. A használt fúrófejek átmérője a mintázandó képződmény laminavastagságától függően 0,8-1 mm-es volt. A minták (kb. 0,2 mg mennyiség) feltárása vízmentes foszforsavval vákuumban (McCrea 1950) történt, a mérések pedig vivőgázas technika alkalmazásával (Spötl & Vennemann 2003), Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel készültek. Az eredményeket a V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) nemzetközi sztenderdhez viszonyítva, δ értékben, ezrelékben (‰) adtam meg. $\delta = (R_{minta}/R_{sztenderd} - 1)*1000$, ahol R_{minta} és $R_{sztenderd}$ a mintában és a sztenderdben meghatározott $^{18}O/^{16}O$ ($\delta^{18}O$) és $^{13}C/^{12}C$ ($\delta^{13}C$) arányt jelölik. A minták elemzése során a sztenderdeken mért eredmények reprodukálhatósága jobb volt, mint ±0,1 ‰. Egy mintából legalább két, de rendszerint ennél több (3-4) mérés történt.

A **vízminták stabilizotóp**-összetételének meghatározása LGR LWIA-24d típusú üreglecsengéses lézer analizátorral történt az MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézetében. Mintánként 1 ml vizet pipettáztak 2 ml-es menetes nyakú üveg edénybe, majd szeptumos kupakkal lezárták. Az így előkészített mintákat és az azonos módon előkészített BWS1, BWS2 és BWS3 laborsztenderdeket (amelyeket nemzetközi sztenderdekhez kalibráltak, Czuppon et al. 2018) a következő sorrendben helyezték a CTC Analytics GC PAL automata mintaadagoló tálcájára: 3 db

sztenderd – 5 db minta – 3 db sztenderd – stb., biztosítva ezzel az esetleges hőmérsékletváltozás eredményeként fellépő érzékenységváltozás megfelelő korrekcióját (LIS et al. 2008). Az automata mintaadagoló egy Hamilton fecskendő segítségével a 2 ml-es edényből 1µl vizet szívott ki, majd fecskendezett be egy preformált szeptumon keresztül az LGR LWIA lézer analizátor párologtatójába. A párologtató gyenge vákuumban 80 °C-on elpárologtatja a vizet, ahonnan a pára eljut az analizátor mérőüregébe. A mérés lézer fénnyel történik és alapja, hogy a $^{1}H^{1}H^{16}O$, $^{1}H^{1}H^{18}O$ és $^{1}H^{2}H^{16}O$ izotopológok eltérő frekvenciákon abszorbeálják a fényt. Minden minta esetében 6 befecskendezés történt, ahol a memóriahatás kiküszöbölése érdekében csak az utolsó 4 befecskendezés mérési eredményét használták a korrekció-számításhoz. Az eredményeket a nemzetközi V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) sztenderdhez viszonyítva ezrelékben adtam meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta D \text{ vagy } \delta^{18}O = \frac{R_{minta} - R_{sztenderd}}{R_{sztenderd}} * 1000\ [‰]$$

ahol: R_{minta} és $R_{sztenderd}$ a minta és a sztenderd $^{2}H/^{1}H$ (D/H), illetve $^{18}O/^{16}O$ aránya. A mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés+mérés) oxigénre ±0,2 $[‰]_{VSMOW}$, hidrogénre ±1 $[‰]_{VSMOW}$ (vö. LIS et al. 2018, CZUPPON et al. 2018).

A szulfát és szulfid **kén és oxigén stabilizotóp** mérése az MTA ATOMKI HEKAL Izotóp-, Klíma- és Környezetkutató Központjában (ICER) ThermoFinniganDelta^{PLUS} XP izotóparány-mérő tömegspektrométeren történt, Thermal Combustion/Elemental Analyzer interface felhasználásával az oxigén stabilizotóp, és NA 1500 NCS Fisons Elemental Analyzer alkalmazásával a kén stabilizotóp mérésekhez. 8 mintánként, összehasonlításként legalább két vagy három sztenderd anyagot használtak (kén stabilizotópok: NBS-127, IAEA-SO-5 és IAEA-SO-6; oxigén stabilizotópok: NBS-127, IAEA-601 és IAEA-CH-3). Az eredményeket δ-értékekkel (‰ dimenzió) fejezem ki: a $\delta^{34}S$-et a CDT, a $\delta^{18}O$-t pedig a V-SMOW nemzetközi sztenderdekhez viszonyítva. $\delta = (R_{minta}/R_{sztenderd} - 1)*1000$, ahol R_{minta} és $R_{sztenderd}$ a mintában és a sztenderdben is a meghatározott $^{34}S/^{32}S$ és $^{18}O/^{16}O$ arányt jelölik. A stabilizotóp mérések pontossága a sztenderdeken mért eredmények reprodukálhatósága alapján a $\delta^{34}S$ esetében jobb volt, mint ±0.2 ‰, a $\delta^{18}O$ esetében pedig jobb volt, mint ±0.5 ‰. A fenti berendezés segítségével, egyszerű mintafeltárást követően történtek a stabilizotóp mérések. A $\delta^{18}O$ esetében a mért értékek a szulfát és a víz oxigénjére is vonatkoznak, mivel a gipszről előzetesen víz leválasztás nem történt, ezért ezeket az eredményeket csak kritikával, és nagyságrendi különbségek értékelése szempontjából használom fel (vö. TEMOVSKI et al. 2018).

A barlangi karbonátkiválások korának meghatározásához **$^{234}U/^{230}Th$ izotóparány mérésén alapuló uránsoros (U-Th) radiometrikus kormeghatározás**i módszert alkalmaztam. Az eljárás alapelveit és technikáját ROSHOLT & ANTAL (1962), illetve IVANOVICS & HARMON (1982) dolgozták ki. Az ^{238}U és leányelemei a negyedidőszaki képződményekben mérhető mennyiségben vannak jelen, melyek közül az egyik a ^{230}Th. Az urán és a tórium vízben való oldhatósága eltér, melynek köszönhetően vizsgálni lehet a barlangi karbonátos kiválások korát. Az uránból oxidatív körülmények között VI-os oxidációs állapotú uranil-ion keletkezik, mely vízben oldható vegyületeket képez (FAUGRE 1977), ugyanakkor a tórium IV-es oxidációs állapotban stabil vegyületei vízben oldhatatlanok. A tórium nedves közegben hamar hidrolizálódik és könnyen adszorbeálódik elsősorban vízben oldhatatlan üledékek, így például az agyag felszínén. A barlangjáratok kioldódása

során az urán oldatba megy, mobilizálódik és elválik a tóriumtól, így a tiszta karsztvízben az uránhoz képest a tórium csak elhanyagolhatóan kis koncentrációban van jelen (GEYH & SCHLEICHER 1990). A fent említett tiszta karsztvízből kiváló képződményekbe ezért csak urán tud beépülni, így a jelenleg mérhető tórium tartalmuk csak a beépült urán bomlásból származik.

A képződmény keletkezési idejének a korhatározás szempontjából azt az időpontot tekintik, amitől kezdve a belső izotóptartalom változása csak a radioaktív bomlás eredménye. A módszer alkalmazásának feltétele, hogy a vizsgált anyag keletkezésekor leányelemet nem, vagy csak ismert mennyiségben tartalmazhat. A tórium esetében a mérési eredmény értelmezésénél számolni kell a karbonát kristályai közé vagy a kristályokba szilárd zárványként beépülő agyagásványokhoz kötődő ^{230}Th szennyező értékekkel is, melyek a számolt kort bizonytalanná teszik (a valós kor feltehetően fiatalabb).

Az ^{238}U több lépcsőben, α- és β-bomlások sorozatával, ^{234}U-en és ^{230}Th-on keresztül stabil ^{206}Pb izotóppá alakul. Ha a leányelem felezési ideje kisebb az anyaelem felezési idejénél, akkor szekuláris egyensúly jön létre, azaz egységnyi idő alatt ugyanannyi leányelem bomlik el, mint amennyi keletkezik. Az urán bomlási sorának leghosszabb felezési idejű tagja az ^{238}U ($T_{1/2}$=4,468 milliárd év), az ^{234}U felezési ideje 245250 év, míg leányeleme, a ^{230}Th felezési ideje 75690 év (FIRESTONE et al. 1996, CHENG et al. 2000), így elegendően hosszú idő után (a felezési idő többszöröse szükséges hozzá) beáll a szekuláris egyensúly. A korhatározás során az ^{238}U bomlási sorának tagjai közötti szekuláris egyensúlytól való eltérést vizsgáljuk, ami alapján megállapítható a karbonát képződési kora. Az alábbi atomszámokra felírt egyenlet szerint lehet kiszámolni a törmelékes, agyagos szennyeződésektől mentes minták keletkezési idejét (vö. LUDWIG 2003; SURÁNYI 2005),

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

ahol: ^{238}U, ^{234}U, ^{230}Th: a vizsgált izotópok mért atomszámai; λ_{238}, λ_{234}, λ_{230}: a hozzájuk tartozó bomlási állandók, t: a kőzet keletkezése óta eltelt idő.

A vizsgált karbonátos barlangi kiválásminták kémiai feldolgozását az MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport Radiometriai Laboratóriumában alkalmazott uránsoros korhatározási módszer radiokémiai előkészítésével, SURÁNYI Gergely segítségével és iránymutatásával végeztem, melynek menetét részletesen SURÁNYI (2005), illetve SZANYI (2007) munkája tárgyalja. Az előzetesen szennyezőktől megtisztított karbonátásványokból mikrofúró *(l. fent stabilizotópos módszernél)*, illetve gyémánt vágókorong segítségével 2-3 gramm mennyiségű mintát preparáltam ki. Speciális teflonedényben a minta tömegétől függő mennyiségű 2, majd 4 M HCl-val tártam fel, és az oldási folyamat végén a mintába nyomjelző izotópot juttattam (^{229}Th és ^{233}U nyomjelző), melynek segítségével számítható a későbbiekben a ^{230}Th/^{234}U izotóparány. A sósavban feloldott mintát bepároltam, majd tömény HNO_3-as nedves bepárlást alkalmaztam. Az urán- és tóriumtartalom szétválasztását oszlopokba töltött UTEVA gyantán extrakciós kromatográfiával végeztem. A szétválasztás végén 4 M HCl-val a tóriumot, azután 0,1 M HCl-val az urán frakciót mostam le külön-külön speciális teflonedényekbe. A sósavas oldatokat bepároltam, és a korábbihoz részben hasonló tömény HNO_3-as nedves bepárlást alkalmaztam. A bepárlás végén híg salétromsav segítségével az elkészült tórium és urán mintákat Eppendorf csövekbe pipettáztam át, majd ezekbe a teflonedényeket híg HNO_3-mal ismételten átöblítettem, és közben forraltam (reflux). Az így

keletkezett urán és tórium tartalmú oldatok mérése az MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont Részecske- és Magfizikai Intézet (régebben KFKI) Finnigan Thermo ELEMENT2 típusú, ICP-HR-MS készülékkel, vagyis induktív csatolású plazma kettős fókuszálású, mágneses szektorterű (nagyfelbontású) tömegspektrométerrel történt, amivel a kvantitatív izotóp összetételt határoztuk meg. A tömegspektrométerrel mért izotópmennyiségeket, – melynek során az urán és a tórium számos izotópját és előfordulási arányukat is mértük egyszerre –, különböző effektusok járulékai terhelik (pl. háttér, *mass bias*, szolvatáció, a nyomjelzőben lévő izotópok hatása), melyeket a keletkezési kor számítása során figyelembe kell venni. A korhatározás hibaszámítása Monte Carlo-módszerrel történt (SURÁNYI 2005). Az eredményeknél sajnos számítani kell arra, hogy minél idősebb a minta, annál nagyobb a kormeghatározás bizonytalansága és a mérési hiba, így a koradatok feltüntetésénél az adott valószínűségi tartományon belüli (95% vagy 68% konfidencia intervallum) értékeket is mindig meg kell adni (minimum és maximum kor).

5. EREDMÉNYEK

5.1. TÉRINFORMATIKAI ELEMZÉSEK

A térinformatikai elemzések eredményeit részben a VIRÁG et al. (2013g) és VIRÁG (2014)-es munkáimban már publikáltam.

5.1.1. Járatorientáció vizsgálatok eredménye

A barlangjáratok irányát és területen belüli eloszlását a barlangtérképek, poligonok alapján a többi rózsadombi barlangéval együtt, összehasonlítva elemzem, hogy ezáltal pontosabb képet kaphassak.

A „rózsadiagram" rövidebb (kevésbé megnyúlt) járatirányai esetében az adatok szórása részben az alkalmazott módszernek köszönhető, a polygon program vonalszakaszai ugyanis főként a hasadékok mentén kialakult járatirányokat követik. A barlangtérképezésnél azonban például az omladékok, szűk, vagy meredek barlangszakaszok helyenként akadályozták a járatok csapásirány menti pontos felmérését, így – a függőleges aknákat vagy kürtőket leszámítva – ezek a hossz- és irányadatok is a feldolgozott adatbázis részét képezik.

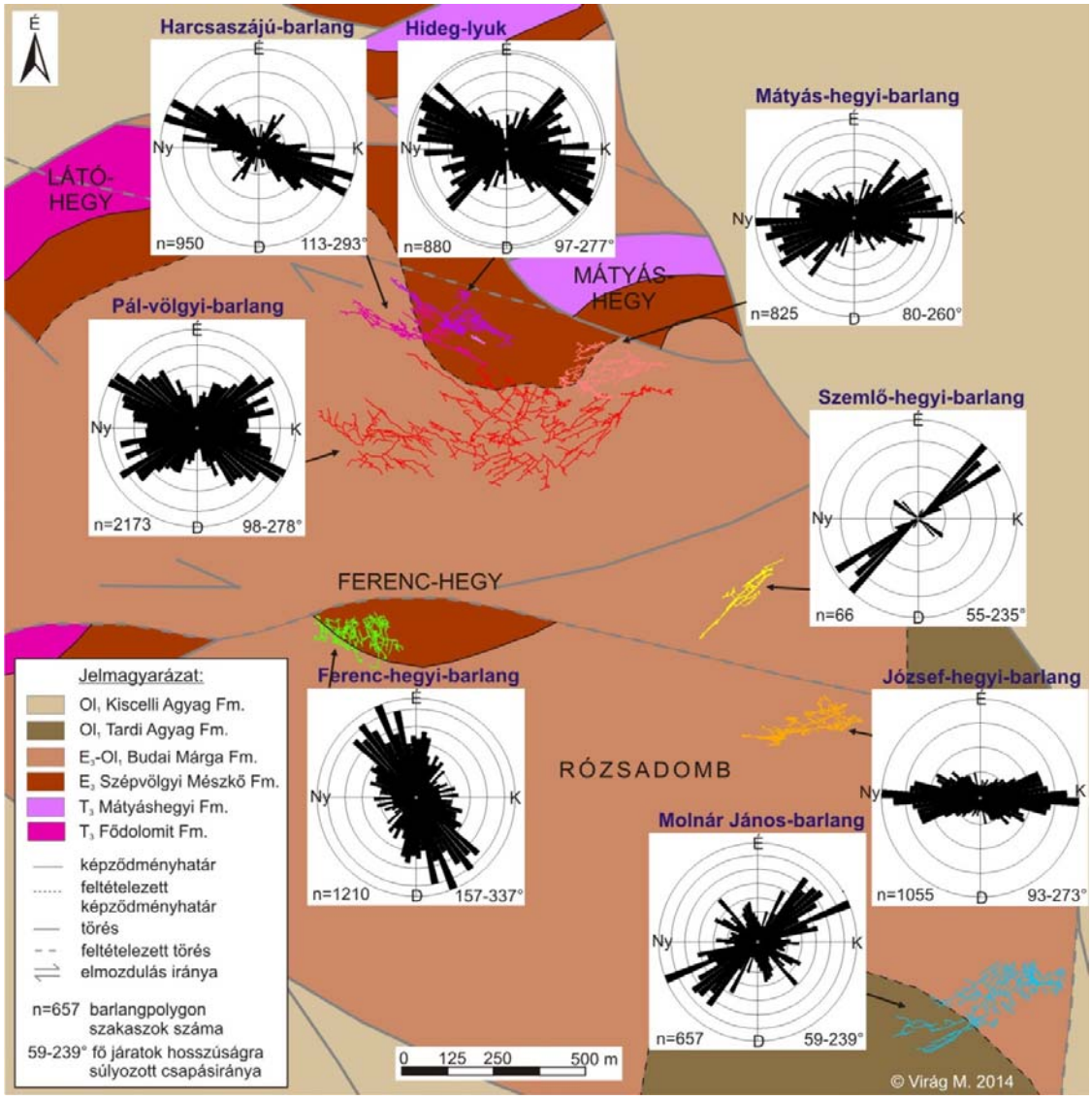
A Szemlő-hegyi-barlang esetében ez a probléma nem jelentkezik, mivel ott az alaprajzi térkép járatirányai alapján fektetett egyenes vonalak hosszúságra súlyozott értékei képezték a rózsadiagram bemenő adatait, és a fenti pontatlanságokat ezzel kiküszöböltem. Azoknál a barlangoknál, melyeknél szintén rendelkezésre áll a járatokat közel teljességében ábrázoló alaprajzi térkép, a jövőben hasonló módszerrel pontosítható lesz a járatorientáció elemzés.

A barlangpoligonok, illetve a Szemlő-hegyi-barlang alaprajzi térképére fektetett csapásvonalak alapján készített, a járatok csapásirányának hosszúságaira súlyozott rózsadiagramok barlangonként eltérő képet mutatnak. A fedetlen földtani térképre helyezve területenként jól elkülönülnek az egyes barlangjárat irányok, és az egymáshoz közelebbiek nagyobb hasonlóságot mutatnak *(10. ábra)*.

A Rózsadombon belül legnagyobb kiterjedéssel jellemezhető **Pál-völgyi-barlangrendszer** egyes nagyobb barlangrészeinek iránya eltérhet egymástól. A Pál-völgyi- és a Hideg-lyuk barlangban az ÉK-DNy és ÉNy-DK-i járatirányok egyaránt jellemzőek. A Harcsaszájú-barlangban a NyÉNy-KDK csapásirány az uralkodó, míg az ÉK-DNy-i irány alárendelt. Ezzel szemben a Mátyás-hegyi-barlangban a K-Ny, illetve KÉK-NyDNy irány a jellemző, a NyÉNy és KDK irány kisebb mértékben jelenik meg.

A **Ferenc-hegyi-barlang** esetében az ÉÉNy-DDK irány és attól kisebb eltérések jellemzők, további járatirányok ezekhez képest kisebb mértékben jelennek meg. A **József-hegyi-barlangra** a K-Ny irányú járatok jellemzőek, a többi irány ezekhez képest alárendelt.

A **Molnár János-barlang**ot főként ÉK-DNy (ezen belül is NyDNy-KÉK), illetve kisebb mértékben azokra merőleges, ÉNy-DK-i csapásirányú folyosók jellemzik, de alárendelten további járatirányok is megjelennek.



10. ábra. A Rózsadombi nagy barlangok járatirányai (térképen és rózsadiagramon; földtani térkép: FODOR (in MINDSZENTY et al. 2000) alapján, barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás); VIRÁG (2014)

A **Szemlő-hegyi-barlang** fő hasadékainak irányára ÉK-DNy-i és attól néhány fokkal eltérő csapásirány jellemző. Erre merőleges járatirány – a többi rózsadombi barlanghoz képest – alárendelten fordul elő. Az ÉNy-DK csapásirányra itt inkább az ásványtelérek megjelenése jellemző (vö. GYŐRI et al. 2011, POROS 2011, POROS et al. 2012).

5.1.2. Barlangszintek

A *11a. ábra* járat gyakoriság eloszlás diagramja alapján a rózsadombi barlangok járatai vertikálisan összességében a 0-360 m tszf. magasság közti intervallumban szinte végig megtalálhatóak. 360 mBf magasságban, hegytetői helyzetben (a Látó-hegyen) egy kis barlang található, majd a 330-350 mBf szakaszok üregmentesek. 310 és 330 mBf között kevés, azonban 260 mBf és 300 mBf között már sok kis barlang ürege húzódik. 250 mBf-nél járatszám csökkenés tapasztalható, majd 240 mBf és 160-170 mBf között a terület barlangjáratokban leggazdagabb zónája található, ami a Rózsadombon belül

kitüntetett üregesedési szintnek számít. Nem csak a kis barlangokból található a legtöbb ebben a magasságban, hanem a legtöbb nagy barlangnak is ebben a szintben húzódnak a folyosói. Legmagasabban a Ferenc-hegyi-barlang található (259-178 mBf). A Szemlő-hegyi-, Pál-völgyi- és József-hegyi-barlang legfelső járatai kb. azonos magasságig húzódnak, azonban maguk a barlangok eltérő vertikális kiterjedésűek. A Szemlő-hegyi-barlang 217 és 165 mBf, a József-hegyi-barlang 210 és 113 mBf, a Pál-völgyi-barlangrendszer pedig 232 és 110 mBf között található. Az utóbbi két rendszer nagy vertikális kiterjedésű: összességében a legnagyobb függőleges hálózattal rendelkező Pál-völgyi-barlangrendszer egyben hazánk leghosszabb barlangja is (>31 km). 160 mBf-től a barlangjárat gyakoriság csökken, és csak a nagy, több km-es barlangok alsó járatai nyúlnak le ebbe a szintbe. Kivétel a jelenleg is főleg a freatikus zónában húzódó Molnár János-barlang, melyek járatai a 7 mBf és 137 mBf közti szakaszt képviselik.

A rózsadombi travertínók helyzete és jelenléte nagy hasonlóságot mutat a fő üregesedési szinttel (137-241 mBf). Az U-Th kormeghatározással vizsgált korú barlangi termálvizes képződmények is főként egy aránylag szűk, kitüntetett intervallumon belül jelennek meg (140-180 mBf).

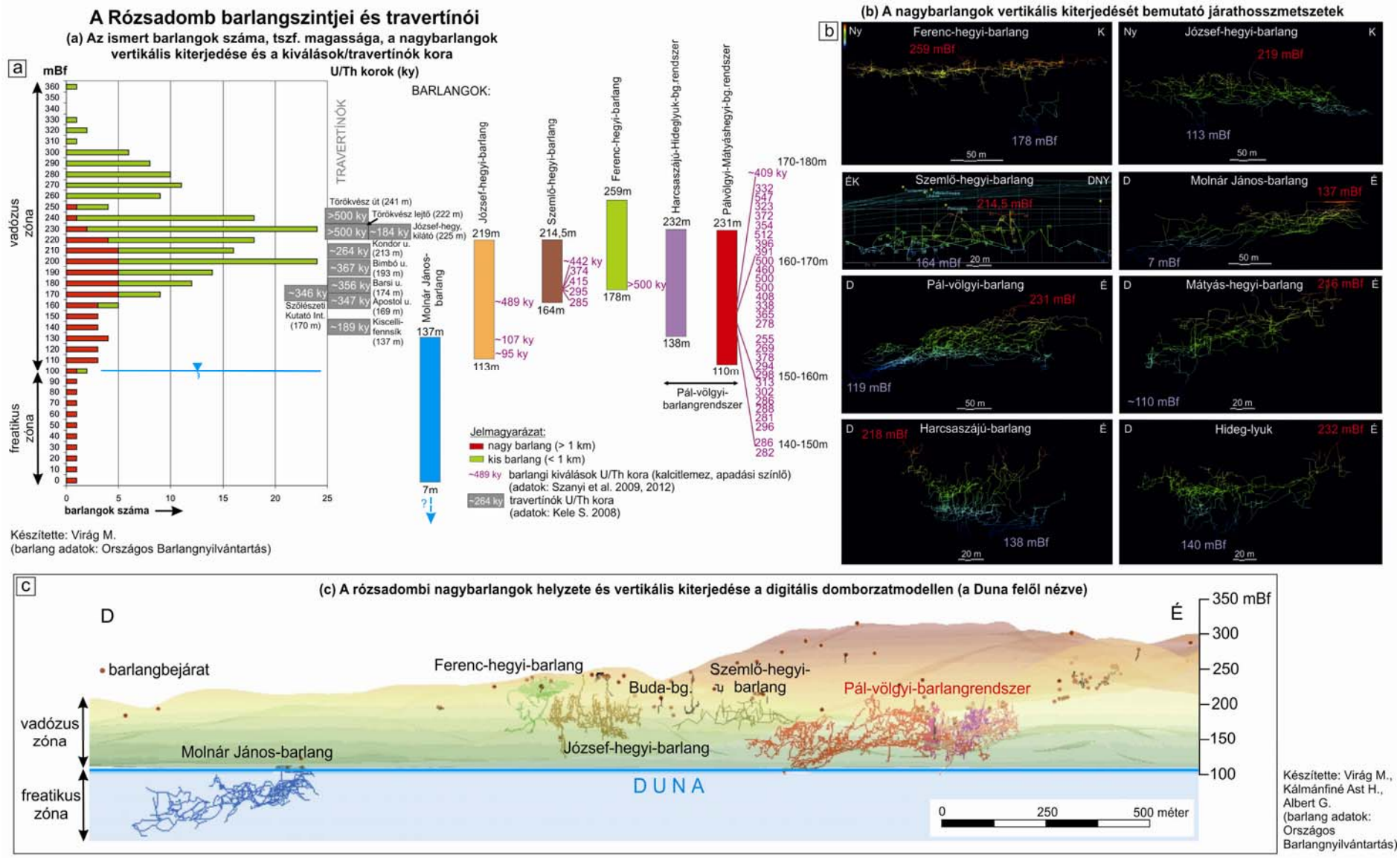
A barlangok poligonjának lefutása a domborzatmodellen *(11c. ábra)* is a fentihez hasonló verikális kiterjedést mutat. A Duna szintje feletti, kiemelt topográfiai helyzetű nagy barlangok közül a legnagyobb kiterjedésű Pál-völgyi-barlangrendszer két szakasza is megközelíti a karsztvízszintet (Pál-völgyi-barlang és Mátyás-hegyi-barlang alja). A Molnár János-barlang járatai pedig – a bejárathoz, illetve a vízszinthez képest 30 méter magasba felhúzódó kürtőt leszámítva – a Duna szintjének Rózsadomb felé eső „folytatásában", a termálvízszint alatt húzódnak. A Ferenc-hegyi- és a József-hegyi-barlang esetében is megfigyelhető a fő járatszinthez képest mélyebben húzódó szint, míg a Szemlő-hegyi-barlang hasadékai aránylag hasonló magasságba és mélységbe „terjednek ki". A Pál-völgyi-barlangrendszer (főként a Mátyás-hegyi-barlang esetében) és a Molnár János-barlang járatai DDK-i irányba fokozatos mélyülést mutatnak.

5.2. TEREPI MEGFIGYELÉSEK, TÉRKÉPEZÉS, BARLANGI KIVÁLÁSTÍPUSOK

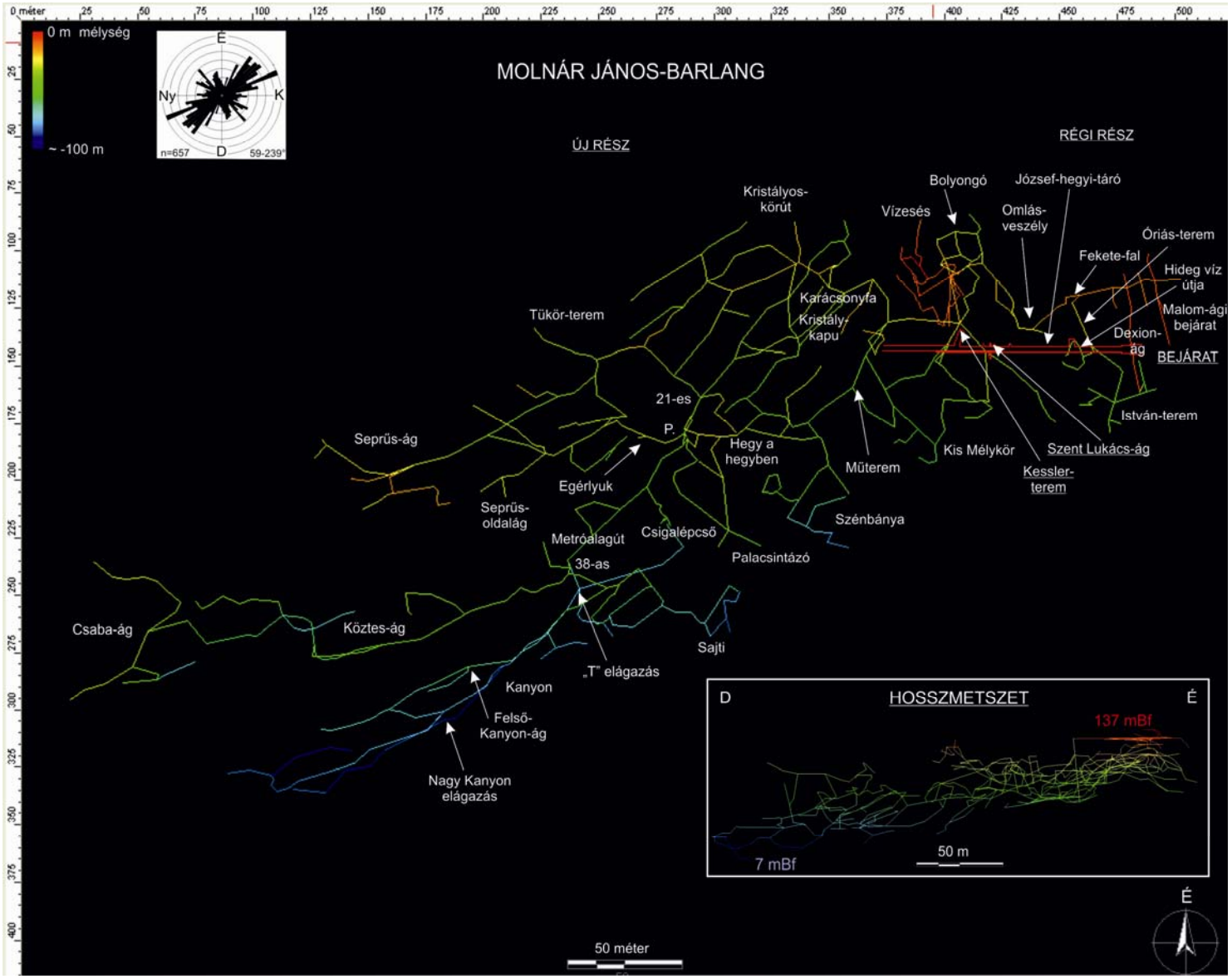
A képződmények térképezésénél a kiválástípusok meghatározásában, illetve a genetika, képződési környezet leírásában alapvetően a HILL & FORTI (1997)-féle nevezéktant használom.

5.2.1. Molnár János-barlang

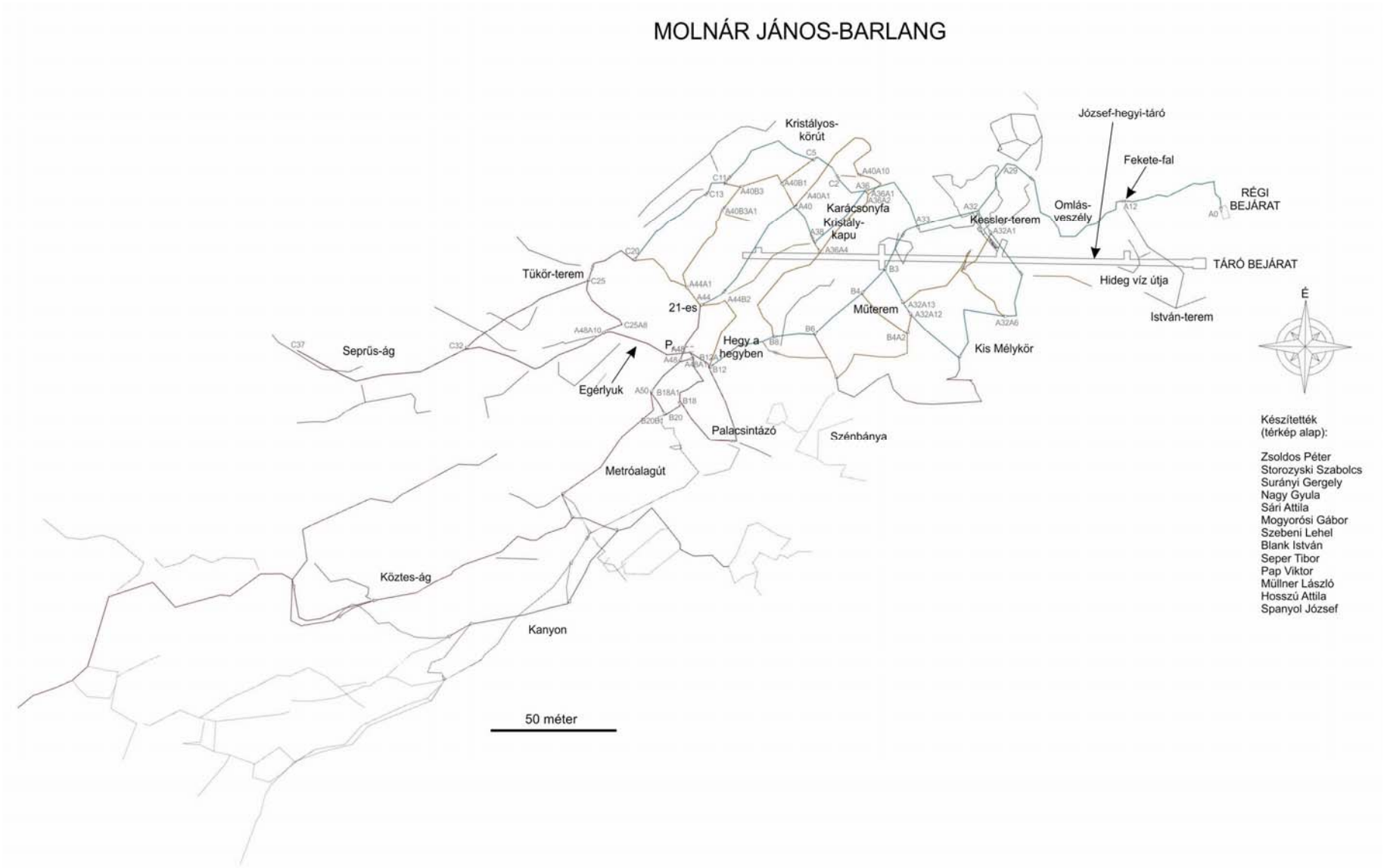
A Rózsadomb K-i lábánál, a Lukács-fürdő mögött, a Frankel Leó út 48. területén található Malom-tóból nyílik Európa legnagyobb aktív hévizes barlangja, amely napjainkra már több mint 6 km hosszúságban, és a vízszint alatt közel 100 m mélységben ismert. A járatrendszer legmagasabb pontja a Kessler-terem mögötti kürtő, 30 méter magasan a víz szintje fölött. A Kristályos-körút eleje (C5 kikötési pont) is relatív magas helyzetben található, a Seprűs-ág T-elágazás talppontja és a Köztes-ág eleje feletti főte pedig a vízszint felett néhány méterrel, a vadózus zónában húzódik. A barlang bejáratai a Boltív-forrás hasadéka, a tó medrébe csatlakozó Alagút-forrás, a mesterséges bejáraton megközelíthető Malom-ág, a domboldalban megnyílt természetes üreg, valamint a jelenleg használt József-hegyi-táró *(l. korábban)*. A Molnár János-barlang hasadékai kb. 500 méterre nyúlnak be a Rózsadomb alá; az újonnan felfedezett járatok a Római Flóris utcáig elnyúlnak, és beérnek a több 10



11. ábra. A Rózsadomb barlangszintjei, barlangi kiválásai és travertínói (VIRÁG et al. 2013g, VIRÁG 2014)



12. ábra. A Molnár János-barlang poligon térképe (forrás: Országos Barlangnyilvántartás)



13. ábra. A Molnár János-barlang vázlatos térképe

m vastag oligocén agyag alá is. A járatok jellemzően a Szépvölgyi Mészkőben és a Budai Márgában, valamint ezek határa mentén alakultak ki. A kőzetben vörösalgák, Nummuliteszek, Discocyclinák, valamint kagylóhéjak és tengeri sün maradványok, illetve bryozoák kipreparálódva jól megfigyelhetőek. A barlang kialakulása szempontjából a kőzetrétegek DK-i irányú, kb. 20–30°-os dőlése és az uralkodóan ÉK–DNy-i, valamint alárendelten megjelenő ÉNy-DK, É–D és K–Ny-i irányú tektonikus hasadékok által létrehozott keskeny, magas járatok egyaránt fontosak.

A járatrendszer a már kiemelt helyzetben lévő, szárazzá vált rózsadombi nagybarlangok nagyrészt a karsztvíz szintje alatt húzódó, aktív megfelelője (feltehetően ennek köszönhetően a freatikus szakaszokon, és relatíve a Kessler-terem légteres szakaszán is még kevés az ásványkiválás). A jellemzően víz alatti barlang járatainak csupán töredéke nyúlik a vízszint fölé. A légteres Kessler-terem és a Szent Lukács-ág barlangkutatóknak is közvetlenül tanulmányozható, a barlang nagy része azonban csak barlangi búvárok számára járható, így a „természetes víz alatti laboratóriumként" is szolgáló részeken észlelt jelenségekről csak ők tudnak szóbeli és fényképes információt szolgáltatni. A terepi megfigyeléseket és képződmények mintázását ennek megfelelően a közvetlenül vizsgálható szakaszokon kutatótársaim segítségével magam végeztem, a víz alatti szakaszokról pedig előzetes egyeztetés és felvételek elemzése segítségével a búvárok hoztak mintákat és információt.

A barlangról készült térképeket a *8. ábra,* illetve a *12-13. ábra,* a képeket pedig *14-31. és 68. ábra,* az üledék, kőzet és kiválás mintavételi helyket pedig a *32. ábra* mutatja.

A **<u>Molnár János-barlang víz alatti részében</u>** – a búvárok megfigyelései és fénykép, illetve videó felvételek elemzése alapján – a keskeny, magas, hasadékszerű járatok jellegzetes morfológiát mutatnak. A járatok főtéje elkeskenyedik vagy bezáródik, illetve oldott gömbfülkében végződhet, és a tetején a nagyrészt kilélegzett CO_2 gáz buborékok halmozódnak fel. Lefelé a járat kitágul, és oldásformákban gazdag. Ezek a formák az inaktív barlangokéhoz képest kevésbé jól fejlettek. A félgömbszerűen bemélyedő nagy formák gyakran „megascallop" jellegűek. Kisebb, üstszerűen oldott formák is megjelennek. A járat lefelé elszűkül, majd keskeny repedésben folytatódik. Alatta ismét kitágulhat. A járatok aljzatán, peremén általában vastag üledékfelhalmozódás figyelhető meg.

A fenti formakincs főként a **Kessler-teremtől Ny-ra húzódó járatokra** jellemző, ahol a folyosó gyakran már a Szépvölgyi Mészkőben jelenik meg. Ennek az ún. „Új-résznek" az É-i szakasza található a legmagasabb mBf helyzetben, és itt a járatok még a Budai Márgában találhatóak. D felé a járatok fokozatosan egyre mélyebben húzódnak, és a befogadó kőzet itt már a Szépvölgyi Mészkő. A Kristályos-körúttól DK-re, a Karácsonyfával szemben (A35 lekötési pont; -15 méter mélység) nummuliteszes világosszürke mészkő található. A járat folytatásában, DNy-ra, a -21 m mélyen húzódó „21-es pont" elágazása közelében jellegzetes, aránylag jól fejlett oldásformák jellemzőek. -20 m mélységből (ahol a főte ettől a ponttól 10 méter magasban, az aljzat 5-6 méterrel mélyebben található), az oldásforma pereméről erősen oldott felszínű nummuliteszes mészkövet sikerült megmintázni. Ettől a barlangrésztől KDK-re, a Hegy a hegyben -30 m mély barlangszakaszán is ez a Szépvölgyi Mészkő kifejlődés a jellemző. A szintén -30 m mélységben, az előbbitől DNy-ra található Palacsintázó befogadó kőzete azonban már a vörösalgás kifejlődésben alakult ki. Az utóbbi kőzet üde (belső), és már oldott felületű (külső) részéből is sikerült mintát venni. A Kessler-terem márgában húzódik, azonban a teremből ÉNy-Ny felé (-8 m mélységben) a járat jobb oldala aránylag „puha",

míg bal oldala „kemény”, és jól kirajzolódó ősmaradványok és oldásformák jellemzik (litológiai határ?).

A kőzetminták elemzését a környezetükből gyűjtött üledékminták vizsgálatával egészítettem ki. A Hegy a hegyben barlangrész -11 m mély részéből szürke (illetve sárga és fehér), és ettől D-ebbre (A48 lekötési pont környéke), -30 m mélyből származó üledéket is mintáztunk. A Tükör-terem – Seprűs-ág közti járatzónából, a magas járatú „Egérlyuk”-ból és az A48 lekötési pont környékéről gyűjtött üledékminták eltérő mélységből, 20,5-21 °C-os víz környezetéből származnak: sárga üledék (-35 m mély), sárgásfehér üledék sötétszürke konkrécióval (-25 m mély), fehéresszürke üledék (-15 m mély), szürkésfehér üledék (-20 m mély). Mindegyik mintában szabad szemmel is jól látható kalcitkristályok jellemzőek.

A Kristályos-körút elváltozott zónájának környezetéből (-12 m mélyről) és távolabb, D-ebbre (-15 m) mélységből is történt üledék mintavétel (sötétszürke színű üledék). E barlangszakasz falából, befogadó kőzetéből szürke színű „piritgumót” is sikerült begyűjteni (-12 m mélységből).

Helyenként a járatokra merőleges (ÉNy-DK irányú) kalcittal (és barittal) kitöltött telérek is megfigyelhetőek. Gyakoriak a barlang oldalfalában található kisebb üregek, melyekben akár 50 cm vastag, zónás, durvakristályos kalcit és annak felszínén nagy táblás, sárga, 2-3 cm élhosszúságú barit található. A keveredési zóna közelében a kalcitkristályok felülete mentén szálas visszaoldódás észlelhető. A hasadékfalak 100 négyzetmétert is meghaladó méretű kalcitos és a baritos bevonata helyenként több tíz centiméter vastagságú, melyek a járatokkal azonos irányú „oldalfal” bekérgezésekként jelennek meg. Azt jelenleg még nem tudni, és további kutatásokat igényel, hogy ezek a miocén ásványtelérek repedéskitöltő kristályai, melyek mentén a barlang kioldódott, vagy későbbi, a barlang kioldódásának kezdetén létrejött képződmények. A Kristályos-körút és a 21-es ponttól ÉNy felé húzódó járatban az aljzatot és az omladéktömböket, valamint a köztük lévő részeket is kristályok borítják. A Kessler-teremből Ny felé induló járatot látványos ásványtelérek jellemzik. Ahol barit nem figyelhető meg, ott a durva kalcitkristályok felszíne szálasan visszaoldott. A Karácsonyfa (A36 lekötési pont) ÉK-DNy-i csapásirányú járatára merőleges, ÉNy-DK-i irányú repedésből vastag, durvakristályos (prizmás), hegyes (trigonális) elvégződésű, 6-7 cm-es kalcitot és nagy táblás, barnássárga, 1,5-2 cm-es baritot (a felszínén vékony fekete Mn-oxidos bevonattal) mintáztak meg a bíúvárok, ahol a kalcitkristályok felülete helyenként (a barittal nem fedett részeken) szálasan visszaoldott. Ettől ÉNy-ra (-9 m mélység) erőteljesen „szálas” visszaoldódást mutató durva kristályos kalcitmintát gyűjtöttek. A Karácsonyfától DNy-ra, -15 – -16 m vízmélységben (21 °C), a keveredési zóna alatt a járatban oxidált („limonitosodott”) pirit, tengeri sün és kristályok láthatóak. A -20 m mélységbe haladó járat két oldalán üregben nagyméretű, durvapátos kalcit és 2-3 cm-es táblás barit kristályok figyelhetőek meg.

A járatok falát és a durva kalcit és barit kristályok felszínét is a legtöbb szakaszon fekete (Mn-oxidos és Fe-oxidos?) bevonat borítja, amely a falfelületek, réteglapok és telérek mentén egyaránt megfigyelhető. Néhány szakaszon ez feltűnően nagy mennyiségben jelenik meg (pl. Szénbánya, Seprűs-ág környéke). Egyes szakaszokon látványosabb vörös (Fe-oxidos) kiválás is előfordul (pl. Hegy a hegyben). A -30 m mélységben húzódó Kis Mélykör elején egy üregből „kinövő” vörös színű biofilm látható. Vörös (Fe-oxidos) és fekete (Mn-oxidos) elszíneződés a barlang DK-i, -50 m mélyen húzódó szakaszából gyűjtött, oldásformákkal rendelkező mészkő darabján is megfigyelhető. Az Új-

rész DK-i ágából, a Szénbányából fehér színű kőzetelváltozáson található fekete bevonatot gyűjtöttek be további vizsgálatra a búvárok (-40 m mélység).

A barlangrendszer ÉNy-i végében található **Seprűs-ág** egy része már a vízszint fölé nyúlik. E vízszint fölé nyúló szakasz középső „tengelye" mentén a búvárok keskeny elváltozott zónát és gömbfülkeszerű oldásformákat figyeltek meg, azonban ezek helyzetükből adódóan sajnos közvetlenül nem megközelíthetőek. A Seprűs-ág Nagy-terme -24 m mélységtől -10 m mélységig terjed, ahol már a főte található. A barlang többi szakaszához képest ebben a szakaszban aránylag „intenzív" hidegebb víz beáramlás észlelhető. A járat alja a többi szakaszhoz képest aránylag üledékmentes. Az üledékből (alsó szürke és felső vörös rész) további elemzésre mintavétel történt. A barlangrész bevezető szakaszán a nummuliteszes Szépvölgyi Mészkő réteglapjai és ásványtelér mentén is Mn-oxidos kiválás figyelhető meg.

A **Kessler-teremtől K-re** húzódó járatok, főként a barlang régen ismert része már főként a Budai Márgában húzódik, ebből adódóan a járat morfológiája és formakincse is változik. A teremtől K-re, a bevezető szakaszon határozott, aránylag jól fejlett oldásformák látszanak. Egy jellegzetes határvonal is megfigyelhető a járaton belül: az alsóbb szakasz feltehetően „keményebb" kőzetben (nummuliteszes Szépvölgyi Mészkőben), a felső szakasz pedig „puhább" Budai Márgában található. Ez a ún. Régi-rész az aránylag legmagasabb helyzetben található része a barlangnak. A folyosók többsége fehér és sárga elváltozott zóna mentén található, és (feltehetően ebből adódóan) gyakoriak a leomlott kőzetdarabok. Az Óriás-teremben és az Omlásveszély szakaszon is elváltozott zóna leomlott kőzettömbjei észlelhetők. Az oldásformák a mészkőben húzódó járatokéhoz képest kevésbé „sarkosak", jóval tompább, „simább" megjelenésűek. A Fekete-fal és a Kessler-terem között, illetve a „Vulkánok" járatában is megfigyelhetőek a kőzetben jellegzetes, félgömbszerű, kisebb-nagyobb méretű oldásformák. Az előbbi járat a Kessler-terem nagy méreteihez képest összeszűkül, és csőszerű szelvényében a víz aránylag gyorsabb áramlással halad benne a terem felől K-i irányba. A járat ÉNy-DK-iből DNy-ÉK-i irányváltásánál, „megtörésénél" egy kb. 15 cm átmérőjű csőszerű járatból, a főtén relatíve melegebb víz áramlik be. Ennél a résznél a -7 – -8 m mélységben található főte közelében 25-26 °C-os, néhány cm „vastag vízréteg" észlelhető, alatta a víz hőmérséklete már csak 21 °C. A vizsgálatra begyűjtött oldott felszínű kőzet (bryozoás márga) minta a meleg víz beáramlás és a Kessler-terem közötti szakaszról származik, csakúgy, mint az Omlásveszély (kb. -5 m mély) elváltozott zónájának (fehér elváltozott zóna, sötétbarna Fe-Mn-oxidos? bevonattal), és sárgásszürke kőzetének omladékdarabjai, valamint az üledékrétegei (fehér, fehéressárga, sárga). Az Óriás-terem elváltozott zóna törmelékéből (sárga, -10 m mély) és a Lift tetejéből származó fehér elváltozott zóna szakasz (-6 m mély) szintén műszeres elemzések tárgyát képezte. A víz szintje fölé terjedő járatok főtéje gömbfülkében záródik. A fekete (Mn-oxidos) bevonatok és az üregben megjelenő durvakristályos (kalcit és) barit ásványok szintén jellemzőek. Az Óriás-teremben egy 6 m hosszú, 2 m magas és 60 cm széles üreget bélelnek a baritkristályok. Felületüket gyakran Mn-oxidos bevonat borítja. Nagy mennyiségben jelenik meg Mn-oxid bevonattal borított barit a Fekete-falnál is. Helyenként a fenn-nőtt barit kristálycsoportok alsó részén feltehetően visszaoldódott szkalenoéderes kalcitkristály „negatívok" látszanak (vö. KALINOVITS 1984). A baritos Fekete-faltól K-re, a Delfin-levegős-terem és a Fekete-fal közötti járatban a jelenlegi vízszint alatt kb. 4 méter mélységben, az összeszűkülő hasadék oldalsó peremén, az aljzathoz közel álfenék jellegű „karbonátos pad" figyelhető meg, melyen „Vulkán" formára emlékeztető, belül üreges karbonátkúpok helyezkednek el.

A fent említett helyekről a durva kristályokból (kalcit, barit), az üledékből és a kőzetből (lehetőség szerint mintkettő egy adott helyről) vagy elváltozott zónából, a fekete bevonatból és a „Vulkánok" karbonátos kúpjából is történt mintavétel. A kőzet mintavétel eredetileg a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetemen folyó kőzetfizikai vizsgálatokhoz kézi fúró segítségével történt, és a fúrómag maradékait nyílt alkalmam további geológiai vizsgálatokkal feldolgozni.

A részben légteres, kétharmad részben víz alatt húzódó **Kessler-terem** a felszínről nyíló kb. K-Ny-i irányú József-hegyi-táró és a 2008-ban belőle nyitott, a terembe vezető 9 méteres segédtáró segítségével a búvár merülőbázisról közvetlenül is megközelíthető és tanulmányozható, mintázható.

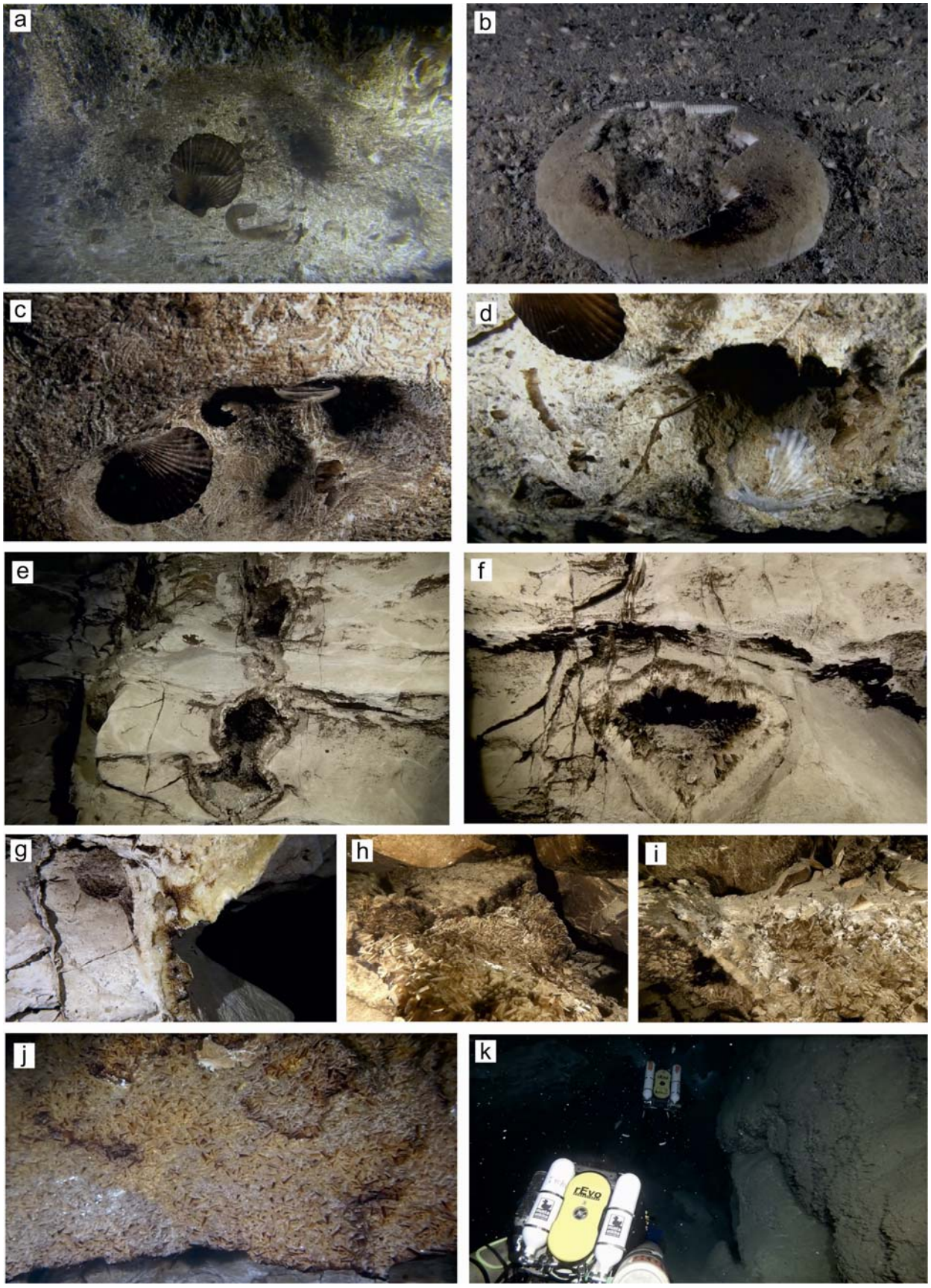
A képződmények és kőzetoldási jelenségek közvetlen megfigyelése általában a vízfelszín fölött néhány 10 cm-re korlátozódik. 2014 júliusában a terem közepére épített úszó (3 és 5 méter magas, a kovás elváltozott főtét 2 méterre megközelítő) állványzat segítségével alkalmam nyílt a magasabban található szakaszok megfigyelésére és mintázására is.

A Kessler-terem víztükör alatti szakasza 12-14 m mély, légteres része pedig max. 8,9 m magas, és a búvárbázistól a szemközti omladékig 21 m hosszú. A teremről Szabó Zoltán által készített térképet saját mérésekkel egészítettem ki.

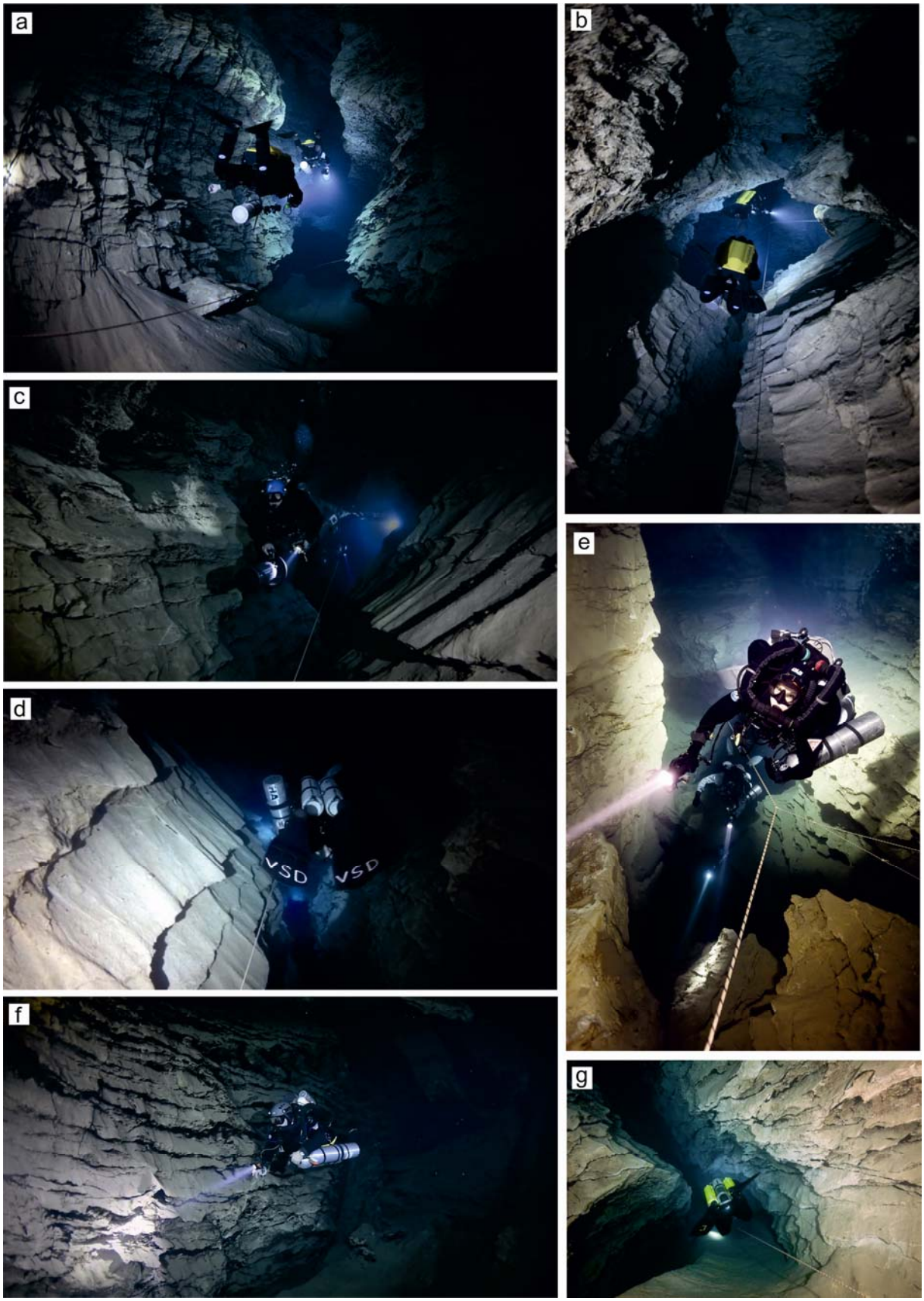
A terem jellemzően ÉÉNy-DDK irányú csapásvonala mentén, a középső szakaszon több méter széles, alapvetően fehér, továbbá sárgás-vöröses vékony sávokkal színezett elváltozott zóna jelenik meg. A terembe vezető segédtáróban vékony (néhány cm széles), kalcittal és sötétszürke pirittel kitöltött ásványtelér jellemző az üde márgában. A barlang oldott falának kontaktusán érdekes jelenség figyelhető meg: az ásványtelér barlangüreg felé folytatódó szakaszán a kalcitkristályok eltűnnek, a pirit helyett vörös vas-oxidos elszíneződés jelenik meg, és jelentős agyagtartalmú, 2-3 méterre kiszélesedő, mállott, oldott „kőzet" jellemző. Az elváltozott zóna külsőbb (főként a jobb oldali teremrészben gyakori) szakaszain részben oxidált, vöröses, illetve a középső részén sötétszürke, ÉNy-DK csapásirányú erek húzódnak. A jellemzően fehér elváltozott zónát is ilyen, már oxidált erek színezik vörösessárgára. A terem víz feletti szakaszának felsőbb részein már omlással felharapódzott formák jellemzőek az elváltozott zónában, és a terem segédtáróval szembeni, ÉNy-i végében a víz fölé nyúló omladék zárja el a hátsó részeket. Az elváltozott zónától jobbra és balra eső részeken oldásformák, gömbfülkék is megfigyelhetőek, jellemzően a részben oxidált pirites erek közötti szakaszokon. Az oldalsó részeken a terem főtéje közelében is megfigyelhetőek nagyméretű gömbfülkék (pl. a terem közepétől balra, DNy-i irányban, 6 m magasságban oldott gömbfülke található). Az ÉK-i nagy gömbfülke egy korábbi, ÉÉNy-DDK-i csapásirányú telér mentén fejlődött ki. Az ÉNy-i hátsó részen egy kis belső, jól fejlett, nagyméretű oldásformákkal rendelkező, jól fejlett gömbfülkét is „tartalmazó" kis terem található. Az ÉÉNy-DDK csapásirányban vékony, apró táblás halványsárga baritkristályokkal kitöltött ér figyelhető meg. Közel K-Ny-i irányban vastag kalcittal és sárga nagy táblás barittal kitöltött széles „telérek" észlelhetők a víz alatti részen. Hasonló csapásirányú, durvakristályos kalcittal és (gyakran fekete bevonattal borított) barittal részben kitöltött széles, üregekben gazdag telérraj, illetve breccsás zóna a Kessler-terem búvárbázis felőli, DDNy-i részén is látható a vízszint felett.

A terem képződményei részben hasonlítanak a Szent Lukács-ágban is észlelhető kiválásokhoz.

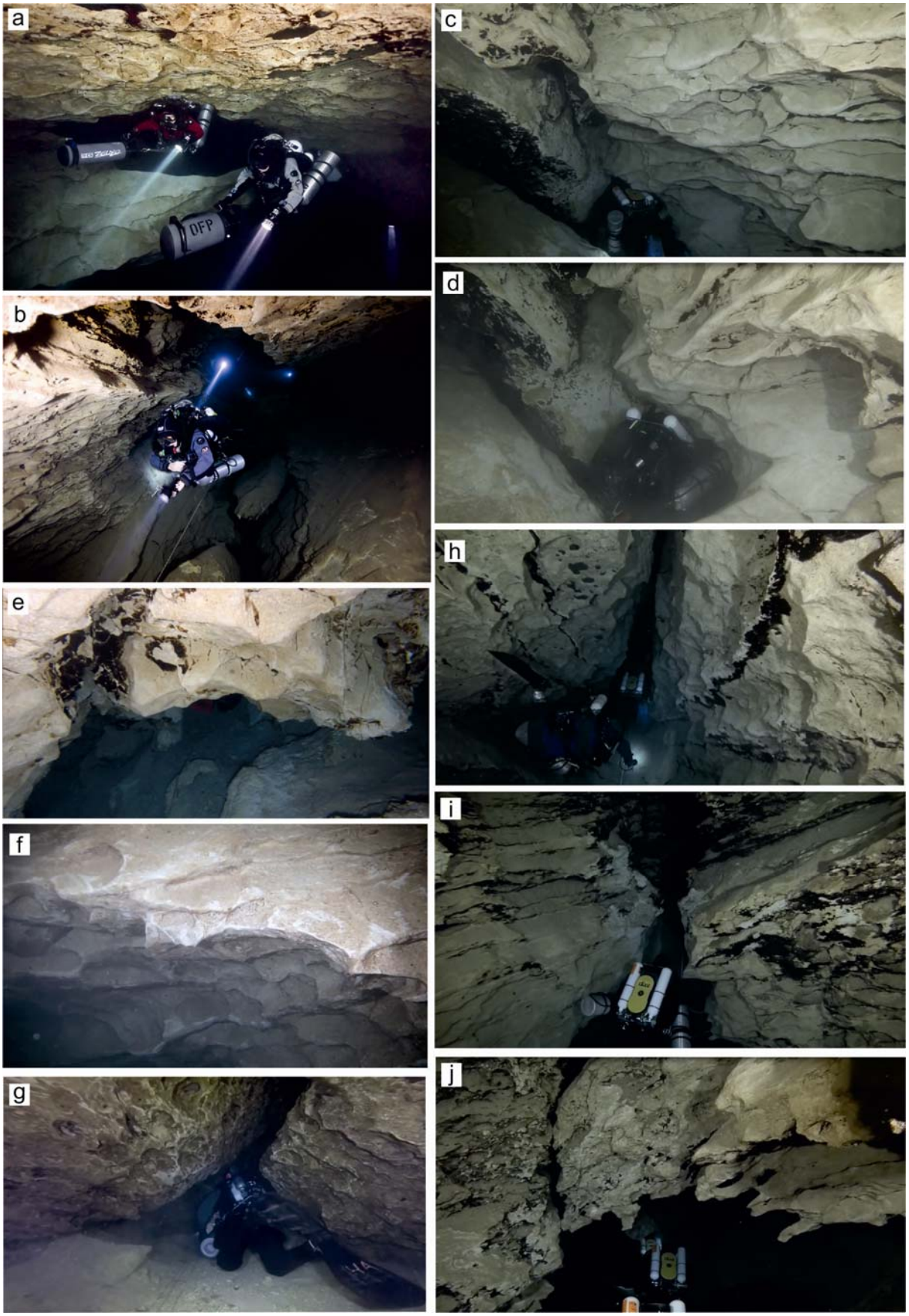
A víz szintje fölött 50 cm magasságig az egész teremben jellemző a fekete (Mn-oxidos-hidroxidos), illetve vörös (Fe-oxidos-hidroxidos) vékony bevonat a barlang falán. A bevonaton



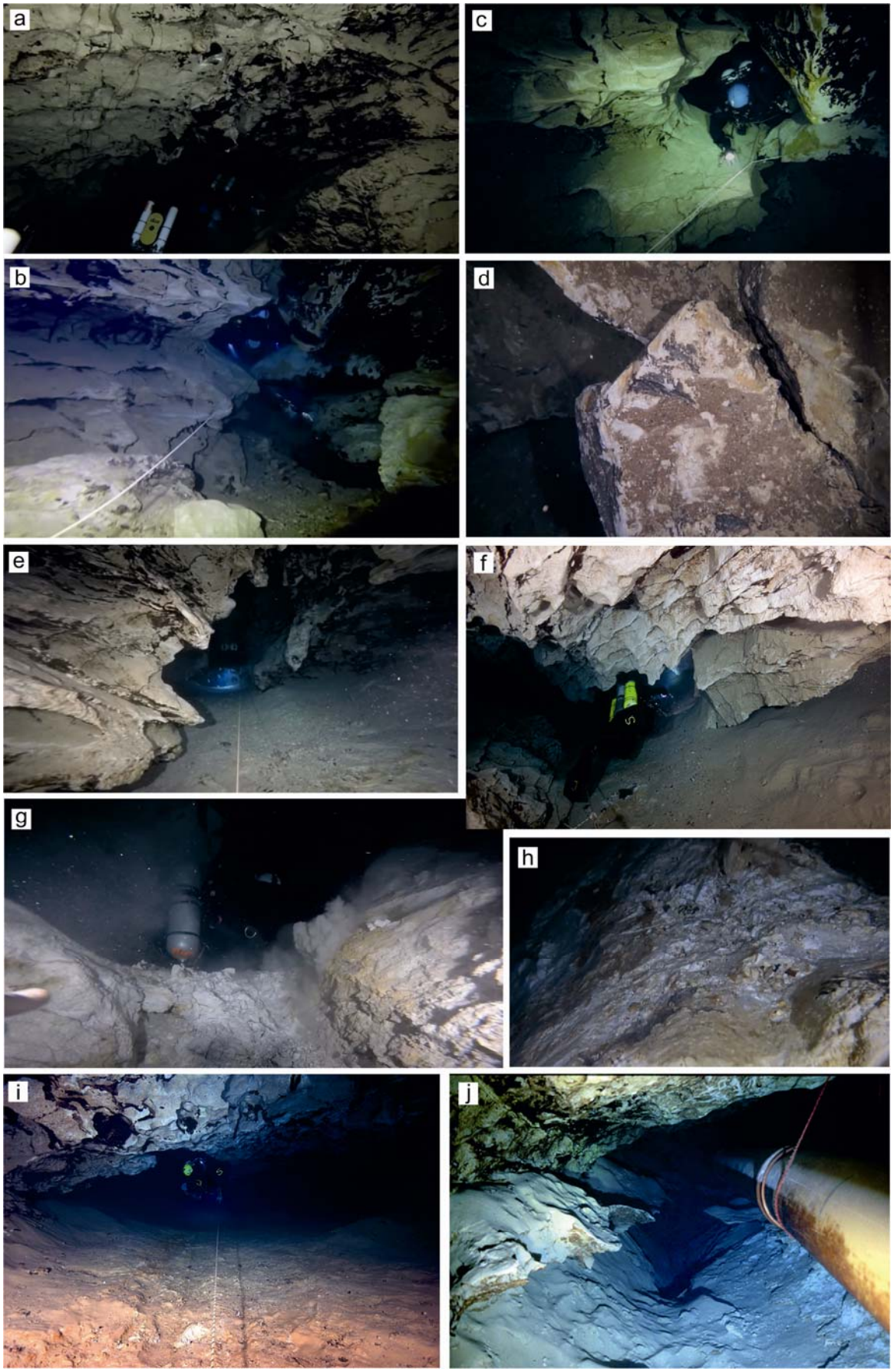
14. ábra. A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai.(b) Tengeri sün; (a–d) Chlamys kagylók; (e–f) Durvakristályos kalcittal és barittal bélelt üregek; (g) Kalcit-barit telér; (h–k) Kalcittal és barittal bekérgezett barlangüreg (fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel)



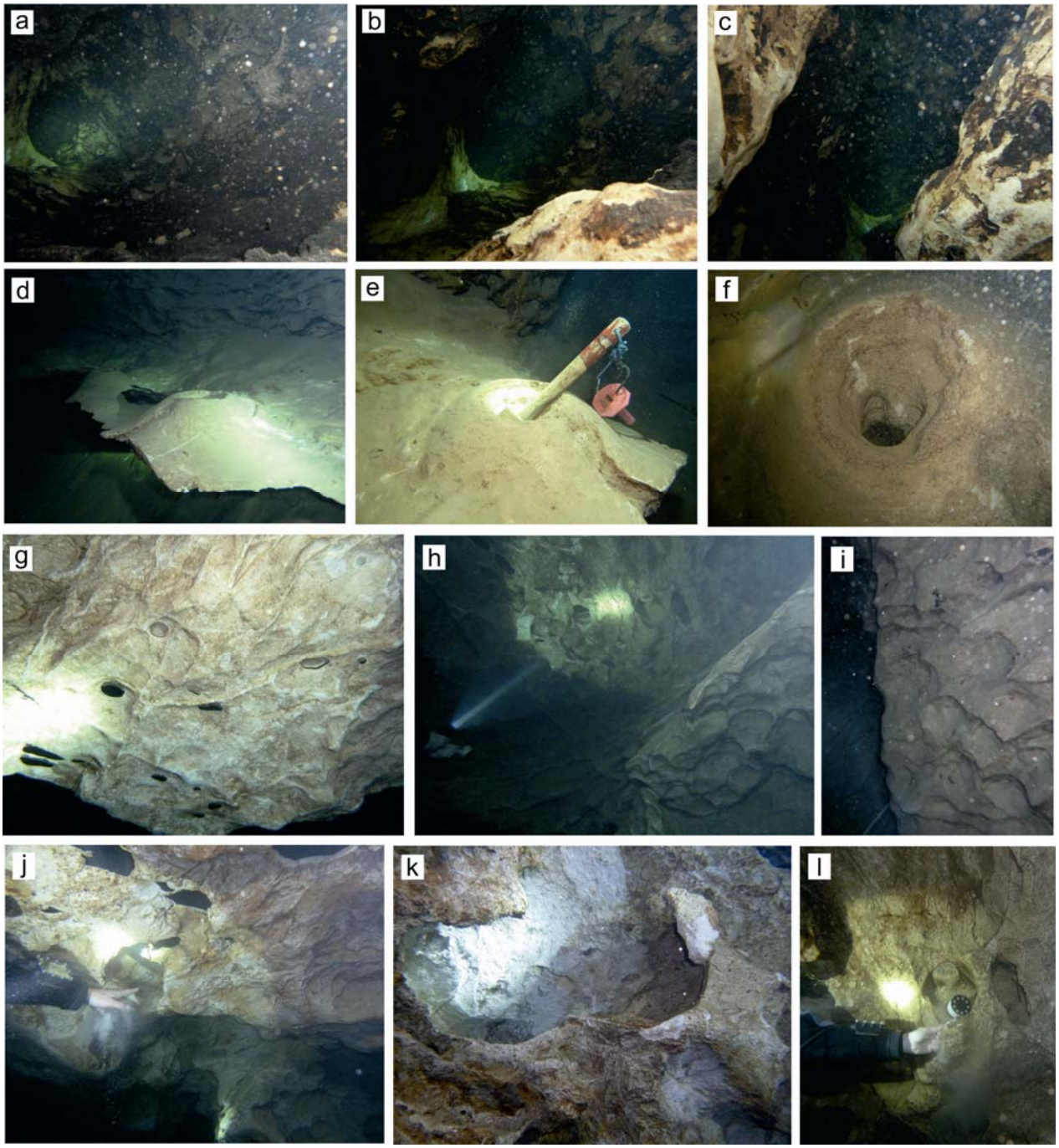
15. ábra. A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. Jellegzetes járatszelvények és „scallop”-okra emlékeztető oldásformák (a–d, f fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel; e,g fotók: Peter Gaertner)



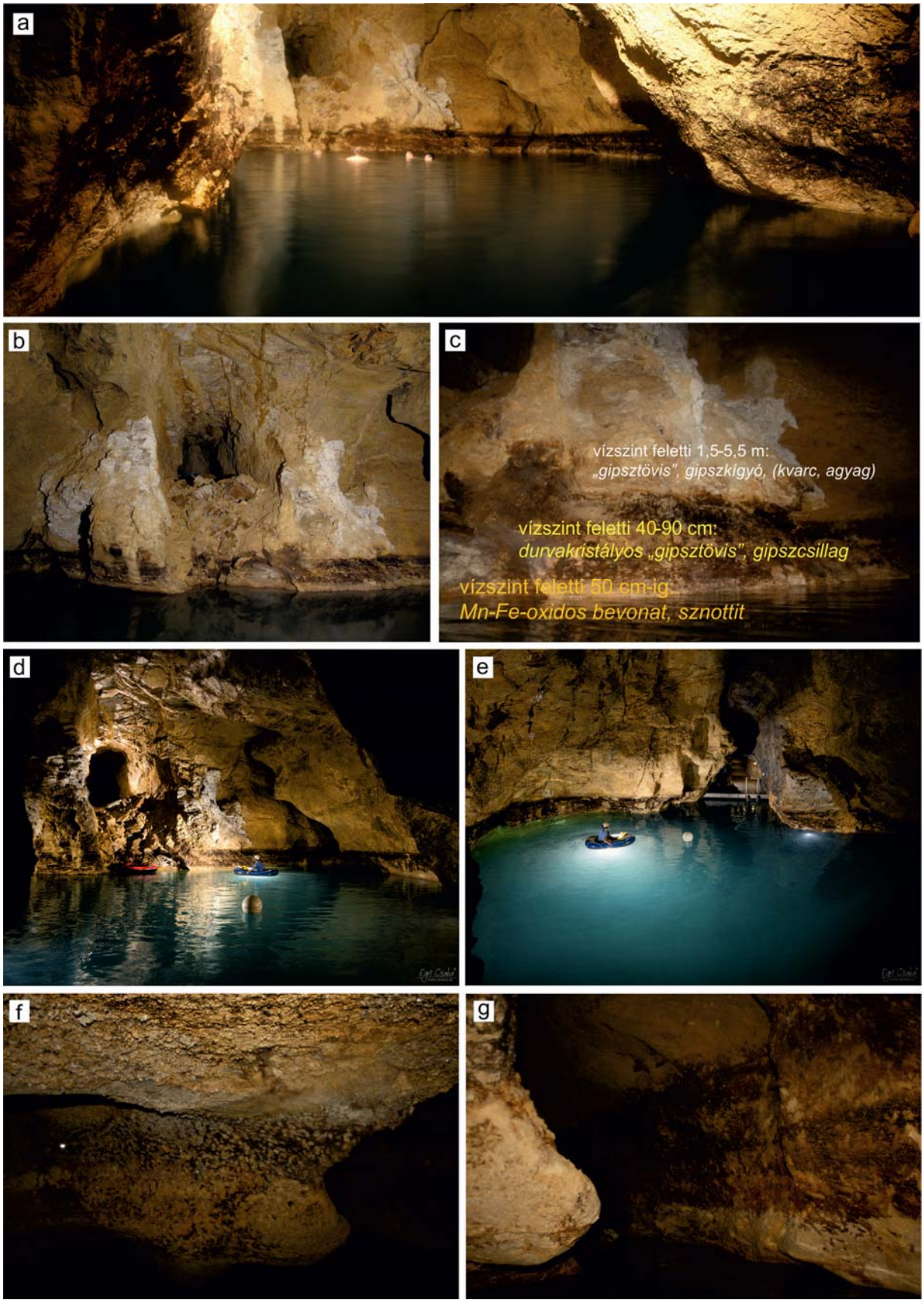
16. ábra. A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. Jellegzetes járatszelvények és „scallop”-okra emlékeztető oldásformák, gömbfülkék; a réteglapok mentén és a járat felületén fekete Mn-oxid bevonat (a fotó: Peter Gaertner; b–j fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel)



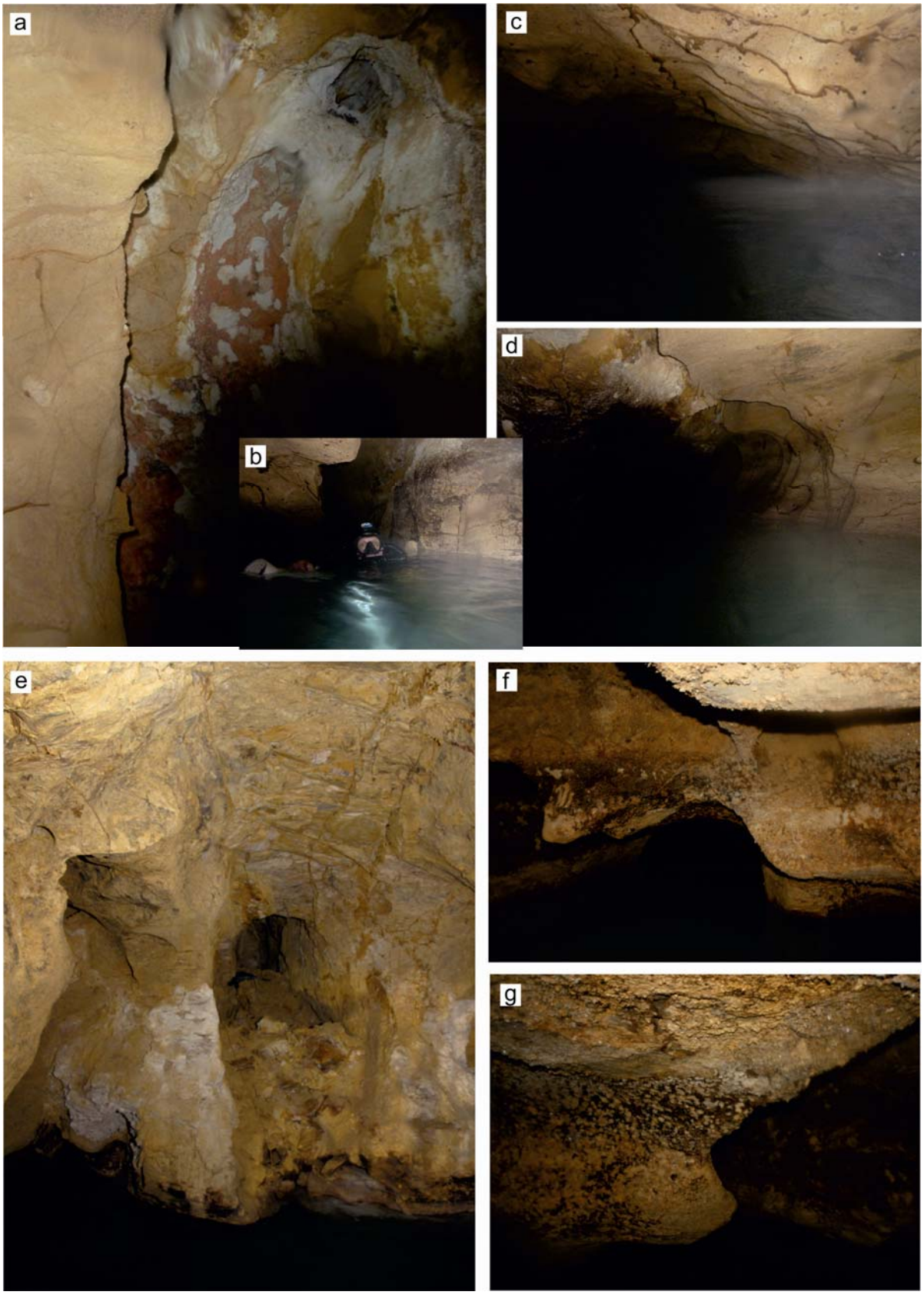
17. ábra. A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. (a–c) Fekete Mn-oxidos bevonat; (d) Fe-Mn-oxidos bevonat; (e–j) Üledékek (a–e, g,h fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel; f,i fotók: Peter Gaertner)



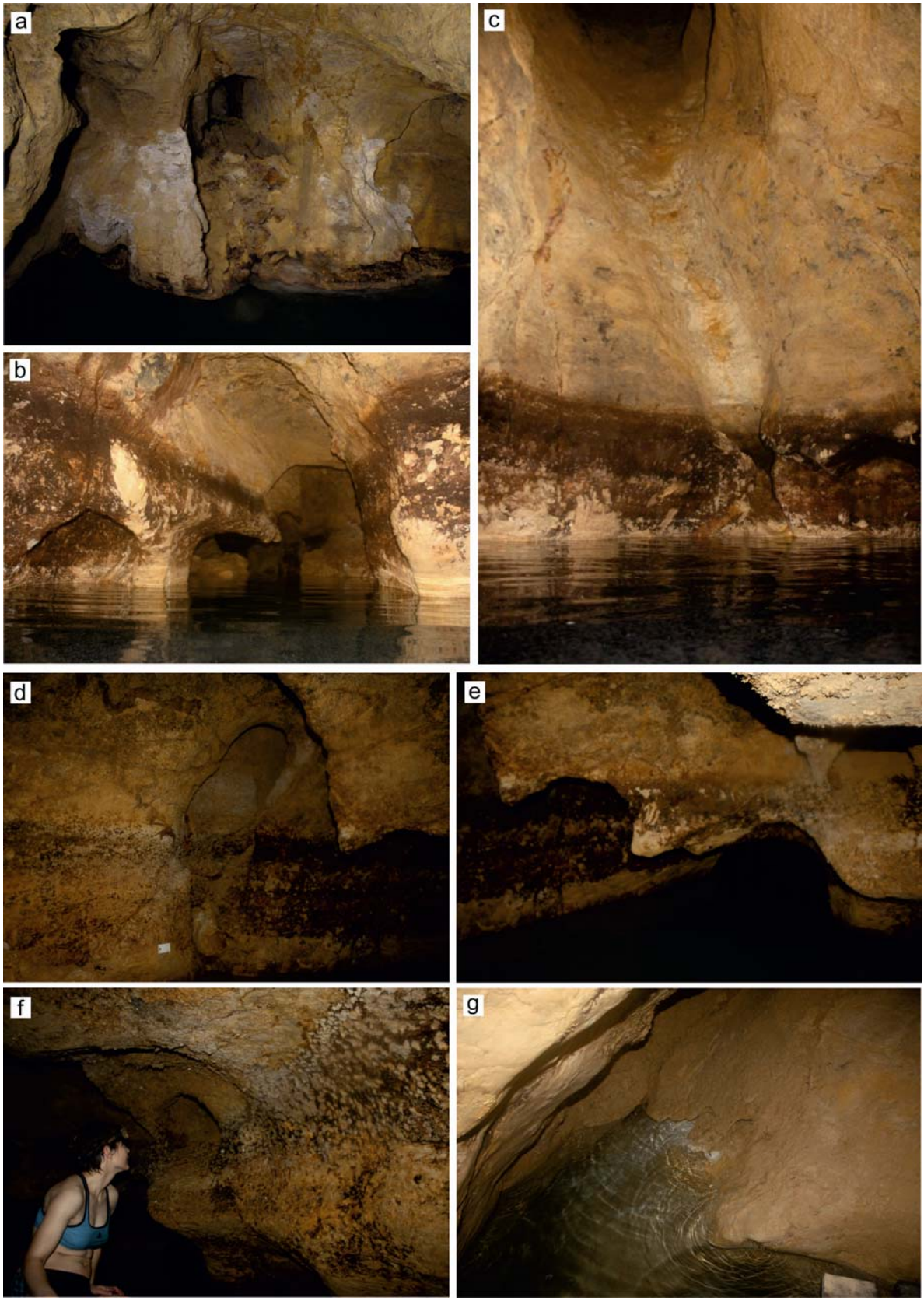
18. ábra. A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. (a–c) Fekete Mn-oxidos, Fe-oxidos bevonat a meleg víz „beáramlás” környékén (Omlásveszély); (d–f) „Vulkánok” karbonátos kúpok; (g–l) Jellegzetes üstszerű, „scallopok”-ra emlékeztető oldásformák, bennük CO_2 gázfelhalmozódással
(fotók: Szieberth D.)



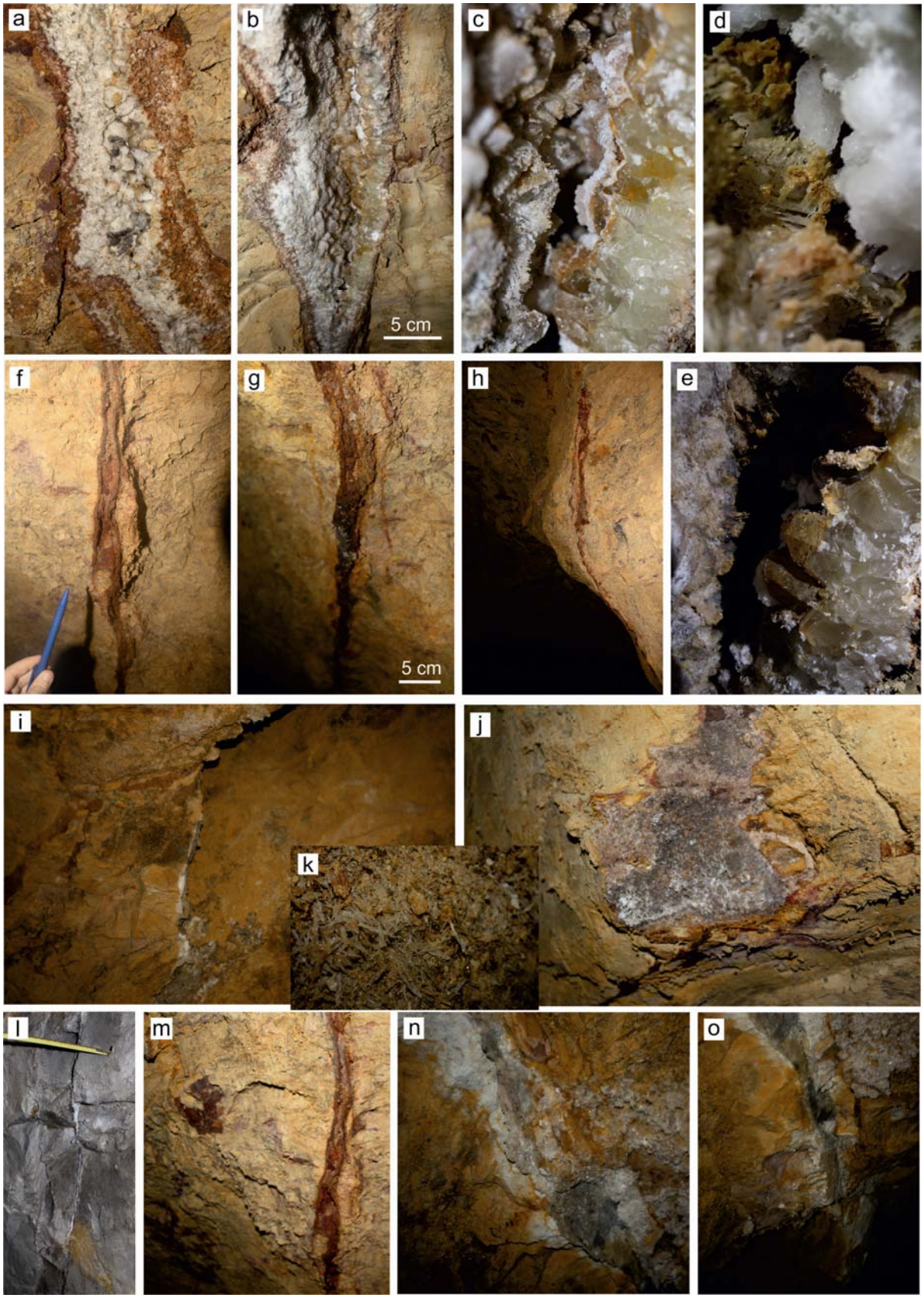
19. ábra. Molnár János-barlang: Kessler-terem. (a, d, e) A terem látképe; (b) A terem végében lévő omladék, kovás elváltozott zóna; (c) Vízszint feletti kiválások: gipsz kristályok (gipsz „tövis” és gipszkígyó), kvarc, agyag, és Mn-Fe-oxidos bevonat a falon a vízszint felett; (f–g) Oldásformák, Mn-Fe-oxidos bevonat és gipsz”tövisek” az agyagos falon (d,e fotók: Egri Csaba; b fotó: Szabó Zoltán)



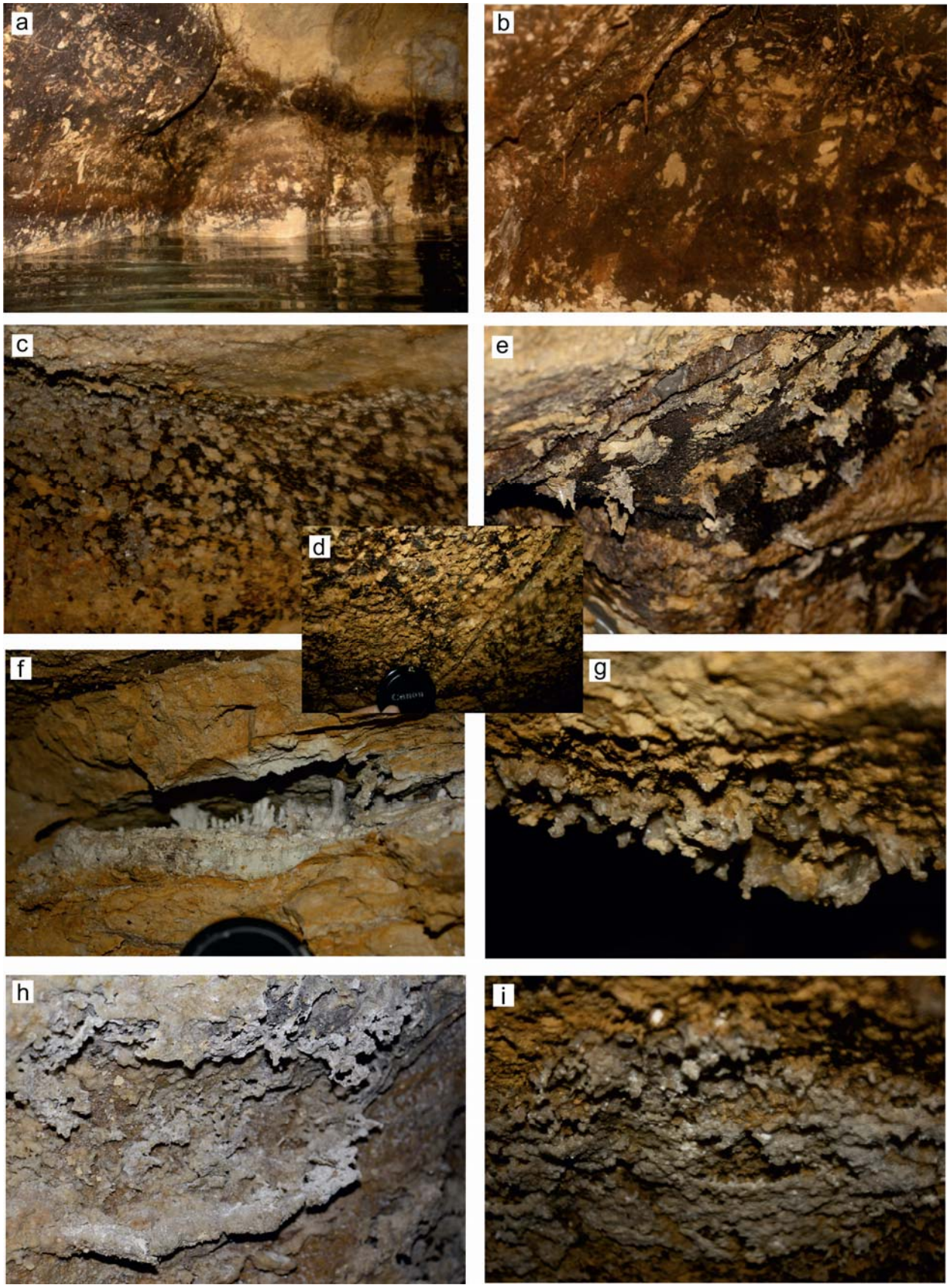
20. ábra. Molnár János-barlang. (a–d) Seprűs-ág víz feletti szakasza: kovás elváltozott zóna, gömbfülkék; (e–g) Kessler-terem: terem végében omlás, kovás elváltozott zóna (e); gömbfülkék, oldásformák, Mn-Fe-oxidos bevonat és gipsz"tövisek" az agyagos falon (f–g)
(a–d fotók: Szieberth Dénes; e fotó: Szabó Zoltán)



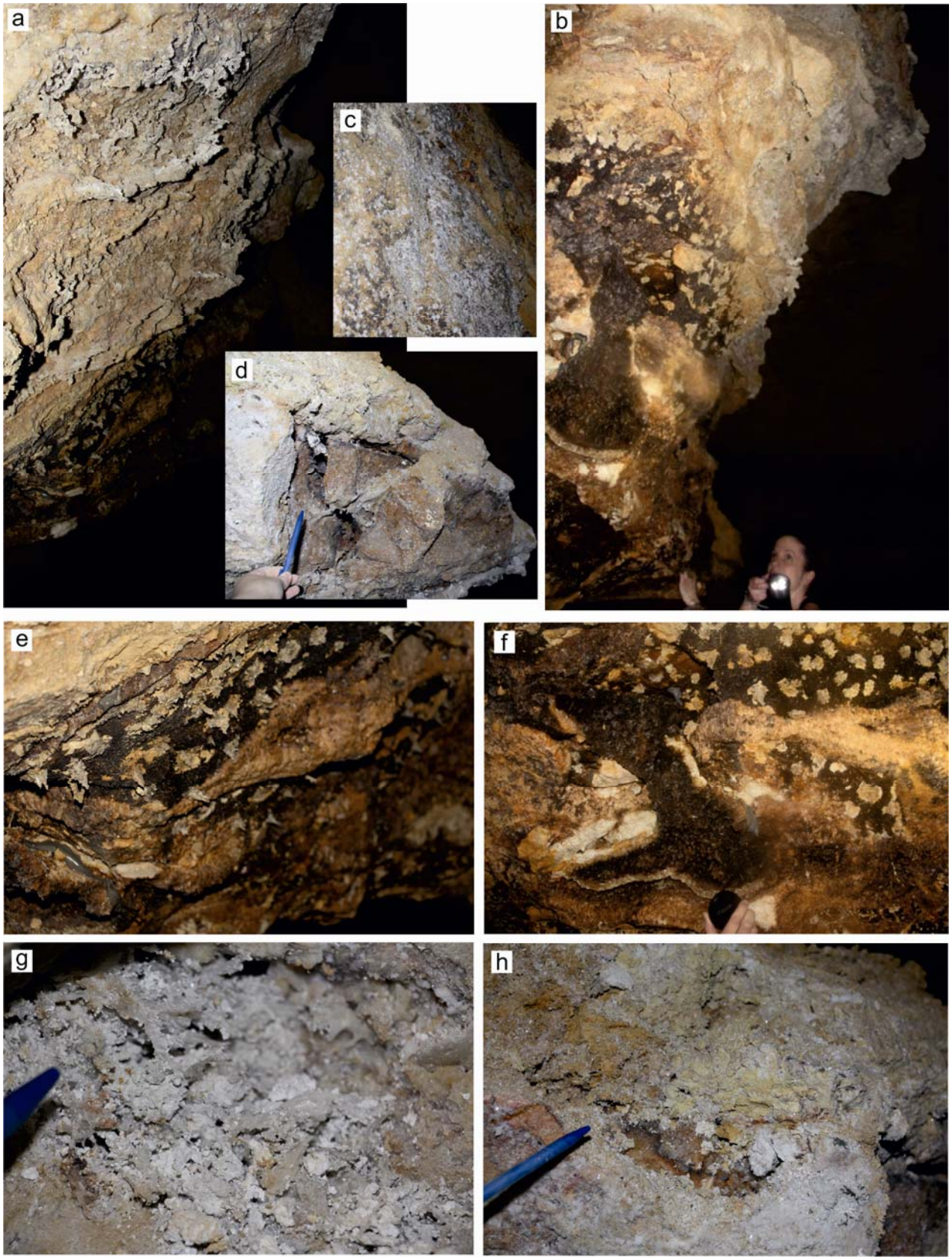
21. ábra. Molnár János-barlang: Kessler-terem: Oldásformák, gömbfülkék, Fe-Mn oxidos bevonat és gips"tövisek". terem végében omlás, kovás elváltozott zóna (e); gömbfülkék, oldásformák, Mn-Fe-oxidos bevonat és gipsz"tövisek" az agyagos falon. (a) Terem végében omladék és oldásformák; (b,d–f) Terem hátsó oldott üregének gömbfülkéi; (c) Magasba vezető oldásforma, gömbfülke; (g) Búvár merülőbázisnál oldásforma (a fotó: Szabó Zoltán)



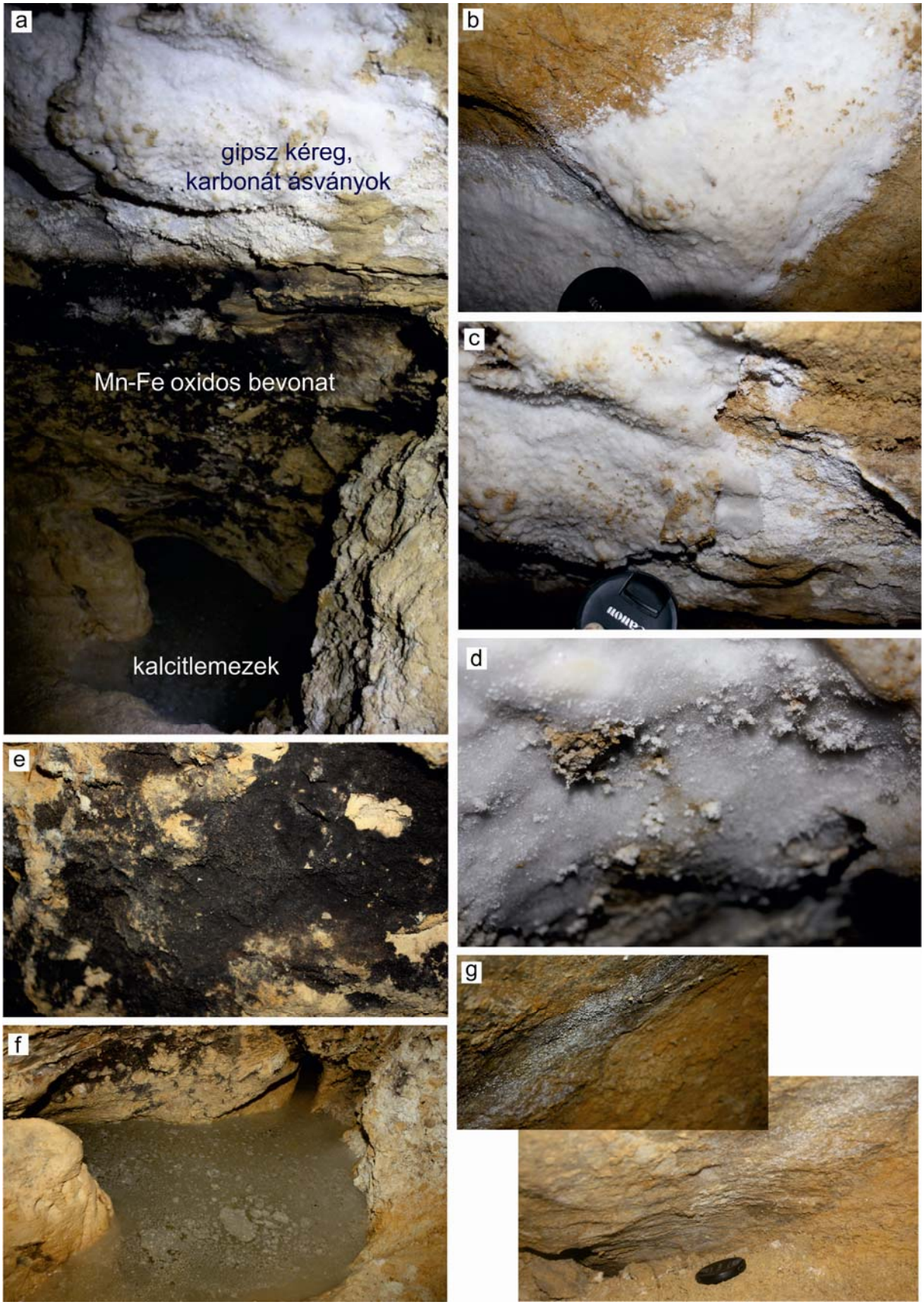
22. ábra. Molnár János-barlang: Kessler-terem: Ásványkiválások. (a–e) Barlangnál idősebb vastag, durvakristályos repedéskitöltő kalcit, benne fehér, finomkristályos gipszkéreg; (f–h, m) Részben oxidált pirit telér (goethitté, hematittá); (i–j) Oxidált pirites, kalcitos telér (és felület); (k) Szálasan visszaoldott kalcitkristály „halmaz"; (l) Üde pirites-kalcitos ér a segédtáróban; (n–o) Kovás elváltozott zóna, apró kristályos halványsárga táblás barit benne (d fotó: Szabó Zoltán)



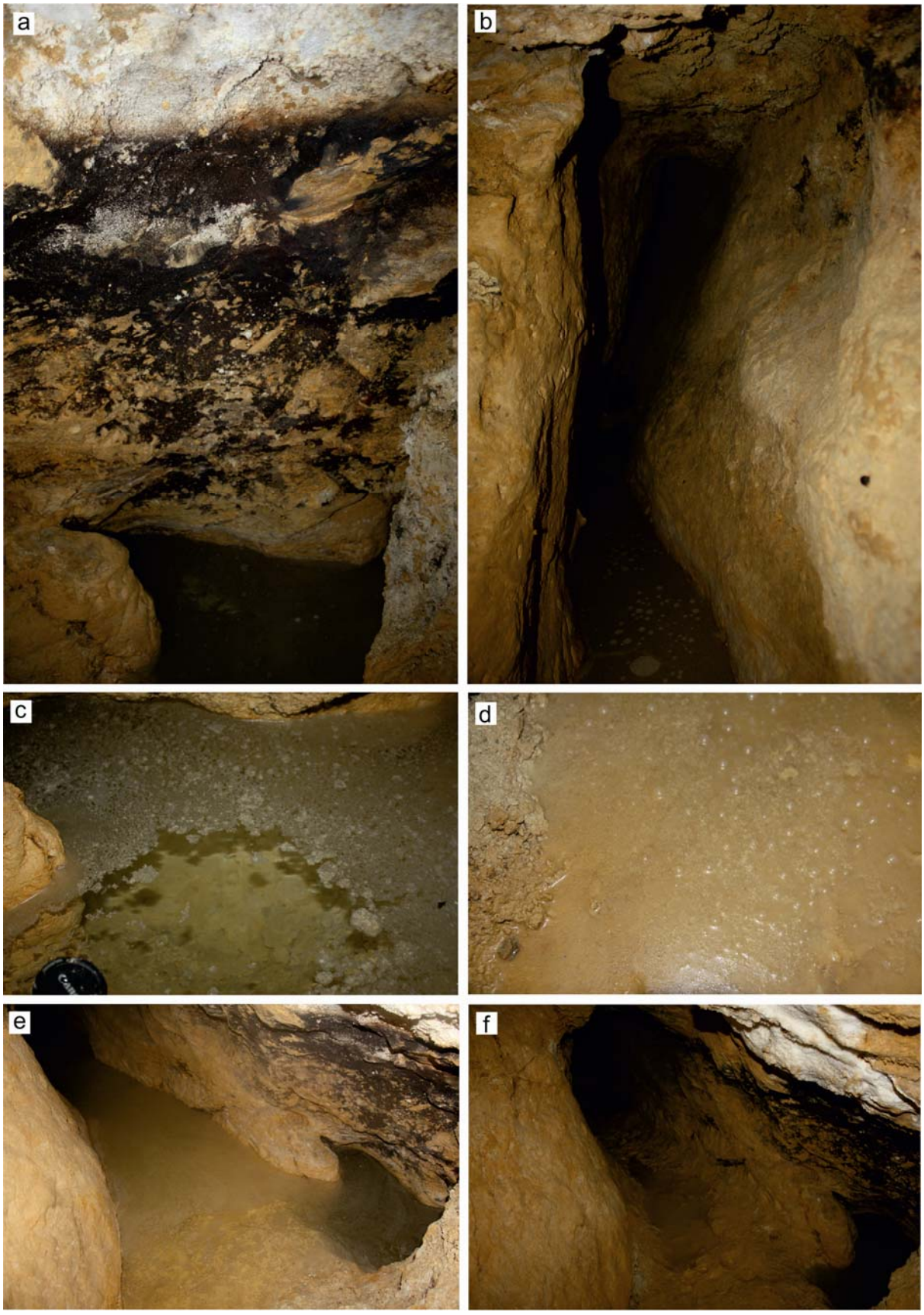
23. ábra. Molnár János-barlang: Kessler-terem: Ásványkiválások. (a) Sötétbarna-fekete Fe-Mn-oxidos bevonat a víz szintje fölött; (b) Sznottitok; (c, e) Gipsz"tövisek", áttetsző gipsz"csillagok" (szelenitek); (d) Falról elvált gipsz helye; (f) Finomkristályos gipsz; (g,i) Áttetsző, durva kristályos gipsz; (h) Gipszkígyó



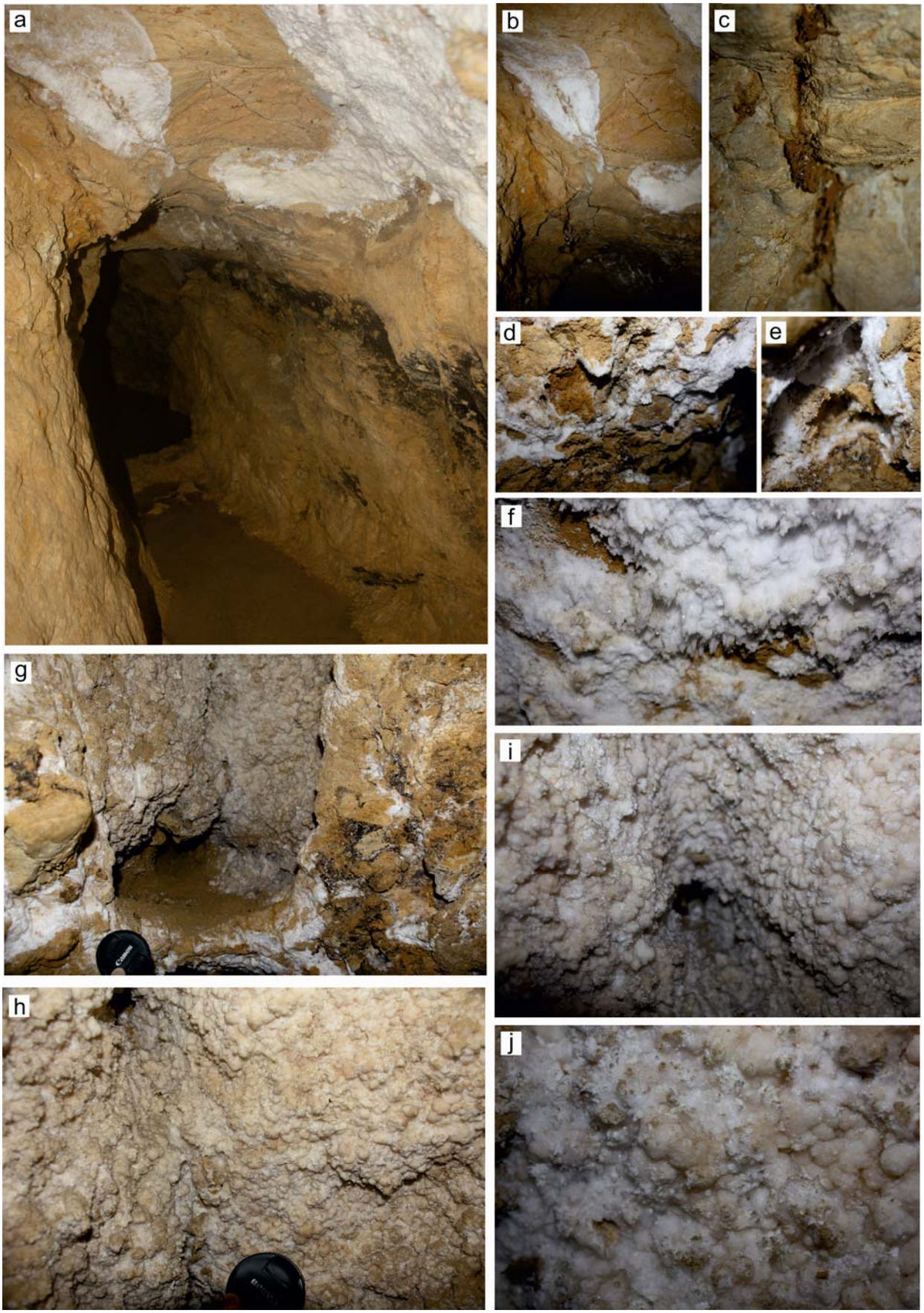
24. ábra. Molnár János-barlang: Kessler-terem: Ásványkiválások. (a) Gipszkígyó; (c,d) Gipsz kiválások; (b) Oldalfalon képződmények; (e) Gipsz"tövisek"; (f) Üregben kalcit, barit és Fe-Mn-oxidos bevonat; (g–h) Áttetsző durvakritályos gipsz a kvarcos, agyagos „üledékben"



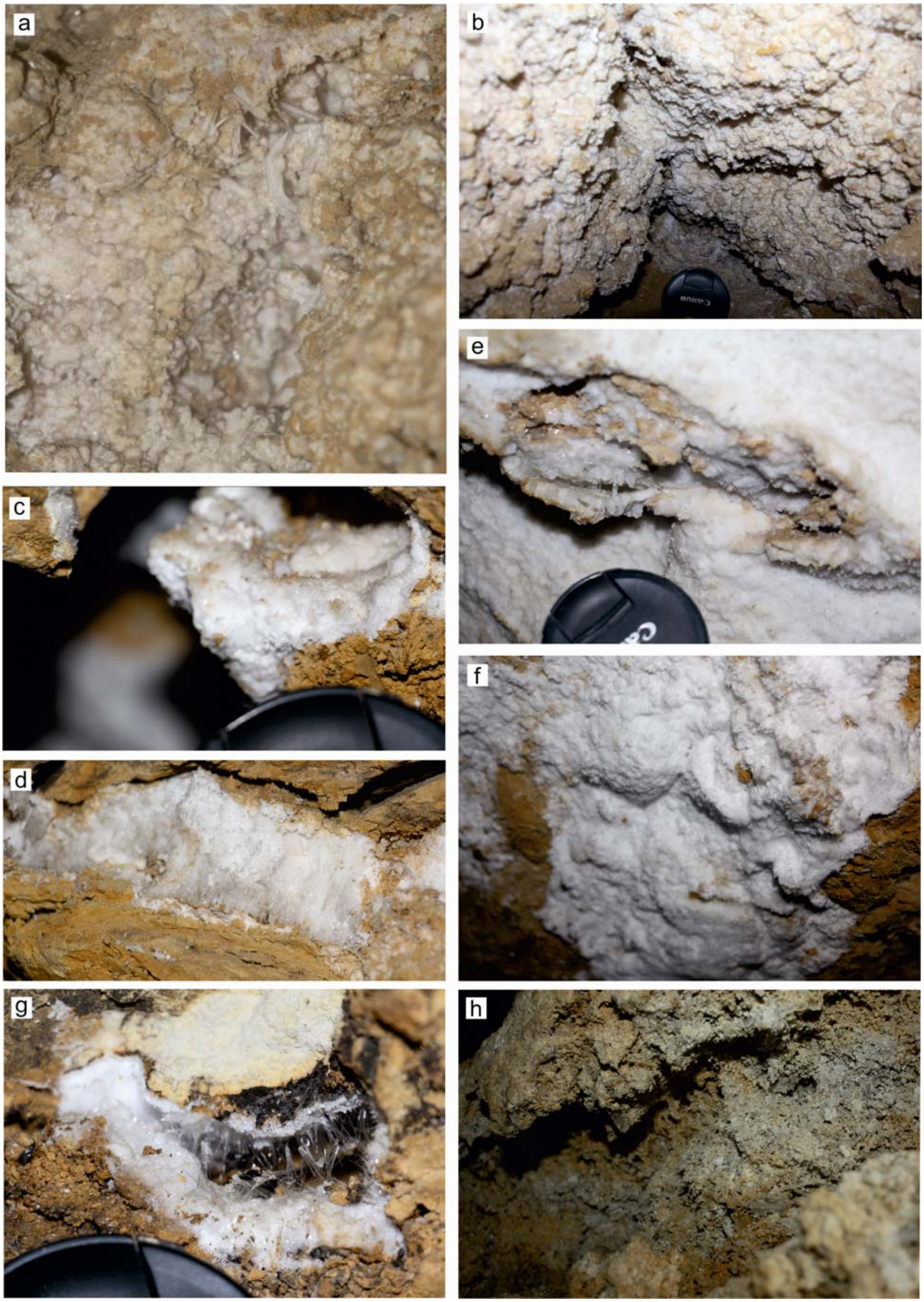
25. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Ásványkiválások. (a) 1. tóban kalcitlemezek, oldalfalon Mn-Fe-oxidos bevonat, felette karbonátásványok (kalcit, aragonit, dolomit), rajta gipszkéreg; (b–d) Finomkristályos gipszkéreg, alatta karbonátásványok (kalcit, aragonit, dolomit), rajta huntit; (e) Fekete Mn-Fe-oxidos bevonat; (f) Jelenleg képződő kalcitlemezek a tóban; (g) Evaporatív karbonátkiválások



26. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Ásványkiválások. (a) 1. tóban kalcitlemezek, oldalfalon Mn-Fe-oxidos bevonat, felette karbonátásványok (kalcit, aragonit, dolomit), rajta gipszkéreg; (b) 2. tóban keletkező kalcitlemezek; (c) 1. tó felszínén recensen képződő vékony kalcitlemezek; (d) időszakos tó felszínén képződő kalcitlemezek és (bekérgezett) buborékok; (e) A 2 tavat a vízszint megemelkedése idején időszakosan összekötő tó; (f) Alacsonyabb vízálláskor a járat alját kitöltő agyag és kalcitlemezek

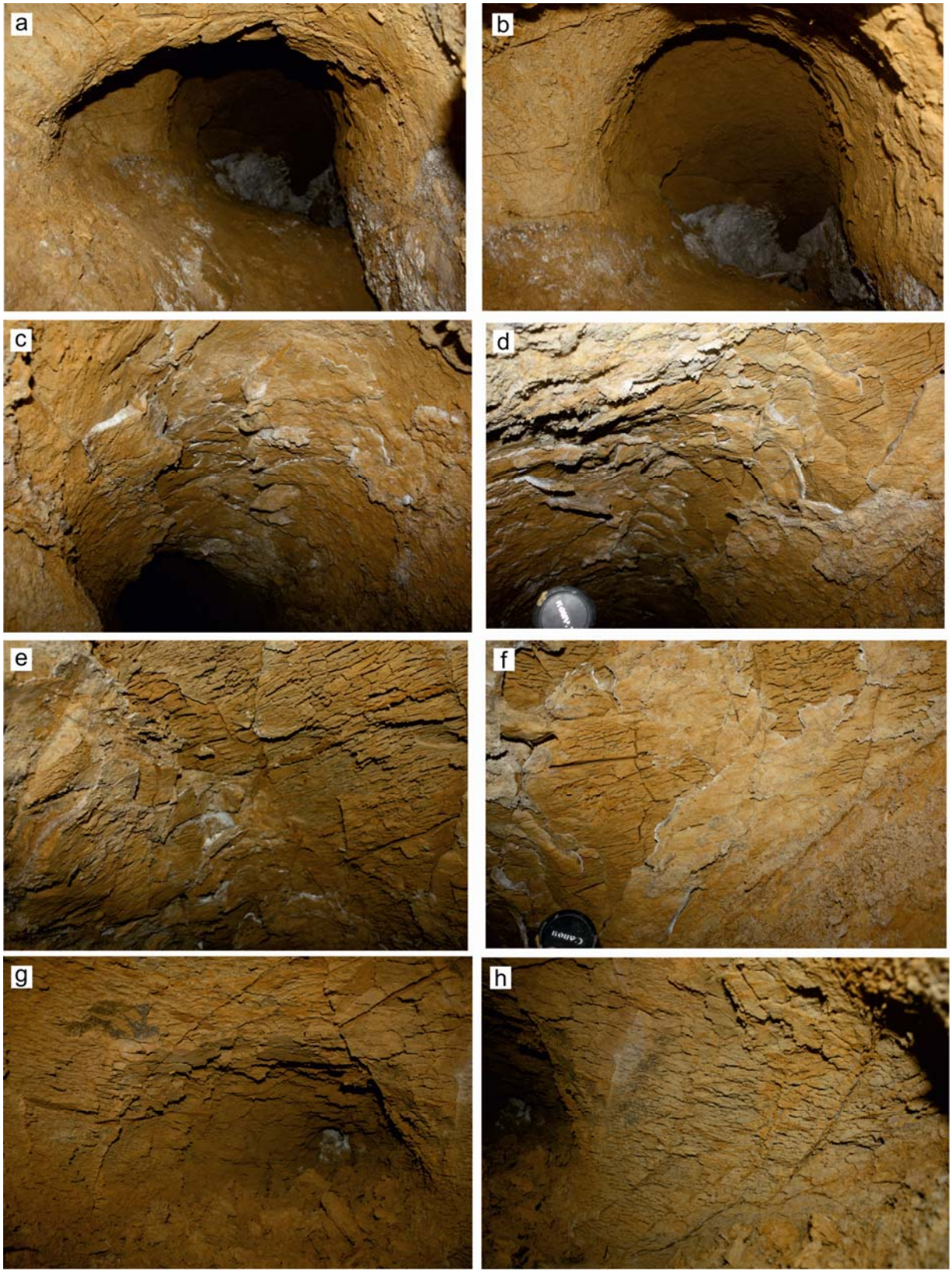


27. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Ásványkiválások, gipsz típusok. (a) Részben mesterségesen bontott járat, az oldalfalon Mn-Fe-oxidos bevonat, a főtében oldásforma,, karbonátos képződmények és vékony fehér gipszkéreg; (b) Főte részlete; (c) Goethitté oxidált pirit ér; (d–e) agyagos járat és üledék pórusait bekérgező finomkristályos gipsz; (f–j) Bejárati akna alján az üreget bekérgező gipsz (durvább és finomabb kristályok)

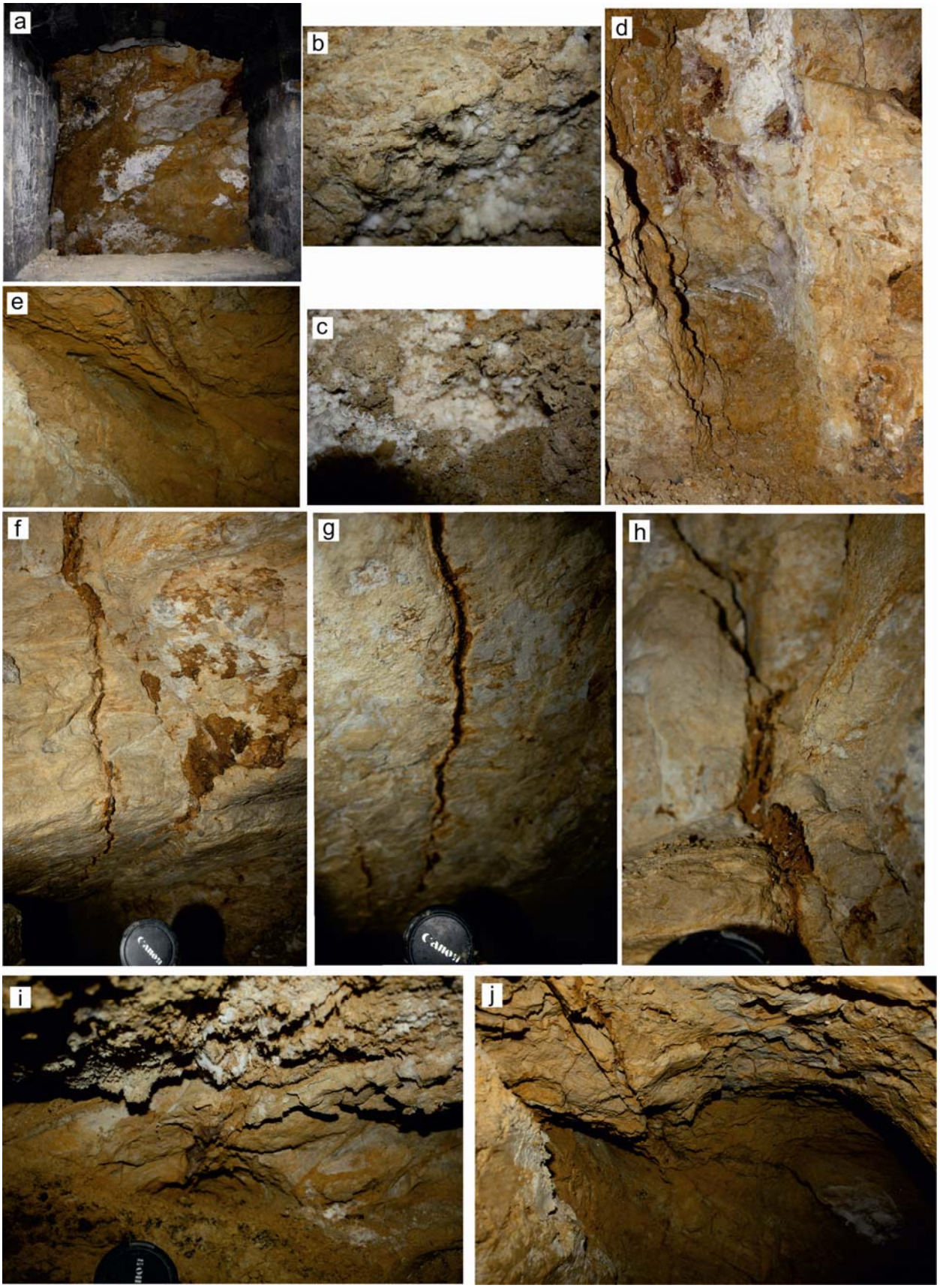


28. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Gipsz kiválások típusai. (a) Bejárati akna alján megjelenő gipszkéreg és gipszkígyó; (b) Üreget borító vastagabb gipszkéreg; (c) Pórusokban megjelenő finomkristályos gipsz; (d) Finomkristályos, tömegesen megjelenő szálas gipsz (és karbonát); (e) Részben visszaoldódott, faltól elváló gipszkéreg, 1. tó felett; (f) Gipszkéreg, alatta evaporatív karbonátkiválások (kalcit, aragonit, dolomit); (g) Kis üregben finomkristályos gipsz és gipsz szálak; (h) Kovás elváltozott főtében áttetsző, megnyúlt gipsz"kígyó"

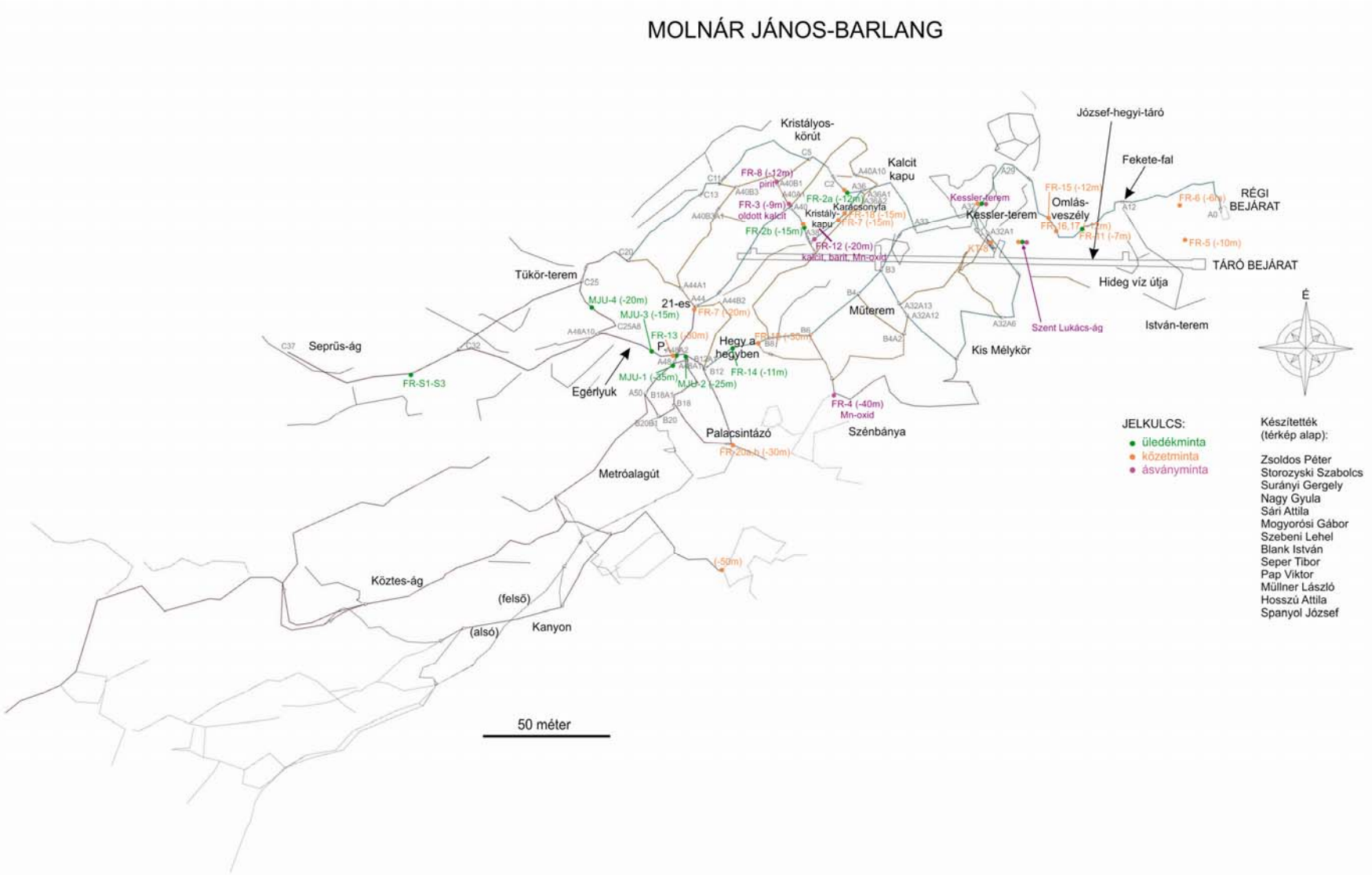
29. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: oldaljárat és képződményei. (a) Az oldaljárat oldott főtéje, a repedésekben és az oldalfalon gipsz, lejjebb Mn-Fe-oxidos bevonat; (b) Vízszint fölötti Mn-Fe-oxidos bevonat, felette gipszkéreg; (c) Gipszkéreg és rajta huntit kiválás; (d–e) Az oldaljárat végpontján, fent jól fejlett evaporítív „frostwork", apró borsókő (kalcit, aragonit, dolomit), rajta gipszkére;, főte kiválásmentes; (f) Finomkristályos gipszkéreg és alatta karbonátkiválások; (g) Gipszkígyó (g fotó: Kovács Richárd)



30. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: oldaljárat és oldásformái. (a–b) Gömbfülke és benne gipszkéreg; (c–e) Oldott és repedezett főte, a repedésekben vékony gipszkéreg; (f–h) Oldott és repedezett járat, a falról leváló agyagos darabok



31. ábra. Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág. (a) József-hegyi-táróból nyíló bontott bejárat; (b–c) Agyagos falban durvakristályos áttetsző gipsz (szelenit), rajta finomkristályos fehér gipszkéreg; (d) Bejárati „ablakkal" szemközti szakasz kovás elváltozott zónája és gipszképződményei; (e, i) kovás elváltozott zóna; (f–h) Részben goethitté oxidált pirites telér; (j) gömbfülkeszerű oldásforma a főtében



32. ábra. A Molnár János-barlang vázlatos térképe (üledék, kőzet és kiválás mintavételi helyszínek)

helyenként sztalaktitra emlékeztető, vörös színű, nyúlós, nyálkaszerű képződmények figyelhetők meg, melyek feltehetően mikrobákhoz kötődő ún. sznottitok lehetnek.

A tó vízszintje felett átlag 40-90 cm magasság közti tartományban 2-3 cm-es, áttetsző durvakristályos gipsz „tövisek" (szelenitek) jellemzőek, melyek az agyagos, oldott, elváltozott kőzetből, barlangfalból növekednek a terem légteres része felé, vagyis az oldalfalban és a járatban egyaránt megfigyelhetőek. Részben a fekete és vörös (Mn-Fe-oxidos) bevonattal együtt jelennek meg, és a bevonat ezeken a szakaszokon beboríthatja a töviseket, de megjelennek bevonat nélküli gipszkristályok is. A hátsó, oldásformákban gazdag járatban az üreg nagy részén láthatóak ezek a kiválástípus-együttesek. Ami azonban feltűnő, hogy a Mn-Fe-oxidos bevonattal ellentétben az áttetsző durvakristályos gipsz nem mindenhol jelenik meg: a búvárbázistól számított bal oldali (D-re található) szakaszt egy-két megszakítással, de általában folytonosan borítja, míg az É-i oldalon a gipszkiválás teljesen hiányzik. (Ezen a szakaszon aránylag intenzív vízbeszivárgás észlelhető.)

A terem néhány szakaszán (a búvárbázistól D-re húzódó falszakaszon, kisebb falrészleteken, illetve szemben az omladék oldalsó vastag sáv-részein), általában korábbi pirites ásványtelérek, vagy kovás elváltozott zónák fehér színű része mentén, a vízszint felett 1,5-5,5 m magasság-tartományban a fenti gipsz"tövisek" nagy mennyisége, valamint nagyméretű „gipszkígyók" láthatóak. A gipsz képződmények fehér színű, „földes" megjelenésű „kovás", „agyagos" mátrixban helyezkednek el. A gipsz felszínét egy-két helyen szürkésfekete anyag színezi.

A búvárbázistól É-ra egy nagyméretű kalcittelér belsejében, a kalcitkristályok által közrezárt „üregben" fehér, finomkristályos gipszkéreg található. (Az ásványtelért valószínűleg az állványzat felállításakor, a búvárbázis biztosítása érdekében elvégzett hálózási munkálatok során tárták fel, csakúgy, mint a többi pirites, részben már oxidált telért is, melyek főként szintén a terem É-i szakaszán jellemzőek). Az állványról megközelíthető mennyezet repedéseiben vékony fehér gipszkéreg látható.

A teremben képződő üledék jellemzéséhez egy félreeső helyről, a bal oldali hátsó, oldásformás szakaszból sikerült mintát gyűjteni. A mállott, elváltozott, oldott kőzet agyagos „üledékéből" a barlang faláról vertikálisan: a vízszint fölött 10 cm-ről, a víz alatt pedig 2 m, 3 m és 4 m mélységből történt mintavétel.

A tó túloldalán található omladékot a kovás elváltozott zóna mennyezetről leomlott tömbjei képezik. Mögötte egy belső tófelület található, a végében magasba nyúló kürtővel. A járat falán 2-3 cm-es gipszkristályok figyelhetők meg.

A **Szent Lukács-ág** egy részben mersterségesen bontott, a vadózus zónában, közvetlenül a vízszint felett húzódó járat. A kiválástérképezés során az üregrendszerről részletesen felmérés is történt, mivel kiindulásként csak egy vázlatos poligon állt rendelkezésre. A lenti felmérés és részletes leírás az első nagy pontosságú dokumentáció erről a barlangrészről. A kis barlangrész bejárata a kb. K-Ny-i irányú táróból közvetlenül, egy „ablakkal" nyílik. Két gömbfülkével kezdődik, ahol a 3,5 méter széles, oldott, agyagos fal „málladékában" durvakristályos áttetsző gipsz (szelenit), a falon kéregként pedig finomkristályos gipsz található. A tároló szintjétől lefelé a korábbi pirites, jelenleg már részben oxidált, a főtében jól látható ásványtelér mentén indul a Budai Márgában húzódó, részben elváltozott zóna mentén kialakult ÉÉNy-DDK-i csapásirányú barlangjárat. A 2,7 méter mély, 0,65 m széles akna a porózus elváltozott zónába mélyül, és kisebb üregekben gipsztűk és gipszkígyók

figyelhetőek meg. Az akna aljából induló járat kezdeti szakasza 2,2 méter magas és 0,95 m széles; a magasabb szakaszán jól fejlett fehér gipszkéreg borítja a járatot és apróbb üregeit. A kezdeti szakaszt követően lealacsonyodó „folyosó" 5,1 m hosszúság után kettéágazik. Az elágazásban a magas agyagtartalmú kőzetbe (az elváltozott zóna mentén) 3,4 m magasságig képződménymentes kürtő nyúlik. Balra (DNy-ra) az elváltozott zóna középső, 0,5-1 m vastag fehér, valamint a szélső peremén sárga színű részében 1,55 m hosszú és 0,21 m széles, részben bontott „járat" végződik, jobbra (ÉK-re) ezzel szemben (azonos csapásiránnyal) a Szent Lukács-ág oldalága indul. A fő oldaljárat hossza 8,5 m, szélessége 0,7 m, magassága 1,1-1,6 m között változik, a végénél emelkedik. A fő járat a bal oldalon részben bontott, így az elváltozott zóna szürkésfehér és sárga sávjai jól megfigyelhetők. A sárga színű elváltozásban oxidált, vörös színű keményebb erek, vékony ásványtelérek is észlelhetők, a járat csapásirányával megegyező irányban. Az elágazás kezdeténél jobbra 30 cm-rel lejjebb egy kis állandó vizű termálvizes „tó" található, melynek vízszintje a Kessler-tereméhez hasonlóan ingadozik. Mélysége kb. 40 cm, és felszínén intenzív (akár egy hét alatt növekedő) vékony kalcitlemez képződés zajlik. A természetes vagy mesterséges hatásra vízszint alá süllyedt és felhalmozódott lemezkék az aljzaton nem vastagodnak tovább, de visszaoldódás sem tapasztalható. A tó víz alatti falán nem figyelhető meg kiválás. A vízszint fölött 30 cm magasságig a szürkésfehér elváltozott zóna részben mesterségesen bontott „agyagos fala" észlelhető. 30-100 cm között (vertikálisan) uralkodóan fekete (Mn-oxidos bevonat) található. Ezt tovább tagolva, 30 és 70 cm között fekete és vörös színű (Mn- és Fe-oxidos), 70 és 100 cm között pedig már csak fekete színű bevonat borítja a falat. A vékony bevonat alatt az elváltozott zóna szürkásfehér része található. Fölötte a falon kb. 100-165 cm között fehér színű, finomkristályos gipszkéreg található, mely jelenleg már részben sajnos pusztul, visszaoldódik, vagy elválik a faltól. A gipsz és a barlangfal között, annak kontaktusán kb 100 és 110 cm között sárgásfehér, porszerű vagy „pamacsos" ásványkiválás látható. 160 és 165 cm között, a gipsz felső határán, illetve a gipszkéreg fölött még 1-2 cm magasságban fehér színű, apró tűs, „pamacsos" „borsőkő-szerű" „evaporatív frostwork" kiválás jelenik meg. A tó és az elágazás között (az aljzaton) tömeges gipsz szálak alkotnak vastag „kérget", melyek felszínén fehér, finomkristályos, kenhető vagy porszerű képződmény látható. A járat folytatása agyagos, időszakosan sekély vízborítású, máskor pedig „vízmentes". A nedves, sárga agyagos „üledékű" aljzaton az állóvizet jelző vékony kalcitlemezek vannak. Vízborítás idején az időszakos tó felszínén szintén kalcitlemezek, és buborékok figyelhetők meg. A búvárok Kessler-terem-beli víz alatti tartózkodása idején tapasztalható a gázbuborékok megjelenése a vízfelszín közelében, ami a tó és a Kessler-terem hatalmas víztömege közti, repedések és/vagy az aljzati üledék pórusain keresztül megvalósuló hidrológiai kapcsolatára utal. Az elágazás folytatásában 7 méter hosszú, 0,77 m széles, 1,15 méter magas, részben oldott főtéjű járat húzódik, melynek alja a bevezető szakaszéhoz képest 30 cm-rel lejjebb található, és magasabb vízállás idején ezért jelenhet meg benne időszakos tó. 2,5 méter után újabb, 1,15 m belmagasságú elágazás következik, ahol az ÉK-DNy-i irányú oldalhasadék iránya a korábban említett oldaljárat csapásirányával megegyező, párhuzamos. A keskeny, hasadékszerű oldalág hossza 3,24 m, 0,45 m széles és 1,06 m magas, a járatban található tó mélysége kb. 12 cm. Az előző tóhoz hasonlóan ebben is intenzív kalcitlemez képződés zajlik, és a lemezek alatt feltehetően CO_2 gázbuborékok észlelhetők. Ettől a második elágazástól a fő járat végéig 3,6 m hosszúság (és 1 m magasság, 0,8 m szélesség) látható. A járat alja agyagos, állóvíz nem található benne. Az oldalfal képződményei a korábbihoz hasonló megjelenésűek és helyzetűek, a gipszkérgen több helyen is fehér, porszerű vagy

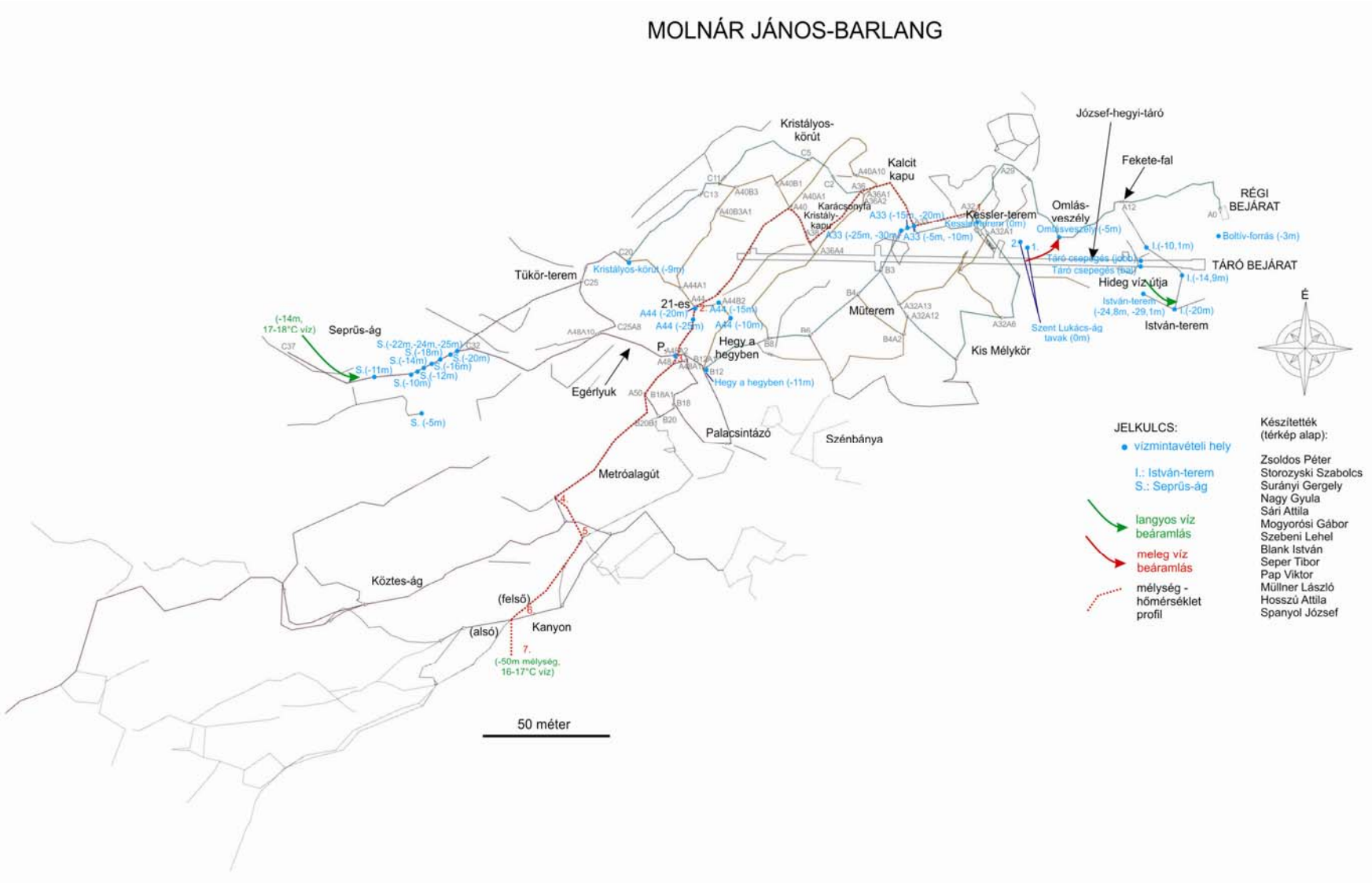
kenhető kiválás látható. Az ÉÉNy-DDK-i irányú oldaljárat végpontjához közel az agyagosabb márgában bal oldalt jól fejlett gömbfülke figyelhető meg, és ennek környezetében a járat főtéje is agyagos, kupolaszerűen oldott. Feltehetően a magas agyagtartalom száradásának(?), zsugorodásának(?) következtében a főte és a gömbfülke felülete is repedezett, vékony rétegekben, leveles elválású. Az elváló felületek között vékony, fehér gipszkéreg figyelhető meg. A gömbfülkében fehér, finomkristályos gipszkéreg látható. A járat végpontja 0,5-1 méterrel magasabban található, és kiválásokban rendkívül gazdag. A karbonátkiválásokon, „evaporatív frostworkon" és apró, fehér borsóköveken fehér gipszkéreg jelenik meg. A sárgásfehér „porszerű", „pamacsszerű" kiválás a „frostwork" és a gipszkéreg ásványtársulásában itt is jellemző. A gipsz vékony kristálytűk és csavarodó kígyók formájában is megjelenik.

A fenti kiválásokból, üledékekből, elváltozott zónából és a tavak vizéből is történt mintavétel *(eredményeket l. később)*.

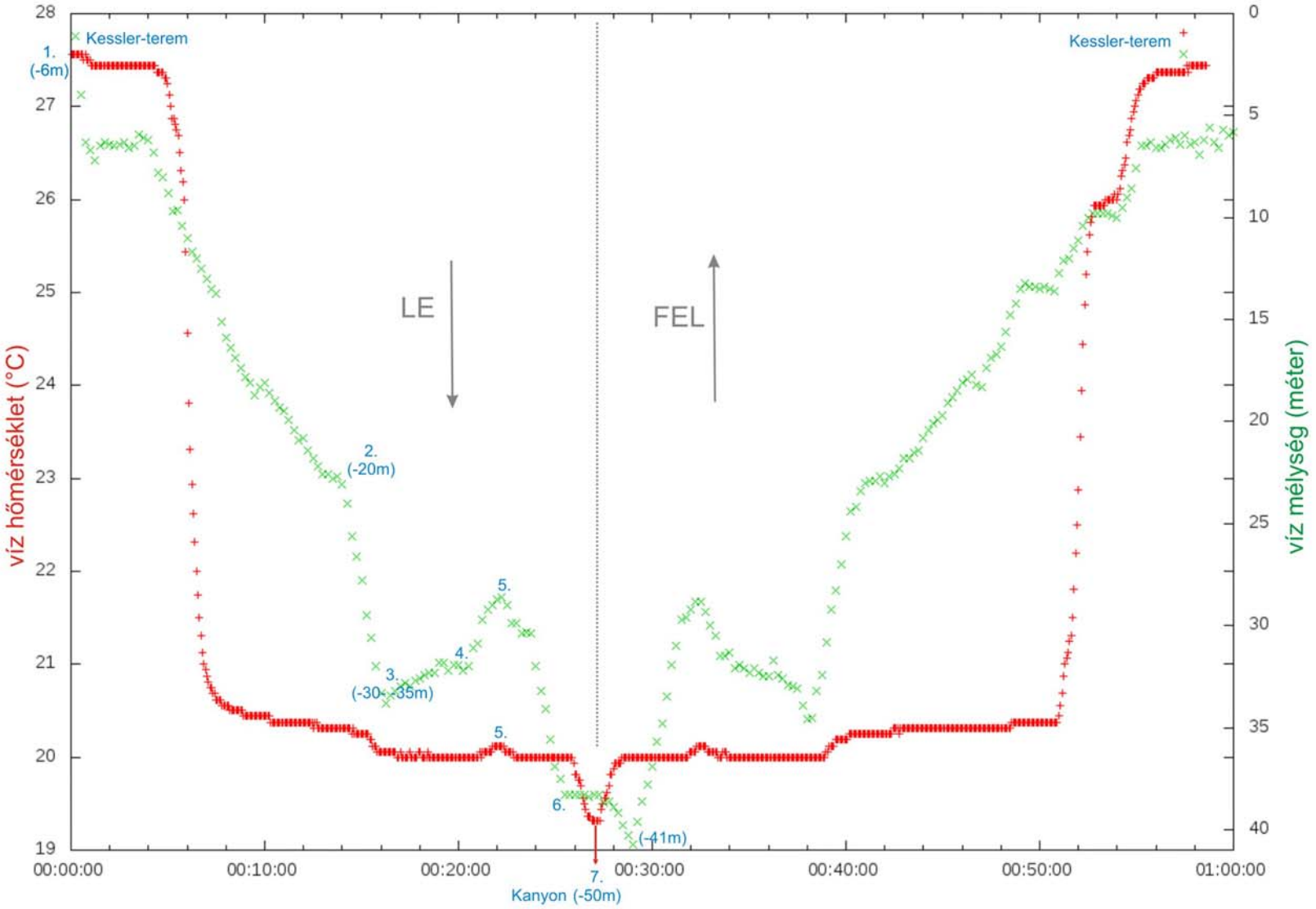
A barlangot kitöltő **termálvízből** is történt **mérés** és **vízmintavétel** *(eredményeket l. később;* a mintavételi helyeket a *33. ábra* mutatja). A mérési és mintavételi helyszíneket a „víztest" vertikális és horizontális változékonysága alapján jelöltem ki. A néhány alkalommal, különböző helyszíneken végzett vízvizsgálat és mintavételezés célja a barlang egyes szakaszain a „víztest" térképezése, mellyel a barlangjáratot kitöltő víz telítettségét/oldóhatását, redox viszonyait vizsgáltam, és az eredményeket összehasonlításnak szántam az adott szakaszon észlelhető oldásformákkal, esetleges barlangi kiválásokkal, kőzetelváltozási jelenségekkel és üledékekkel. A mintavételezést a búvárok segítségével nagy vertikális kiterjedésű részeken, illetve a hideg és meleg víz beáramlások feltételezett helyein, jellegzetes meleg vizes helyszíneken és a Boltív-forrásnál végeztem. Összehasonlításul a környék langyos forrásainak (Timsós-forrás, Római-forrás, Török-forrás) és a meleg vizes Lukács IV. és V. kutak vizét is azonos módszerekkel mintáztam és vizsgáltam.

A barlang több szakaszán is jelentős vertikális kiterjedésű, hasadékszerű járatok jellemzőek, valamint a kőzet DDK-i 30°-os rétegdőlése mentén is D felé fokozatos mélyülés tapasztalható (pl. Fekete-fal – István-terem, Karácsonyfa, Hegy a hegyben és környéke, Kanyon – Alvilág (21 °C, 40-50 méterig le), Kristályos-körút – Tükör-terem környéke). A Kessler-terem víz alatti szakaszai 12-14 m mélységig húzódnak.

Ennek alapján a freatikus zónában a búvárok segítségével egyidejű vertikális vízmintázás történt. 2015. április 24-én az A33 és A44 szakaszokon 5 méterenként vertikális vízmintázást végzett Dr. Szieberth Dénes, Spanyol József, Müllner László és Nagy Gyula, továbbá a Kessler-terem vízfelszínéről, a Seprűs-ágból és a Boltív-forrásból is gyűjtöttek vízmintákat. Az A33-szakasz mintáit a Kessler-terem vízfelszínétől kiindulva (0 méter: 104 mBf), a teremből Ny-i irányba folytatódó járatban a búvárok 5 méterenként, 30 méter mélységig végeztek helyszíni hőmérséklet- és mélységmérést, és gyűjtöttek számomra vízmintákat. Ettől Ny-i irányban, az A44-szakaszon -10 m és -25 m között történt szintén 5 méterenként a mintázás, a Hegy a hegyben járatoktól Ny-ra, a -21-es pont környékét is belevéve. A Kessler-teremből, -6 méter mélységű vízből kiindulva, a folytatásban ÉK-DNy-i irányban úszva a Karácsonyfa, -21-es pont (-20 m mélység), az A48 lekötési pont (-30 m - -35 mélység), a Metróalagút (A51-A54) keskeny, 15 méter magas járata, valamint a Kanyon (felső kötél) érintésével -50 m mélységig (16-17 °C-os víz) a vízmélység és hőmérséklet folyamatos mérésével a búvárok vízmélység-hőmérséklet profilt készítettek, ami a barlangot kitöltő víz általános



33. ábra. A Molnár János-barlang vázlatos térképe (vízmintavételi és mérési helyszínek)



34. ábra. A Molnár János-barlang víz hőmérséklet és mélység profilja helyszíni mérés alapján

vertikális hőmérséklet változását („vertikális rétegződését") tükrözi *(34. ábra)*. Megfigyeléseik szerint kb. 10 méter mélységben egy homályos szakasz észlelhető (termoklin), ahol a tapasztalatok szerint a melegebb és hűvösebb víz keveredése zajlik. A Kessler-teremtől Ny-ra ez a keveredési zóna és felette a -10 m mélységig észlelhető meleg víz a Kessler-terem elejétől (A28) a Kristályos-körút végéig (C21), illetve a Hegy a hegyben-ig (B12) terjedő zónában észlelhető, a többi szakaszon csak a hűvösebb víz a jellemző, még a sekély részeken is. A legalacsonyabb mért hőmérséklet a Kanyonban, -50 méter vízmélységben 16-17 °C, illetve a Seprűs-ágban 17-18 °C. Az Óriás-terem aljában lévő „Hideg víz útja" vizének hőmérséklete (20,3 °C) nem mutat különbséget a környezetéhez képest, és az Omlásveszély járatában észlelt meleg víz „beáramlás" (23,9 °C) sem mutat jelentősebb eltérést a járatban észlelt víz hőmérsékletéhez képest.

E jellegzetes képtől, „vertikális rétegződéstől" több szakasz is eltérést mutat. A barlang ÉNy-i részét képező Seprűs-ágban a búvárok Ny-K-i irányú, 17-18 °C-os langyos vízáramlást észlelnek, -5 m - -25 m mély szakaszon keresztül. A szakasz legmagasabb pontja már a vízfelszín fölé nyúlik. A légteres részben végzett gázmérés eredménye alapján a levegőben 6,5% O_2 és 4,5% CO_2 és 1,0% argon van, és a mérési eredmények jó egyezést mutatnak a Köztes-ág A65 pont feletti levegős szakasz mérési eredményével, ami a vízszint feletti, felszínnel közvetlen kapcsolatban nem álló légteres járatok általános összetételére enged következtetni (SZIEBERTH 2015). A Kessler-terem és a József-hegyi-táró mesterséges segédtárón keresztüli összekötését és kiszellőztetését megelőzően, az akkori Szén-dioxidos-terem levegőjének CO_2-tartalma 6,5% körüli lehetett (SZABÓ Zoltán szóbeli közlése). A Seprűs-ág két fent említett vízmélységében, illetve -10 m-től -25 m mélységig, 2 méteres felbontással végeztek a búvárok „vertikális" vízmintázást. A Régi-rész István-terménél pedig -10 m és -29 m között, kb. 5 méteres mélységközökkel történt mintázás és mérés (melybe -20 méteren a „Hideg víz útja" is belekerült).

A freatikus zónában egy-egy jellegzetes helyen további pontszerű mérések is történtek. 2015 őszén és télen, a fent említett Seprűs-ág és István-terem vertikális mintázása mellett, Dr. Szieberth Dénes, Spanyol József és John Róbert gyűjtött egy-egy mintát a meleg vizes részekről (Omlásveszély, meleg víz beáramlási hely: kb. -5 m mélységből; Hegy a hegyben: kb. -11 m mélységből; Kristályos-körút: kb. -9 m mélységből).

A víz nagyon lassú áramlását az összeszűkülő szakaszokban a búvárok jobban érzékelik, mint a tágas barlangterekben, illetve a nagy járatkeresztmetszeteknél. Általában véve megfigyelhető egy, a hegy belsejéből a Duna irányába tartó Ny-K irányú áramlás, ami például a Seprűs-ágban, továbbá a Kessler-teremtől K-re, a baritos Fekete-fal irányába haladva is jól észlelhető. Más szakaszokon (pl. a délebbi barlangrészek esetében) azonban nem egyértelmű ez az áramlási irány, sőt, az ellenkező irányba is történik vízáramlás (pl. Köztes járata). (Az utóbbi barlangszakasz legmagasabb pontja a víz szintje fölé nyúlik.) A Metróalagút keskeny és 15 m magas járatának alsó részén a víz ÉK-i irányba áramlását, felső részén pedig éppen ellenkező, DNy-i irányú, „visszafelé" áramlását figyelték meg a búvárok. A megfigyeléseket áramlásmérő műszer segítségével próbálták pontosítani. Ez alapján például a Seprűs-ág elejénél kb. 30 cm/perces áramlást észleltek „visszafelé", Ny-i irányba, más alkalommal pedig K-i irányba mértek 100 cm/perces áramlási sebességet, azonban olyan is volt, hogy a járat középmagasságában néhány cm/perces sebességet detektáltak a hegy belseje felé, (Ny felé), és közben a járat alja közelében az ellenkező irányba haladt a víz. A két réteg között 0,2 ºC hőmérséklet-különbséget mértek. A fentiek alapján a barlangban jelenlévő víz áramlási viszonyainak

folyamatos (kismértékű) változását feltételezik. Megfigyelték továbbá, hogy a Kessler-teremtől Ny-ra, az Új rész A37-es pontján az áramlási irány a kijárattól ellenkező irányba, az A38 térképezési pont felé mutat. A Fekete-fal szűkülete után az áramlás egy része tovább halad K felé („A" főág), nagy része pedig lefelé, az István-terem irányába folytatódik (SZIEBERTH 2015). A Kessler-terem és a Fekete-fal közötti szakaszon, a járat ÉNy-DK-iből DNy-ÉK-i irányváltásánál, „megtörésénél" egy kb. 15 cm átmérőjű csőszerű járatból, a főtén relatíve melegebb víz áramlik be.

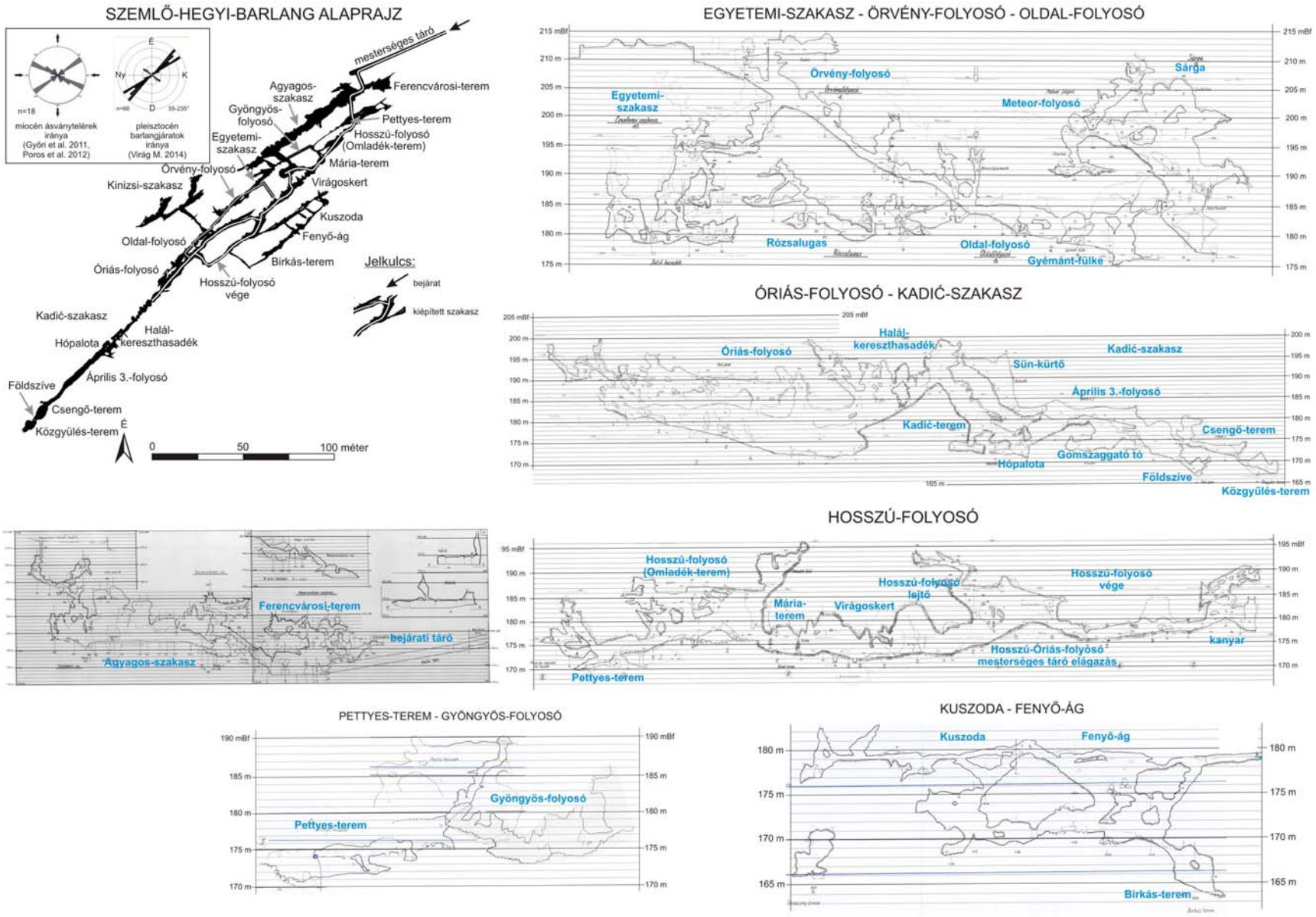
A vadózus zónában található, légteres szakaszokból és a táróból saját helyszíni mérések és mintavételezés történt. A Szent Lukács-ág két tavának vizéből (a fő járat aljában „pontszerűen" húzódóból és az oldaljárat hasadékának alját kitöltőből) több alkalommal is gyűjtöttünk mintát és végeztünk méréseket. Magasabb vízállásnál a két tó közti agyagos, kalcitlemez maradványokkal borított aljzaton megjelenő időszakos tóból is sikerült vízmintát gyűjteni. A Kessler-terem vízfelszínéről, illetve annak közeléből történő mintavételezését és mérését a búvárbázis környéke (középső nagy vízfelület) mellett a balra, hátsó részben húzódó vízfelszínről és az omladék mögötti tóból is elvégeztük. Egy alkalommal a tó felszínéről és alatta -6 - -7 méter mélyről (a felső zónából), -9 méter mélyről (a keveredési zónából) és -11 méter mélyből (az alsó zónából) történt „vertikális vízmintázás" *(eredményeket l. később)*.

Összehasonlításként a táróban jobb és bal oldalán elhelyezett csepegővíz gyűjtő edényekből is mértem és mintáztam (a bejárattól nézve balra található edényben gyűjtött minta mennyisége 11,5 liter, a jobbra lévő edényé pedig 2,5-3 liter), valamint vizsgáltam a tároló bejáratánál, a híd alatt húzódó Dexion-ág vizét is.

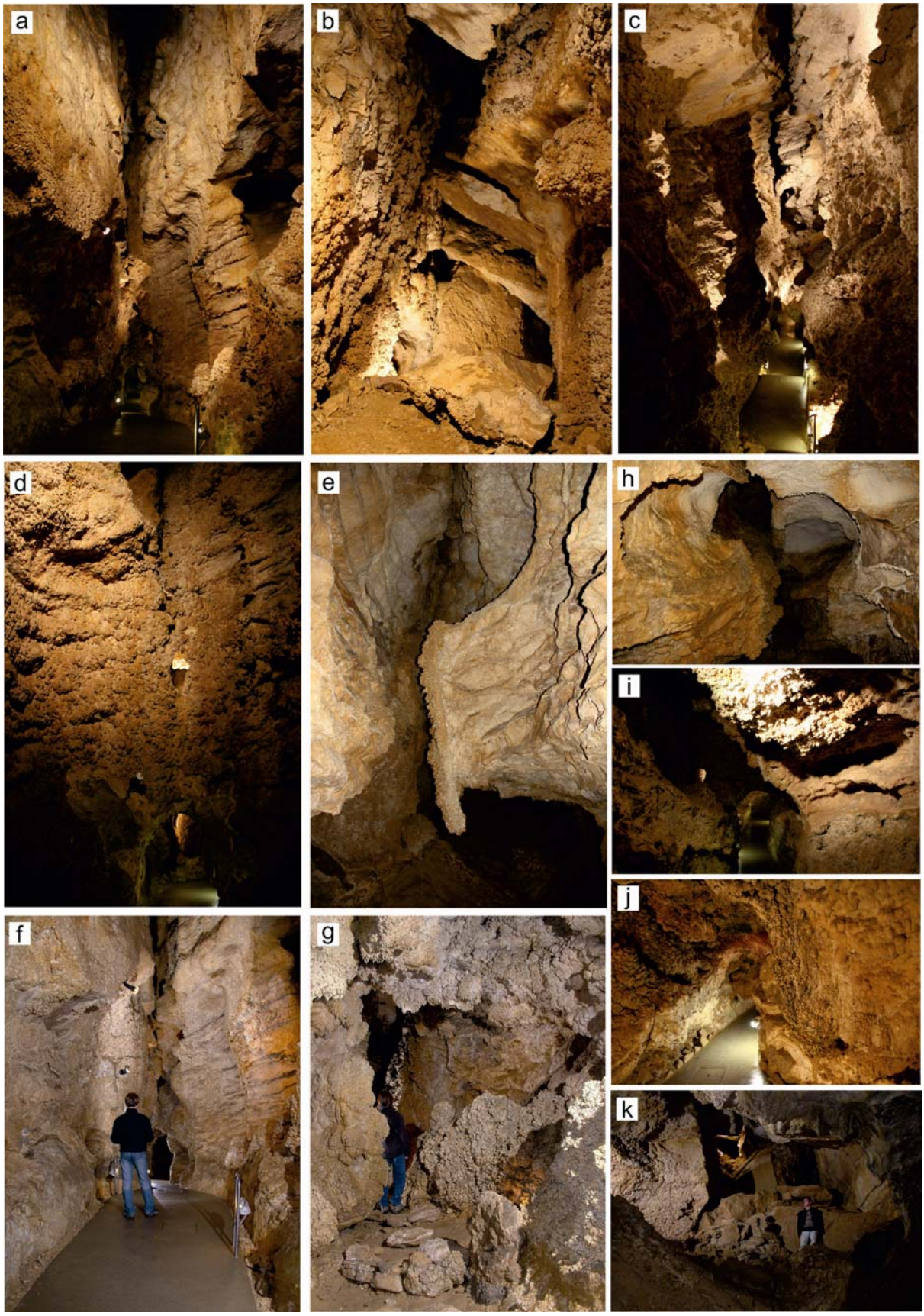
5.2.2. Szemlő-hegyi-barlang

A Szemlő-hegyi-barlang 2230 m összhosszúságú járatrendszerének függőleges kiterjedése több mint 50 méter. Ezen belül a fő járatok gyakorlatilag azonos talpszinttel, a felszín alatt 30–35 méter mélységben helyezkednek el. A felfedező bejárat (Örvény-folyosó) 207 m tszf. magasságban nyílik, és legmagasabbra nyúló szakasza 214,5 m tszf. helyzetben végződik; a barlang járatai mindenhol e szint alatt találhatók. A legmagasabb részek, gömbfülkék néhány méterre megközelítik a felszínt. A legmélyebb pont a Kuszoda-szakaszon belül a Birkás-teremben van (164 mBf). A kiépített rész a barlang fő hasadészerű járatainak kb. 170 m tszf. magasságban húzódó kiszélesedő aljzatát követi. Ez az alsó rész termálvizes kiválásokkal gazdagon díszített. A kiválások vastagsága néhány m-rel (akár 10 méterrel) a járattalp fölött elvékonyodik, majd eltűnik, megszűnik. A 10–20 m magas, alul széles hasadékok felfelé elszűkülnek, és főleg a felső részükön találhatóak a jellegzetes, sima falú, kiválásmentes oldásformák. A márgában húzódó, lényegesen alacsonyabb járatokra mindez nem jellemző. Magasba nyúló hasadékok és jól fejlett oldásformák csak a mészkőben vannak.
A barlang térképét a *9. és 35. ábra,* a barlangjáratokról, oldásformákról és képződményekről készült felvételeket pedig a *36-45. és 68. ábra* mutatja.

A barlang **befogadó kőzete** főként a Szépvölgyi Mészkő. Az alsóbb szakaszokon (a képződményekben gazdag fő járatszintben) a vörösalgás kifejlődés, míg a felsőbb, oldásformákkal tagolt járatokban (pl. Örvény-folyosó), valamint a DDK-i, 20-30°-os rétegdőlésnek megfelelően a Kadić-szakasz középső részein a nummuliteszes-discocyclinás, kagylókat és tengeri sün

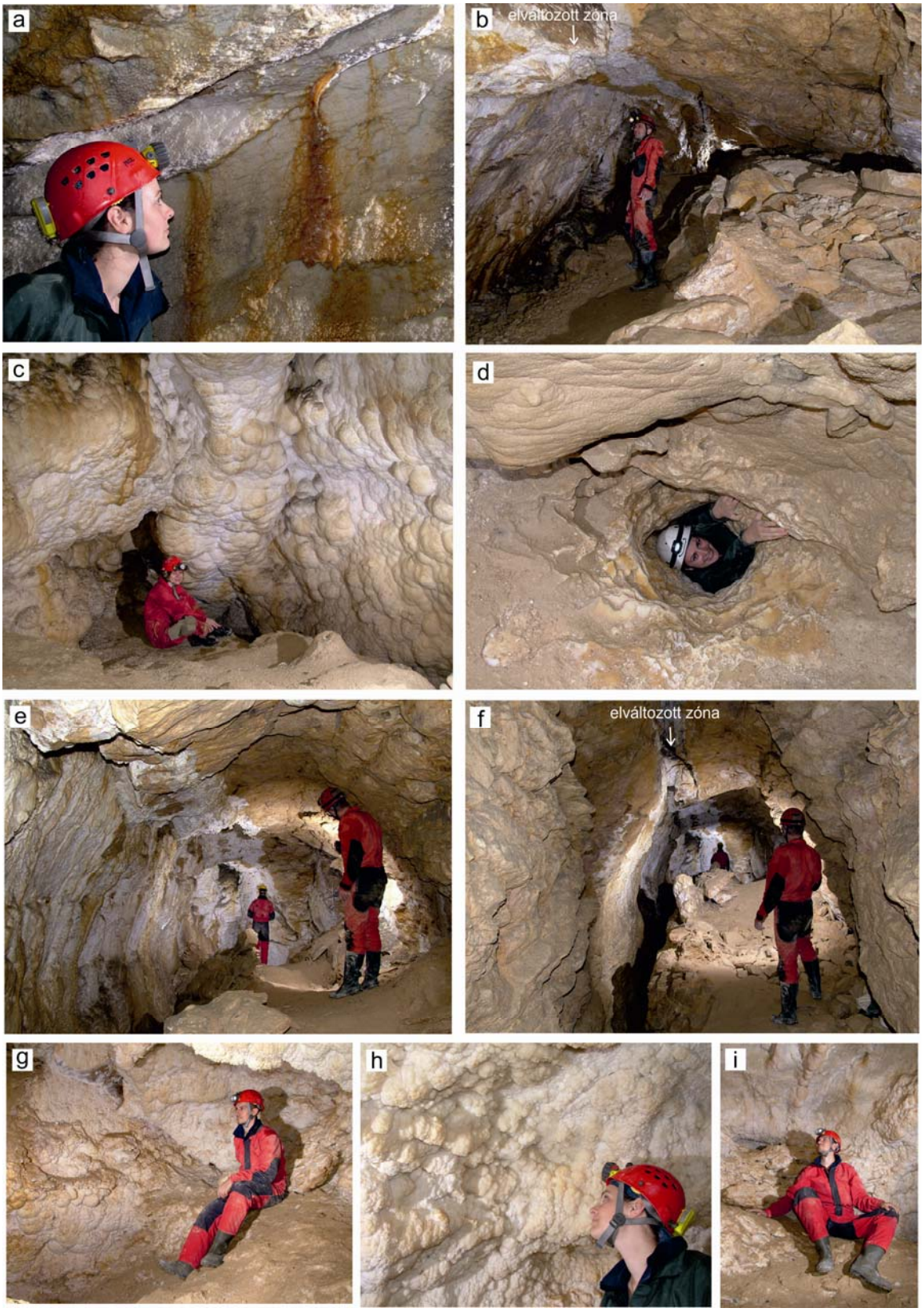


35. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang alaprajza és hossz szelvényei (a jelentősebb járatok nevével), HORVÁTH J. (1965) alapján



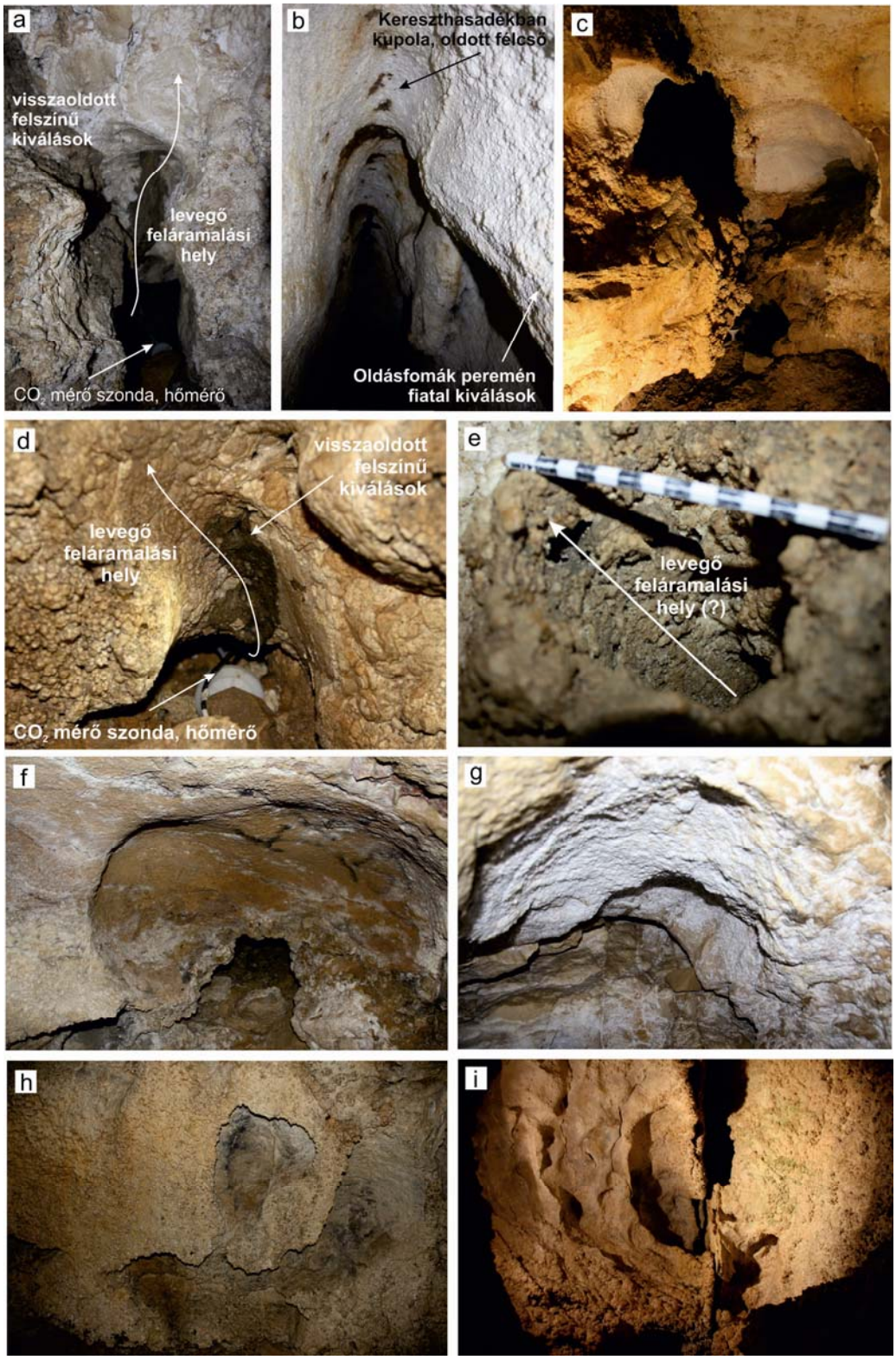
36. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang kiépített szakasza. (a–b, f) Hosszú-folyosó hasadékszerű oldott járata; (d) Mária-terem Tű-foka (keresztirányú kalcittelér szűkíti); (c) Óriás-folyosó; (e) Ferencvárosi-terem Anyósnyelv (terem középső tengelyében szelektíven körbeoldott ásványtelér); (h) Pettyes-terem gömbfülkéi; (g) Virágoskert; (i–j) Kiépítéskor lemélyített aljzat és „feltárás" a Hosszú-folyosóban; (k) Omladék a Ferencvárosi-teremben (f,g,k fotók: Hegedűs A.)

37. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang felső és alsó járatszintjei. (a–c) Örvény-folyosó mennyezeti gömbfülkéje, képződménymentes oldásformái és alsó, képződménygazdag szakasza (Oldal-folyosó); (d–f) Egyetemi-szakasz felső és alsó képződménygazdag része; Agyagos-szakasz Bányász-akna; (g–i) Kinizsi-szakasz ásványtelér menti oldásformái, gömbfülkéi; (j–m) Gyöngyös-folyosó oldásformái és képződményei (a,b,c,d,e,f fotók: Hegedűs A.)



38. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang Kadić-szakaszának járatai és képződményei (a–b) Csengő-terem; (c) Közgyűlés-terem; (d) Lejárat a Közgyűlés-terembe; (e–f) Április 3.-folyosó; (g–i) Hópalota (fotók: Hegedűs A.)

39. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang Kuszoda szakaszának és Fenyő-ágának oldásformái és képződményei. (a) Belső hasadék; (h) Kúszójárat kereszthasadék; (b–g) A Fenyő-ág alsó, képződménygazdag szakaszai és a Birkás-terem; (i–k) A Fenyő-ág felső, oldásformákkal, gömbfülkékkel tagolt képződménymentes részei (a–g fotók: Hegedűs A.)



44. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang oldásformái. (a–b, d) Kereszthasadékok menti meleg, CO_2-dús levegő feláramlás által okozott kondenzvíz korróziós visszaoldódás (és kiválás); (e) Borsókőben visszaoldott feláramlási cső; (f) Oldott gömbfülke; (g) Oldásformában „evaporatív" kiválások; (h) Oldásformák; (i) Kipreparálódott ásványtelér a hasadék tengelyében, aszimetrikus gömbfülke; (c) Gömbfülkék és bennük termálvizes képződmények, a terem tengelyében ásványtelér

45. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang járatainál idősebb ásványtelérek és üregek. (a, i) Telérkalcit maradék porozitással és tömötten; (b) Üregben durvakristályos farkasfog kalcit; (c) Kereszthasadékban vastag kalcittelér, benne oldott üreg; (d–e, h) Kereszthasadékban vastag kalcittelér mentén oldott üreg, a kalciton „csuklya"-ként barit kiválások; (j, k) Üregben kalcitkritályok; (f) Mesterséges táró által harántolt kalcittelér és gömbfülke

maradványokat is tartalmazó mészkő jellemző. A legjobban a mesterséges tárókban megfigyelhető kőzetben a sztilolitok mentén szénhidrogén-migrációra utaló bitumennyomok észlelhetők POROS (2011). Rétegtani helyzetéből és a területre jellemző rétegdőlésből *(l. fent)* adódóan a barlang DNy-i szakaszán (a Sün kürtőtől kezdve, az Április 3.-folyosóban és a Csengő-teremben), a felsőbb szakaszokon már a Budai Márga jelenik meg.

Az 50 m vertikális kiterjedésű barlangra jellemzőek a keskeny (1–5 m) és egybefüggően akár 20–30 m magasságba felnyúló hasadékok. **Két párhuzamos főhasadéka** (Hosszú-folyosó és Óriás-folyosó) **ÉK–DNy-i irányú**. Mellettük kisebb méretű, szintén hasadékszerű oldaljáratok húzódnak (pl. Kuszoda, Kinizsi-szakasz). A fő töréssel hegyes szöget bezáró hasadékirányok, és ezek mentén kioldott járatok is előfordulnak. Ezek csatlakozásánál jelentősebb omlások következtek be (pl. a Hosszú-folyosó Omladék-termében). A részben omlásokkal felharapódzott járatban, illetve a járat kiszélesedésénél kisebb-nagyobb termek jöhettek létre (pl. Kadić-terem, Ferencvárosi-terem). A hasadékszerű járaton belül, arra merőleges csapásirányú kalciterek is teremmé szűkíthetnek, lehatárolhatnak egy-egy járatszakaszt (pl. Mária-terem). A fő hasadékok alja egy meghatározott szinten belül helyezkedik el: az aljzat kb. 170-175 m tszf. magasságban elzáródik, „eltömődik”, és néhány helyen nyúlik csak le 164-170 mBf körüli helyzetbe. Ezek szintén alul elzáródó, jól lehatárolható, „zsákszerűen” mélyebbre nyúló kis barlangtermek (pl. Pettyes-terem, Hópalota, Birkás-terem, Közgyűlés-terem). A hasadékok főtéje korábbi omlás által meghatározott formákkal, vagy több 10 méter magasságban mennyezeti gömbfülkékben végződik. Ezeket helyenként mindössze néhány méter vastag fedő választja el a felszíntől (pl. az Agyagos-szakasz, Örvény-folyosó, Kinizsi-szakasz, Óriás-folyosó Sárga, és „Léggömb” esetében). A Hópalotától DNy-ra húzódó járatszakasz már más képet mutat: ott a jelentősen lealacsonyodó főte már a Budai Márgában húzódik, és onnan kezdve (Sün-kürtő, Április 3.-folyosó, Csengő-terem) a járatok tetejében gyengén fejlett (főként fehér és sárga sávval megjelenő) elváltozott zóna figyelhető meg.

Az ÉK–DNy-i irányra merőleges, **ÉNy–DK-i csapásirányú folyosók** csak alárendelt összeköttetést biztosítanak a fő hasadékok mentén húzódó járatok között. Az ÉNy-DK irányú merőleges barlangjáratok (pl. Kinizsi-szakasz, Kuszoda) részben réteglapok mentén fejlődtek ki, a réteglapok menti dőlésirány jellemző rájuk. Ezeken a helyeken a rétegsorban agyagos „tufaréteg” figyelhető meg, és ennek mentén jöttek létre az utóbbi lapos, szűk kúszójáratok is.

A kiépítés során feltáródott repedéseket többnyire fehér színű, több cm-es szkalenoéderes kalcit tölti ki. A kristálykitöltésen belül maradhatnak pórusok. Ezeket a teléreket a barlangi kiválások többnyire elfedik, ezért csak a kiépítés során végzett járatbővítés eredményeként váltak ismertté. A szintén tároépítés során feltáruló kisméretű üregekben nagyobb méretű, áttetsző durvakristályos kalcit található, melynek felszínét vékony fehér kalcitkéreg boríthatja. A barlang fő járatai az ÉK–DNy-i csapásirányú, szürke kalcittelérek mentén oldódtak ki, és a járatok oldalfalában és főtéjén is megfigyelhetők az üregképződés során visszaoldott szürke kalcitkristályok (vö. POROS 2011). A barlangjáratokra merőleges, ÉNy-DK csapásirányú hasadékok részben fehér durvakristályos kalcittal vannak kitöltve, melyekben a legtöbb helyen „maradék porozitás”, vagyis közrefogott kisebb üregek figyelhetőek meg. Néhány ilyen kereszthasadékban (Agyagos-szakasz és Hosszú-folyosó eleje, Óriás-folyosó a Boszorkány alatt és a Halál kereszthasadékában) a körbezárt üreg felső szakaszán a kalcitkristályok felszíne és a kristályközi részek szálasan visszaoldódtak (ugyanez igaz a termálvizes barlangi képződményekre is). Ezek a hasadékok feltehetően mélyebbre nyúlnak, mint a fő járatirányt

képező ÉK-DNy-i irányú hasadékok, de eddig ezt csak a Halál-kereszthasadék esetében sikerült részben igazolni. Aránylag nagyobb méretű, 1-2 cm-es, kristályos, sárga táblás barit csak alárendelten és szinte kizárólag a barlangjáratokra merőleges, ÉNy-DK csapásirányú hasadékokban fordul elő. Az üregkitöltő durvakristályos kalciton is megjelenő barit kristályok a szűkebb járatok (pl. a Halál-kereszthasadékának) falát egyenletesen bekérgező bevonatként („csuklya") bélelik. A baritbevonat alól a kalcit helyenként kioldódott, és csak a kristály"negatívja" figyelhető meg. Ezekben a hasadékokban laza üledékes, agyagos-törmelékes anyag, illetve keményre cementált, 0,5 m vastag breccsakitöltés jellemző (ezt fedi a baritkéreg), valamint vetőkarcok is megfigyelhetők. (Apró baritkristályok a Ferencvárosi-terem omladékának üledékkitöltésében is észlelhetők, azonban ezek a repedéskitöltő barit áthalmozódásából is származhatnak.)

A barlang magasabb helyzetű szakaszán, a kalcittelérek mentén kioldódott Örvény-folyosóban jól megfigyelhető a különböző irányú kalciterek egymáshoz képest megjelenő helyzete. A barlang fő járatirányával párhuzamos telér-generációt egy rá merőleges mellékér-generáció keresztezi. Az első generáció vékonyabb kalciterekből áll, melyek dőlésiránya 58/82°. A második telérgeneráció vastagabb (3-4 cm), és dőlésiránya 322/80°.

A Hosszú-folyosóban (főként annak DNy-i végében) a sárga és világosszürke színű barlangkitöltést és alatta elhelyezkedő alapkőzetet a fő járatirányra merőleges kalciterek szelik át, azonban az üledékfelszínen megfigyelhető karfiolszerű kalcitkéregben már nem találhatóak, így feltehetően az üreg kioldódást és üledék felhalmozódást követő tektonikai eseményt rögzíthetnek. A néhány mm vastag kalciterek mérhető dőlésirányai és szögei: 42/76°, 44/75° és 42/77°.

A hasadékszerű barlangjáratok mészkőben húzódó felső szakaszaikat **oldásformák**, nagyméretű (2–3 m átmérőjű) gömbfülkék tagolják, melyek képződménymentesek. A főte gyakran kupolaszerű mennyezeti gömbfülkében végződik (pl. Óriás-folyosó Sárga, „Léggömb"). Az Örvény-folyosó gömbfülkeszerű, egymásba fűződő oldásformái is hasonlóak, de feláramlási csatornákként (vagy forrásjáratként?) is értelmezhetőek. Megfigyelhetőek a Molnár János-barlang víz alatti szakaszain jellemző „hullámszerűen" bemélyedő, áramlást sejtető formák, az ún. „scallopok" is. Az alsóbb járatok középvonalában húzódó, a járat központi tengelyeként megjelenő kalcittelérek mentén, annak két oldalán gyakran aszimmetrikus formaként jelennek meg a gömbfülkék (pl. Hosszú-folyosó, Pettyes-terem). Az utóbbi helyen ezeket az alsó részen karfiolszerű kalcitkéreg borítja *(l. később)*. (A Pál-völgyi-barlangban gyakori sajátos alakú gömbüstök itt nem jellemzőek.) Helyenként feláramlási csatornák, buborékáramlási (és megrekedési) nyomok is felismerhetőek. Általában véve ezek az oldásformák a járatok alsó szakaszából a főte felé, a magasabb, képződménymentes szakaszok felé irányulnak. Ezek a „buborékvándorlási csatornák" feltehetően az egykori víz- vagy gáz- (CO_2) feláramlás útját mutatják. A levegőfeláramlás hatását a kőzet és a különböző körülmények közt keletkezett barlangi kiválások egységes, „szálas" visszaoldódása is jelzi (pl. Halál kereszthasadéka, Óriás-folyosó: Boszorkány alatti rész). Az utóbbi részen az aljzatnál jól megfigyelhető, alulról a kőzetbe oldódott feláramlási csatornák is megfigyelhetőek. A Hosszú-folyosó DNy-i végében a 0,5 m vastag „porózus borsókő"-borsókő képződmény-együttest kb. 5 cm átmérőjű feláramlási csövek, csatornák törik át (a képződmények itt teljesen visszaoldottak).

A **barlang** egyes **járatszakaszaira jellemző sajátosságokat** az alábbiakban ismertetem (a fenti információkat is felhasználva; a barlangi képződményekről részletes leírást *l. később*):

Az ÉK-DNy-i irányú Hosszú-folyosó és Óriás-folyosó a barlang összképét meghatározó, jelentős méretű hasadékszerű járatai. (A kiépített részek is ezekben találhatóak.) Felső szakaszaikat oldásformák, gömbfülkék tagolják, amelyek gyakran kupolaszerű mennyezeti gömbfülkékben végződnek, és képződménymentesek (további oldásformákat és jellemzőit l. fent). Az alsóbb szakaszon is megfigyelhetőek oldásformák, azonban ezek morfológiáját a kiválássorozatok gyakran elfedik, „tompítják". Az alsóbb szakaszokban (alsó kb. 10 méter) gazdag termálvizes képződmény-együttes (karfiolszerű kalcitkéreg, kalcitlemez, borsókő; *részletesen l. később*), valamint főként a borsókövekkel együtt megjelenő cseppkövek jellemzők. Ezek a képződmények az aljzaton a korábbi üledékkitöltésen fordulnak elő, részben cementálva és megőrizve azt. Az oldalfalak bemélyedő, védettebb részén karfiolszerű kalcitkéreg jellemző, a legtöbbször pedig borsókőkiválások figyelhetők meg. Fennakadt kalcitlemezek az oldalfalon sok helyen megőrződtek. Az aljzaton borsókövekkel borított kúpszerű kalcitlemez halmok, „barlangi karácsonyfák" jellemzőek. Az Óriás-folyosóban figyelhetőek meg a legnagyobb méretek és összességében a legvastagabb, legváltozatosabb barlangi kiválások. A Hosszú-folyosóval ellentétben itt több helyen gipszkéreg is előfordul (pl. a Gyémát-fülkénél és a folyosó alsó, DNy-i végénél). A fehér gipsz a korábbi képződmények felületét egységesen bekérgezve, a magasabb, száraz oldalsó részeken és a mennyezeten is megjelenik.

A Hosszú-folyosó ÉK-i végét omladék zárja le, ahol a több méteres sziklatömböket borsókövek borítják.

A Hosszú-folyosó ÉK-i, magasba felhúzódó járataihoz képest a DNy-i szakasz az Óriás-folyosóba vezető mesterséges áttörés elágazását követően lealacsonyodik és elkeskenyedik. Képződményeinél feltűnő a „szivacsszerű" „porózus borsókő" nagy vastagságú (akár 0,5 m vastag) előfordulása és a kristály"bokrok" jelenléte. A Hosszú-folyosón belül ebben a szakaszban alárendelten vékony gipszkéreg fordul elő, ami a járat ÉNy felé kanyarodó részén, a főtén megvastagszik. Helyenként borsókövekkel borított sötétbarna színű cseppkövek is megjelennek.

Az Óriás-folyosóhoz szorosan csatlakozó, azzal párhuzamos Örvény-folyosó és Oldal-folyosó hasadékához tartotozik a Rózsalugas, az Egyetemi-szakasz és annak alsó járata is. A barlangnak e hasadéka összességében 40 méter vertikális kiterjedésű; az Óriás-folyosóval párhuzamos, de azzal részben egybe"lyukadó" Meteor-folyosó és a felső Sárga nevű, mennyezeti gömbfülkékben záródó szakasz 175-210 mBf szintet, vagyis 35 méter magasságot „fog át". E mennyezeti gömbfülkék néhány méterre megközelítik a felszínt, és jelenleg is észlelhető a főte felfelé harapódzása. A gyakorlatilag képződménymentes, oldásformákban rendkívül gazdag Örvény-folyosó gömbfülkesorból álló, egymásba fűződő, feltehetően feláramlási csatornát is tartalmazó, magasba nyúló járata eléri a felszínt (itt található a barlang felfedező bejárata), és vertikális kiterjedése (lent az Oldal-folyosóig) 185-215 mBf közötti, vagyis 30 méter magas/mély. A hasadékhoz tartozó többi szakaszt is együttvéve, a termálvizes képződmények csak a járatrendszer alsó egynegyed (jelenlegi 185 mBf alatti) részén találhatóak (Oldal-folyosó, Meteor-folyosó és Sárga alja, Rózsalugas, Egyetemi-szakasz alja).

Az Örvény-folyosóba 188 m tszf. magasságban csatlakozó, azzal párhuzamos és merőleges járatokkal is jellemezhető Kinizsi-szakasz szinte képződménymentes, csak kevés, nem tipikus, fehér, matt, tömeges borsókőkiválás *(l. később)* található a Kút fölötti oldalsó szakasz bejáratánál. Ebben a hasadékban nagyméretű oldásformák, gömbfülkék is megfigyelhetőek.

Az Óriás-folyosó DNy-i folytatásában húzódó Kadić-szakasz kezdeti része felső barlangjáratokkal indul, ahol gömbfülkék és további oldásformák jelenléte mellett borsókövek és kristálypamacsok, és további ún. „evaporatív kiválások" *(l. később)* figyelhetők meg. A rá merőleges irányú Halál kereszthasadéka 15-20 méter mélységbe vezet; felső részén oldásformák, a durvakristályos üreg/repedéskitöltő kalcit visszaoldódása, barit kristályok, valamint borsókőkiválások jellemzők. A hosszanti hasadék alsóbb szakaszán a kutatásom ideje alatt megközelíthetetlen barlangrész található, melyben (KISS Jenő szóbeli közlése alapján) nagy mennyiségű gipsz található („Gipszpalota"). Vékonyabb és vastagabb gipszkéreg a következő kereszthasadékban és azt követően a Kadić-teremben és a Hópalotában, valamint az Április 3.-folyosó DK-i falszakaszán is megfigyelhető. A Kadić-terem DNy-i végében található omladék a folyosót vertikálisan kettéosztja. Ettől DNy-ra a járat felső része a Budai Márgában, alsó része pedig a nummuliteszes Szépvölgyi Mészkőben húzódik. A Sün-kürtő 188-195 mBf közötti szakasza (akárcsak a járat folytatása) a barlang ezen szakaszára jellemző kovás elváltozott zóna mentén jött létre, ami egyben a fenti litológiai váltást is mutatja. A barlangban az elváltozott zóna csak itt, valamint az Április 3.-folyosó és a Csengő-terem főtéjében található. Az elváltozást itt a fehér és vörösesbarna elszíneződés mellett jellegzetes sötétvörös sáv (hematit?) is kíséri. A márgában az elváltozott zónák mentén általános jelenség a porózus anyag kipergése, a felharapódzás és az omlás. A szakasz alsó, mészkőben húzódó részében több, aránylag mélyebb helyzetben kialakult, aránylag zárt, „zsákszerű" kis terem jött létre, melyek falát és főtéjét nagy vastagságú karfiolszerű kalcitkéreg borítja, és az aljzaton, valamint az oldalfal alsó részein nagy mennyiségű (vékony és vastag) kalcitlemez-felhalmozódás tapasztalható. A Hópalotában a képződményeket gipszkéreg borítja, cseppkövek nem jellemzőek. A Közgyűlés- és Földszíve-teremben gipsz már nem fordul elő, azonban aránylag nagy mennyiségű, változatos színű (főként vörös és sárga) és formájú cseppkőképződmény jellemző. Az Április 3.-folyosó vertikálisan a korábban említett két részre osztható: az alsó szakaszra karfiolszerű kalcitkéreg és kalcitlemezek jellemzőek; az ÉK-i részen ezeket vastag gipszkéreg borítja, a DNy-i részen pedig (az intenzíven csepegő víznek köszönhetően) gipsz helyett borsókövek és főként sárga színű cseppkövek jellemzőek. A hasadék alján állandó vizű, néhány m^2-es felületű tó van. A járat felső részére a korábban említett kovás elváltozott zóna jellemző, melyen a DNy-i részen főként fehér, valamint sárga cseppkövek képződnek. Az ÉK-i részen a márga vékony rétegei és azok enyhén gyűrt szerkezete jól megfigyelhető. A kőzetben elvétve 0,5-1 cm-es vörös színű, feltehetően már oxidálódott, korábbi piritgumó található. A Csengő-terem bejáratánál a kovás elváltozott zóna mentén felharapódzott kürtő, a folytatásban, a terem végében pedig nagy mennyiségű, vörös színű cseppkő található. A terem elváltozott zónájának fehér részén, a felületen fekete Mn-(Fe?)-oxidos bevonat jelenik meg. Az aljzaton vékony kalcitlemezek figyelhetőek meg. A terem végpontja közelében a vastagabb kalcitlemez-rétegsort egy szűk mélyedés (hévforráscső?) töri át, amelyen keresztül a fent említett Közgyűlés-terembe lehet lejutni. Az Április 3.-folyosó DNy-i szakasza és annak folytatása a barlang cseppkövekben leggazdagabb része. A járat főtéje itt az eltérő litológia miatt aránylag alacsony, és benne oldásformák nem jellemzők.

A Hosszú-folyosó elágazásánál (az Óriás-folyosóba vezető mesterséges áttörésnél) lehet feljutni a Kuszoda bejáratához, ahol két, egymással párhuzamos járat található. A barlang innen összeszűkül: a belső járat alsó szakaszai rendkívül szűkek, a felső részen lehet eljutni a két fő járatot összekötő, azokra merőleges kúszó járathoz. Ez réteglapok között, a kőzetben megtalálható, és a DDK-i 20-30°-

os rétegdőlést követve a barlang minden ehhez tartozó pontján (pl. Örvény-folyosó, Kinizsi-szakasz) észlelhető agyagos „tufaréteg” mentén alakult ki. A külső járat az ún. Fenyő-ág. A repedéskitöltő kalcittelér mentén kialakult járat felső részére oldásformák, gömbfülkék jellemzőek, és egy-egy oldalsó, védettebb részén vékony kalcitlemezek találhatóak. A lenti szakaszok alul egymásba fűződő, korábban már említett alsó, aránylag jól lehatárolt és összezáródó, teremszerű részekkel jellemzhetőek. Ezekben a főtén és oldalfalon is karfiolszerű kalcitkéreg jellemző, az oldalfalon fennakadva és az aljzaton felhalmozódva különböző vastagságú kalcitlemezek találhatóak, és helyenként borsókövek is megfigyelhetőek. A járat DNy-i végében található Birkás-terem alja a barlang legmélyebben (legalacsonyabb tszf. magasságú helyzetben: 163,5 mBf) húzódó pontja.

A Hosszú-folyosó ÉK-i részéhez csatlakozó Pettyes-terem hasadéka a DNy-i részen járhatatlanul összeszűkül. Erre a teremre is jellemző a fent részletezett mélyebb, jól lehatárolt, „zsákszerű” helyzet. Jellemző képződményei ebből adódóan a karfiolszerű kalcitkérgek, valamint az aljzaton és oldalfalon a kalcitlemezek. A kalcitkérgek nagyobb méretű gömbfülkékben is megtalálhatók. A terem középső „tengelye” mentén a hasadék fölfelé összeszűkül és folytatódik, és jellegzetes félgömbszerű oldásformák is megfigyelhetőek. A szűkebb fenti részeken a falon fennakadt kalcitlemezeket és a szűk hasadékot egy szakaszon egyenletesen bekérgező, vastag, a karfiolszerű kalcitkéregnél durvább kristályos képződmény borítja (a járat mérete miatt ez a rész nem hozzáférhető). A Pettyes-teremben a jobb oldali részen sötétbarna színű cseppkövek is megfigyelhetőek. Az aljzaton, valamint a terem középső, repedés mentén húzódó részén sárga borsókövek, és ezekkel együtt megjelenő cseppkövek jellemzőek. A barlangban számos helyen megfigyelhető, de talán itt a legjobban szembetűnő a karfiolszerű kalcitkéreg és a borsókő megjelenésének helyzete. Az előbbi általában védettebb szakaszokon, gömbfülkék belsejében, mélyedésekben látható, azonban a mesterségesen megbontott részek keresztmetszete alapján a borsókövek alatti szakaszon is jelen van, de a borsókő elfedi. Ezek a részek a gömbfülkék peremén, a járatok középső részén, a levegő áramlásának (barlangi huzatnak) jobban kitett sziklafelületeken jellemzőek, ahol a borsókő képződéséhez kedvező feltételek alakulhattak ki.

Az előbbi hasadék ugyan DNy felé járhatatlanná szűkül pár méterre, azonban a további folytatás az Agyagos-szakasz felől nyíló Gyöngyös-folyosóban már megközelíthető. Az aljzatot agyagos kitöltés borítja, rajta a fent ismeretett kacitlemezes, borsóköves rétegsor található. Az oldalfalak bemélyedő, védettebb részén karfiolszerű kalcitkéreg, a többi szakaszon borsókőkiválás figyelhető meg. Fennakadt kalcitlemezek az oldalfalon sok helyen megőrződtek. Az aljzaton (a Hosszú-folyosóhoz hasonlóan) borsókövekkel borított kalcitlemez halmok, „barlangi karácsonyfák” jellemzőek. Több helyen is kisebb, vörös színű cseppkövek képződnek. A felsőbb szakasz képződménymentes, jellegzetes gömbfülkékkel tagolt.

Az Egyetemi-szakasz alsó része és a Gyöngyös-folyosó hasadéka a Köves-teremnél keresztezi egymást, ahol a termálvizes képződmények általános jelenléte mellett, a kalcitlemez-borsókő kiválássor alatt szokatlan megjelenésű (változó színű rétegekkel jellemzhető) agyagos üledéksor található (2-3 méteres Zebra-fülke; a rétegsor tetején kalcitkiválással).

Az előbbivel párhuzamos Agyagos-szakasz részben különbözik a barlang többi járatától. A karfiolszerű kalcitkérgek és kalcitlemezek hiányoznak a járatokból, ami összefügghet azzal a ténnyel, hogy ezek 180 mBf felett húzódnak. Az aljzatot több méter vastag üledék tölti ki. A járatok a DNy-i végponton kevesebb, mint 5 méterre megközelítik a felszínt. A járatban nagyméretű oldásformák,

gömbfülkék figyelhetőek meg. Fekete Mn-oxidos bevonaton fehér színű, valamint cseppkövekkel együtt megjelenő sárga borsókövek is előfordulnak. A barlangszakasz ÉK-i részét nagy kiterjedésű omladék választja el a Ferencvárosi-teremtől (ide vezet be a mesterséges bejárati táró, amit az idegenforgalmi barlang látogatói és a barlangterápia légzőkúráin résztvevő betegek is használnak). A Ferencvárosi-terem képződményei (aránylag vékony és alárendelt karfiolszerű kalcitkéreg, valamint kalcitlemezek és borsókövek) a barlangra általában jellemző képet mutatják. A korábban ismertetett oldásformák is megfigyelhetőek itt. A terem DNy-i végében látható omladéknál agyagos, valamint durva tömelékekben gazdag törmelékkúp elvégződése figyelhető meg, melyben apró baritkristályok is találhatók. Ennél a résznél egy vastag kalcittelér nyúlik be a járatba. A terem alsó részén itt jobb oldalt az üledéken bizonytalan helyzetű, fehér, durvakristályos kalcit látható. Az omladék sziklái csupaszok, képződménymentesek.

A Ferencvárosi-terem és a Pettyes-terem közötti mesterséges alagút egy kalcitkristályokkal kitöltött repedést tár fel. A D-i, jobb oldalon húzódó felső rész gömbfülkében végződik, ahol a durvakristályos kalcit a fülke jobb oldalán húzódik. Az oldásforma mentén a kőzet mállottabb, és az alján agyagos üledékkitöltés figyelhető meg (ebből összehasonlítási alapként mintát vettem). Alatta a repedésben megjelenő kalcitkristályok közé is beszűrődik az üledék. A kalcittelér-rajt követve az É-i, bal oldalon az egyik vékony telér kis üreget zár közre, melyben szkalenoéderes „farkasfog" kalcitkristályok találhatóak. Néhány méterrel távolabb, alsóbb helyzetben kis üreg látható, melyet körben „izopach", áttetsző durvakristályos (több cm nagyságú) kalcit tölt ki: a kristályok felületén vékony, fehér kiváláskéreg figyelhető meg.

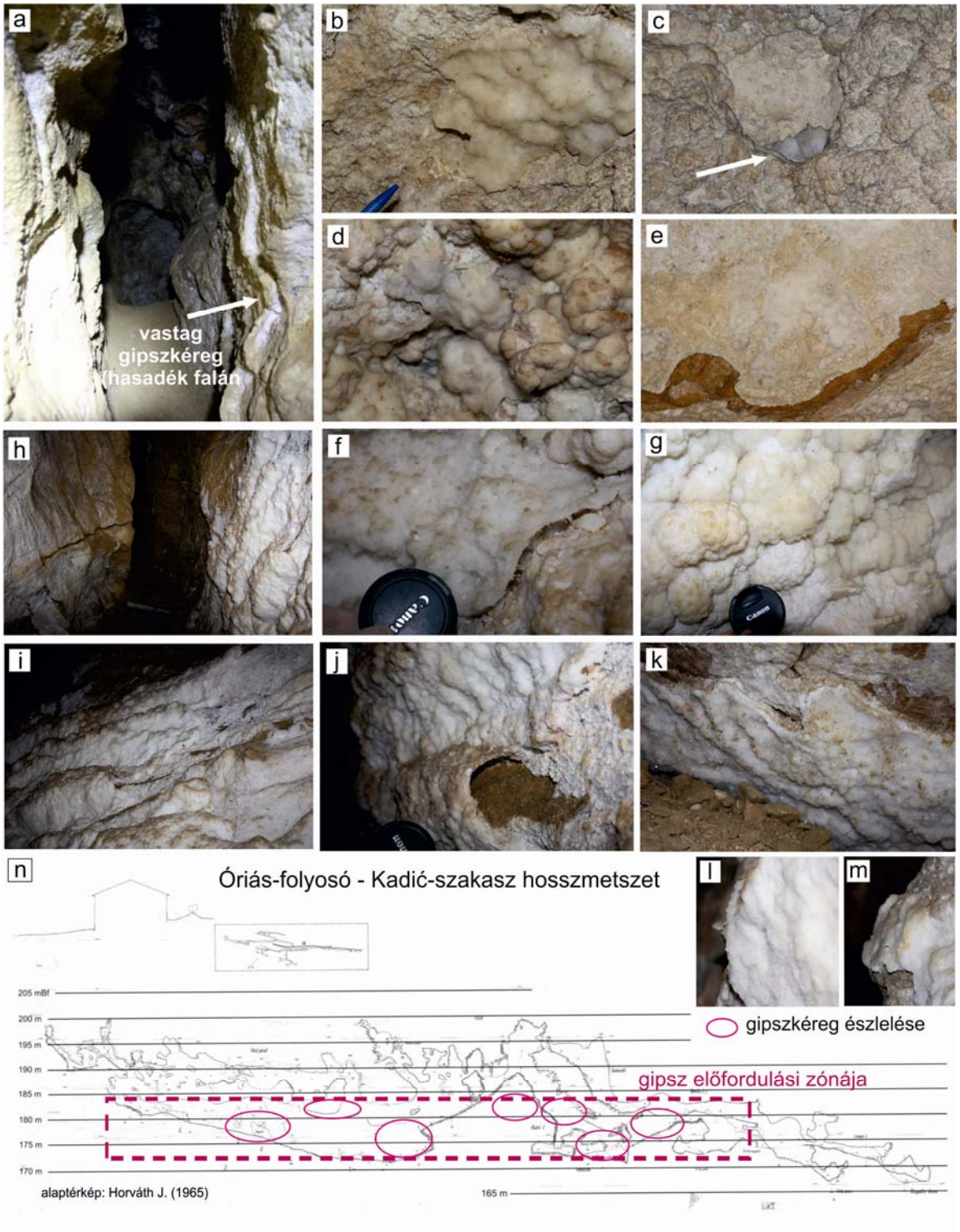
A Szemlő-hegyi-barlangból származó ***képződmény-minták*** kiválasztását és gyűjtését részletes kiválástérképezés előzte meg, melynek célja a különböző kiválástípusok horizontális és vertikális elterjedésének azonosítása a járatokon belül, valamint a paragenetikai sorrend megállapítása.

HORVÁTH János (1965) részletes térképének *(l. korábban)* magasság szerinti (mBf) beszintezésével és a terepi megfigyelések eredményeként a járatok alakja, helyzete és az egyes kiválástípusok megjelenése (vagy éppen hiánya) között szoros összefüggés, és szabályszerű elrendeződés ismerhető fel. A barlangjáratok aljzatának domborzata alapján a hasadékok alsó szakaszán mélyedések és kiemelkedések, továbbá ezektől néhány méterrel mélyebbre nyúló, zsákszerűen elvégződő kis „barlangtermek" különíthetőek el. A kiemelkedő részek (ún."gátak") kb. 180 m tszf. magasságban (és fölötte) találhatóak. Ezek pereme alatt több mint 10 cm-rel mélyebben vékony (0,5-1 mm vastag) kalcitlemezek figyelhetőek meg. A „gátaktól" mélyebben elhelyezkedő részeken a kalcitlemezek általánosan jellemzőek, valamint ezek megvastagodott változatai is gyakoriak. A barlang falát (kőzetet, korábbi képződményeket) karfiolszerű kalcitkéreg borítja be *(l. még később)*. Ezek a képződmények kizárólag a „gátak" pereme alatt találhatóak, a 179-180 méternél magasabb tszf. helyzetben lévő barlangrészekből (akár egy járaton belül is) hiányoznak. A borsókövek és cseppkövek különböző színű és kifejlődésű változatai és képződmény együttesei azonban ettől a szinttől alacsonyabb és magasabb helyzetben is megjelennek. A fenti kiválástípusok („szpeleotémák") általánosan ismert genetikája és recens megfigyelések alapján általánosan elfogadott, hogy a karfiolszerű kalcitkérgek a víz alatti, freatikus zónában keletkeznek, a kalcitlemezek pedig a sima, nyugodt tükrű állóvíz felszínén, és onnan azután mélyebb helyzetbe süllyednek; a borsókövek és cseppkövek azonban a vadózus zónában, légteres barlangrészben

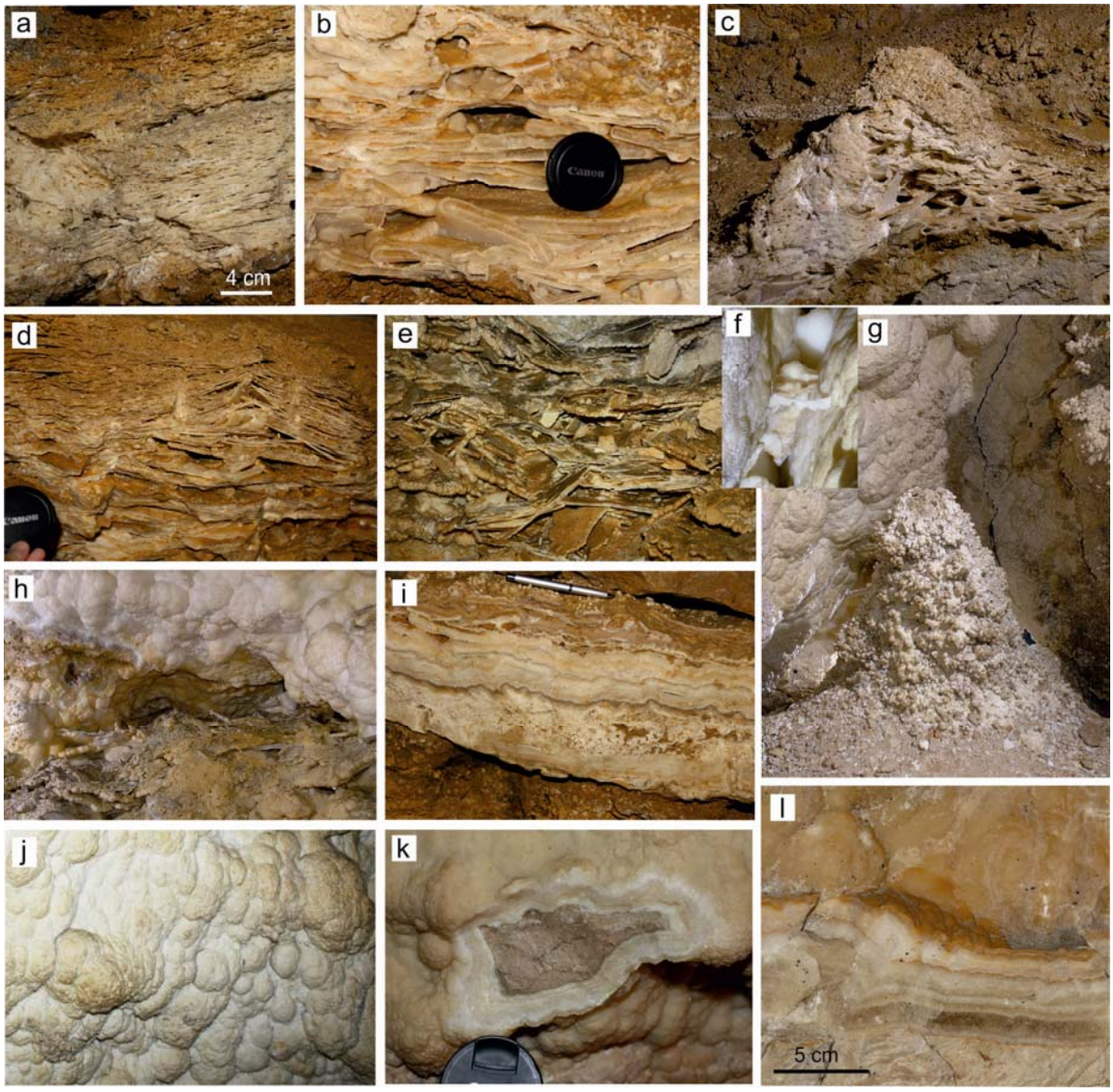
keletkeznek. Mivel az előbbiek vertikális előfordulása minden járatban azonosnak bizonyult (azaz 180 mBf felett a kalcitlemezek és a karfiolszerű kalcitkérgek nem voltak megfigyelhetőek), azt feltételezem, hogy a jelenlegi kb. 180 mBf szintben húzódhatott a termálvíz szintje akkor, amikor a fenti kiválások képződése elkezdődött. (Ez alapján a mai 179-180 mBf alatt a barlangjárat még termálvízzel kitöltött, fölötte pedig már légteres lehetett, és a megjelenő vízfelszín tóként értelmezhető.) Mivel a kiemelkedések ekkor már „gátakként" választhatták el a vízfelületet, a további munkám során az elkülönített „paleo-tavak", pontosabban „paleo-vízfelszínek" létének feltételezése alapján végeztem a kiválások helyzetének vizsgálatát és térképezését, valamint a mintavételt is. (Az elkülönített „paleo-vízfelszíneket" a *6.7.1 fejezet ábrái mutatják*.)

A **karfiolszerű kalcitkérgek** a rétegsoron belül, különböző vastagságban, 179 mBf alatt mindenhol előfordulnak, azonban jól látható megjelenésük azonban csak a barlang alsóbb szakaszainak mélyben elhelyezkedő, aránylag zárt termeiben (pl. Pettyes-terem, Hópalota, Birkás-terem, Közgyűlés-terem, Földszíve-terem), és az oldásformák, gömbfülkék belső, védettebb részében, mélyedésében figyelhető meg (más helyzetben általában később létrejött kiválások borítják). A fehér képződmény a járatok falait egyenletesen borítja, felszíne a karfiol „dudoraira" emlékeztet. A járatok falait egyenletesen borító, összefüggő, „izopach" bekérgezés általában adott részen egyenletes vastagságú. A kiépítéssel megbontott rétegsor (tolómérővel végzett) vastagságtérképezése alapján a kiválás az alsóbb szakaszokon a legvastagabb, és felfelé fokozatosan vékonyodik *(Pettyes-terem: 46. ábra)*. Keresztmetszetben jól látszik, hogy az akár 3-10 cm vastag kalcitkérget az alapkőzet felületéhez képest merőleges helyzetű, tömötten egymás mellé szorosan rendeződő, durvakristályos, oszloposan megnyúlt kristályok alkotják. A kéreg általában nem homogén: az alsó, aránylag áttetsző vagy fehér, sárgásfehér sávot a legtöbb helyen fehér, vékony lamina szakítja meg. E durvakristályos kéreg alatti szakasz (vagy éppen e fehér lamina megszakítás) nagyon vékony, fekete színű (Mn-oxidos?) kiválással társulhat. A fehér szakasz felett ismét durvább kristályos kéregrész következik, melynek színe lehet aránylag áttetsző, vagy fehér, sárgásfehér. Főként a vastagabb rétegen belül finomabb laminák is megfigyelhetőek: relatíve áttetsző és fehér, sárgásfehér, vékonyabb és vastagabb szakaszok váltják egymást. Ezek között helyenként lesüllyedt vékony, tovább vastagodott kalcitlemezek is megfigyelhetőek. A karfiolszerű kalcitkéreg tetején már más képződmény-típusok: cseppkövek, borsókövek, kalcitlemezek is lehetnek.

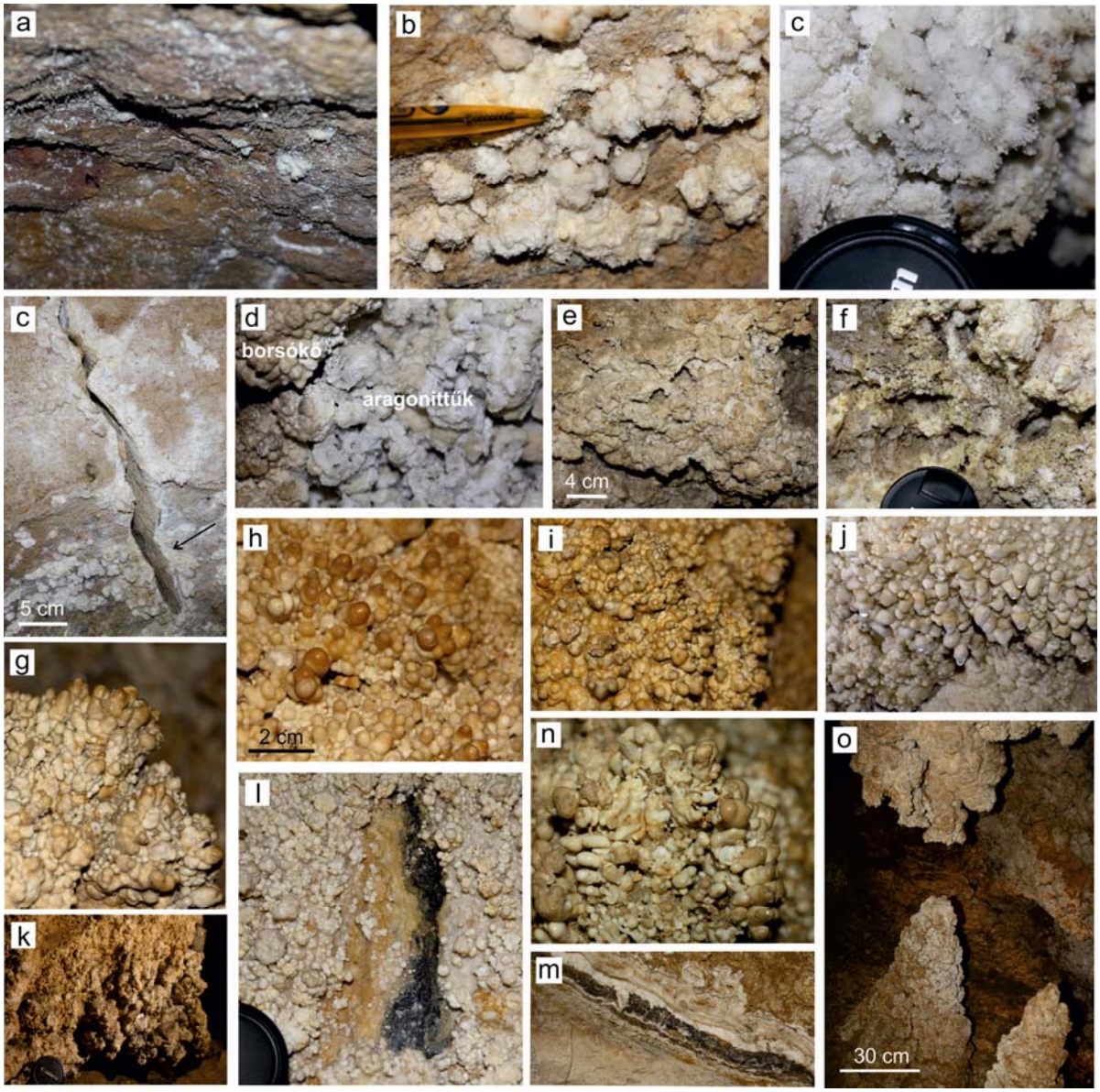
A korábban már említett, jelenlegi 179 mBf magasságban található papírvékony (0,5-1 mm vastag), egymáshoz alig vagy egyáltalán nem cementált **kalcitlemezek** ebben a járatszintben, az oldalfalon fennakadva, illetve a „gátak" alatti aljzaton általánosan megfigyelhetőek. Az aljzatot vagy maga a befogadó kőzet, vagy a cementáció nélküli üledék képezi. Ezek segítségével rajzolható ki a feltételezett „paleo-tó" vízfelszíne, a kiválás kezdeti legmagasabb helyzete. A feltételezett tóperemnél sok (akár több mint 100 darab) vékony kalcitlemez számolható meg. A papírvékony (egymáshoz alig cementált vagy cementáció nélküli) kalcitlemezek másik látványos felhalmozódási helye az aljzaton elhelyezkedő kiválássor teteje közelében, általában a vastagabb kalcitlemezek fölötti, és a borsókövek vagy cseppkövek alatti helyzetben figyelhető meg.



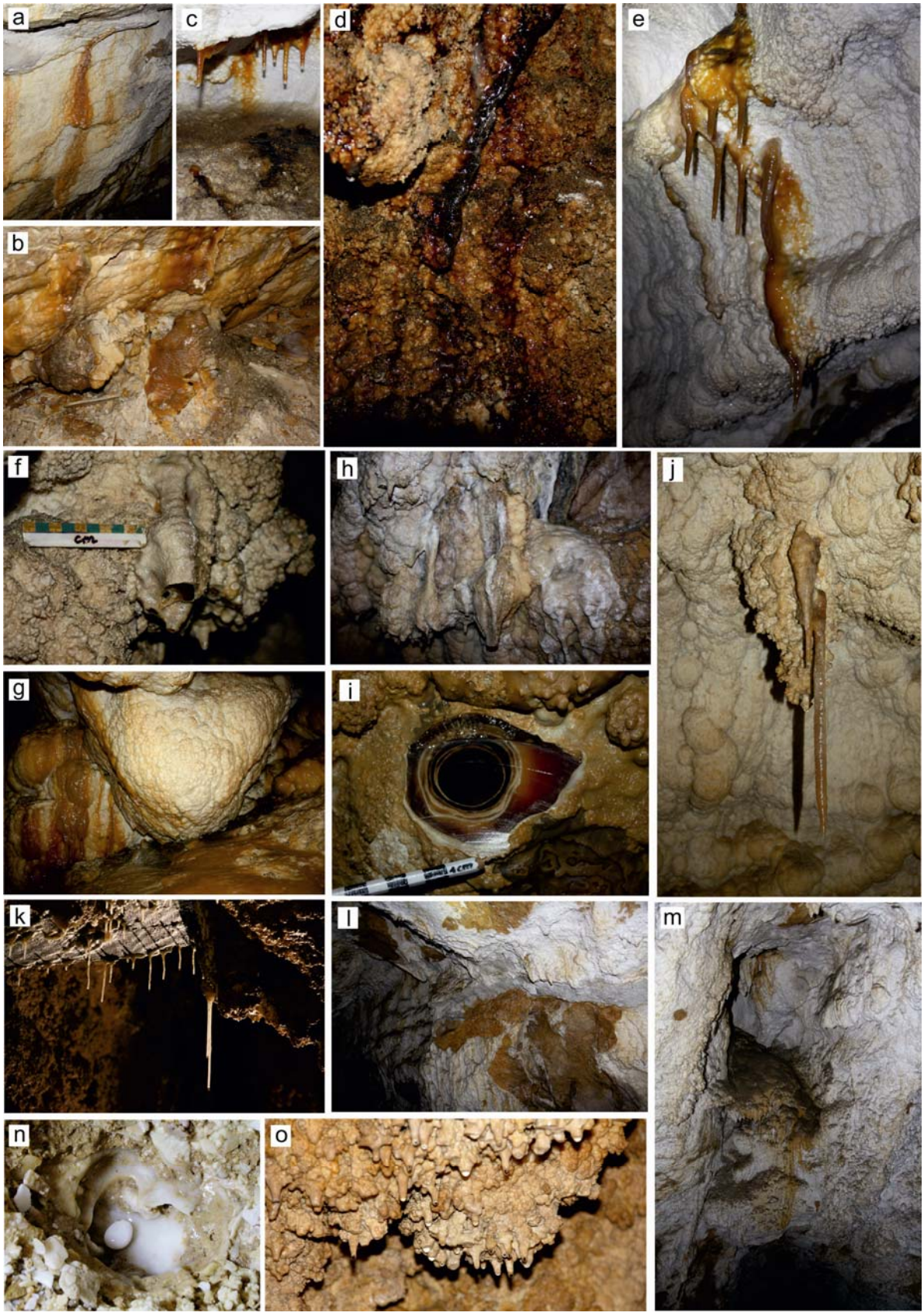
40. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang gipsz kéződményei. (a) Vastag gipszkéreg a Kadić-szakasz kereszthasadékában; (b–d) A korábbi képződményeket és/vagy kőzetet egyenletesen beborító gipszkéreg maradványok az Óriás-folyosó végében és a Gyémánt-fülkében; (e) Vékony gipszkéreg a Hosszú-folyosó végének kanyarjában; (f–g) A Hópalota gipszkérgei. (h–j) Az Április 3-folyosó vastag gipszkérgei; (k–m) Gipszkéreg a Kadić-teremben; (n) Az Óriás-folyosó és Kadić-szakasz hosszmetszete a gipsz előfordulásokkal



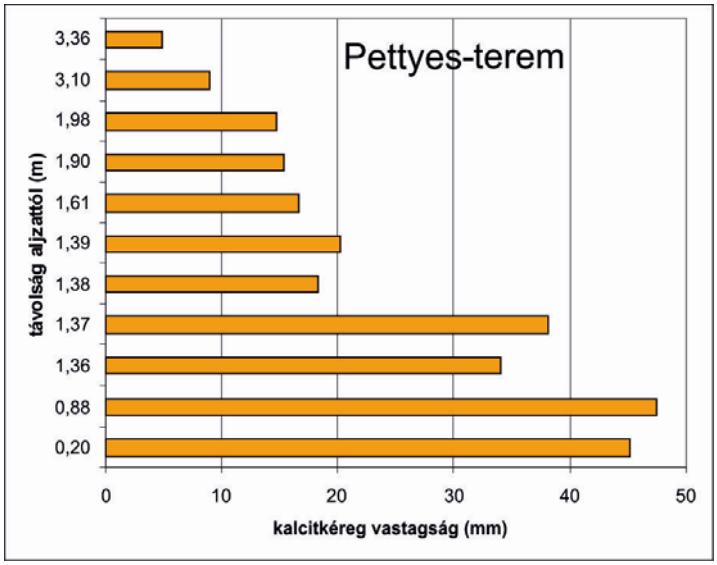
41. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang termálvizes képződményei. (a) Vékony kalcitlemezek; (b) Víz alatt továbbvastagodott kalcitlemezek; (c, g) Borsókővel borított kalcitlemez kúpok („barlangi karácsonyfa”); (d) Alul vastag, felfelé fokozatosan vékonyodó kalcitlemezek); (e–f) Oldalfalon, képződményeken fennakadt kalcitlemezek; (h) Kalcitlemezek a karfiolszerű kalcitkérgen; (i) Kiépítéskor kereszbevágott képződmény-együttes; (j–l) Karfiolszerű kalcitkéreg és keresztmetszete
(c,f,g,h fotók: Hegedűs A.)



42. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang termálvizes, légteres képződményei. (a) Apró kristálytűk (kalcit, aragonit, gipsz: „evaporatív frostwork" kezdemény); (b–c) „Evaporatív frostwork", aragonit tűpamacs, kristálybokor; (c) perem; (d) aragonittűket bekérgező borsókő képződmények („koneprusi rósza"); (e–f) „porózus borsókő"; (g–j) Közönséges borsókő; (k) Aragonittűkből álló borsókő; (l–m) Mn-oxidos kiválás, bevonat a borsókövek bázisán; (n) Borsókő oszlop („logomit") kezdemény; (o) Kifejlett borsókő oszlopok (j fotó: Hegedűs A.)



43. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang cseppkőképződményei. (a–e, j) Vörös színű (Fe-oxidtól színezett?) cseppkövek; (f) Középső-pleisztocén sötétbarna cseppkő; (g) Földszíve vörös cseppkőlefolyása; (h–i) Sötétbarna és sárga cseppkő,a felszíne részben visszaoldott; (k) Betoncseppkő (szalmacseppkő sztalaktit); (l–m) Fehér és sárga színű, matt cseppkövek; (n) Barlangi gyöngy; (o) Borsóköveken fiatal sárga sztalaktitok (n fotó: Hegedűs A.)

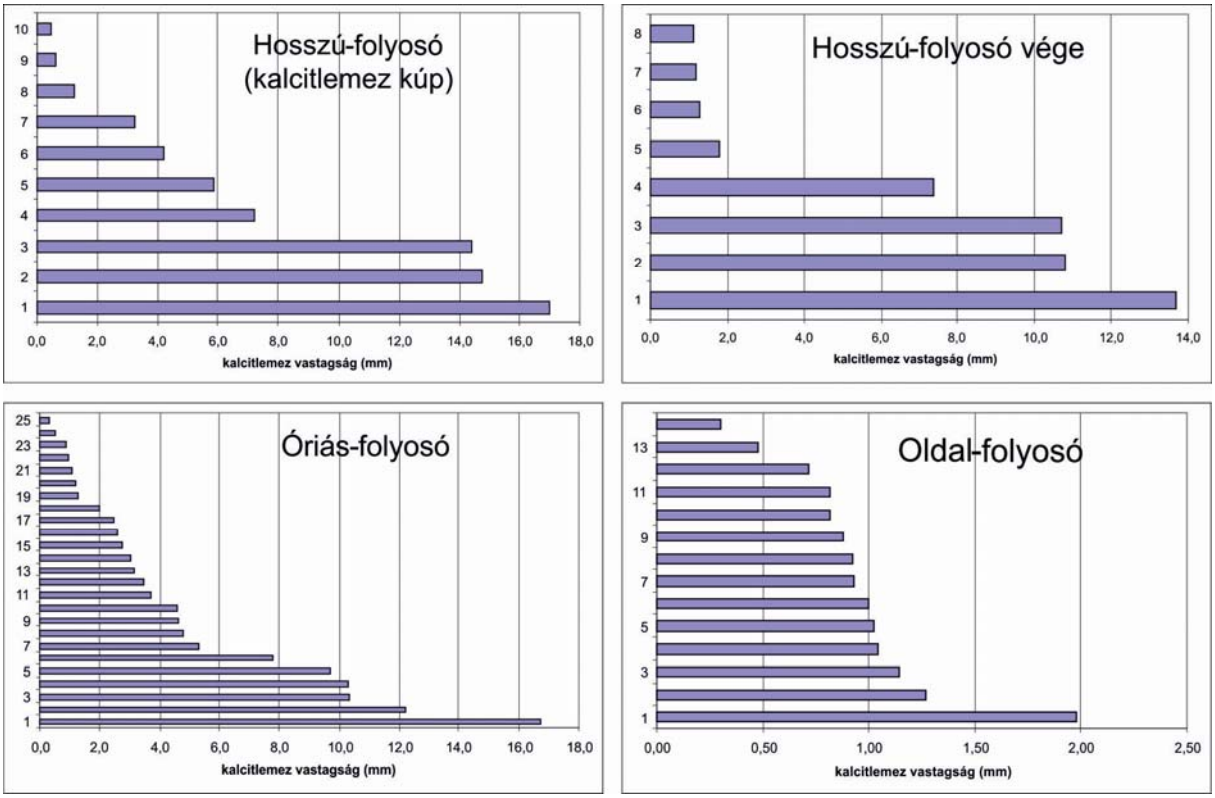


46. ábra. A Pettyes-terem karfiolszerű kalcitkéreg vastagságának változása a vertikális helyzet függvényében

A **kalcitlemezek**, a fenti helyzeteket leszámítva, általában cm vastagságúak, és 178 mBf alatt általában mindenütt megfigyelhetőek (ahol korábban nyílt víztükrű tó lehetett). A kiválástípusnak ez a változata már összetett képződmény: középső részén megfigyelhető az eredeti, mm vastagságú, fehér, vékony lemez, körülötte pedig több cm (akár 2-3 cm) vastag kalcitkéreg-szegély alakult ki. (Ez a tó vízfelszínén képződött és később freatikus, vízszint alatti zónába süllyedt, ott kalcitkéreggel továbbvastagodott fejlődéssel magyarázható.) Ezek az aljzaton vagy kiálló oldalfalon, szikla-kiszögellésen, másik képződményen fennakadt, egymásra halmozódott, megvastagodott kalcitlemezek egymással is összecementálódtak, így akár kisebb-nagyobb üregeket, hézagokat zárthatnak közre. Főként a Hosszú- és az Óriás-folyosóban a kiépítés gyakran látványosan, keresztmetszetben tárja fel ezek belső szerkezetét. Az aljzat helyenként a karfiolszerű kalcitkéreg rétegsora, helyenként pedig a cementált vagy cementáció nélküli üledék. A kiépítéssel megbontott rétegsorok (tolómérővel végzett) vastagságtérképezését e kiválástípusok esetében is több helyen elvégeztem *(47. ábra)*. A kalcitlemezek a kiválássor legalján a legvastagabbak, és a „rétegsorban" felfelé a lemezek egyre vékonyabbá válnak (egyre vékonyabb kalcitkéreg alakult ki rajtuk), és a sorozat végén helyenként már csak a papírvékony, törékeny lemezkék sokasága hever szabadon (összenövés, cement nélkül) egymáson (l. fent). Az egymásra halmozódott kalcitlemezek helyenként, pontszerűen, a környezetükhöz képest nagyobb mennyiségben és rétegvastagságban figyelhetőek meg, melyek kúpszerű kiemelkedésként jelennek meg a barlangjáratban. Ezeket a kb. 0,5-1 m nagyságú kalcitlemez kúpokat, halmokat nevezik „barlangi karácsonyfáknak" is, melyeket ebben a barlangban általában borsókövek borítanak.

Kívülről és „messziről" hasonló megjelenésűek a 180 mBf felett található **borsókő oszlopok („logomitok")**. Ezek belül nem tartalmaznak kalcitlemezeket, és általában az egykori, feltételezett tó vízfelszíne fölötti peremen, a vadózus zónában, akár 1-2 méterrel magasabb helyzetben jöhettek létre. Belül gyakran üregesek, felszínüket és belsejüket is borsókövek borítják. Az Oldal-folyosó egy eltört példányán jól látható, hogy viszonylag tömöttebb, fehér és borsóköves (sok pórussal rendelkező) sávok váltják egymást. A közepe tömöttnek tűnő, fehér kiválással indul. Az Oldal-folyosó egyik

borsókő oszlopán vékony kalcitlemezek figyelhetőek meg, azonban ez feltehetően egy összetett genetikájú képződmény-csoport. (A „logomitok” megfelelőjeként helyenként a falon lelógó „logotitok”, borsókő-függönyök, valamint vízszintes, egyenes aljú „tálcák” is előfordulhatnak.)



47. ábra. A kalcitlemezek vastagságának változása a vertikális helyzet függvényében

A **borsókő** leggyakrabban a hévizes kiválássor utolsó tagja, mivel a leggyakoribb típusa az egykori meleg vizű tó vízszintje felett, a légteres szakaszon képződött. A folyosók falait kb. 4-5 m magasságig borítja, és általában minden más korábbi (más genetikával létrejött) kiválást befed, így a járatokban is ez a legszembetűnőbb képződmény. Az eredeti aljzatot is „bekérgezi”, megvédve az alatta lévő, korábban képződött kiválásokat és üledékeket. A borsókövek alatt a kőzet felszínén helyenként vékony fekete kéreg (Mn-oxidos vagy szerves anyagú bevonat?) látható. A borsókövek egy bizonyos magasságig (barlangszakaszonként eltérően), az aljzaton és az oldalfalon egyaránt megjelennek. Elterjedésük felfelé jóval túlnyúlik a jelenlegi 180 mBf magasságon, ami vadózus zónabeli keletkezésével áll összefüggésben.

A **borsókő**, mint kiválástípus, változatos helyzetekben figyelhető meg, és több különböző formával és szerkezettel jellemezhető. A barlangban leginkább elterjedt, sárga, sárgásfehér színű közönséges borsókő felépítése makroszkóposan vékony „héjas” szerkezetet mutat. A felszínén, illetve alsó részén cseppkőképződés figyelhető meg: ez a típus gyakorlatilag borsókő-cseppkő képződmény-együttest alkot. A borsókő lehet fehér színű, a fentihez hasonlóan cm-es, „héjas” szerkezetű gömbökből felépülő változat is. Az utóbbiak jóval ritkábbak, és oldalfalon, magasabb szakaszokon jelennek meg (pl. Óriás-folyosó ÉK-i vége, Oldal-folyosó). A magasabb helyzetű barlangrészekben (pl. Kinizsi-szakasz) a borsókő egy különös, matt fehér, tömeges változata látható.

A kiválás aránylag „puha”, szinte kézzel tűkristályokká morzsolható, és apró, a „laminákra” merőleges repedések figyelhetőek meg benne, melyeket eltérő keménységű, halványsárga kiválás tölt ki.

Az ún. **„porózus borsókő”** („kalcit szivacs”) apró borsókőformái között nagy porozitással rendelkező, apró üregek vannak, melyekben világosszürke, „porszerű” megjelenésű kiválások figyelhetők meg. Ezen a típuson általában közönséges borsókő „réteg” fejlődött ki. Ezek általában az aljzaton, vagy aljzatközeli helyzetben találhatóak. A „porózus borsókő” képződmények többnyire cementáltak, azonban egyes részeken (pl. Óriás-folyosó Gyémánt-fülke) cementáció nélküli, laza szerkezetű változatban jelennek meg.

Apróbb méretű, néhány mm-es fehér borsókövek, kristálytűk és tűpamacsok jellemzik az **„evaporatív frostwork”** gyűjtőnévvel ellátott, a tipikus borsókövekkel (részben?) hasonló genetikájú képződményeket, képződmény-csoportokat. A magasabb tszf. helyzetű gömbfülkékben, barlangjáratokban (pl. Kuszoda – Fenyő-ág, Óriás-folyosó felsőbb szakasza, Kadić-szakasz Hópalotáig tartó része) apró, néhány mm-es, vagy több cm nagyságú jól fejlett tűpamacsokat, kristály”bokrokat” lehet megfigyelni. A Hosszú-folyosó DNy-i végén nagyméretű kristálypamacsokat normál borsóköves kéreg borít (a csehországi Koneprusi-barlang képződményeire emlékeztető, ún. „koneprusi rózsa”). A Kadić-szakasz Halál-kereszhasadékkal szembeni gömbfülkéjének oldalsó részénél figyelhető meg, hogy az aránylag nagyobb légterű járatba torkolló szűk repedésből feltehetően feláramló meleg, CO_2-dús levegő kiáramlási pontja környezetében (vö. WEIDINGER et al. 2017) a repedés szája körül ún. „perem” alakult ki, amely borsókövek és tűkristályok halmazaiból épül fel.

A vastag karfiolszerű kalcitkéreg „rétegsorában” megfigyelhetőek a borsókő kíválástípushoz hasonló, fehér színű szakaszok is, melyek elkülönítése nem minden helyzetben egyértelmű. A néhány minta esetében jól fejlett borsókő forma megjelenése azonban arra utal, hogy akár több ilyen bizonytalan szakaszon is borsókőképződés történhetett.

Jellemzően borsóköveken, néhány helyen (főleg az Óriás-folyosó magasabb helyzetű, ÉK-i részein) lokálisan fehér, kenhető **montmilch** jelenléte észlelhető *(összetételüket l. 5.5.1 fejezetben)*.

A barlang több szakaszán is megfigyelhetőek alárendelten **cseppkövek**, melyek a felszínről beszivárgó hideg vízhez kötődő kiválástípusok. Néhány szakaszon (pl. a Gyöngyös-folyosóban és a Kadić-szakasz DNy-i részén) állócseppkő, függőcseppkő, cseppkőlefolyás, cseppkőkéreg egyaránt megjelenhet. A Kuszoda Fenyő-ágában egy borsókövekkel szegélyezett, sekély vizű cseppkőmedencében a folyamatosan rácsepegő víz mozgató hatására, a korábban belejutott apró törmelékeken, azok koncentrikus bekérgezésével fehér barlangi gyöngyök képződnek. A cseppkövek különböző színűek. A sötétbarna cseppköveket általában apró, halványsárga borsókövek borítják, így azokon a helyeken feltűnőek, ahol például korábban, a kiépítés során megbontották a képződmények felszínét. A korábban említett halványsárga színű, általában néhány cm-es, apró cseppkövek (függőcseppkövek, cseppkőlefolyások) gyakran borsókövekkel közös kiválás-együttest képeznek, azonban főleg az Április 3.-folyosóban és annak DNy-i folytatásában önálló, kiterjedt, illetve nagyobb méretű képződményekként is megjelennek. Néhány szakaszon az álló és függő cseppköveket, cseppkőlefolyásokat feltehetően a vas-oxid színezi vörösre. Látványosan vörös színű a Földszíve-terem névadó képződménye is. Vörös, vörösesbarna, sárgásvörös cseppkövek főként a fent említett Földszíve-teremben és a Közgyűlés-teremben jellemzőek, emellett például az Oldal-

folyosóban, a Mária-teremben, Pettyes-teremben és a Gyöngyös-folyosóban figyelhetőek meg. Az aránylag cseppkőgazdag Április 3.-folyosó elváltozott zónája mentén nagyobb méretű, fehér színű cseppkövek is találhatóak. A cseppkövek a barlangban a termálvizes kiválások nagy mennyisége miatt általában arányukban jelentéktelenebbek és kevésbé feltűnőek.

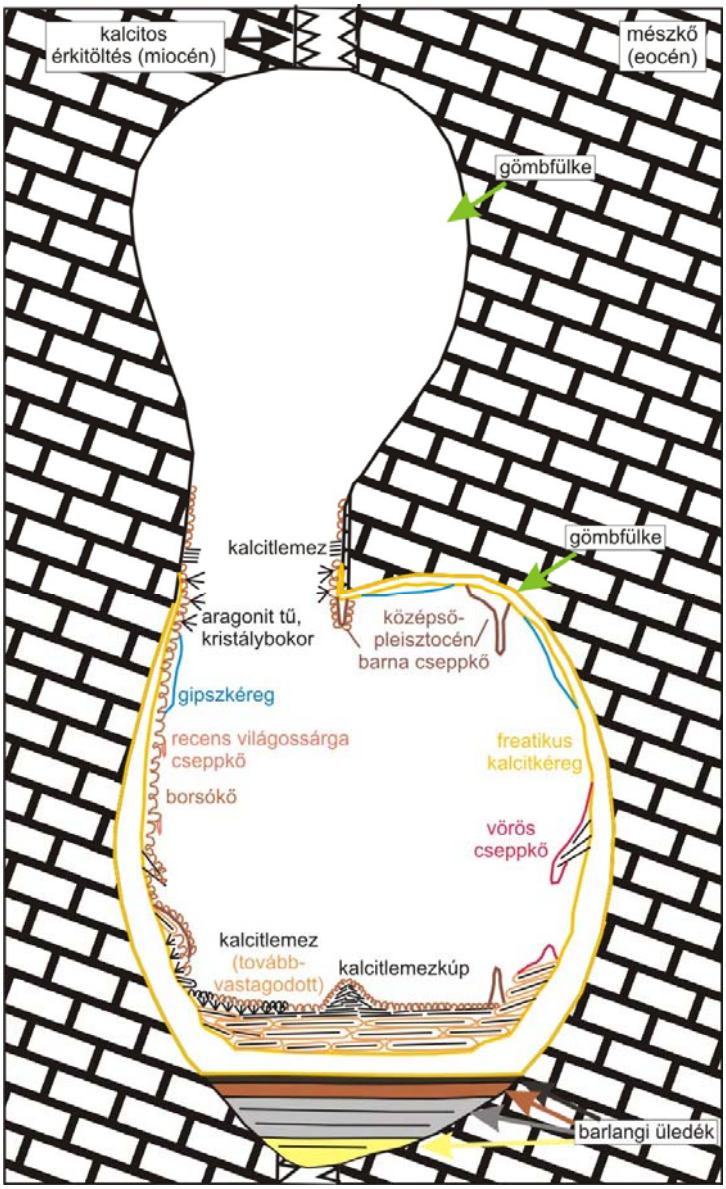
A kiépítés idején, 1980–82 között, az omlásveszélyt elkerülendő, több helyen is beton-alátámasztással, áthidalással erősítették meg a járatokat. Az elmúlt közel 30 év alatt ezeken a helyeken több cm-es „betoncseppkövek" képződtek. A szalmacseppkövek ugyan néhány hónap vagy év hónap után gyakorta letörnek, az állócseppkövek azonban azóta is folyamatosan fejlődnek (pl. Hosszú-folyosó DNy-i vége, Óriás-folyosó – Hosszú-folyosó elágazása).

Vékony fekete **mangán-oxid (-hidroxid)? bevonat** gyakran figyelhető meg a karbonátos kiválások bázisán (pl. borsókő). Az aljzati üledéket a feltehetően vas-mangán-oxidos kiválás vörösre és feketére színezi. Főként a barlang DNy-i (márgában elhelyezkedő) szakaszaiban figyelhetőek meg 0,5-1 cm-es vörös színű, feltehetően már oxidált goethit (eredetileg pirit) ásványszemcsék.

A **gipsz** vékonyabb vagy vastagabb kéregként az Óriás-folyosóban és folytatásában, a Kadić-szakaszban jellemző, kb. a jelenlegi 170-185 mBf magasság közti tartományban. A Hosszú-folyosó végén, és az Óriás-folyosóba csatlakozó szakaszán, valamint az Oldal-folyosóban is megfigyelhető vékony, fehér, finomkristályos gipszkéreg. Az Óriás-folyosó magasan húzódó főtéjén, illetve a folyosó gömbfülkéiben (pl. Gyémánt-fülke), és az alsó szakasz jobb oldali falán is nagy kiterjedésben jellemző a gipszkéreg megjelenése. A gipsz és az alatta található „szubsztrátum" (mészkő vagy karbonátos barlangi kiválás) között vékony „sávként" porszerű, apró kristályos ásványok találhatóak. A gipszek megjelenése és védettebb részekben történt megőrződése alapján feltételezhető, hogy régebben a járatban jóval több helyen lehetett ilyen kiválástípus. A gipszkéreg aránylag könnyen pusztul, a barlang falától fizikailag elválhat, és az aljzatra hullhat. További rongálások is feltételezhezőek az alapján, hogy pl. a Gyémánt-fülkében felfedezésekor megismert hófehér, csillogó gipszkérget a későbbi (a II. világháborút követő) pusztítások és gyűjtések miatt már csak nyomokban lehet megfigyelni. A kiépítetlen Kadić-szakaszban az Óriás-folyosóhoz képest jóval több és vastagabb gipszkéreg előfordulást sikerült dokumentálni. A fő folyosóban, és a rá merőleges kisebb hasadékokban is a Halál-kereszhasadék és az Április 3.-folyosó között nagy mennyiségű finom vagy durvább kristályos gipszkéreg fordul elő (kereszhasadék, Kadić-terem, Hópalota, Április 3.-folyosó). Az utóbbi helyen több cm vastag, durva kristályos gipszkiválások fordulnak elő. Általában jellemző, hogy a gipszkéreg egyenletesen, azonos vastagságban borítja az alatta található felületet (kőzetet, oldásformát, barlangi kiválást), és a gipsz felszínén további kiválás nem figyelhető meg. A kérgek a száraz barlangszakaszokban, falfelületeken jellemzőek. (A GADÓ P. (1965) által a barlangban felfedezett és vizsgált gipsz szálhoz hasonlót sajnos nem sikerült azonosítani.)

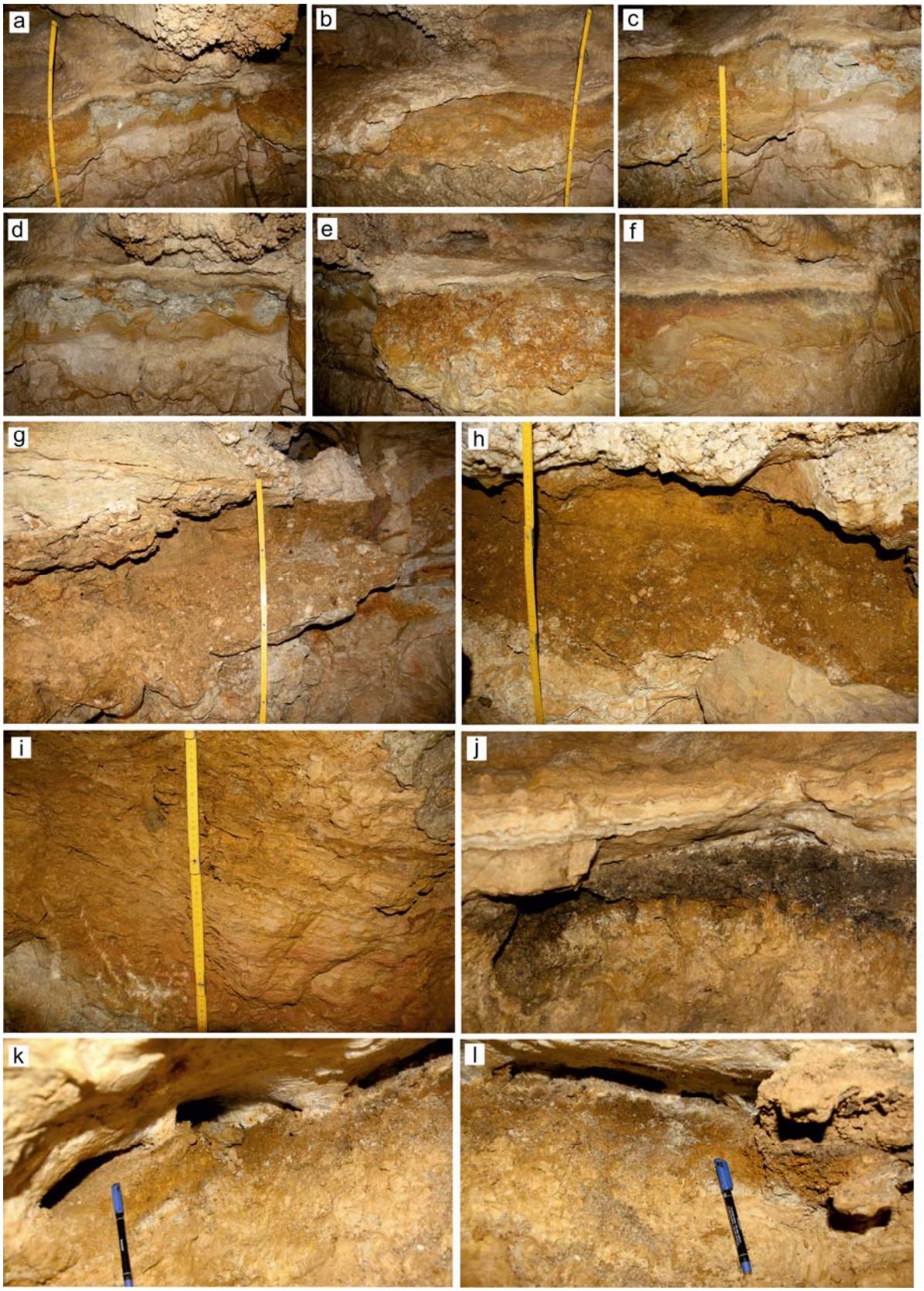
A terepi megfigyelések alapján készített elvi ábrát és a képződmények és események feltételezett paragenetikai sorrendjét a *48. ábra* mutatja.

Általában jellemző, hogy a járatok alját a mélyedésekben nagyobb, a kiemelkedő részekben kisebb vastagságban összegyűlt **üledék**, (feltehetően leginkább agyagos oldási maradék) tölti ki. Az agyagos üledék színe változatos (fehér, szürke, sárga, vörös). A barlang üledékkitöltése azokon a szakaszokon tárul fel, ahol nem borítja kiválás (ilyen részek kevés helyen észlelhetőek), vagy ahol a kiépítés, illetve feltáró munkához kapcsolódó mesterséges bontás a kiváláskérget és az üledékes

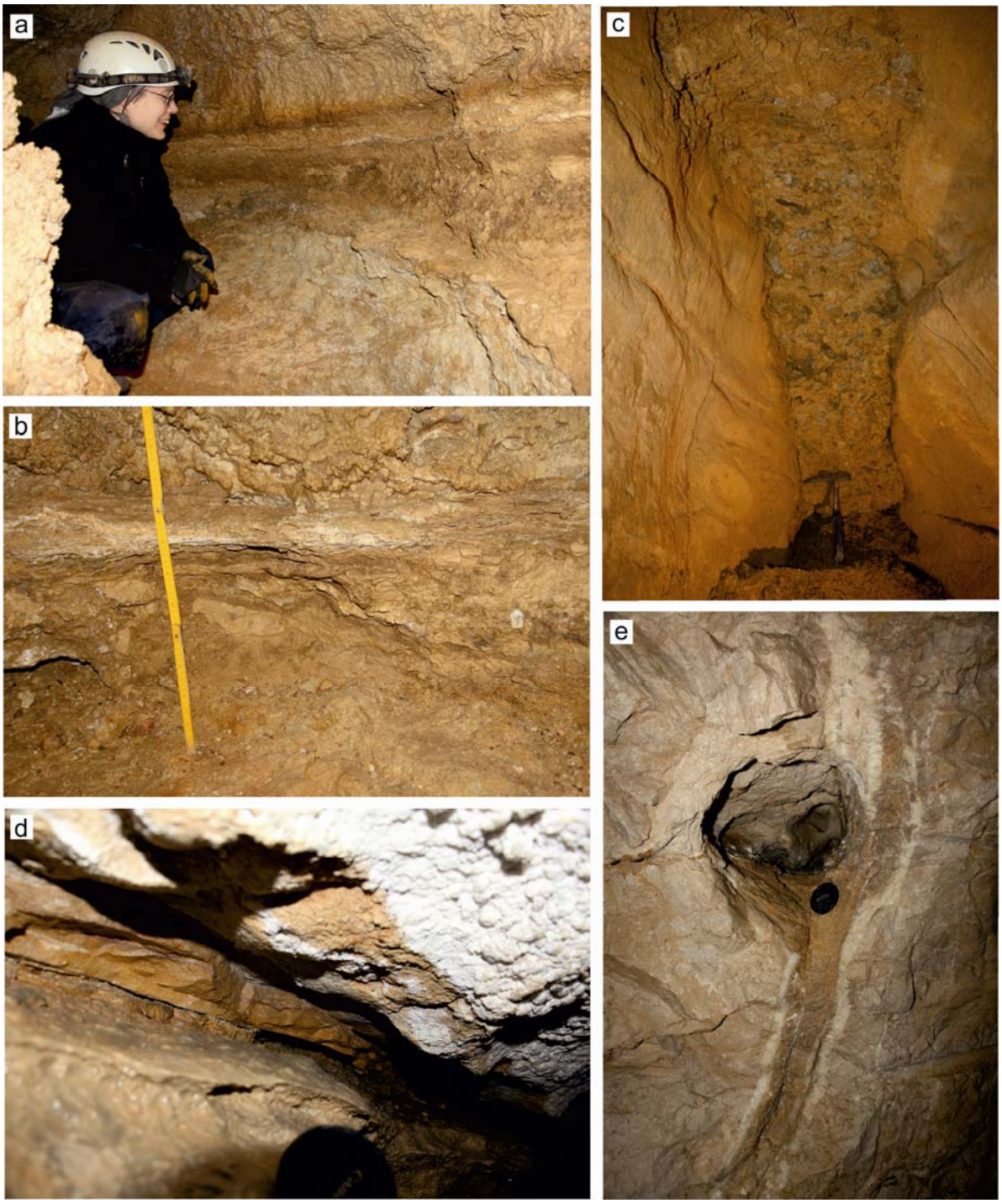


KÉPZŐDMÉNY, JELENSÉG	HIPOGÉN		EPIGÉN
	FREATIKUS	VADÓZUS	VADÓZUS
oldódás (freatikus üregképződés)	—		
üledék (szürke)	—		
üledék (vörös, fekete)	—		
kalcitkéreg	—		
kalcitlemez		—	
„porózus borsókő“		?	
közönséges borsókő		?	
oldódás (kondenzvíz korrózió)		—	
sötétbarna cseppkő			—
közönséges borsókő		?	
gipszkéreg		?	?
aragonittű, kristálybokor		?	?
vörös/halványsárga cseppkő			?
(vissza)oldódás (kondenzvíz korrózió)		—	

48. ábra. A Szemlő-hegyi-barlanban végzett képződménytérképezés alapján készített elvi ábra: a barlangi kiválások, üledékek és oldásformák helyzete (a);
a hipogén és epigén kiválások és folyamatok paragenetikai sorrendje, vázlatos eseménytörténete (b)



49. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang üledékei.(a–f) Hosszú-folyosó végében gömbfülke kalcitkérge alatti üledék (vízszintesen sorozat), H3/50; (g) Hosszú-folyosó vége, kanyarban vékony kalcitlemezek alatti üledék; (h) Hoszú-folyosó vége V. üledéksor; (i–j) Hosszú-folyosó Virágoskert üledékek (VKHL); (k–l) Kalcitkéreg alatt üledékek, a képződmény alja visszaoldódott (VKHL)



50. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang üledékei.(a–b) Oldal-folyosóVI/a és b; (c) A Kinizsi-szakasz tetejének üledékes „telére”; (d) Agyagos „tufa”réteg, Kuszoda; (e) Mesterséges táró által harántolt kalcittelér és gömbfülke, benne üledék (oldási maradék?)

rétegsort is átmetszette. Az üledékfelszínt bekérgező kiválássor megvédte az alatta található üledéket, ami tehát olyan helyeken őrződött meg, ahol a felhalmozódást követően cementálódott, bekérgeződött.

Az Agyagos-szakasz több méter vastag üledékes rétegsorának vizsgálata véleményem szerint túlmutat a doktori témám keretein. A Molnár János-barlang üledékeivel összehasonlító vizsgálatokat jellemzően a Hosszú-folyosó üledékkitöltésein és az Örvény-folyosó alján, az Oldal-folyosóban végeztem, mely helyszínek mind a kiépített részen található, aránylag jól lehatárolható „szelvényeknek" bizonyultak. Az üledékmintavételi helyek fotóit a *49-50. ábra* mutatja.

Feltételezett kőzetoldási maradékként a már fent említett Ferencvárosi-terem és Pettyes-terem között mesterségesen bontott alagúttal feltárt (addig rejtett, védett helyzetű) gömbfülke aljában található üledéket, illetve az oldásforma mentén észlelhető „mállott" részből mintáztam.

A Hosszú-folyosó és Virágoskert liftakna utáni kereszteződésénél, közvetlenül az oldalfülke aljzatában jobboldalt, a karfiolszerű kalcitkéreg alatti üledéksorból gyűjtöttünk mintát. A kalcitkéreg vastagsága 5 cm, alatta 5-7 cm vastag fekete színű üledék (mintaszáma: H2/1) található. Ez alatt 7-15 cm vastagságban vegyesen sárga, vörös, illetve fehéresszürke színű (H2/2-3), alatta pedig már a vörösalgás mészkő feküig 15-25 cm sárga üledék figyelhető meg. A gömbfülke bal oldalán jellemzően a sárga színű üledék (H2/3b) jelenik meg. A kanyar utáni üledéksorban lényeges különbség a sárga (VKHL 2) és alatta vörös (VKHL 1) üledékek vastag jelenléte, igaz, itt a kiválássor alja is magasabb helyzetben figyelhető meg. A folyosó DNy-i folytatásából is gyűjtöttem további, kisebb vastagságban felhalmozódott üledékeket (VKHL II/2, VKHL III alsó, fehéresszürke és sárga, közép, és felső, fekete és barna).

A Hosszú-folyosó elágazás utáni, DNy-i folytatásában balra (DK-re) az üledéksor a járat aljának mélyülésével kivastagszik. A mészkő fekütől felfelé haladva, 0-22 cm között gyengén cementált fehéresszürke üledék (V/1), fölötte 22-37 cm között sárga, törmelékesebb, aránylag homogén szerkezetű üledék (V/2) látható. 37-50 cm között sárga, laminált (síkrétegzett) üledék (V/3), 50-52 cm között pedig mészcementált sárga üledék (V/4) jellemző. Ennek egy részén 0,5 cm vastag, vékony fekete réteg jelenik meg (V/4a). Felette már termálvizes karbonátos kiválássor figyelhető meg: vastag karfiolszerű kalcitkéreg, benne kalcitlemez, kalcitlemez kiválássor, és a tetején borsókő. A folyosó jobb oldalából egy fehéressárga átlagmintát vettem, melyet összehasonlítottam az folyosó Omladék-termének ugyancsak fehéressárga, hasonló megjelenésű mintájával. A Hosszú-folyosó DNy-i végén, a kanyarban, a legmagasabb helyzetben lévő („gát peremi") vékony kalcitlemez kiválássor alatti agyagos, cementálatlan barnássárga üledéket is megmintáztam. Szintén a Hosszú-folyosó végén, a jobb oldalon, kisebb gömbfülkék alatti üledéksor tárul fel. A karfiolszerű kalcitkéreg alatti, erősen mészcementált üledékben figyelhető meg a korábban már említett, üledéket átszelő, de a kalcitkérget már nem érintő kalcitér. A termálvizes karbonátos kiválás alatt helyenként fekete, helyenként vörös, kalcittal részben kitöltött pórusokban gazdag üledék található. Az üledék és a kalcitkéreg apró, száradási repedésekre emlékeztető szerkezet mentén érintkezik egymással. A vörös/fekete üledékek alatt főként sárga, helyenként szürkésfehér színű, nagy vastagságú, jól rétegzett üledék jelenik meg. A sárga laminák, rétegsávok között vékony kalciterek húzódhatnak. A vörös üledék alatt, a sárga üledék tetején vörös színű vékony sávok jelennek meg, és általuk kirajzolt, hangsúlyozott „kiszökési szerkezet" is megfigyelhető (H3/50). A kalciterek nagy mennyisége lehet az üledék erős cementáltságának oka.

Az Örvény-folyosó alatt húzódó Oldal-folyosó karbonátos kiválásai alatt részben mészcementált üledékek figyelhetőek meg. A járat morfológiája, valamint a falon megfigyelhető színlő korábbi tó jelenlétét feltételezi. Az oldalfülkével szemben állva balra (ÉK-re) a fekü mészkő aljzat ismeretlen mélységben található, csak a szürkésfehér üledék figyelhető meg. Felette 35 cm vastag, barna színű üledékréteg, benne világosbarna, hosszúkás agyagklasztok találhatóak. Rajta 5-10 cm vastagságban vékony kalcitlemezek vannak, köztük vékony agyagsávok észlelhetőek. A rétegsort borsóköves kiválás zárja. A jobbra (DNy-ra) található falszakaszból mintákat gyűjtöttem. Itt a szürkésfehér, erősen cementált üledék (VIa/1) 65 cm mélységig észlelhető. Rajta 65-70 cm között erősen cementált üledék (VIa/2a) található, melyben főként az alsó szakaszon agyagklasztok (VIa/2b), a tetején pedig cementált, barna agyagklasztos üledékréteg (VIa/2c) figyelhető meg. Az aljzattól 90 cm magasan, 2 cm vastagságban vékony kalcitlemezes réteg (VIa/3) húzódik. 92-98 cm között agyagcsík (VIa/4) észlelhető. A külső részen borsókövek találhatóak.

5.3. MIKROSZKÓPOS VIZSGÁLATI EREDMÉNYEK

5.3.1. Polarizációs mikroszkóp

A karbonátos barlangi képződmények vékonycsiszolatban látható szöveti leírását a "szpeleotémák"ra a FRISIA et al. (2000) által kidolgozott, majd fokozatosan továbbfejlesztett (FAIRCHILD et al. 2007, FRISIA & BORSATO 2010, FAIRCHILD & BAKER 2012, FRISIA 2015) szöveti leírását használom. A fenti irodalmak alapján elkészítettem a „szpeleotéma" szövettípusok mikroszkópos sajátosságainak és jellemzőinek táblázatát *(1. táblázat)*, melyet a munkám során a mintáim leírásánál felhasználok. A szöveti jellemzéseket kiválástípusonként mutatom be.

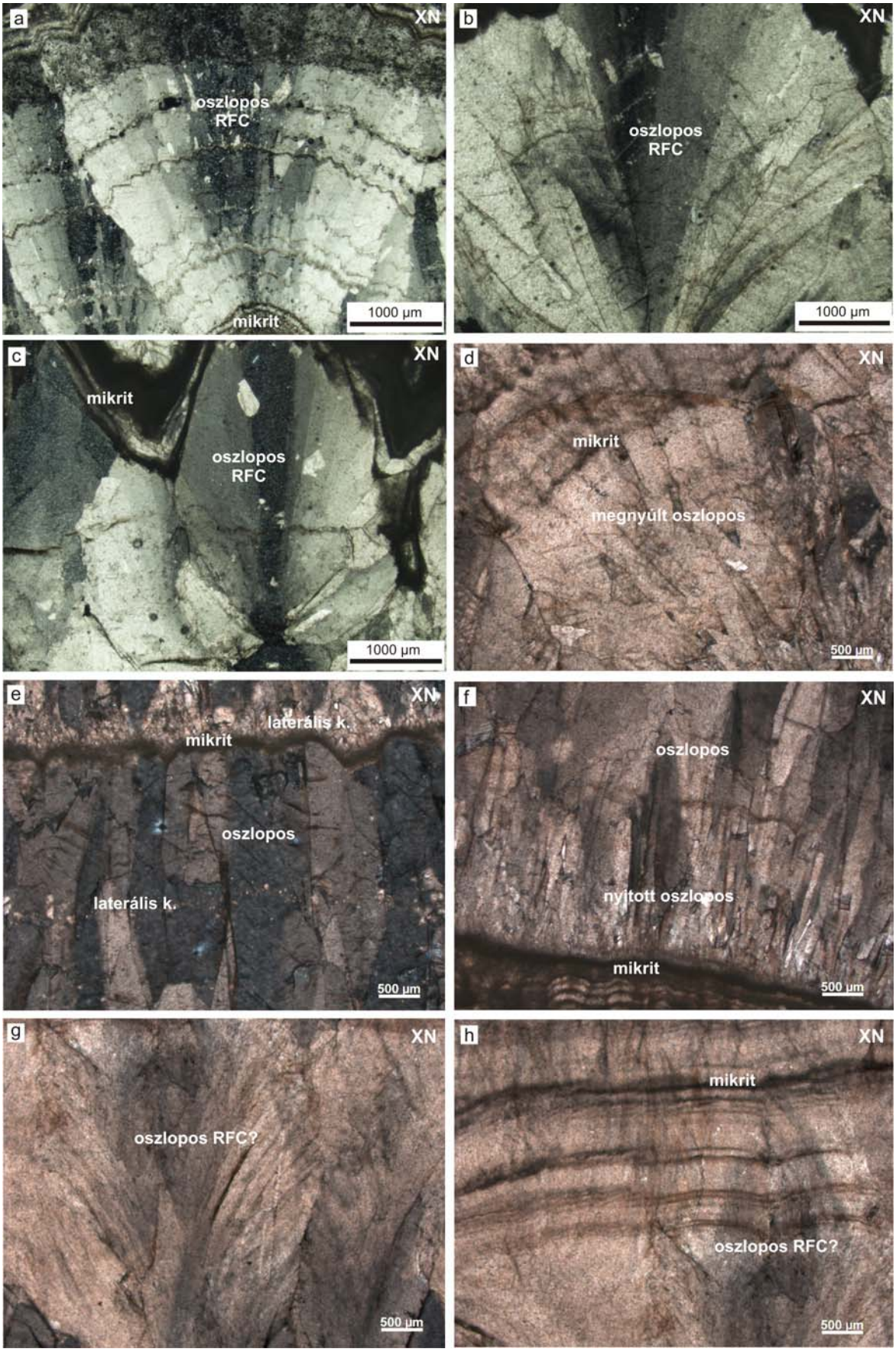
A **karfiolszerű kalcitkéreg** általában oszlopos kristályokból felépülő szövetből áll *(51. ábra)*. Ezek lehetnek normál és rövid kristályok is. A nyalábos, köteges oszlopos szövet polikristályai, kristályegyüttesei és azok unduláló, seprűs kioltása a kiválástípus legszembetűnőbb és legjellemzőbb tulajdonsága. A kristályok háromszögben, hegyesen végződhetnek, melyet jól kirajzolnak a kristály végződésnél (terminációnál) megjelenő szilárd zárványok. Mikrites és mikropátitos laminák is megfigyelhetőek. A szubsztrátum felszínén a kristály nukleációt követően a szubsztrátumra merőlegesen indul meg a kristályok növekedése, melyek a folyamat előrehaladtával egyre szélesebb és megnyúltabb formában képződnek. A kiválástípuson belül durvább kristályos laminák és kisebb kristályokból álló sávok, és azok ismétlődése egyaránt megfigyelhető.

A **kalcitlemezek** keletkezésükkor papírvékony kiválásként jelennek meg a víz felszínén (vö. Molnár János-barlang Szent Lukács-ág). Ezek középső része mikrites szövetű. Erre a víz felszínén (a lemez felső részén) izometrikus pátos kalcit romboéderek, alsó részén aránylag jobban megnyúlt (oszlopos?) kristályok növekednek. A lemez peremén tollpihe-szerű, trilet szubkristályokból álló, gyakran dendrites szövetű kristályok fejlődnek *(52. ábra)*. A megvastagodott kalcitlemezek egyértelmű szöveti ismérve a képződmény közepén látható egyenes mikrites sáv (ez az eredeti lemez). A mikrites sávra merőlegesen felfelé és lefelé, illetve oldalirányban, már általában oszlopos kristályok figyelhetőek meg. Ezekre ugyanis a víz alatt karfiolszerű kalcitkéreg fejlődik, vagyis oszlopos szövetű kristályok jönnek létre. Ezek bázisán az eredeti vékony kalcitlemez szövet-együttese többnyire felismerhető *(53. ábra)*.

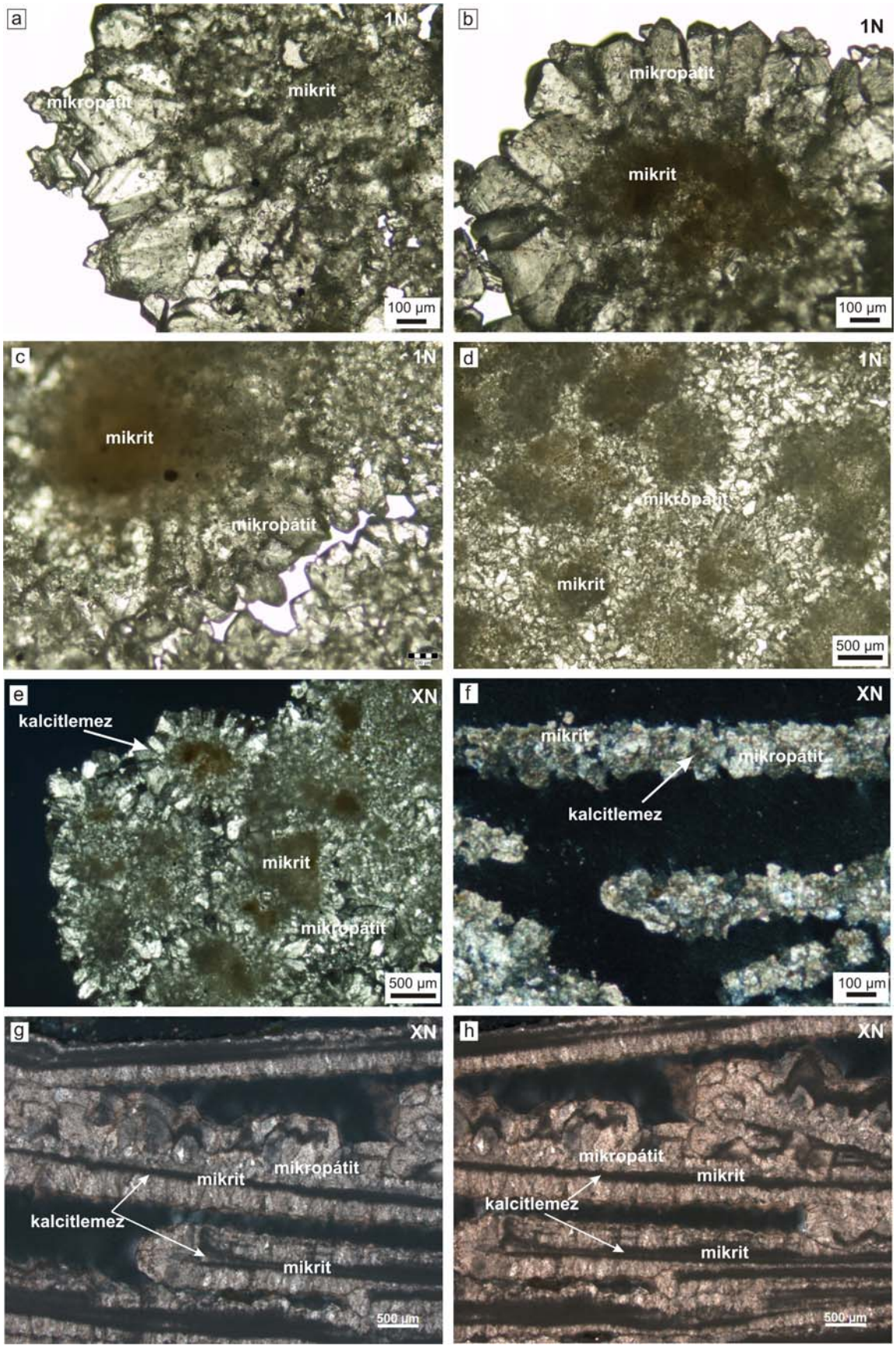
Típus	Altípus	Kód	Makroszkópos megjelenés	Mikroszkópos tulajdonságok		Ásvány-fázis	Mikroszerkezet	Egyensúly-tól eltérés	Képződési környezet
Oszlopos szövet (Columnar fabric)	rövid ~ (Col. short)	Cs (1)	áttetsző	L/W < 6:1 (hossz/szélesség arány) (~normál, de rövidebb)	szabályos krisztallit rácsoszlopok, halmazok optikai folytonosságban, (sík tetejű) krisztallitok: W~50-100 µm (5-10 µm?) széles L >100 µm hosszabb C-tengely szerint megnyúlt kristályok, versenyszerű növekedés az érintkezési felületen látható laminák (meghatározza: szennyezők vagy porózus/kompakt kalcit	kalcit	elmozdulások (spirál/csavart);	kvázi egyensúlyi	relatív lassú és folyamatos, állandó csepegési ráta (0,1-0,3 ml/min) SI_{CC} < 0,35 (SI_{CC} = 0,1-0,35) relatív alacsony, állandó Mg/Ca < 0,3 pH ≤ 8,4 max. kevés szennyező tartalom
	normál ~ (Columnar proper)	C (2)	áttetsző, (ritkán szennyezett, kevés zárvány)	L/W ~ 6:1 (L/W < 6:1) egyenes → fogazott/fűrészes kristályhatárok (kristályok határai meglehetősen egyenesek), kompakt mozaikok; egyszerű „sík” végződések vagy kiálló rombéder végződések (terminációk) (~ 2 µm magas); egységes kioltás		kalcit			
	megnyúlt ~ (Columnar elongated) laterális tovább-növekedéssel (Ce with lateral overgrowth) Ce_{lo}	Ce (3)	áttetsző, (ritkán szennyezett, kevés zárvány)	L/W >> 6:1 hegyes romboéderek különleges/kitüntetett (preferált) növekedése; kristályok összenövése nem teljes/hiányos; kiálló kristályvégződések a gyakoriak; (kristályok határai meglehetősen egyenesek), kompakt mozaikok; laterális (oldalirányú) továbbnövekedések lehetnek, különösen a szennyezőkben gazdag rétegekben egységes → seprűs (anomális) kioltás		kalcit, aragonit	elmozdulások; megnyúlt oszlopos mozaikok, ikresedések (aragonitban); megváltozott mikroszerkezet (Mg-dús kalcitban: megnyúltság és nagy Mg-tartalom)		csepegési ráta állandó, ~oszloposnak megfelelő, SI_{CC} = 0,1-0,4; Mg/Ca > 0,3 (csepegő vízben) Ce_{lo}: relatív gyors folyás, (apró szemcséjű) részecskék jelenléte; Diagenezis?
	nyitott ~ (Columnar open)	Co (4)	áttetsző/tejszerű, kristályok nem teljesen nőttek össze, porózus (sok zárványt tartalmazhat)	L/W = 6:1 (L/W < 6:1) pórusok a kristályok között, kristályok összenövése nem teljes/hiányos: nagy kristályközi porozitás, kristályok párhuzamosak a nyílt pórusokkal, C-tengely szerint megnyúlt, szabad kristály-növekedés; kristályhatárok: általában egyenes vonalú; egységes kioltás		kalcit	elmozdulások; kalcitkristályok megnyúltsága a nagy Mg-tartalomnak tulajdonítható	nem egyensúlyi növekedő foka, kinetikus hatás	változó vízhozam, csepegési ráta nagyobb, mint a (normál) oszlopos szövetnél; SI_{CC} változó, SI_{CC} ≤ 0,35 Mg/Ca << 0,3 pH = 7,5-8
	mikro-kristályos ~ (Columnar micro-crystalline)	Cm (5)	tejszerű, opak, porózus (zárványokban gazdag)	L/W < 6:1 polykristályok (kristály együttesek), nagy intrakristályos (kristályon belüli) mikroporozitás; egységes kioltás „foltokkal”, a keresztülvágó kapcsolódó/határos kristályoknak köszönhetően („foltos kioltás”); krisztallitok hasonló optikai orientációval	szabálytalan kristályhatárok; apró krisztallitok: W ~4 µm széles, L ≤ 50 µm hossz.; laminák láthatóak, de szabálytalanok (tipikus a laminás szpeleotémákban)	kalcit	elmozdulások, lemezesség, ikresedés, alszemcse határok	kvázi egyensúlyi	(szezonálisan) változó csepegési ráta, vízhozam; túltelítettség, SI_{CC} általában relatív alacsony, hatékony növekedés gátló: nő vízhozam, csökken a SI_{CC} (túltelítettség), SI_{CC} ≤ 0,35 Mg/Ca < 0,3 Csepegés/vízfolyás kolloid részecskéket szállít oda, hoz magával

Típus	Altípus	Kód	Makroszkópos megjelenés	Mikroszkópos tulajdonságok		Ásvány-fázis	Mikroszerkezet	Egyensúly-tól eltérés	Képződési környezet
Oszlopos szövet (Columnar fabric)	nyalábos, köteges ~ (FOC) (Columnar fascicular optic)	Cfo (6)		L/W > 6:1 unduláló (seprűs) kioltás, széttartó (divergáló) a szubsztráttól, amikor a tárgyasztalt az óramutató járásával ellentétesen forgatjuk (CCW); széthasadó kristály növekedés (szferula-típus); lefelé konkáv (homorú) görbület	polykristályok (kristály együttesek)				alacsony csepegési ráta vagy lamináris vízfolyás; SI_{CC} = 0,5 Mg/Ca > 1,5 tipikus a sztalagmitokban és a cseppkő lefolyásokban, amelyek dolomitban kialakult barlangjáratban képződnek
	radiaxiális köteges ~ (RFC) (Columnar radiaxial)	Crf (7)		L/W > 6:1 unduláló (seprűs) kioltás, összetartó (konvergáló) a szubsztráttól, amikor a tárgyasztalt az óramutató járásával egyező irányba forgatjuk (CW); széthasadó kristály növekedés; felfelé konkáv (homorú) görbület					
Legyezős, rostos-szálas szövet (Fans and fibrous)	Sugaras (Rays)	Fr (8)	áttetsző, aragonit reliktum lehetséges	L/W meghaladja 6:1-et (L/W > 6:1) különálló/egyedi megnyúlt kristályok szögletes végződéssel (ha aragonit prizmák), egységes → foltos kioltás	laminációnem látható; sávosság (meghatározza: kompakt/porózusabb kristályok) C-tengely szerint megnyúlt,	aragonit	ikresedés, elmozdulási hurkok/csomók, módosult mikroszerkezet, alszemcse határok	kvázi egyensúlyi → nem egyensúlyi, változó kinetikus hatás	egyenletes, rendszeres, de relatív alacsony vízhozam, néhány száraz periódus lehetséges; ellentétes eloszlás a víz Mg/Ca aránya és a csepegési ráta között; nagyon lúgos és magas pH-jú a tápláló víz
	Tűs (Acicular)	Fa (9)	áttetsző/opak	L/W >> 6:1, nagyon megnyúlt kristályok kompakt mozaikja, kristályok hegyes végződésűek, seprűs (anomális) kioltás (számos kristályon keresztül)		aragonit, kalcit	elmozdulási hurkok/csomók, aragonit ikresedése		
	Szálas-rostos (Fibers)	Ff (10)	tejszerű	L/W >> 6:1 megnyúlt és különálló/elkülönült kristályok, nagyon szűk, kicsi szélességi tartomány: W~ néhány → 50 nm, L ≤ néhány μm hosszú max., szögletes → lekerekített végződés, hajlékony, rugalmas (pliable)	rétegek és látható laminák; (pl. moonmilk ~ montmilch-ben található)	kalcit	nincsenek kristály-hibák	kinetikus és biológiai folyamatok hatása	nagy vízhozam; Si_{cc} nagyon alacsony, de lokálisan magas azokon a növekedési helyeken, ahol lehetséges bakteriális hatás; tiszta mészkőben kialakult bg.-ban
	Tűs („szakáll”) (Whiskers)	Fw (11)	áttetsző/tejszerű	L/W >> 6:1 szálas-rostoshoz hasonló, de merev, rideg (rigid); megnyúlt és különálló/elkülönült kristályok, egymásra halmozott romboéderek, W=50-100 nm, L ≤ néhány μm hosszú max., szögletes → hegyes, csúcsos/pontszerű végződések		kalcit, aragonit	nincsenek kristály-hibák	nagy eltérés az egyensúly-tól	változó vízhozam, Si_{cc} alacsony; fokozott kigázosodási periódusok

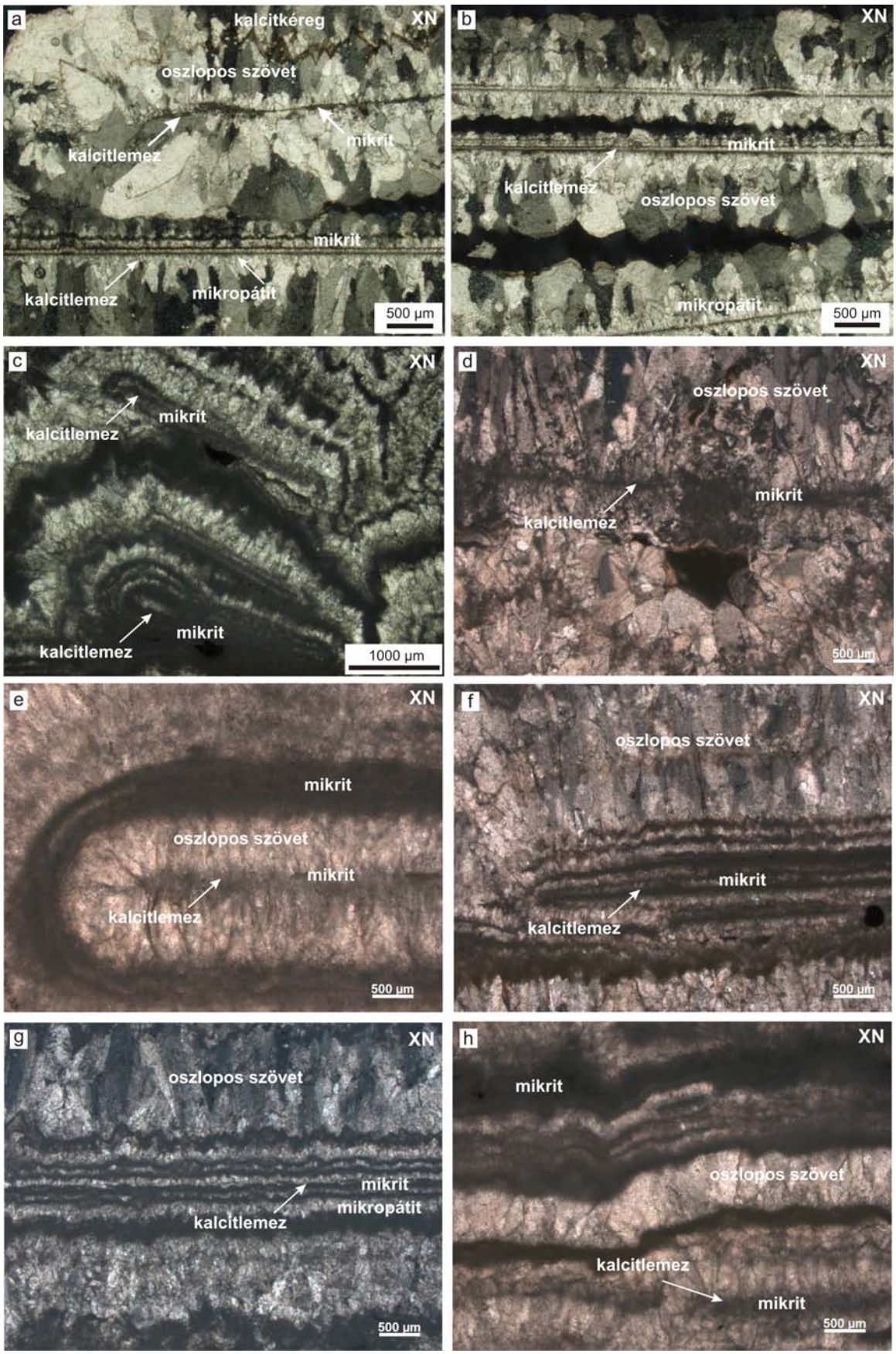
Típus	Altípus	Kód	Makroszkópos megjelenés	Mikroszkópos tulajdonságok		Ásvány-fázis	Mikroszerkezet	Egyensúly-tól eltérés	Képződési környezet
Elágazó, ágas-bogas (Dendritic)	Nyitott (Open)	Do (12)	tejszerű, opak, porózus	elágazó, szétágazó polykristályok (kristály együttesek), állványszerű megjelenés; polikristályok egymásba halmozott romboéderekből (~4-10 μm átmérő) állnak, rúd/pálca elrendeződésben, W: ~10 μm, L > 100 μm; szétágazó kristályok (ujjszerűen) összefogazódó határokkal, szabálytalan kristályközi határok, nagy kristályközi (interkristályos) porozitás; kioltás az elágazó egységekben, amelyek keresztbe vágják egymást	laminák és határok elmosódtak, homályosak	kalcit	kristály-hibák nagy sűrűsége: elmozdulások, lemezesség, ikresedés, alszemcse határok	nagy, erős kinetikus hatás	változó csepegési ráta, fluktuáló vízhozam; $SI_{CC} \leq 0,4$; Mg/Ca < 0,3 (hasonló Cm-hez), túltelítettség foka változó: alacsony → relatív magas a szilárd/folyadék határon; erős, hosszú kigázosodási periódusok, evaporáció lehetséges hatása, makrorészecskék, idegen ionok, szennyezők jelenléte gátolja a növekedési helyeket; ált. barlangbejárathoz közel, cyanobaktériumok lehetséges hatása, biológiailag befolyásolt kiválás
	Tömött (Compact)	Dt (12)	opak, nem porózus						
Mikrit (Micrite)		M (13)	sötét, opak	kristály romboéderek mérete: W = (2-)4 μm széles, sztromatolit-szerű szerkezet; csomós (mikrit); (véletlenszerűen) random orientált kalcitkristályok; gyakori a geometriai válogatás/kiválasztás (szelekció) a mikrites rétegek felett; foltos kioltás		kalcit	mikroszerkezet nem ismert	nem ismert	alacsony/kevés vízfolyás/szárazság; hiátus alatt és felett figyelhető meg általában; cseppkő.lefolyásban apró aggregátumok alakulnak ki, biológiailag befolyásolt; kondenzáció/korrózió?
Mikropátit (Microsparite)		Ms (14)		L/W ~ 1:1; kristály méret >2μm <30μm; általában mikrittel társul; szövetromboló helyettesítés/csere		kalcit			Diagenezis; aggradáló neomorfózis (mikrit → mikropátit)
Helyettesítéses/kicseréléses mikropátit (Replacive microsparite)		Ms_{mra} (15)		L/W ~ 1:1; kristály méret >2μm <30μm; aragonit szövet megőrződése		kalcit			Diagenezis; utánzó helyettesítés/csere
Mozaik kalcit (durva kristályos) (Mosaic of coarse calcite)		Mc (16)	áttetsző	L/W ~ 1:1; kristály méret > 30 μm; sajátalakú, idiomorf (romboéder) → xenomorf (fogazott, fűrészes kristályhatár); kristályok átmérője >> 4 μm; kalcit pát (> 15 μm) mozaikok váltják fel/helyettesítik az aragonitot (?); szövetromboló, egységes → foltos kioltás		kalcit, lehet-séges aragonit reliktu-mokkal	módosított mikroszerkezetet mutathat	diagenezis által meghatáro-zott; egyébként egyensúlyi	Általában az oszlopos, sugaras, tűs (aragonitot tartalmazó) szövet átalakulása, helyettesítése; a legtisztább diagenetikus szövet a szpeleotémákban (ha kalcit helyettesít, nem őrződött meg az instabil fázis ; nem látható)
Mozaik kalcit, aragonit tűkkel (Mosaic calcite with aragonite needles)		Mc_{ar} (17)		L/W ~ 1:1; kristály méret > 30 μm; szövetromboló; aragonit maradványok megőrződnek, általában tűk		kalcit, aragonit-tű marad-ványok			Diagenezis; általában az aragonit szpeleotéma alakul át kalcittá



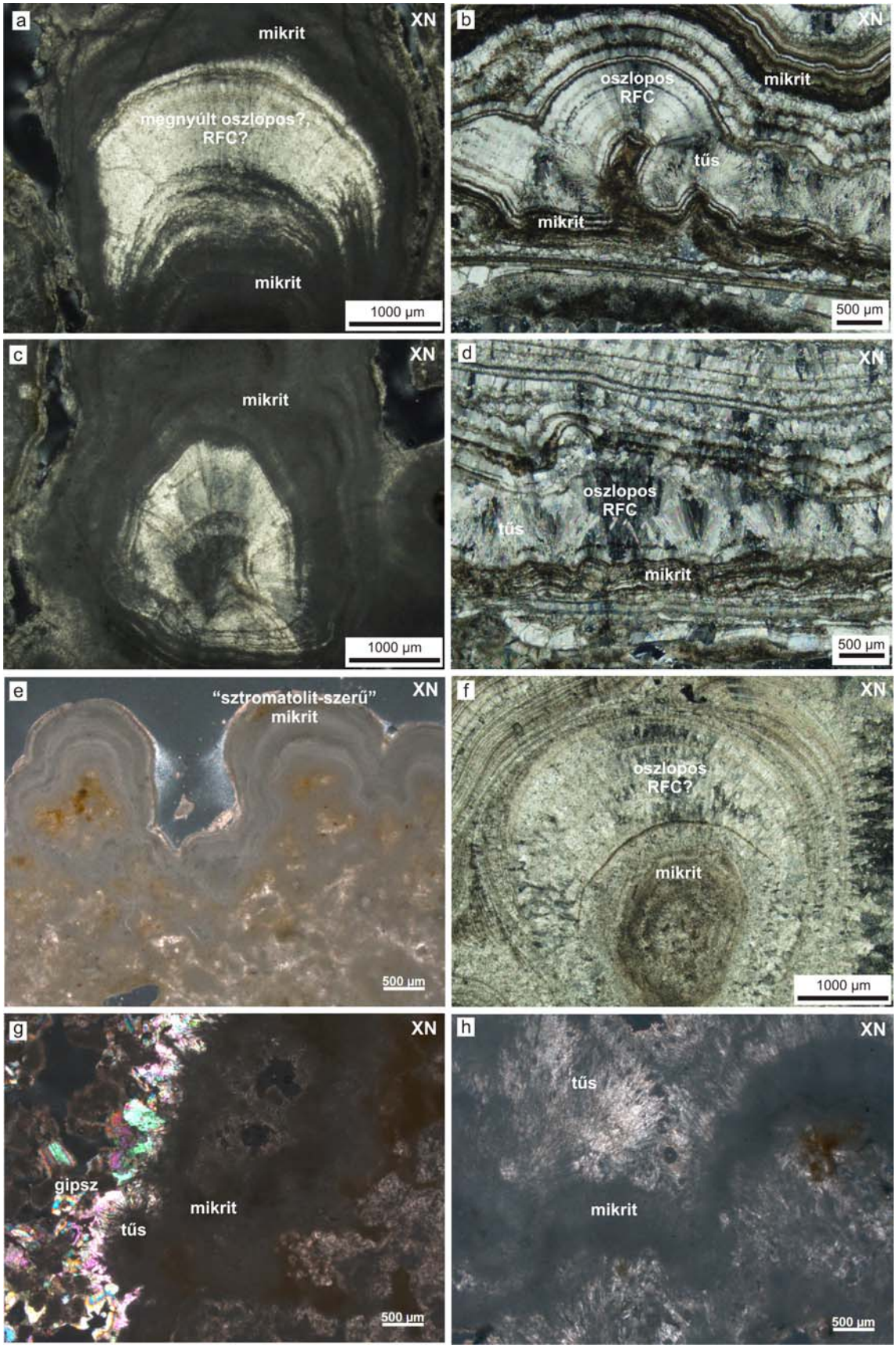
51. ábra. Karfiolszerű kalcitkéreg vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang)



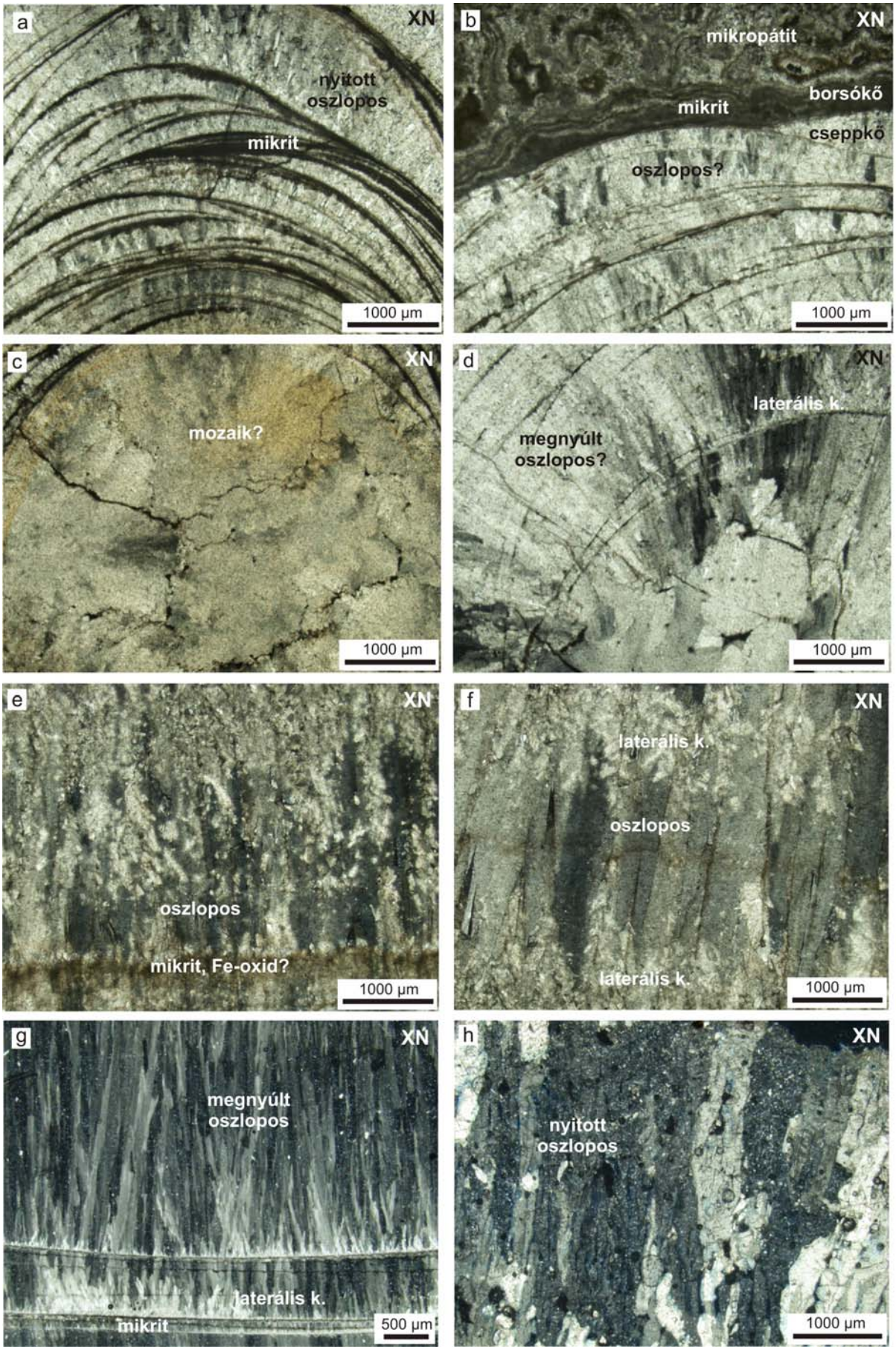
52. ábra. Vékony kalcitlemezek vékonycsiszolati szöveti képei.(a–f) Mikrites belső, kezdeti képződmény és körülötte/rajta mikropátos kalcitkristályok (Molnár János-barlang Szent Lukács-ág); (g–h) Mikrites alaplemez és rajta mikropátit kalcitkristályok (Szemlő-hegyi-barlang)



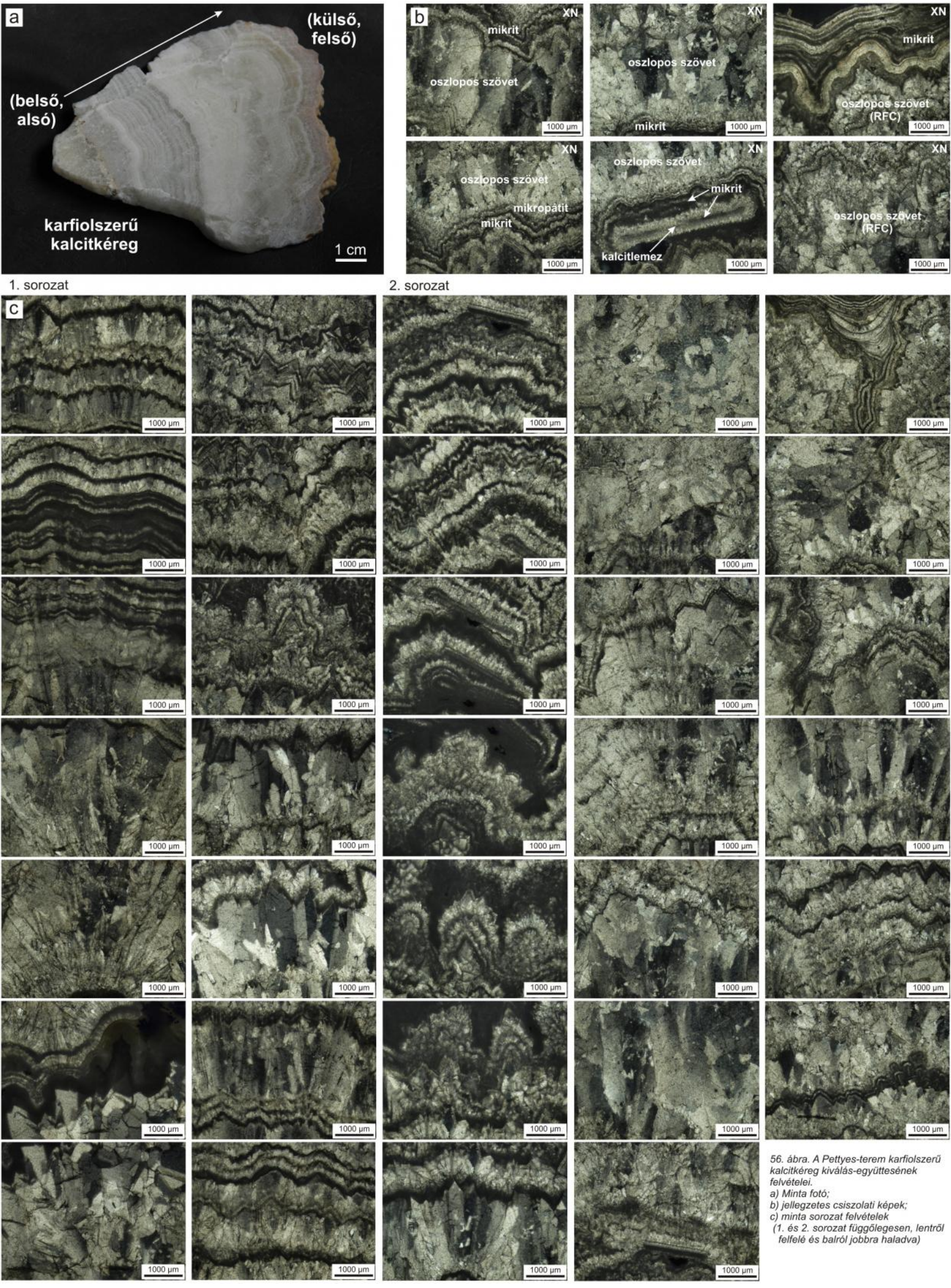
53. ábra. Vastag kalcitlemezek vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang). Jól látható a kezdeti vékony kalcitlemez mikrites alaplemeze és körülötte a mikropátit kristályok, rajta pedig a továbbvastagodott kéreg oszlopos kalcitkristályai



54. ábra. Borsókövek vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang). (a, c) Borsókő szakaszai; (b, d) Borsókő tűs és oszlopos RFC szövetű szakaszai; (e) Sztromatolit-szerű mikrites sávok; (f) Borsókő belső és külső szakasza; (g) Borsókő mikrites belső része, peremén tűs kristályok és rajta gipszkéreg; (h) Aragonit tűkből felépülő borsókő (Kinizsi-szakasz)



55. ábra. Cseppkövek vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang). (a, c) Sztalaktit külső sávjai (nyitott oszlopos) és belső kristályos része; (b) Sztalaktit és rajta borsókő jól elkülöníthető szövete; (d) Sztalaktit belső mozaik? pátos és külső oszlopos szövete; (e–f) Vörös cseppkőlefolyás oszlopos szövete, laterális kristálynövekedés és Fe-oxidos sávok; (g) Sötétbarna cseppkő megnyúlt oszlopos szövete; (h) Betoncseppkő sztalagmit nyitott oszlopos szöveti képe



56. ábra. A Pettyes-terem karfiolszerű kalcitkéreg kiválás-együttesének felvételei.
a) Minta fotó;
b) jellegzetes csiszolati képek;
c) minta sorozat felvételek
(1. és 2. sorozat függőlegesen, lentről felfelé és balról jobbra haladva)

A **borsókő** gyakran változatos szöveti kifejlődésű *(54. ábra)*. A Kinizsi-szakasz "masszív", matt fehér borsókő összlete tűs szövetű, és az egymás mellett szorosan elhelyezkedő, erősen megnyúlt tűkristályok hegyes végződésűek. Az egyes tűkristályhalmazok egymásra épülnek. A borsókőben szabad szemmel is jól látható repedés figyelhető meg, melyet pátos kristályok töltenek ki. Más borsókő-mintáknál mikrites "sztromatolit-szerkezet" figyelhető meg, melyek mikrites laminái közé mikrokristályos, vagy oszlopos, megnyúlt oszlopos szövetű kristályok nőttek. A megnyúlt kristályok a mikrites sávokra merőlegesen helyezkednek el, így a borsókő kifelé egyre nagyobb sugarú félkör ívet képez. Unduláló, seprűs kioltást mutathatnak. A megnyúlt kristályok tűs- vagy sugaras szövetűek is lehetnek. A borsókő legbelső része mikrites "sztromatolit-szerkezettel", vagy tűs kristályok halmazával kezdődhet. Erre rakódhatnak, akár ismétlődve vagy egymást váltva a fenti szövet-típusú rétegek. A tűkristály "pamacsok" szferulákat is képezhetnek. A borsókő oszlop ("logomit") alapvetően egy belső, és egy jól elkülöníthető, külső részből áll.

A **cseppkövek** szövete általában oszlopos, vagy megnyúlt oszlopos *(55. ábra)*. A karfiolszerű kalcitkéregnél említett módon, a felületen általában először kis méretű kristályok nukleálódnak, és több irányban, a C-tengely mentén megnyúltan kezdenek növekedni. A fejlődés előrehaladtával a kristályok száma csökken, mérete nő, és egymás mellett szorosan illeszkedve nőnek a szubsztrátumtól ellentétes irányban. A kristályokon belül, vagy azok között gyakran szilárd zárványok figyelhetők meg. Helyenként, egy-egy szilárd zárványsoros lamina közberétegzésénél, az oszlopok oldalából laterálisan is nőhetnek kis méretű kristályok.

A **gipsz** a karbonát szövetének pórusaiban is megjelenik, majd a felszínén figyelhetőek meg kristály nukleációk, és apró gipszkristályok szorosan egymáshoz illeszkedve *(54.g ábra)*.

Gyakran a fenti kiválástípusok nem önállóan jelennek meg, hanem **kiválás-együttesek** formájában vannak jelen. Ez főként a cseppkő-borsókő együtteseknél és a megvastagodott kalcitlemezeknél általános. A Pettyes-terem vastag karfiolszerű kalcitkérge valójában több kiválástípus együttese, melyen belül az uralkodó kalcitkéreg és szöveti jellemzői mellett kalcitlemezek, borsókövek és/vagy cseppkőkéreg is megfigyelhető *(56. ábra)*.

5.3.2. UV-fluoreszcens polarizációs mikroszkóp

Az UV-fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatok eredményeit kiválástípusonként mutatom be. A látható fénnyel és UV fényben készült vékonycsiszolatos felvételeket egymás mellett ábrázolom *(57-66. ábra)*.

A barlangnál idősebbnek feltételezett **üreg- és telérkitöltő durvakristályos kalcit** nem fluoreszkál.

A **karfiolszerű kalcitkéreg** alapvetően nem, vagy csak gyengén fluoreszkál, és ez a jelenség főként a mikrites sávok, kristály terminációk mentén figyelhető meg. A Pettyes-terem kiválás-együttesében, az alsó szakaszon, a kezdeti durvakristályos kalcit és a következő durvakristályos kalcit-generáció közötti vékony, fehér (helyenként fekete) apró "borsóköves"sáv nagyon intenzív fluoreszcenciát mutat. A fentiek alapján a többi részen csak a mikrites sávok mentén figyelhető meg gyengén ilyen jelenség, míg a kiválássor legtetején húzódó cseppkőből vagy borsókőből(?) álló réteg (annak főként barna, mikrites laminái mentén) ismét intenzíven fluoreszkál.

A vékony **kalcitlemez** középső egyenes, mikrites része gyengén fluoreszkál, azonban az azt szegélyező pátos kalcitnál ez a jelenség már nem figyelhető meg. A megvastagodott kalcitlemezre is jellemző a középső vékony barna mikrites sáv fluoreszcenciája, míg a rajta képződött karfiolszerű kalcitkéreg pátos, oszlopos kristályai ezt a jelenséget nem mutatják (kivéve ha barna, vékony, mikrites sávokat is tartalmaz).

A **borsókő** "sztromatolit-szerkezetű", barna, mikrites, vékony sávokból álló szakasza intenzíven fluoreszkál. Ezzel szemben a pátos kalcitkristályokból álló részek a jelenséget gyengén, vagy egyáltalán nem mutatják. A tűkristályokból álló borsókő (Kinizsi-szakasz) jellemzően nem fluoreszkál, azonban megfigyelhetőek benne repedés menti kristálykitöltések, melyek intenzív fluoreszcenciát mutatnak. A borsókő-oszlopok belső, fehér része gyengén fluoreszkál, a szegélyén, rajta növekedő borsókövek mikrites részeiben viszont már intenzív jelenség látható.

A **cseppkő**minták jellemzően élénken fluoreszkálnak. Ez a jelenség főként a barna vékony laminák, zárványos részek mentén figyelhető meg.

5.3.3. Katód luminoszkóp

Katód luminoszkóppal számos kiválástípus minta vizsgálata megtörtént, azonban ezek néhány kivételtől eltekintve nem lumineszkáltak *(67. ábra)*.

A Pettyes-teremből származó (a barlang képződésénél korábbinak feltételezett) áttetsző, **durvakristályos kalcit** zónás lumineszcenciát mutat, vagyis az egymásra következő kristálylapok mentén eltérő intenzitású (narancssárga színű) lumineszcencia tapasztalható. A rajta található karfiolszerű kalcitkéreg nem lumineszkál. A Pettyes-terem és Ferencvárosi-terem közti táró üregéből származó, szintén idős durvakristályos kalcit kristálylapjai között helyenként tompábban lumineszkáló sávok figyelhetőek meg. Ehhez hasonló jelenség több kalcitelőfordulás mintáján is látható.

A Pettyes-terem **karfiolszerű kalcitkéreg kiválás-együttes**ében az alsó szakaszon, a kezdeti durvakristályos kalcit és a következő durvakristályos kalcit-generáció közötti vékony, fehér (helyenként fekete) apró "borsóköves"sáv gyengén lumineszkál.

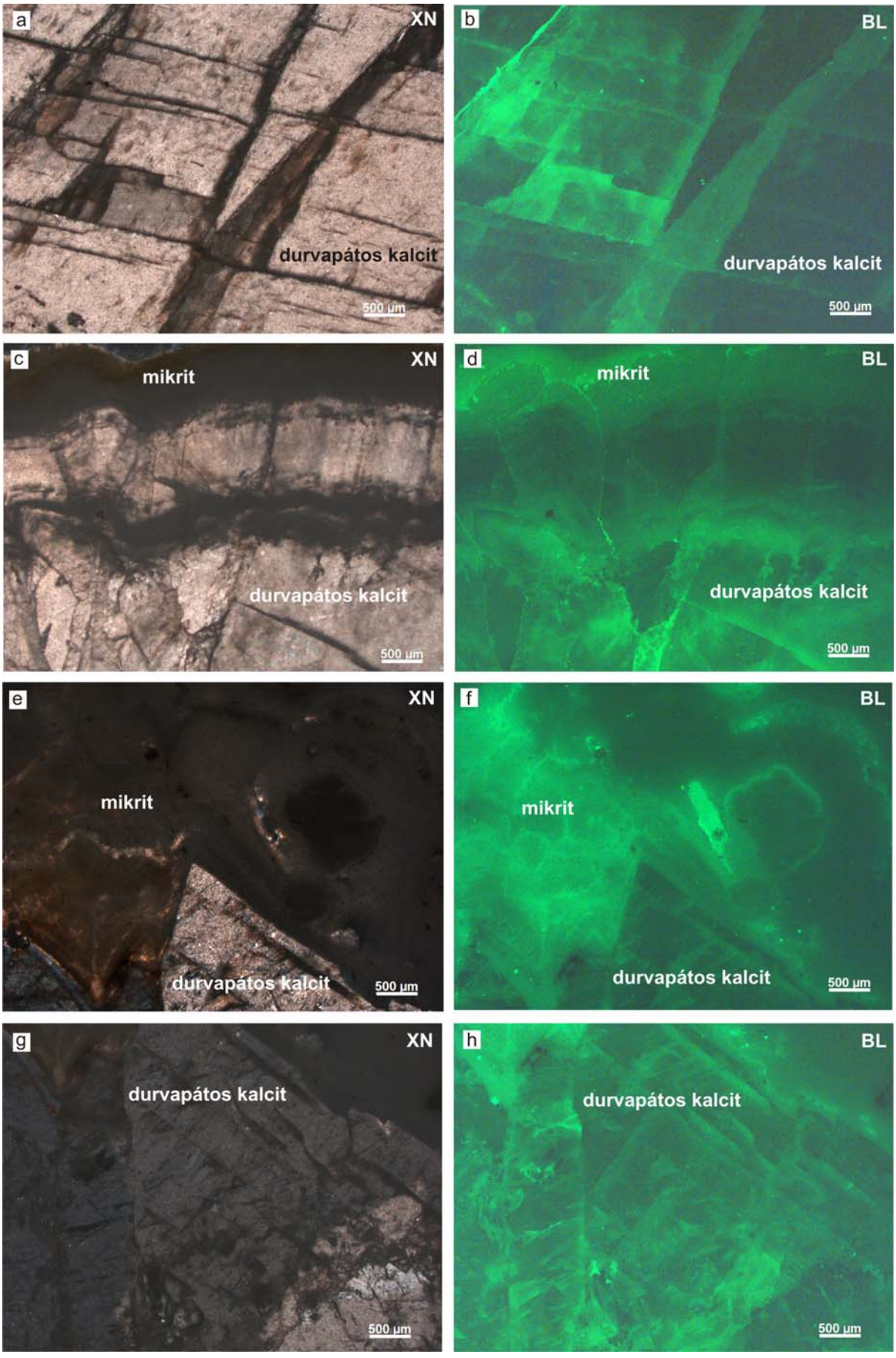
A Molnár János-barlang **"Vulkánok" karbonátkúp**jának mintái tömeges lumineszcenciát mutatnak.

5.4. PÁSZTÁZÓ ELEKTRONMIKROSZKÓPOS VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI

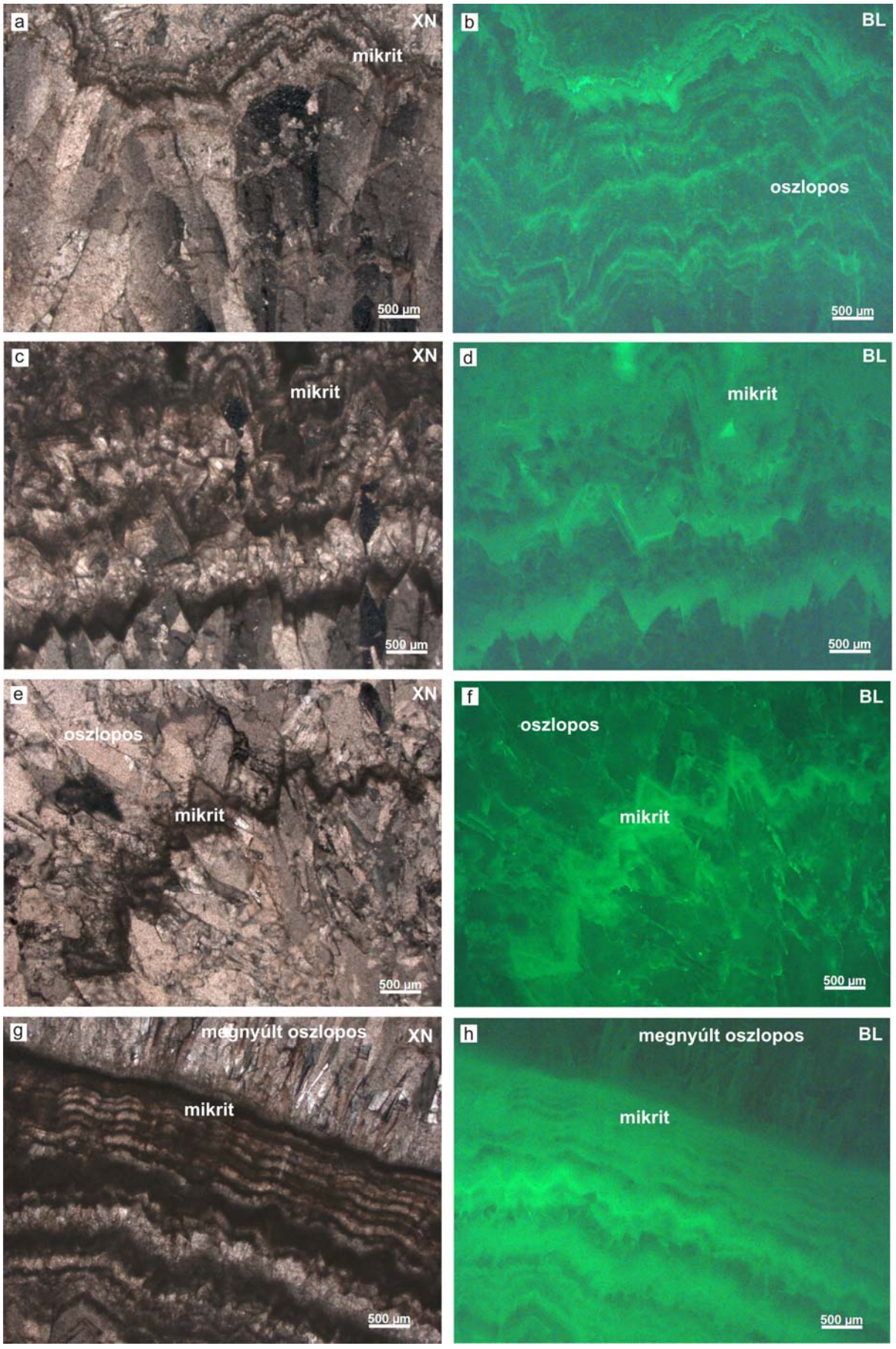
5.4.1. Kovás elváltozott zóna

A ***kovás elváltozott zónából*** származó mintákra általánosan jellemző az autigén, vagyis helyben keletkezett, másodlagos kvarc és kaolinit jelenléte *(68-69. ábra)*.

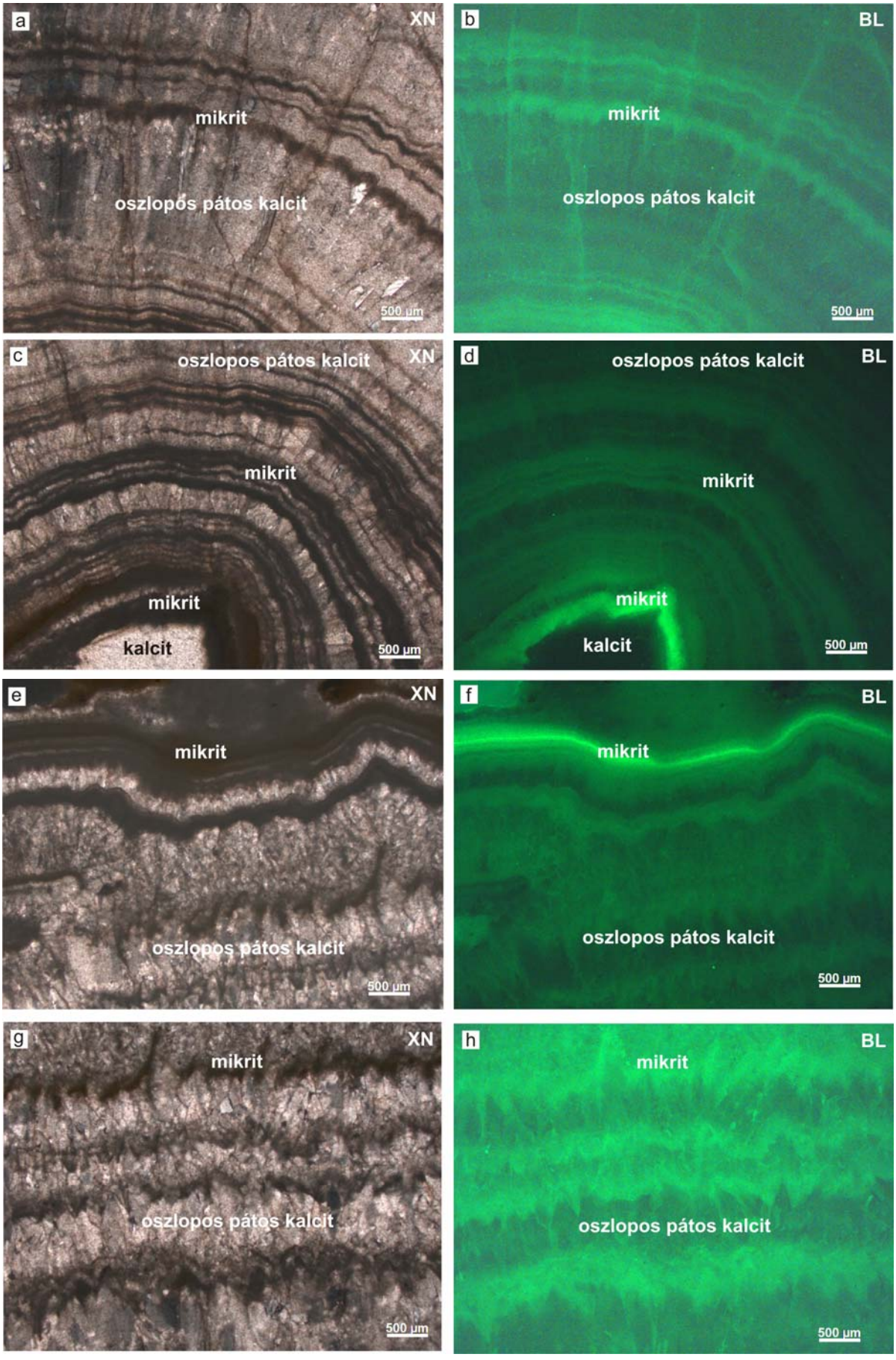
A zóna középső részében részben degradált, visszaoldott felszínű barit figyelhető meg. A barit kristályon kívül feltételezhetően helyben képződött illit – valamint illit-szmektit – lemezek is láthatóak. A fehér színű szakasz mintáiban másodlagos, helyben képződött kvarc és kaolinit látható. A kioldott bioklasztok helyére jól láthatóan saját alakú kvarckristályok váltak ki, amelyek a



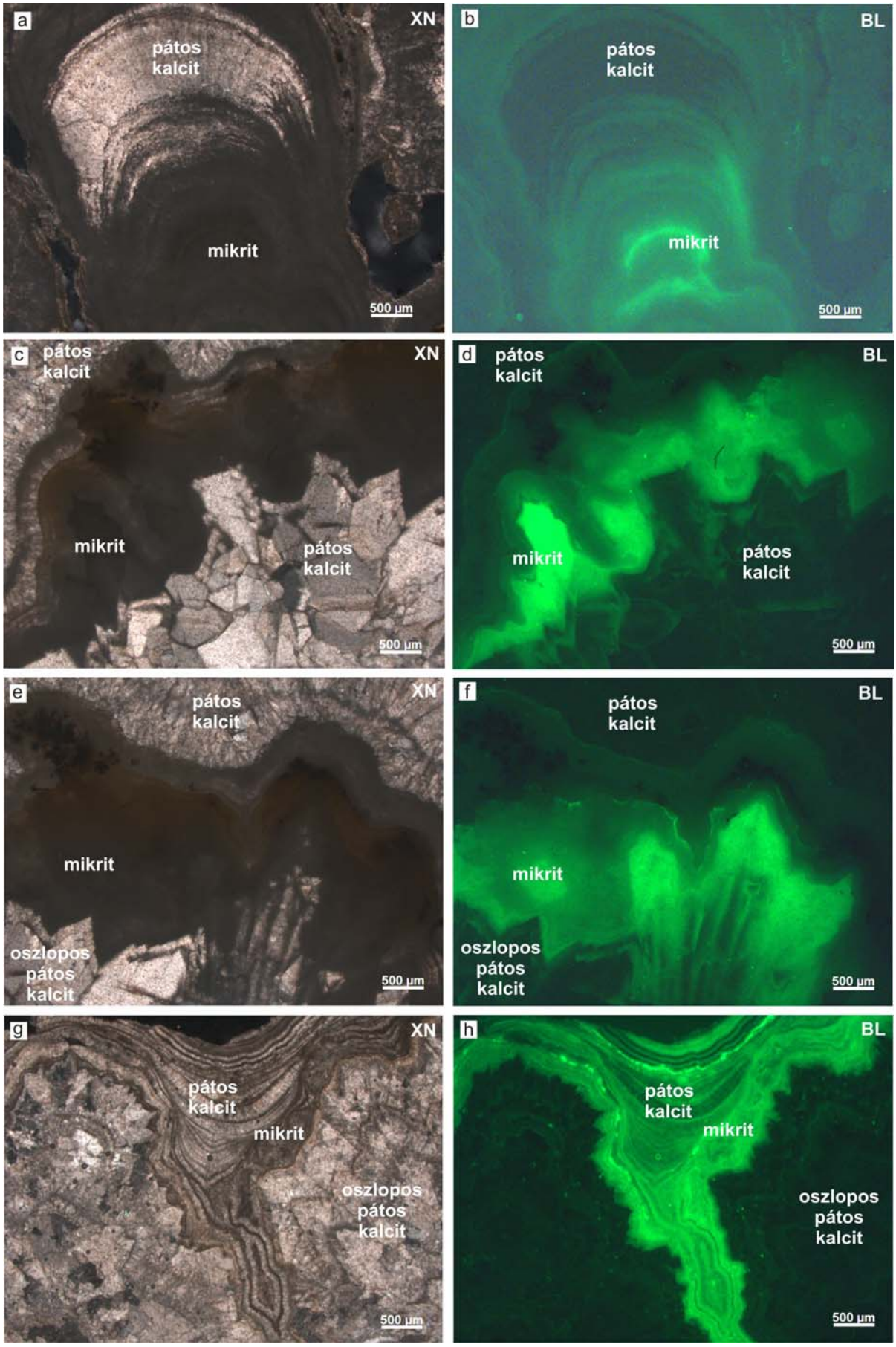
57. ábra. Durvakristályos kalcit mikroszkópi képe (látható és UV fényben)



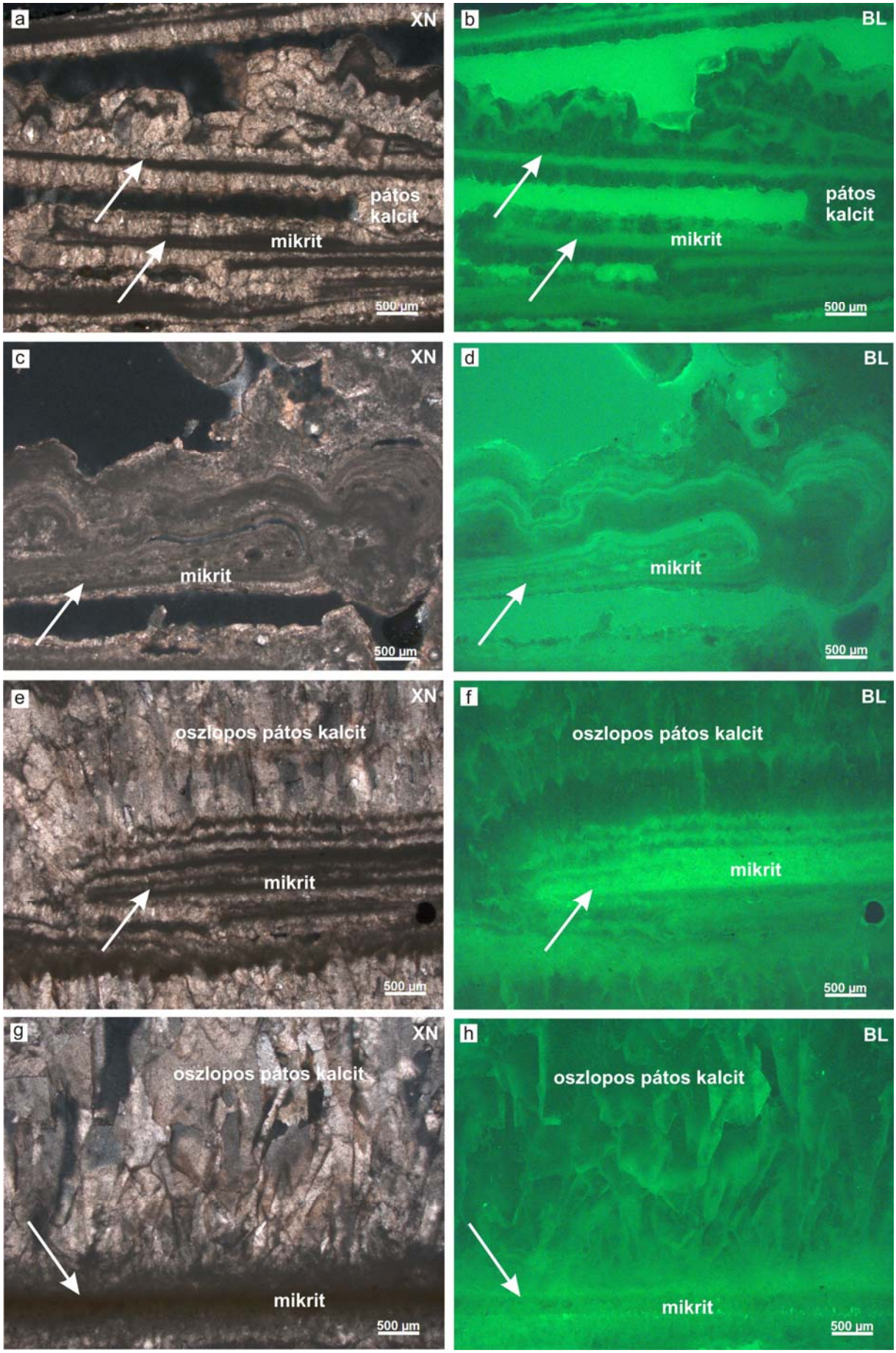
58. ábra. Karfiolszerű kalcitkéreg mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



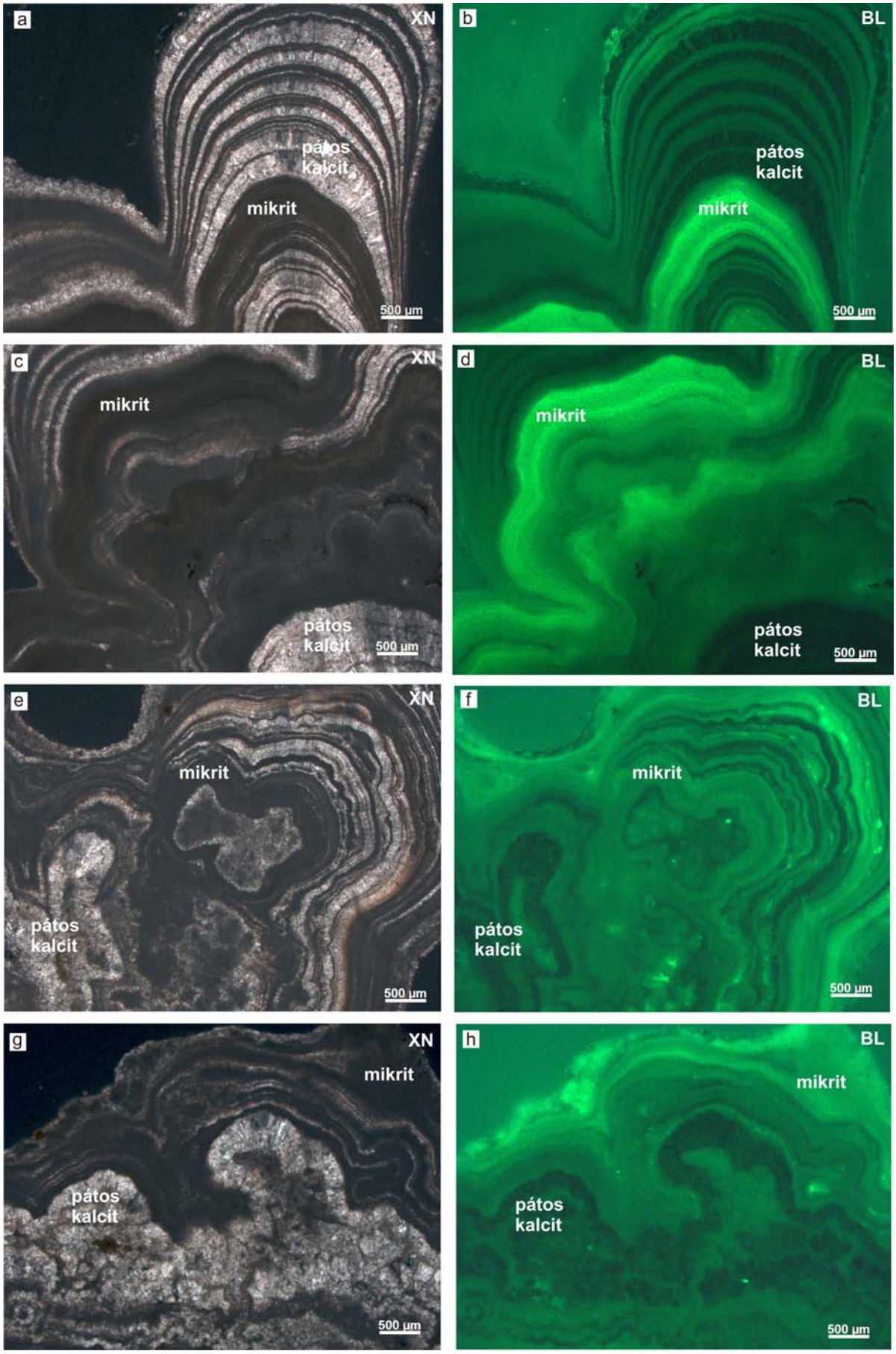
59. ábra. Karfiolszerű kalcitkéreg mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



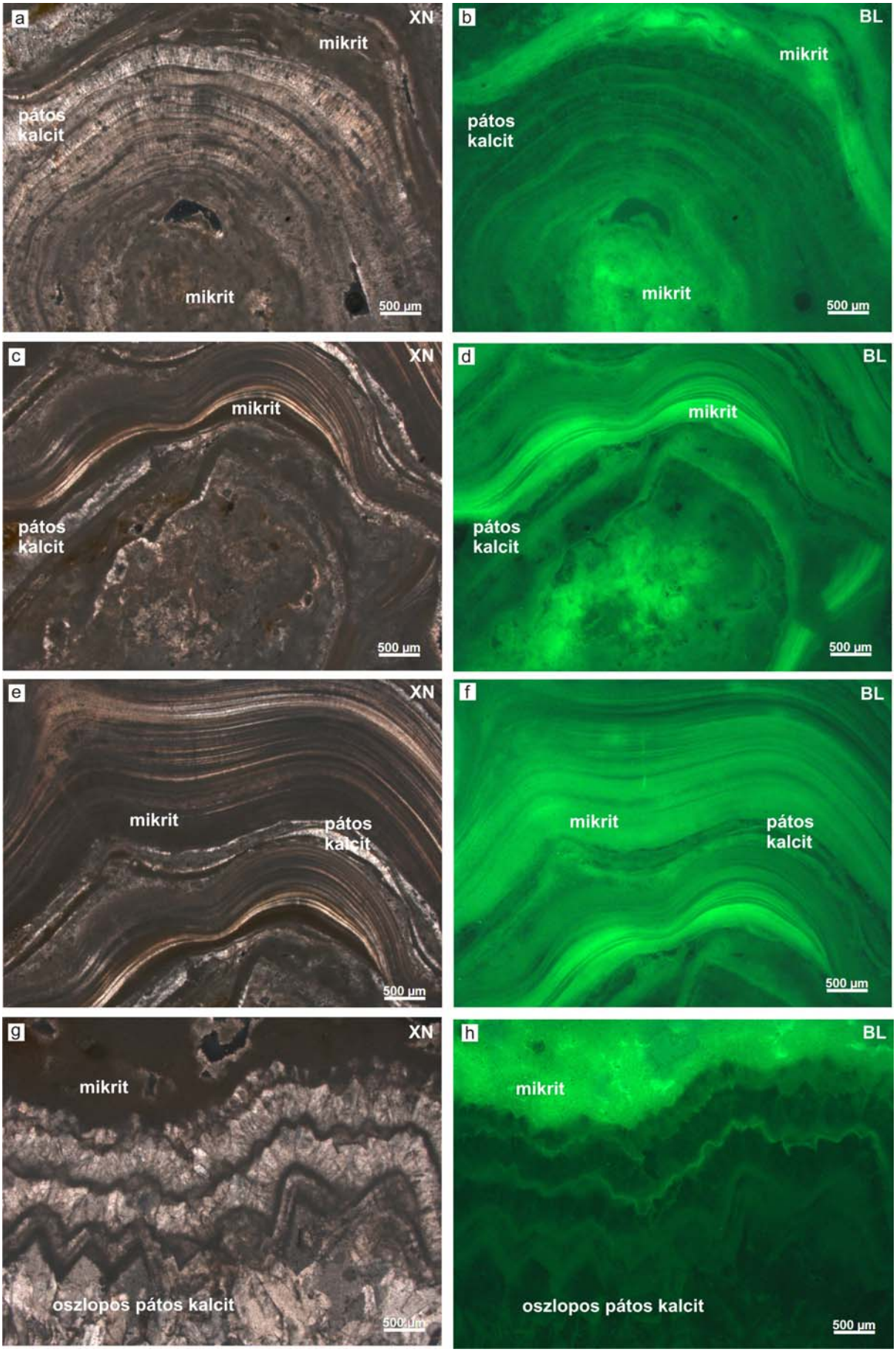
60. ábra. A Pettyes-terem kiválás-együttesén belül megjelenő borsókő sávjainak mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



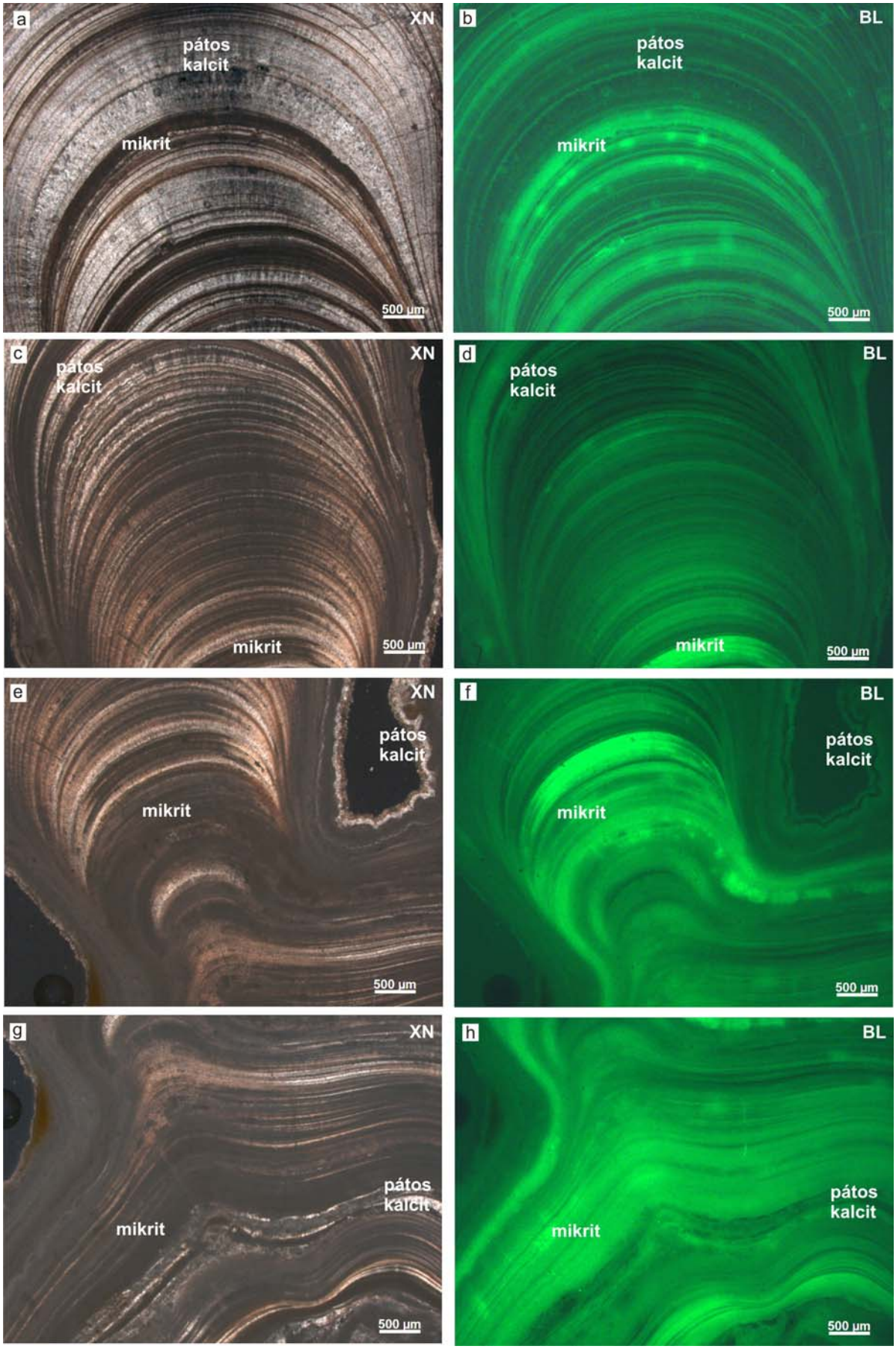
61. ábra. Vékony és vastag kalcitlemezek mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben) (kalcitlemezek közepe nyíllal jelölve)



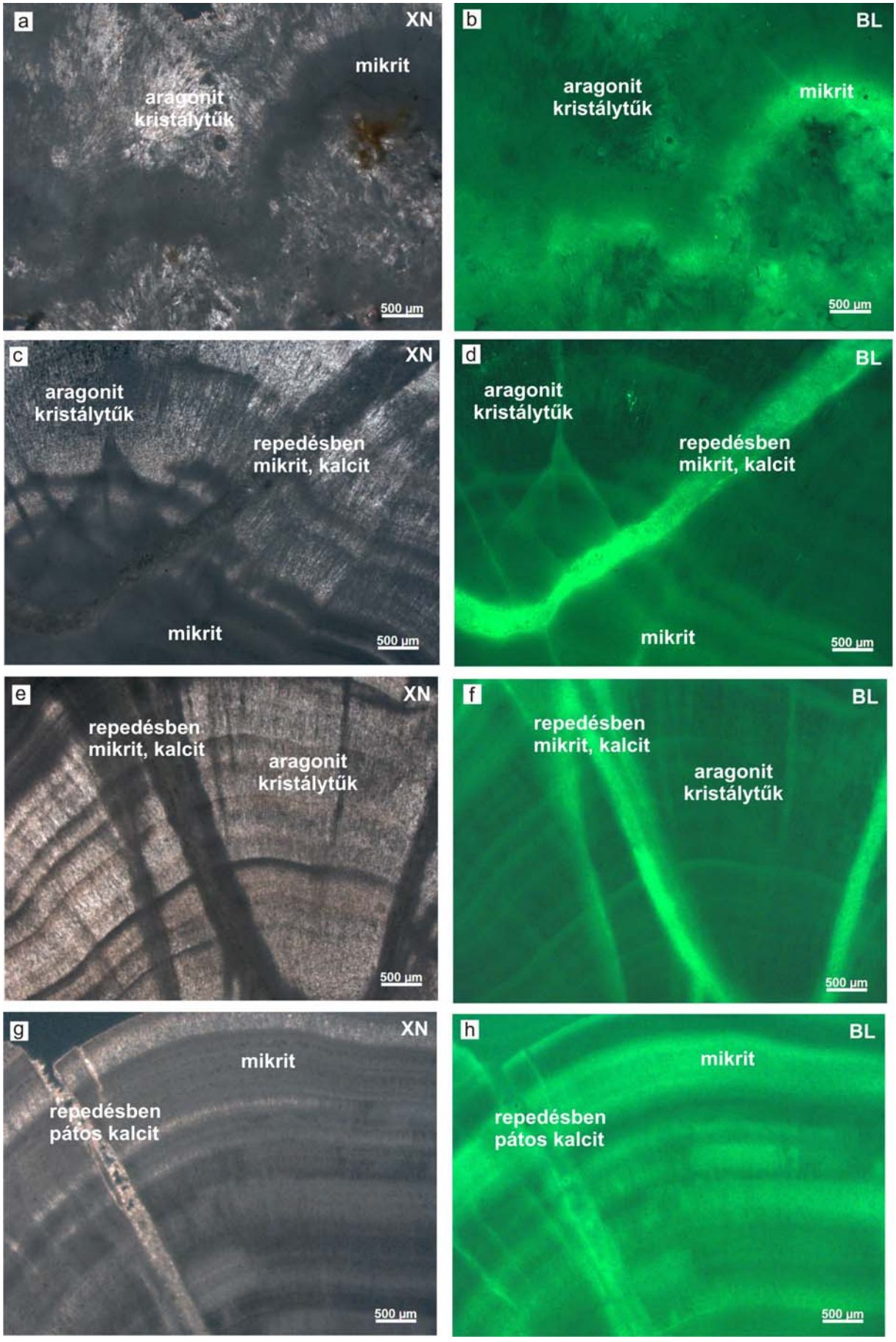
62. ábra. Borsókövek mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



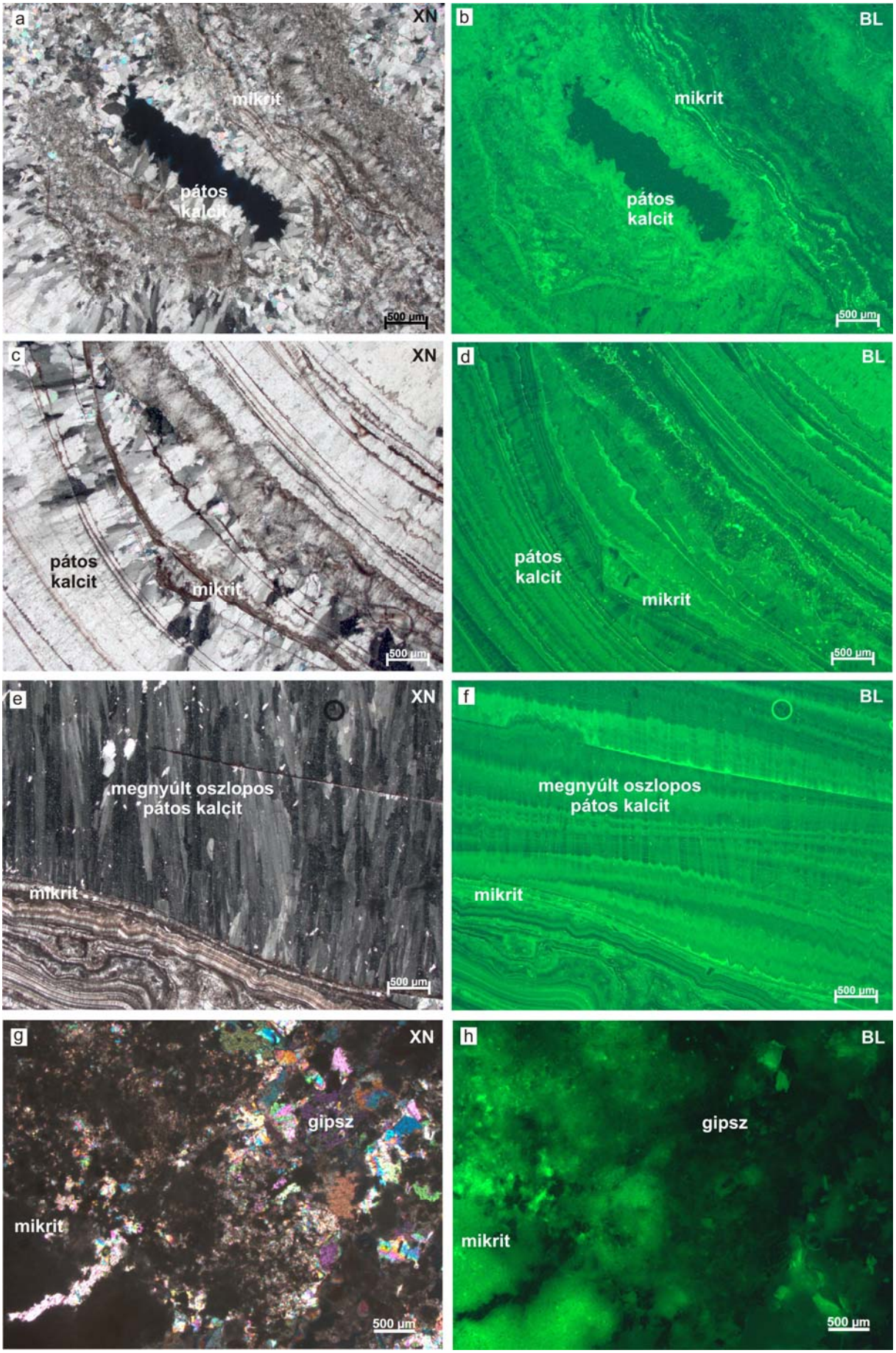
63. ábra. Borsókövek mikroszkópi szöveti képe (a–f), kalcitkéreg és borsókő (g–h), (látható és UV fényben)



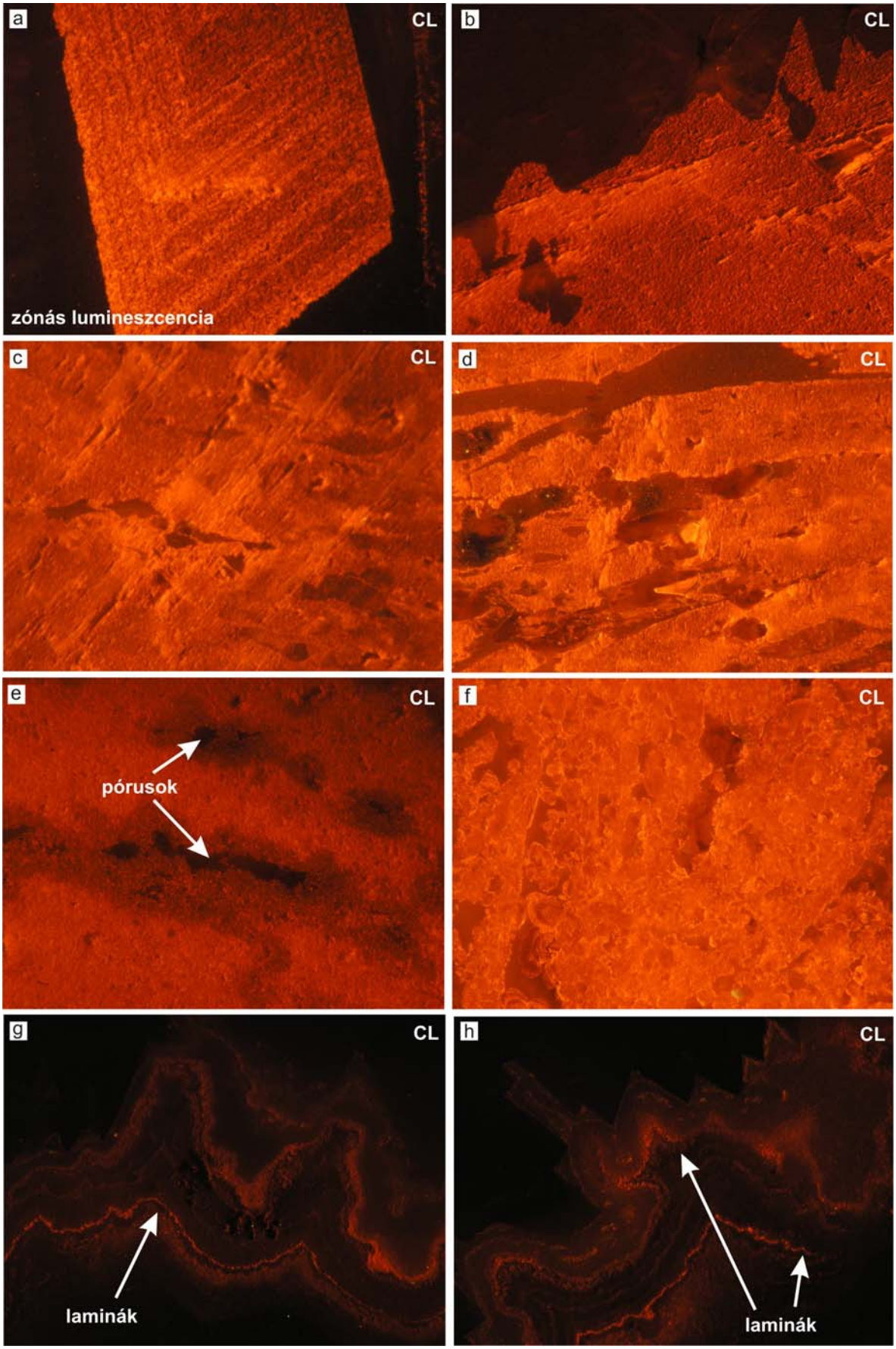
64. ábra. Borsókő szakaszainak mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



65. ábra. A Kinizsi-szakasz aragonittűs borsókövének mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



66. ábra. A Hosszú-folyosó borsókő és cseppkő képződmény-együttesének (a–f), valamint az Oldal-folyosó porózus borsókövön megjelenő gipsz kiválásának (g–h) mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)



67. ábra. Durvakristályos üregkitöltő kalcit zónás lumineszcenciát mutató CL képe (a) részlete (b), kristálylapok között tompább lumineszcencia (c–d, f), Szemlő-hegyi-barlang; Molnár János-barlang „Vulkánok" karbonátkúpjának tömeges lumineszcenciája (e); Szemlő-hegyi-barlang: Pettyes-terem képződmény-együttesen belül anomálisan lumineszkáló „borsóköves sávok" (g–h)

karbonátanyag kioldódását követően kialakult pórusokat nem töltik ki teljesen. A *69.b. ábrán* is megfigyelhető a kioldott bioklasztok képe: az ősmaradványok váza kioldódott, az így keletkezett üregeket részben kvarc és kaolinit tölti ki. A Fe-tartalmú oldattal történő átitatódás többnyire zónásan történhetett. A kovás elváltozás legkülső, mellékkőzettel érintkező, sárga, agyagos zónájában másodlagos kvarccal helyettesített, átkristályosított, – eredetileg karbonátos vázanyagú – bioklasztok, Fe-oxid, valamint illit-szmektit, kaolinit és kvarc figyelhető meg.

A Molnár János-barlang Kessler-termének vízszint feletti, levegős részén, a tó búvár merülőbázissal szemközti, Ny-i oldalán elhelyezkedő, omlással már nagymértékben felharapódzott kovás zónájából származó mintán fenn-nőtt, az alunit csoportba tartozó jarositot ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$) sikerült azonosítani *(69.e ábra)*. A felvételen nem látszik egyértelműen, hogy a kristály ditrigonális piramis vagy pirit utáni kocka pszeudomorfóza. A barlang freatikus zónájában, 6 méteres vízmélységből származó piritgumó félbetört felületén, a belső részen a pirit oktaéder kristályformái figyelhetők meg *(69.c ábra)*. A felülete már kis mértékben korrodeálódott, oxidálódott, átalakult, és másodlagos agyagásványok jelennek meg. A Kessler-teremben a jelenlegi karsztvízszint magasságában és a Szent Lukács-ág járatainak alján (a vízszint közelében) szintén látható ez a bevonat, ami a goethitté oxidálódott pirites telérektől függetlenül jelenik meg. A Szent Lukács-ág elváltozott zónájából származó mintában gipsz is található. A Kessler-terembe nyíló segédtáróból gyűjtött üde, kalcitos-pirites telért is tartalmazó márga tört mintáján két, eltérő rész figyelhető meg: a középső kalcittelér két szélén piritkristályok láthatók, amelyek elszórtan az alapkőzet pórusaiban is megtalálhatók. Helyenként gipsz is megfigyelhető. A kőzet részletben kalcit, agyagásványok, pirit, feltehetően detritális kvarc és muszkovit is található.

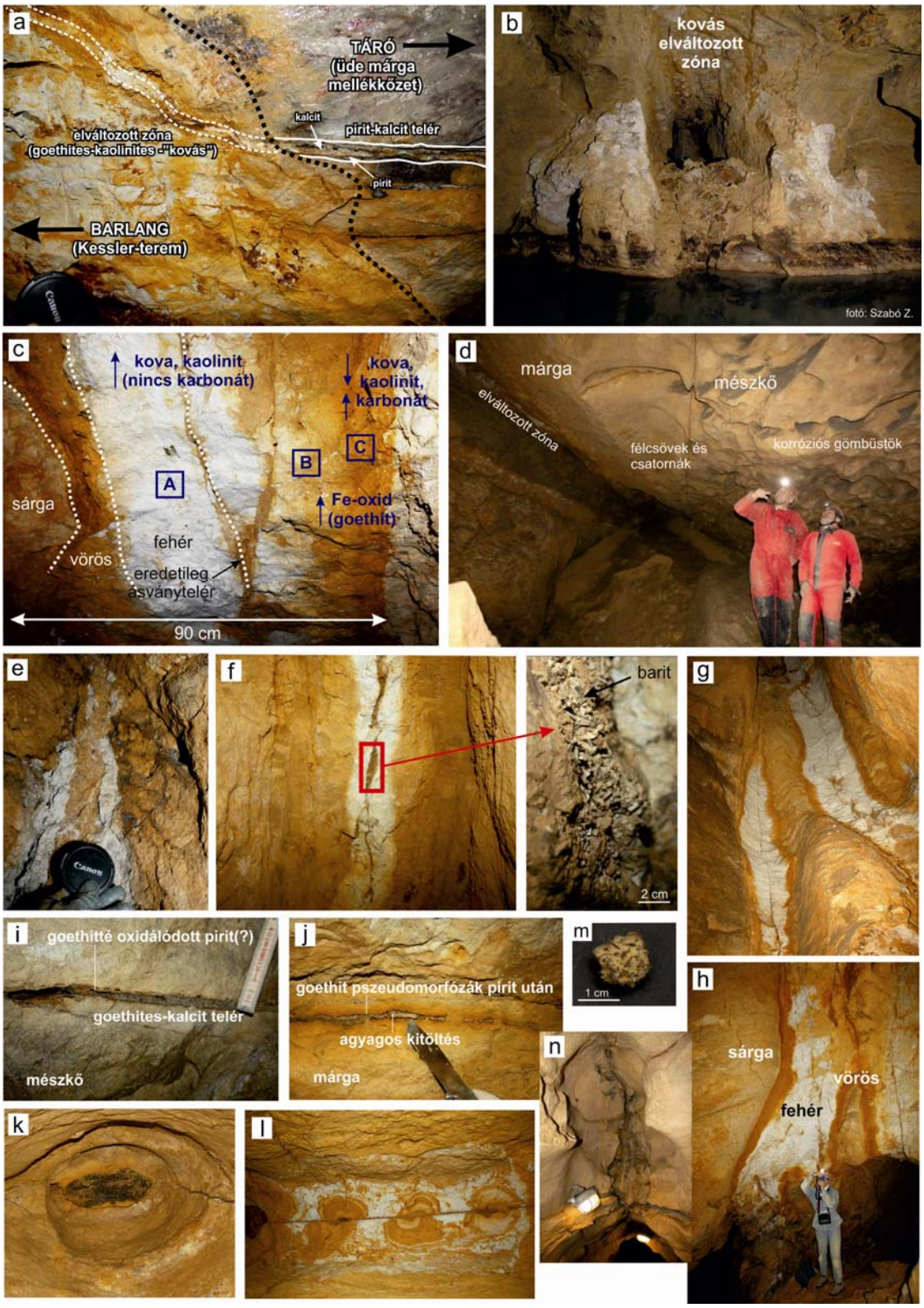
A Kessler-teremben jobbra (ÉK-re), az elváltozott zóna külsőbb, peremi részén húzódó, sötétvörös színű oxidált ásványtelérek belső részén pirit maradványai azonosíthatóak, melyeket helyenként goethit, máshol hematit borít (piritből oxidáció hatására goethit/hematit képződése; *69.d ábra*).

5.4.2. Barlangi képződmények

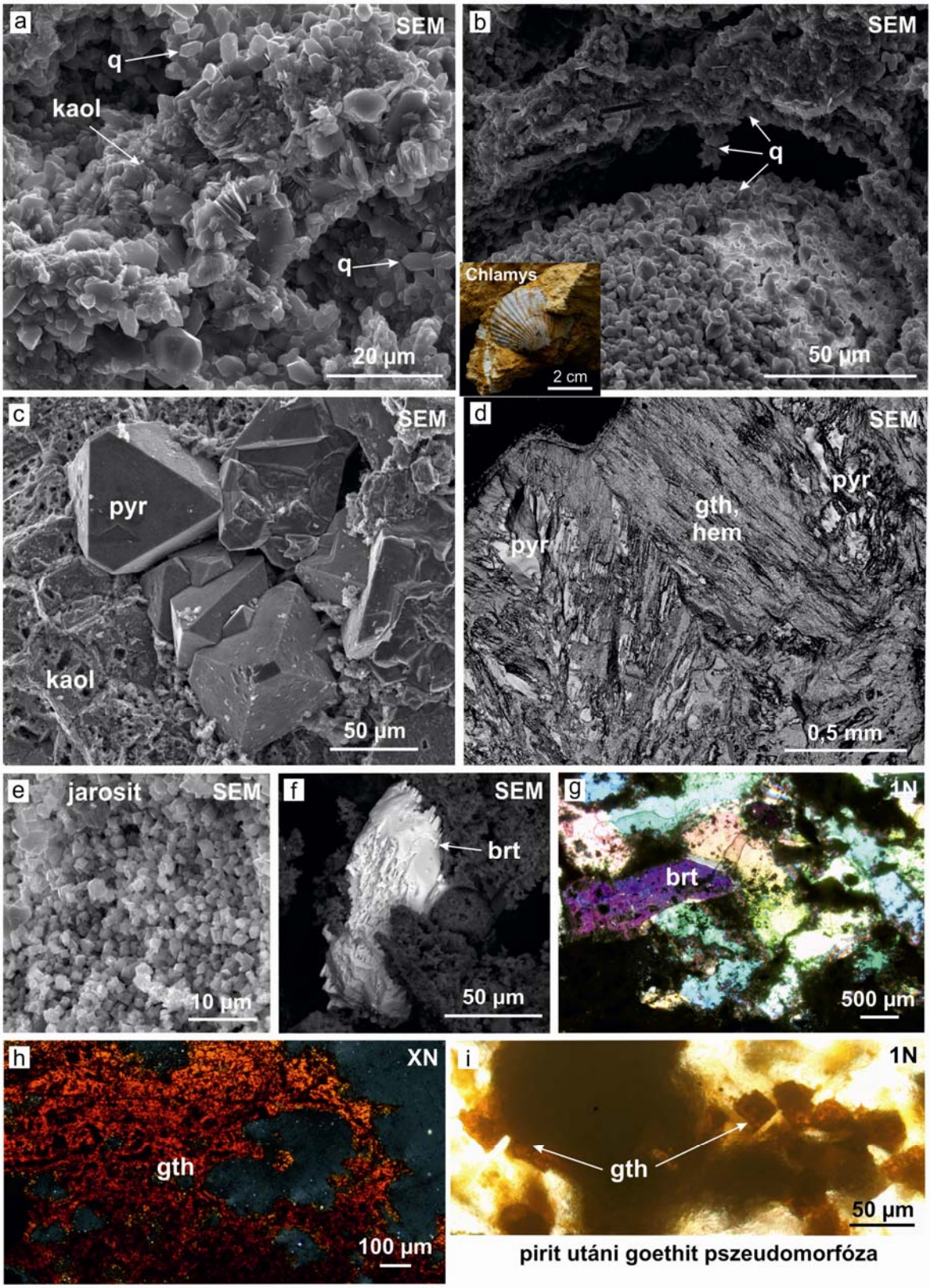
A barlangi képződményekről készült SEM felvételeket a *70-72. ábra* mutatja.

A ***Molnár János-barlang*** fekete, helyenként barna, sötétvörös, Mn-Fe-oxidos (-hidroxidos) bevonat mintáiban jól megfigyelhető a Mn és Fe jelenléte. A víz alatti, fehér színű kovás elváltozott zóna (Szénbánya, -40 méter mélység) mintájának felületén szabad szemmel is jól látható sötétbarna bevonat jellemző. Ez a bevonat Fe-oxid tartalmú, és a felvételen látható oldódásnyomok, fonalak(?) alapján mikrobiális közreműködés jelenléte feltételezett. Más szakaszokon a fekete bevonat Mn-tartalma jelentős. A vízszint fölötti helyzetből származó bevonat, és a bevonatokhoz gyakran gipszkristályok társulnak. A barnásfekete bevonaton a Kessler-terem tava fölötti légteres részben, az aláhajló felületekről nyálkás állagú, függőcseppkőre emlékeztető, lelógó „sznottitok" környezetében vegyes ásványtársulás figyelhető meg (főként Mn- és Fe-oxid, gipsz, kalcit és agyagásványok).

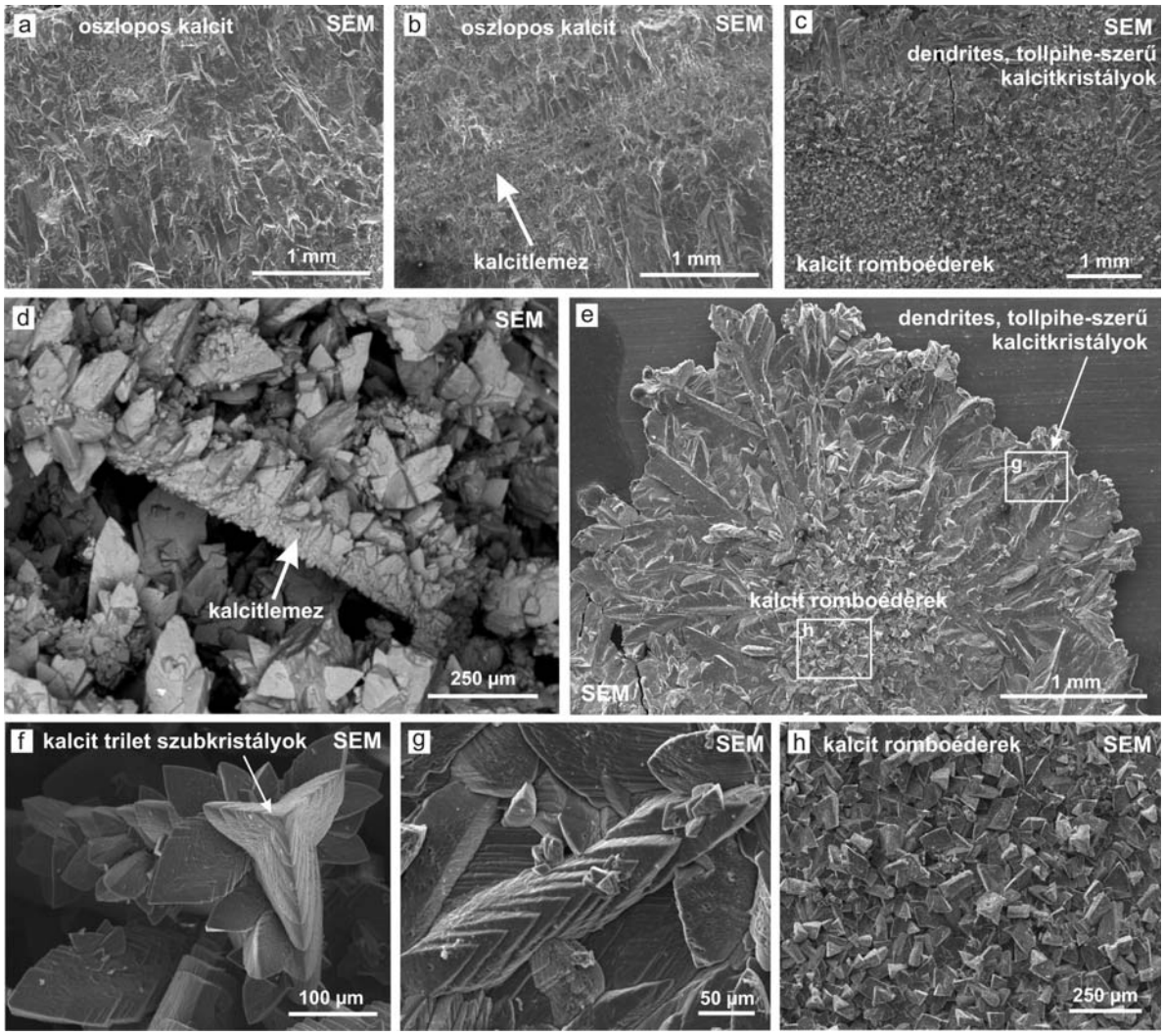
A -9 m mélységből származó durvakristályos kalcit makroszkóposan megfigyelhető, „szálasan" visszaoldott felszíne nagyműszeresen is megfigyelhető. A gipsz egyik mintájának felszínén látható szürkésfekete elszíneződés felvételének csúcsai higany- és kéntartalomra utalnak.



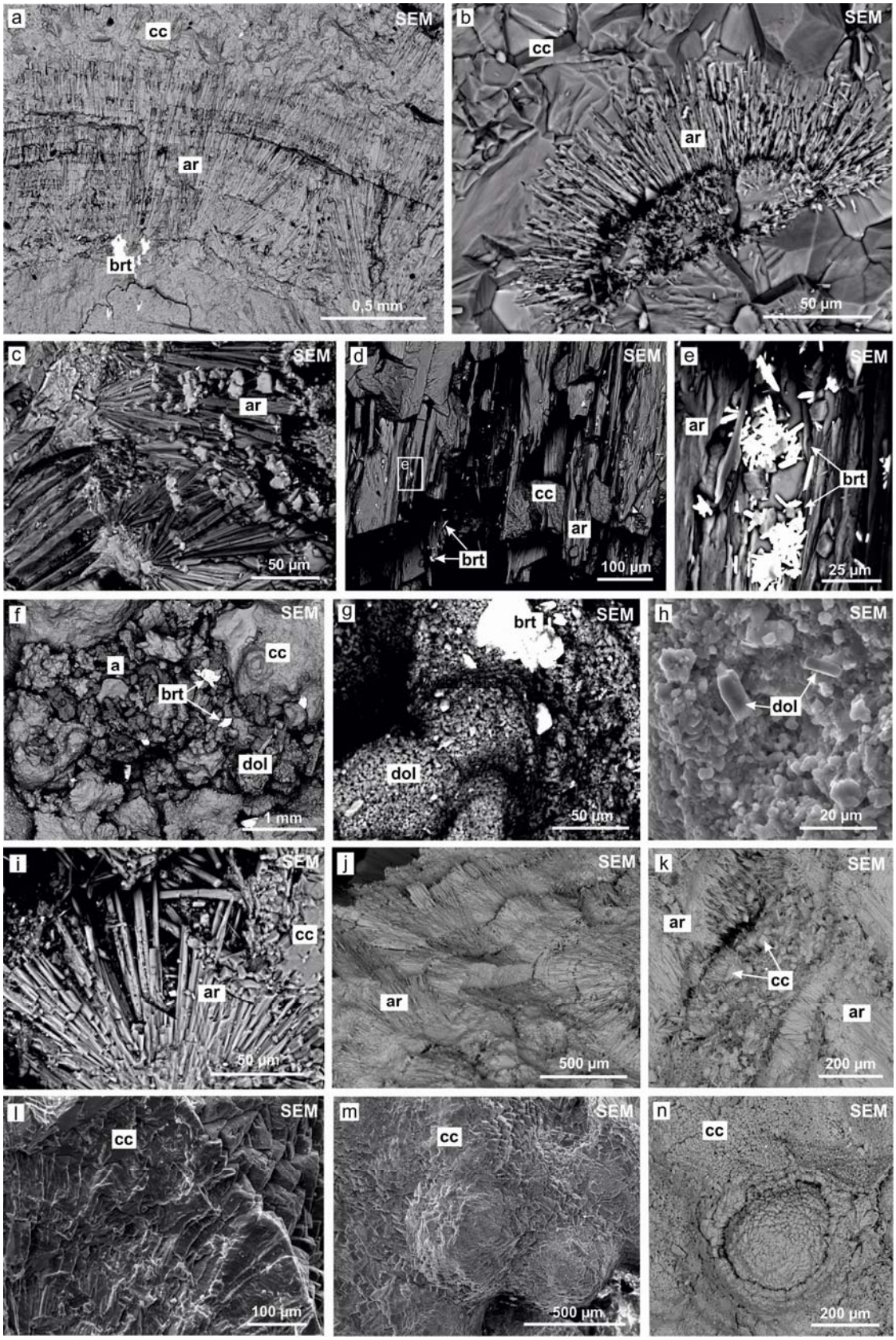
68. ábra. Kovás elváltozott zónák a rózsadombi barlangokban. A) Üde kalcitos-pirites ér és kovás elváltozott zóna átmeneti helyzete a Molnár János-barlang segédtárója és Kessler-terme határán; b) Több méter széles kovás elváltozott zóna (Molnár János-barlang, Kessler-terem); c) Elváltozott zóna részlete, az eredeti ásványtelér középen nyíllal jelölve (Pál-völgyi-barlang, Kőhíd-terem); Kovás elváltozott zóna és mészkőben kialakult oldásformák határa (Mátyás-hegyi-barlang, Nagy-terem); e) Kovás elváltozott zóna (Szemlő-hegyi-barlang. Sün-kürtő); f) Kovás elváltozott zóna, a közepén barit telér (Ferenc-hegyi-barlang); g) Kovás elváltozások (Mátyás-hegyi-barlang, Dóm); h) Ásványtelérek mentén létrejött kovás elváltozott zóna (Pál-völgyi-barlang); i–j) Oxidálódott goethites ér mészkőben és márgában (Mátyás-hegyi-barlang, Ebédlő); k) Oxidálódott pirit gumó „fészek", oldott gömbfülke mészkőben (Mátyás-hegyi-barlang, Ebédlő); l) Liesegang-sávok a kovás elváltozott zónában, márgában a pirites gumók mentén (Mátyás-hegyi-barlang, Ebédlő); m) Oxidált markazit „golyó" (Hideg-lyuk); n) Gömbfülkék kioldódása a korábbi ásványtelérek mentén, mészkőben (Szemlő-hegyi-barlang, Örvény-folyosó)



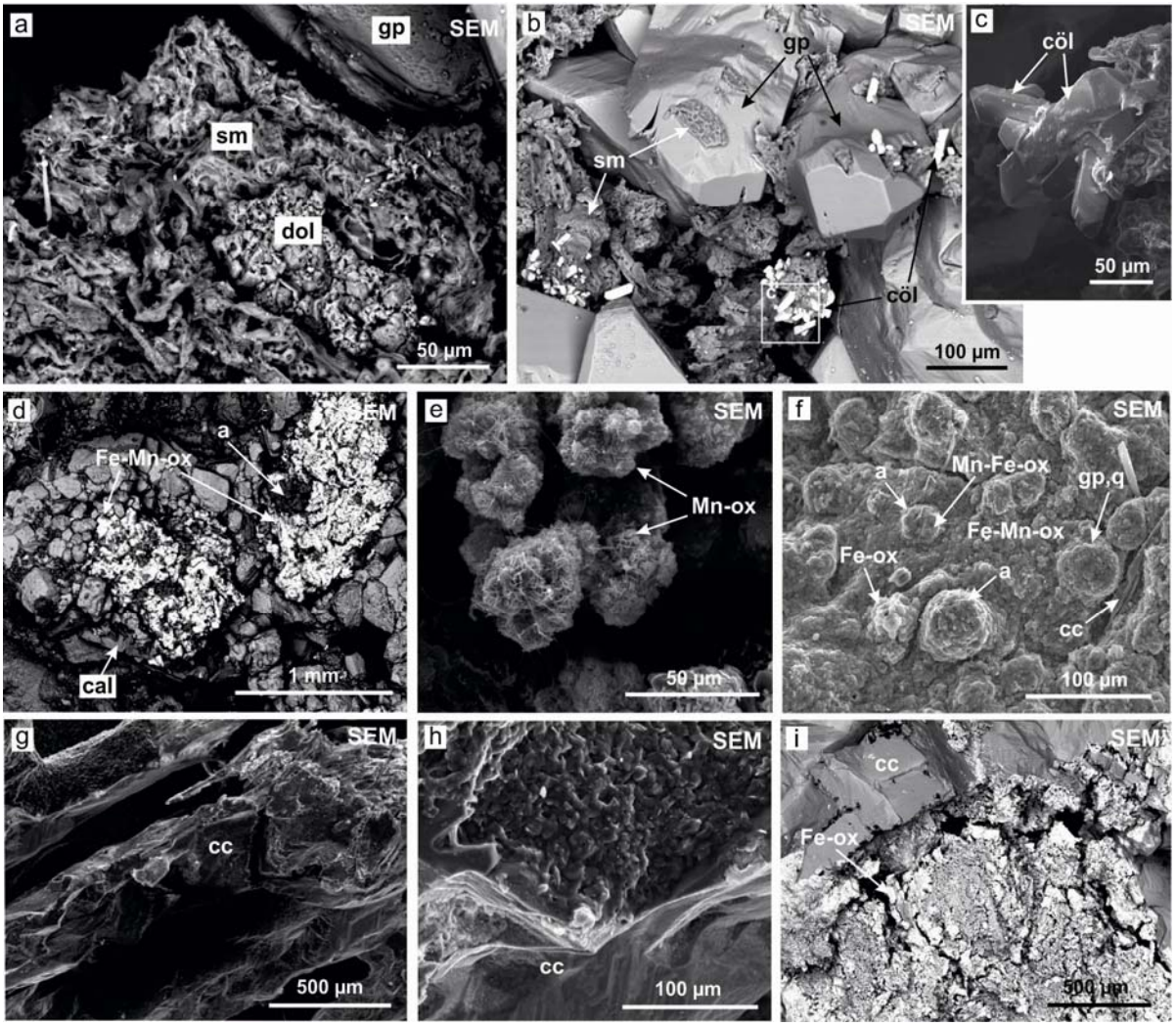
69. ábra. Kovás elváltozott zónák a rózsadombi barlangokban. a) Elváltozott zóna fehér sávjában képződött kaolinit (kaol) és kvarc/kova (q) (Pál-völgyi-barlang) e) Kioldódott kagylóhéj helyén képződött kvarc/kova (q) (Mátyás-hegyi-barlang); c) Üde pirit (pyr)kristályok (Molnár János-barlang, víz alatti szakasz); Részben gethitté (gth) és hematittá (hem) oxidálódott pirites (pyr) ér (Molnár János-barlang, Kessler-terem); e) Jarosit (Molnár János-barlang, Kessler-terem); f–g) Részben korrodálódott/erodálódott barit (brt) az elváltozott zóna közepén (Hideg-lyuk); h) Goethit (gth) az elváltozott zóna vörös sávjában; i) Pirit utáni goethit (gth) pszeudomorfóza



70. ábra. a) Karfiolszerű kalcitkéreg metszete (Szemlő-hegyi-barlang); b) Kalcitlemez és rajta kalcitkéreg tovább vastagodás (metszet, Szemlő-hegyi-barlang); c–h) Kalcitlemezek: c) Vékony kalcitlemez felülete (kalcit romboéderek és a szegélyen dendrites, tollpihe-szerű kalcitkristályok); d) Kalcitlemez térbeli helyzete; e) Kalcitlemez belső alap romboéderei és dendrites, tollpiheszerű kalcitkristály tovább növekedései a szegélyen (nevezéktan: JONES 2005, JONES & RENAUT 2010); f) Kalcit dendrites kristályok trilet szubkristályai; g) Kalcit trilet szubkristályok; h) Kalcitlemez kezdeti, belső alap romboéderei



71. ábra. Borsókő. a) Borsókő belső sávjai (Szemlő-hegyi-barlang): kalcit- (cc) és aragonit- (ar) tűk, közte apró barit (brt); b) Borsókő bázisa (kezdeti aragonittűk: ar), és rajta tovább növekedő kalcit- (cc) kristályok; c) Aragonittűk (ar) részlete; d) Aragonit- (ar) tűk között képződő kalcit- (cc) és táblás barit- (brt) kristályok; e) Aragonit (ar) tűkön növekedő táblás barit (brt) részlete; f) Porózus borsókő pórusaiban képződött barit (brt), dolomit (dol) és agyagásványok (a); g) A pórusokban képződött dolomit (dol) és barit (brt) részlete; h) Feltehetően mikrobiális közreműködéssel képződött? dolomit- (dol) kristályok; i) Aragonittűk (ar) részlete; j–k) Aragonittűk (ar) és a pórusaikban képződő kalcit (cc), Kinizsi-szakasz; l) Borsókő oldalmetszete(oszlopos kalcit kristályok, cc); m–n) Borsókő felületi képe (cc)



72. ábra. Gipsz és vas-mangán-oxid (-hidroxid) kiválások. a) Gipszkéreg (gp) és kalcitkiválások kontakt zónájában: dolomit (dol) és szmektit (sm) (Szemlő-hegyi-barlang); b) Gipszkéreg (gp) kontakt zónájának pórusaiban célesztin (cel) és szmektit (sm) (Szemlő-hegyi-barlang); c) Célesztin (cel) (Szemlő-hegyi-barlang); d) Kalciton (cal) vas-mangán-oxidos (Fe-Mn-ox) kiválás és agyagásványok (a), a kalcitkristályok felületének visszaoldódásával; e) Mangán-oxidos (Mn-ox) kiválás, bevonat (Molnár János-barlang, Szt Lukács-ág); f) Sznottit felületének ásványkiválásai: Mn-Fe-oxidos (Mn-Fe-ox) bevonat, agyagásványok (a), gipsz (gp), kvarc (q) és visszaoldott kalcitkristály (cc) (Molnár János-barlang); g–h) Visszaoldott felületű durvakristályos kalcit (Molnár János-barlang, víz alatti zóna); i) Kalcit (cc) visszaoldódása a Fe-oxidos kiválás határán

A Szent Lukács-ág „evaporatív frostwork” kiválásmintáiban kalcitkristályok, és azok pórusaiban, köztük, vagy külön kiválásrétegként megjelenve sajátalakú dolomit kristályok figyelhetőek meg. A dolomit helyenként jellegzetes, mikrobiális képletekre emlékeztető ásvány-csoportokként jelenik meg. Dolomit kristályok a gipszkéreg bázisán is megfigyelhetőek. A célesztin megjelenése szintén a gipszkéreg bázisán, a „szubsztrátumon” észlelhető. A gipszkéreg felszínén huntit jelenik meg.

A ***Szemlő-hegyi-barlang*** fekete színű ülkedékében Mn-oxid, kalcit és agyagásványok találhatóak. A kalcit bázisán (pl. fehér borsókő) gyakran megjelenő fekete színű részben szintén megfigyelhető Mn-oxid. A Csengő-terem fehér színű, kovás elváltozott zónájának felszínén látható fekete bevonat Mn-oxidot is tartalmaz.

A karfiolszerű kalcitkéreg felvételén egymás mellé tömötten rendeződő, megnyúlt kalcitkristályok figyelhetőek meg.

A vékony kalcitlemezek felső részén izometrikus kalcit romboéderek láthatók, az alsó részén azonban már hosszúkásan jobban megnyúlt kristályokat lehet felfedezni. Az oldalsó szegélyen jellegzetes, trilet szubkristályok egymásba épüléséből álló tollpihe-szerű, ágas-bogas (dendrites) kristályok figyelhetők meg. A megvastagodott kalcitlemez belső, középső részén mikrokristályos kalcit, arra merőlegesen pedig először kisebb, majd a lemeztől távolodva nagyobb méretű, hosszirányban megnyúlt, egymáshoz szorosan illeszkedő oszlopos kristályok fedezhetők fel.

A Kinizsi-szakasz „masszív”, matt fehér borsókő képződménye stronciumot aránylag nagyobb mennyiségben tartalmazó, aragonitként azonosított, hegyes végű kristályokból áll. Az egyes rétegeket a kristálytűk sokasága képezi. A tűk között kalcitkristályra utaló formát nem találtam.

A „koneprusi rózsa” néven már korábban emlegetett képződmények (Hosszú-folyosó vége) alapja stronciumot kimutatatható mennyiségben tartalmazó aragonit kristálytűkből épül fel. Az aragonittűk közti pórusokban és a tűk felszínén apró, saját alakú táblás baritkristályok növekednek. A kristálytűk közti pórusokat általában kalcitkristályok töltik ki.

Az általam vizsgált közönséges borsókő minták kezdeti, legbelső szakasza általában relatíve megemelkedett mennyiségű stronciumot is tartalmazó aragonit tűkristály csomókból áll. Ezekre vagy újabb aragonit tűcsoportokból álló sáv, vagy oszlopos kalcitkristályokból felépülő „réteg” képződik. Mint a fenti példán látható, a kalcit az aragonittűk közti hézagokban is megjelenhet. A kalcitkristályos régetekben barit is észlelhető.

A „porózus borsókő” makroszkóposan laza szerkezetű, sok pórusból álló, „szivacsszerű” megjelenésű apró kristályokból felépülő karbonátos kiválás. Pásztázó elektronmikroszkópos megfigyeléseim alapján azonban nagyon változatos megjelenésű és különböző ásványokból álló képződmény. A „szpeleotéma” alapvetően jól kirajzolódó borsókő formákból áll. A kidudorodó alakzatok belülről egymás mellé tömötten illeszkedő, megnyúlt, oszlopos kalcitból állnak, melyek felszínén a kristály elvégződések jellegzetes „spirál” alakzatban helyezkednek el. Ezek egymáshoz „laza” szerkezetben illeszkednek, sok apró üreget maguk közé zárva, melyekben főként barit, dolomit és agyagásványok figyelhetők meg.

A gipszkéreg és az alatta található mállott kőzetfelszín, vagy korábbi karbonátos képződmények közötti zónában, azok „kontaktusán” jellegzetes ásványok észlelhetőek. A saját alakú dolomit (a Molnár János-barlang Szent Lukács-ágához hasonlóan) itt is jellegzetes csoportokban, csomókban jelenhet meg. Ez akár nagyobb mennyiségben, szabad szemmel is látható módon található (pl. Oldal-

folyosó). A gipszkéreg és az alatta húzódó karfiolszerű kalcitkéreg vagy borsókő, kalcitlemez „kontaktusán", a gipszkéreg bázisán saját alakú cölesztin kristályok, továbbá agyagásványok figyelhetők meg.

5.5. RÖNTGEN PORDIFFRAKCIÓS FÁZISANALÍZIS EREDMÉNYEI

Az XRD vizsgálatok eredményeit az *1. melléklet ábráin* foglalom össze.

5.5.1. Barlangi képződmények

Molnár János-barlang

A barlangból képződmények alapvetően a légteres járatokból kerültek elő. A **Szent Lukács-ágban** az oldalfalon a hófehér, finomkristályos gipszkéreg változatos karbonátásványokkal társul, melyek "evaporatív" kiválásegyüttesként jelennek meg: a gipsz felszínén huntit (fehér porszerű), a bázisán/alatta pedig dolomit (sárgásfehér porszerű) ásványok figyelhetők meg, továbbá kalcit és helyenként aragonit kiválás is előfordul. A gipsz közelében megjelenő fehér apró borsókőszerű kiválás általában alacsony Mg-tartalmú (vagyis 97% Ca, 3% Mg-arányú) kalcitnak bizonyult. A barlang végpontjáról előkerült kifejlettebb cementált karbonátos kiválás kalcit, bázisán/alatta azonban dolomit található. E karbonátkiválásokat általánosan "evaporatív frostwork"-ként említem. A gipsz nemcsak finom kristályos kéregként, hanem áttetsző, durvább kristályos formában, a kőzet oldott/mállott, agyagos külső részében is megjelenhet. A járatban található vörös és fekete bevonat ásványos összetételét pontosan nem sikerült meghatározni. Pásztázó elektronmikroszkóppal sikerült vasat és mangánt azonosítani, azonban a röntgen porfelvételekben célzott keresést követően nem sikerült Fe- vagy Mn-oxid ásványt találni.

A táróból nyíló másik kis "ablak" üregében szintén elváltozott zóna figyelhető meg. A fehér kiválászkéreg alacsony Mg-tartalmú kalcitnak bizonyult. Egy másik, hátsó részből származó fehér színű képződmény fő fázisa szintén alacsony Mg-tartalmú kalcit, kísérő ásványa gipsz és dolomit. Az elváltozott zónán fehér, apró kristályos kiválás ásványai gipsz, aragonit és kisebb mennyiségben kalcit.

A dolomit ásványok rendezettségét is vizsgáltam, vagyis, hogy protodolomit, vagy már rendezett szerkezetű, sztöchiometrikus dolomit képezi-e a barlangi kiválások anyagát. GREGG et al. (2015) munkájában ugyanis megállapítja, hogy a röntgen pordiffrakciós felvétel 101 (d=4,03; 2θ=22° előtt), 015 (d=2,54; 2θ=35°), és 021 (d=2,067; 2θ=43,7°) reflexiói csak a rendezett dolomitra jellemzőek, a protodolomit felvételén nem jelennek meg. Ez alapján a Szent Lukács-ágban talált dolomit rendezettnek mondható, azonban egy-két minta esetében nagyon kicsik a csúcsok, és nem látszik egyértelműen a megjelenésük, vagy a gipsz csúcsai zavarják az értelmezést, így azoknál a mintáknál a rendezettség mértéke nem eldönthető. Ugyanezek a megállapítások igazak a Szemlő-hegyi-barlangból azonosított dolomit ásványokra is (általában rendezett szerkezetűek, de ez nem minden mintánál dönthető el, a fenti okok miatt).

A **Kessler-terem** az előzőhöz hasonlóan szintén gazdag gipszkiválásokban. A gipsz gyakran mint uralkodó fázis jelenik meg, de helyzettől függően társulhat hozzá kalcit (pl. telérben), kvarc, kaolinit és/vagy illit. Az egyik gipsz minta felszínén fekete bevonat volt megfigyelhető, melyből

pásztázó elektronmikroszkóppal higanyt mutattam ki; a röntgen porfelvételen azonban higanyásványt nem tudtam egyértelműen azonosítani. A terem középső "tengelyében", a merülőbázis és a hátsó omladékos szakaszon feltűnően fehér falrész áttetsző gipsz és "porszerűen" megjelenő kvarc ásványokban gazdag, melyekhez csak kis mennyiségben társul az egyik mintánál kaolinit. Az oldalfalon található főként fekete és vörös bevonat ásványos összetételét pontosan ebben az esetben sem sikerült a fenti okok miatt meghatározni.

A táró betonfalán megjelenő szálas, sárgásfehér "evaporatív" kiválás thenardit.

Szemlő-hegyi-barlang

A módszerrel vizsgált kérdéses összetételű barlangi képződmények sok esetben kalcitnak (illetve alacsony Mg-tartalmú kalcitnak) bizonyultak. Az apró, általában fehér "evaporatív frostwork" ásványkiválások kalcitból és/vagy aragonitból állnak (nagyon kis mennyiségben kvarcot is tartalmazhatnak). A Kinizsi-szakaszból származó borsókő kizárólag aragonitból épül fel. A vékony vagy vastag gipszkéreghez ebben a barlangban is változatos ásványtársulás kapcsolódik: a kéreg alatti "szubsztrátumon" a karbonátok közül "porszerű" kalcit, vagy dolomit, továbbá kis mennyiségben célesztin és szmektit mutatható ki. A kevésbé vagy jobban cementált "porózus borsókő" több mintánál is tartalmaz a kalcit vagy alacsony Mg-tartalmú kalcit mellett dolomitot. A borsókövön megjelenő montmilch-szerű kiválás ásványos összetétele a Hosszú-folyosó végében kalcitnak bizonyult, az Óriás-folyosó felső részén, a korlát mellett azonban jobban kristályos bayeritből és rosszabbul kristályosodott böhmitből épül fel.

A bejárati táró betonfalán megjelenő apró, fehér, szálas vattaszerű tűcsomók anyaga thenardit.

5.5.2. Kőzetoldási maradék

A barlangból gyűjtött kőzetminták üde részének oldási maradékából a tisztán kőzetből származó ásványfázisokat vizsgáltam.

A Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlangban előforduló lehetséges közettípusok oldási maradékait hasonlítottam össze: Szépvölgyi Mészkövet (nummuliteszes típusút), bryozoás márgát, oxidált (sárga) és redukált (szürke) Budai Márgát oldottam fel ecetsavban. Az oldási maradék ásványfázisaiban a Szépvölgyi Mészkő esetében uralkodóan kvarc, kisebb mennyiségben kaolinit jellemző. A márgák karbonátmentes maradékaiban egyaránt uralkodó fázisként van jelen a kvarc és kaolinit, és kis mennyiségben illit is megtalálható bennük. A szürke Budai Márgában pirit is nagyobb arányban van jelen.

A **Molnár János-barlang** eltérő mélységű szakaszaiból származó Szépvölgyi Mészkő Nummuliteszes vagy vörösalgás) oldási maradéka nagy mennyiségben kvarcot, kisebb mennyiségben kaolinitet tartalmaz. A 20 méter mélységből, oldásforma pereméről gyűjtött nummuliteszes mészkőben azonban aránylag kevés kaolinit található. A 30 méter mélységből származó mészkövek jelentős pirittartalommal rendelkeznek. Az egyik mintában kevesebb kaolinit és kimutatható mennyiségű illit észlelhető. A kőzet mellől gyűjtött üledékben a kőzetoldási maradékhoz hasonlóan sok kvarc és kevés kaolinit mutatható ki. A márga oldási maradéka a szürke (reduktív) minta esetében a fentihez hasonlóan sok kvarcot, kaolinitet és kevés illitet tartalmaz, és nagy mennyiségű

pirittartalommal bír. A víz alatti szakasz sárga, részben elváltozott márgája a sok kvarc mellett sok kaolinitet tartalmaz. A víz alatti szakaszon a „Vulkánok" karbonátkúpok oldási maradéka (átlagminta és agyagpreparátum alapján) uralkodóan kaolinit, illit, kevert szerkezetű illit-szmektit és kisebb mennyiségben kvarc. A „kettős kúp" oldási maradéka főként kvarcból, kisebb mennyiségben kaolinitből és goethitből áll.

A **Szemlő-hegyi-barlang**ból, a Kuszoda Fenyő-ágából származó kőzetek oldási maradékaiból a képződményekkel borított alsóbb helyzetű mészkőből származó minta sok kvarcot és kevesebb kaolinitet tartalmaz. Az agyagosabb karbonátos kőzetekből, mészmárgákból a kvarc mellett már jelentős mennyiségű kaolinitet sikerült azonosítani. A Kuszoda szűk járatának réteglapjai közül gyűjtött „tufaréteg" (ami mentén a járat is kialakult), uralkodó fázisként kaolinitet tartalmaz, kvarc csak kis mennyiségben jelenik meg. A rétegben helyenként vörös konkréciókként goethit ismerhető fel. Az Óriás-folyosó Gyémánt-fülkéjében a mészkő réteglapjai közül gyűjtött vörösesbarna anyag fő ásványfázisa a kaolinit, és kisebb mennyiségben kvarcot is tartalmaz (a kalcit feltehetően a kőzetből származik).

5.5.3. Kovás elváltozott zóna, ásványtelérek

A **Molnár János-barlang** jellegzetes, színsávos elváltozott zónájából a Kessler-teremből és a Szent Lukács-ágból, valamint a freatikus zónából (Régi-rész) is készültek XRD felvételek, melyek értelmezéséhez az alapkőzet és az ásványtelérek vizsgálata is szükségesnek bizonyult.

A Szent Lukács-ág járatában középen (a kibontott rész mennyezetén és helyenként az oldalfalán is) fehér vastag (0,5-1 méteres) sáv húzódik, melynek kvarc frakciója uralkodó, és kaolinit is nagy mennyiségben található benne. A fehér sávon a tó vízszintje közelében fekete és vörös ásványbevonat található, melyből a goethit kimutatható, Mn-oxidos ásványfázis azonban nem volt megfigyelhető. A sárga sávban a fentihez hasonlóan kvarc és kaolinit jellemző, és kis mennyiségben goethit is megjelenik. Ebben a zónában az oldalsó, járatfalhoz közeli részen, balra elhelyezkedő oxidált telérek uralkodóan goethitet és hematitot is tartalmaznak.

A márgában kialakult Kessler-terem segédtárójának feketésszürke ásvánnyal (pirittel) és kalcittal kitöltött telérje uralkodó fázisként kalcitot és piritet, és alig kimutatható mennyiségben kvarcot tartalmaz. A barlangjáraton belül a vasas ásványtelérek sötétvörös színűek, uralkodó fázisként goethit, kisebb mennyiségben hematit, és alárendelten pirit jelenik meg. Alig kimutatható mennyiségben kalcit is előfordul. A barlangfal kőzetében megjelenő vörös színű gumó uralkodóan goethitet és nagy mennyiségű piritet, kis mennyiségben kaolinitet és illitet tartalmaz. Az elváltozott zóna mentén húzódó telérben apró halványsárga kristályok jelennek meg, melyek anyaga barit, emellett a mintában kaolinit, kis mennyiségben kvarc, goethit és montmorillonit is megtalálható. A szálasan visszaoldott telérkalcit a kalciton kívül még nagyobb mennyiségben baritot, illetve kimutatási határ körüli kvarcot és kaolinitet tartalmaz. A barlangterem középső szakaszában uralkodó, jellegzetes színsávos elváltozott zóna középső fehér része főként kvarcból és kaolinitből áll, kis mennyiségben illitet is tartalmaz. Az oldalsó sárga rész uralkodó ásványfázisa a kalcit, és az előzőhöz képest kisebb mennyiségben tartalmaz kvarcot és kaolinitet, és alig kimutatható illitet. A

benne húzódó, jelentősen oxidált ásványtelér uralkodó fázisként hematitot, kisebb mennyiségben goethitet, valamint ennél is kevesebb piritet tartalmaz.

A víz alatti szakaszokon főként a Régi-részben (a márgában kialakult szakaszokban, pl. Omlásveszély és Óriás-terem) lehet elváltozott zónákat megfigyelni. A fehér zóna főként kvarcot tartalmaz, kaolinit csak kis mennyiségben van jelen. A szürkéssárga rész ellenben kevesebb kvarcot, és több kaolinitet tartalmaz. A pásztázó elektronmikroszkóppal azonosított mangánt a röntgen porfelvételekben célzott keresést követően sem sikerült Mn-oxid ásványként megtalálni, jelezve annak rosszul kristályosodott jellegét.

A **Szemlő-hegyi-barlang** Sün-kürtőjének elváltozott zónájából származó mintákban a kvarc és kaolinit ásványfázisok az uralkodók, és nagyon kis mennyiségben illit is megtalálható bennük. A belső fehér minta kivételével a barnássárga és külső felső szakasz is tartalmaz goethitet. A kürtő egyik alsó, átmeneti mintájából már kalcitot, kisebb mennyiségű kvarcot, kevés kaolinitet, baritot és goethitet sikerült azonosítani. A Csengő-terem elváltozott zónájának középső fehér mintájából nagy mennyiségű kvarcot és kaolinitet sikerült kimutatni. Pásztázó elektronmikroszkóppal sikerült mangánt is azonosítani, azonban a fentiekhez hasonlóan a röntgen porfelvételben ebben az esetben sem jelent meg Mn-oxid ásvány.

5.5.4. Üledékek

A **Molnár János-barlang** üledékei elvileg a kőzetoldási maradékok, illetve az elváltozott zónák aljzatra omlott anyagából állnak. A Szent Lukács-ág tavának üledéke (a lesüllyedt vékony kalcitlemezek eltávolítása után) főként kvarcot, kaolinitet, és alig kimutatható mennyiségű goethitet tartalmaz. A Kessler-terem hátsó részében a víz alól származó barit sárga táblás kristályaira leülepedett (oldási maradékként felfogható) agyag uralkodóan kvarcból, kaolinitből és kis részben illitből áll. A terem mállott, agyagos oldalfalát vertikálisan mintázva a víz felett 10 cm-ről gyűjtött minta főként gipszet tartalmaz, azonban kisebb mennyiségben kvarc, kaolinit, valamint illit és kalcit is kimutatható. A víz alatt 2 m és 3 m mélységben uralkodóan kvarc és kaolinit, és kisebb mennyiségű illit jellemző. A 4 m mélységből gyűjtött minták főként kvarcot tartalmaznak, és a fentiekhez képest kevesebb kaolinit jelenik meg bennük, és illit nem vagy alig kimutatható mennyiségben észlelhető.

A freatikus zónában, a Régi-részben, a Fekete-fal közelében az üledékbe lefúrt cső segítségével mintázott üledékes rétegsor a kovás elváltozott zóna ásványos összetételével mutat hasonlóságot: a fehér és világossárga részben uralkodóan kvarc és kaolinit, és kis mennyiségben illit (az utóbbi esetben illit-szmektit is) található. Az újabb szakaszok esetében a „Hegy a hegyben” (-11 m mély) szürke színű mintájának felső része főként kvarcot és kaolinitet, alsó (kőzethez közelebbi része) a kvarc fő fázis mellett csak kisebb mennyiségű kaolinitet tartalmaz. A Kristályos-körút fehéresszürke (elváltozott zóna közeléből származó) üledéke jellemzően kvarcból és kaolinitből, kis mennyiségben illitből áll. A barlangszakasz sötétszürke üledékében kalcitkristály-töredékek találhatóak, és az előbbihez képest aránylag kisebb mennyiségben kvarc, kaolinit és dolomit is észlelhető. A -30 m mélységből származó üledék és a körülötte lévő kőzet (mészkő) oldási maradéka jól összehasonlítható: a kőzetoldási maradékot főként kvarc jellemzi, kaolinit kis mennyiségben, illit

pedig a kimutatási határ közelében található. Az üledékben a kvarc és kaolinit a fentihez hasonló mennyiségben fordul elő, azonban kalcit és dolomit szintén megtalálható. A Seprűs-ág üledéke alsó szürke és felső vörös színű frakciókból áll. Az előbbi üledék és szürke szemcséi uralkodóan alacsony Mg-tartalmú kalcitot, valamint kisebb mennyiségben kaolinitet és illitet tartalmaznak. A felső vörös színű üledékben kevés kalcit és dolomit, uralkodóan kvarc, továbbá kaolinit található. A vörös szín Fe(III) jelenlétére utal, azonban vas tartalmú ásványfázis a felvételekben nem volt kimutatható. A freatikus zónából (a Tükör-terem – Seprűs-ág közti járatzónából, a magas járatú „Egérlyuk"-ból és az A48 lekötési pont környékéről: -15 m, -20 m, -25 m és -35 m mélyről) származó további üledékekre a szabad szemmel is megfigyelhető kalcit kristálytöredékek jellemzőek. A fehér, sárgásfehér és sárga részek uralkodóan kvarcból és kaolinitből állnak, továbbá kevés illitet is tartalmaznak (e fázisok eltérő szemcseméretű frakcióban dúsulnak, *1. melléklet*). A szürkésfehér mintában az előbbiektől eltérően kevesebb kaolinit mutatható ki. A sárga színű minta agyagfrakciójában a kalcit mellett hasonló mennyiségben dolomit is észlelhető.

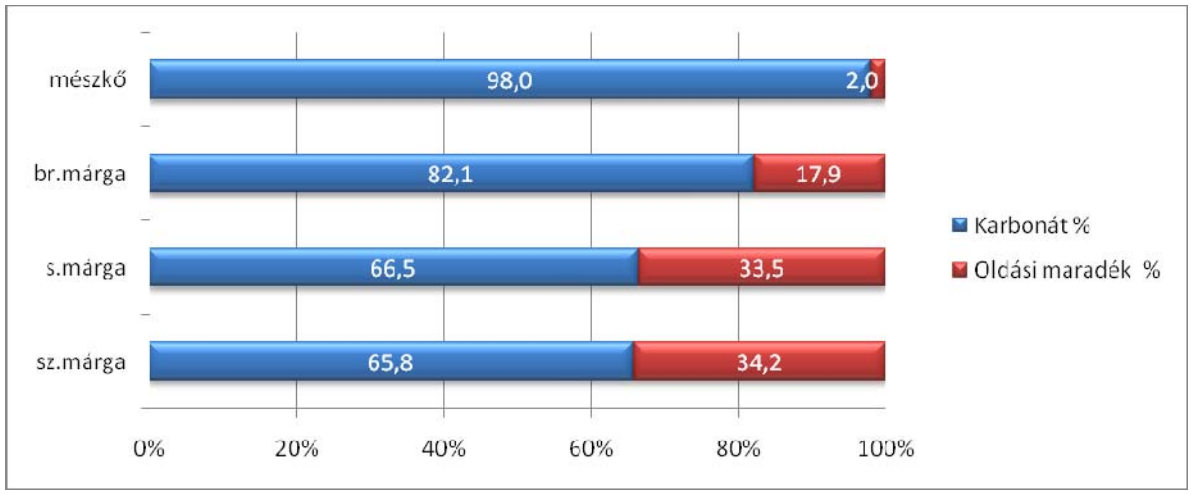
A **Szemlő-hegyi-barlang** előzőleg karbonátmentesített üledékeinek ásványos összetétele uralkodóan kvarc és kaolinit. A Ferencvárosi-terem és Pettyes-terem közötti tároló kalcittelér mentén oldott üregében az agyagos üledék „tiszta" oldási maradéknak fogható fel: uralkodó ásványfázisa a kvarc, és a többi üledékhez képest valamivel kisebb mennyiségű kaolinitet tartalmaz.

A Hosszú-folyosó hasadékában (a Virágoskertnél) a sárga és a vörös színű üledék is nagy mennyiségű kaolinitet és kvarcot tartalmaz (a kaolinit más helyszínekhez képest aránylag nagy dúsulást mutat). A vörös színű üledékben emellett kis mennyiségű goethit is kimutatható. A folyosó végén, illetve a Virágoskert mellett a sárga üledékből a fenti nagy mennyiségű kvarc és kaolinit mellett kevés illit is megjelenik. Szintén a Hosszú-folyosó vége felé a karbonátos kiválássor alatti üledék szürkésfehér alsó részén az uralkodó kaolinit és kvarc ásványfázisok mellett illit jelenik meg, a sárga törmelékes részben kevés goethit is kimutatható. A sárga laminált réteg az előbbiekhez képest kevés kvarcot és kaolinitet tartalmaz, és a legfelső réteg is kvarcban szegényebb (a kaolinit viszont sok benne). Az Oldal-folyosó üledékei szintén sok kvarcot és kaolinitet tartalmaznak, azonban a többi üledékhez képest kísérőásványként illit, illetve plagioklász, piroxén és amfibol is megjelenik. Az üledéksor tetején lévő agyagcsíkból további kevert szerkezetű illit-szmektit, a fehér színű alsó üledékből földpát és csillám(?), a sárga színűben kevés goethit is kimutatható.

5.6. OLDÁSI MARADÉKOK ÉS ÜLEDÉKEK KARBONÁTTARTALOM VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

A két barlang befogadó kőzeteként ismert típusokból az üledékekkel való összehasonlítási alapként (10%-os ecetsavban oldva) kőzetoldási maradékot készítettem. A pontos, előzetes kőzet- és utólagos oldási maradék kiszárított mintájának tömegét mértem be, és ezek arányát %-os eloszlásban vizsgáltam. A vizsgált kőzetminták mállottabb, oldottabb szélső részeit előzetesen eltávolítottam, és csak az üde, belsőbb részeket oldottam fel. Az üledékek karbonáttartalmát is ezzel a módszerrel állapítottam meg.

A ***refencia összehasonlító kőzetoldási maradékok*** aránya a nummuliteszes Szépvölgyi Mészkőből 2%, bryozoás márgából 17,9%, sárga színű (s.), már oxidálódott Budai Márgából 33,5%, szürke színű (sz.), pirites Budai Márgából 34,2% *(73. ábra)*.

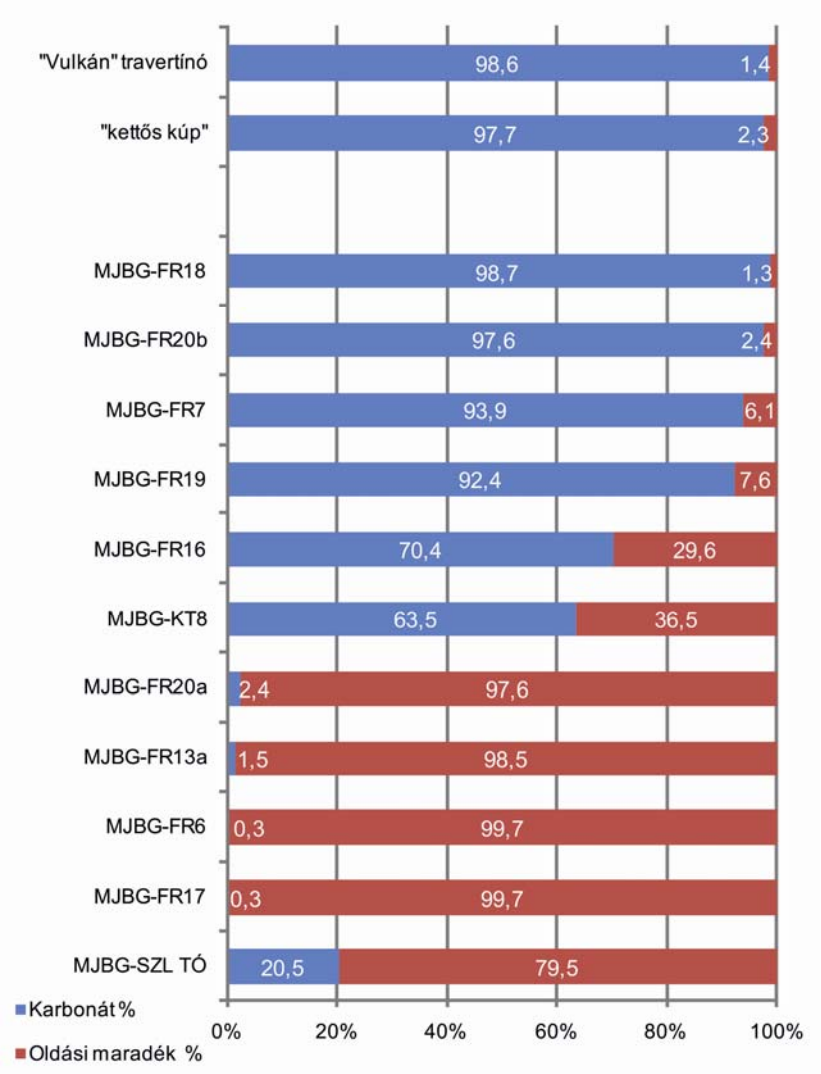


73. ábra: A vizsgált kőzetek karbonát és oldási fázisának megoszlása

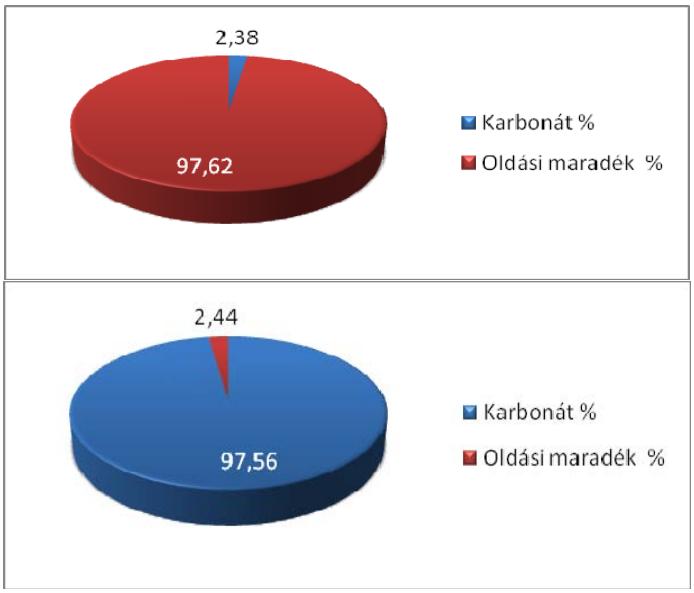
A ***Molnár János-barlang*** járatait befogadó kőzet mintái közül a Kessler-teremtől Ny-ra húzódó, víz alatti részekből gyűjtött nummuliszes és a vörösalgás kifejlődésű Szépvölgyi Mészkő között oldott anyag mennyiségre nézve nem tapasztalható eltérés (nummuliteszes mészkő: 1,3%, 6,1%, 7,6%, vörösalgás mészkő: 2,44%). A sárga színű márga (Omlásveszély) 29,6%, a szürke színű pirites márga (Kessler-terem segédtáró) pedig 36,5% oldási maradékkal jellemezhető. A mészkő külső, jelentősen oldott felületű részeinek oldási maradéka az üde kőzethez viszonyítva nagyon magas: akár 98,5%. A Palacsintázó belső, üde vörösalgás mészkövének oldási maradéka csak 2,44%, a külső, oldott kőzeté viszont már 97,6% *(75. ábra)*. A kőzetek környezetében az üledékben is található karbonát, mely részben a kőzet fel nem oldódott részéből, valamint a benne szabad szemmel is megfigyelhető kalcit kristálytöredékekből származhat. A kovás elváltozott zóna fehér részének nem karbonátos fázisa 99,75%, a sárga részé pedig 99,74%, ami alapján az elváltozott zóna (és kipergéséből, omlásából származó üledéke is) szinte karbonátmentes. A Szent Lukács-ág kalcitlemezekben gazdag 1. állandó vizű tavának oldási maradéka 79,5%. A freatikus zóna karbonát kiválásainak, vagyis a fehér, pórusokban gazdag "Vulkánok" karbonátos kúpja 1,44%, a szürke "kettős kúp" pedig 2,34% oldási maradékot tartalmaz, ami mennyiségileg a Szépvölgyi Mészkővel mutat hasonlóságot *(74. ábra)*.

A ***Szemlő-hegyi-barlang*** üledékeinek karbonáttartalma változatos *(76. ábra)*. Az összehasonlításul használt, Ferencvárosi- és Pettyes-terem között húzódó táró gömbfülkéjéből származó, oldott szegélyű vörösalgás Szépvölgyi Mészkő oldási maradéka 3% (karbonáttartalma: 97%), a gömbfülke aljából származó üledéké 38,8% (karbonáttartalma: 61,2%). A mészkő oldási maradékának aránya megfelel a többi vizsgált Szépvölgyi Mészkőnél kapott értékeknek.

A Hosszú-folyosó végében karfiolszerű kalcitkéreg alatti üledékek (H3/50 mintaszámú sorozat) aránylag magas karbonáttartalommal rendelkeznek: a fekete színű üledéké a legmagasabb (78,5% és 85,8%). A vörös üledék bár szabad szemmel is jól látható karbonátcementet tartalmaz, a mésztartalma az egész üledékes rétegsoron belül a legkevesebb (67,6%). A sárga és szürkésfehér részek karbonáttartalma egy kicsit magasabb: 71,3%, 69,9% és 73,2%. Ezekben húzódnak a

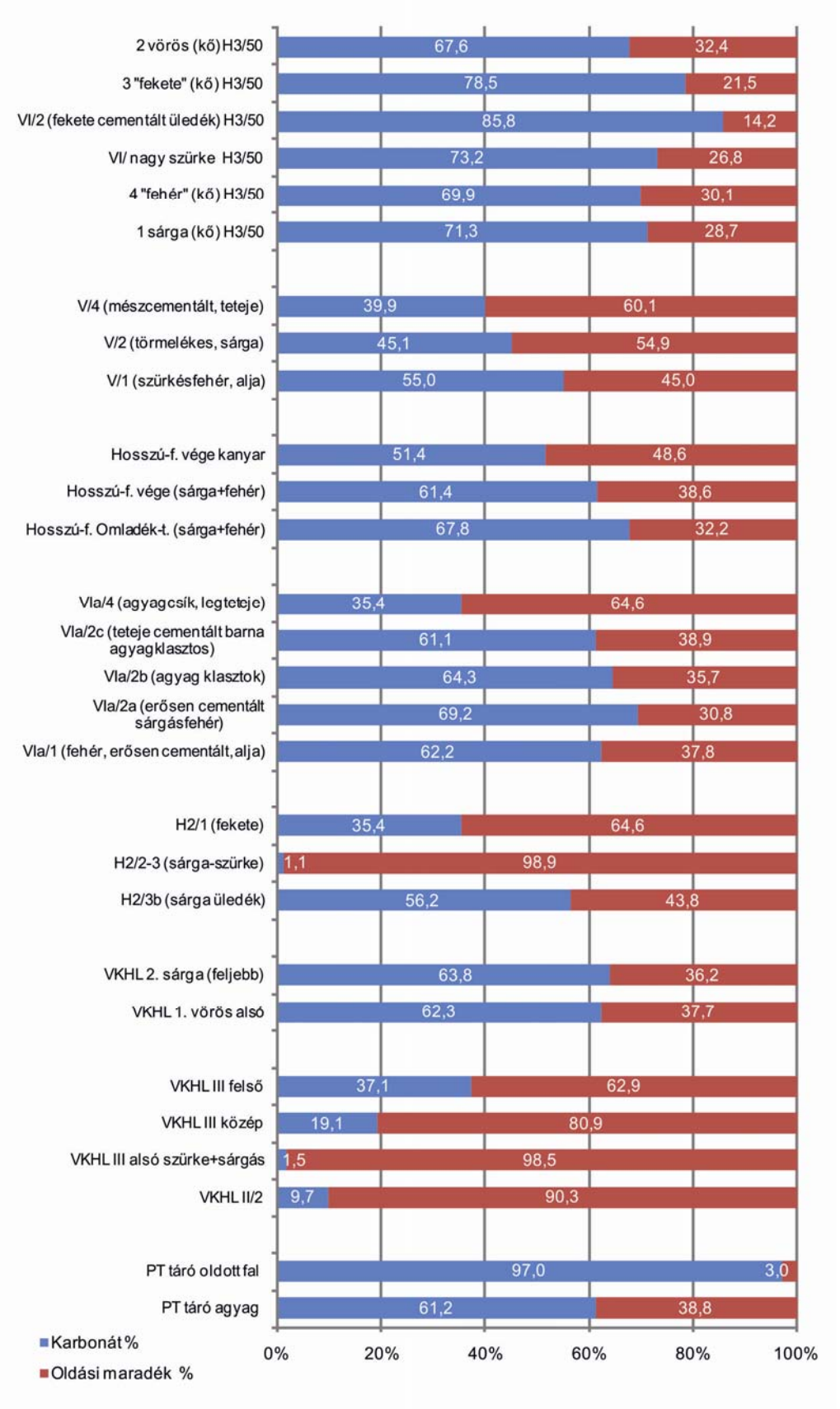


74. ábra: A Molnár János-barlangból származó üledékek karbonát és oldási maradék aránya



75. ábra: A Molnár János-barlang mészkövének oldott külső, és üde belső részének oldási maradék aránya

kalciterek is. A barlangszakasz többi üledéke kevésbé cementált. Az V/1 (szürkésfehér alsó), V/2 (törmelékes, sárga) és V/4 (felső, "mészcementált") rétegsor üledékek karbonáttartalma a rétegsorban



76. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang üledékeinek karbonáttartalma

felfelé csökken: 55%, 45,1% és 39,9%. (Ez alapján a terepen "mészcementáltnak" tűnő üledék karbonáttartalma a legkevesebb.) A Hosszú-folyosó végének kanyarjából, a vékony kalcitlemezek alatt sárgásbarna üledék oldási maradéka: 48,65%, karbonáttartalma: 51,35%. Cementáltsági mértéke tehát az V-ös rétegsor alsó üledékeihez hasonló. A Hosszú-folyosó mindkét fehéressárga üledéke (Hosszú-folyosó vége és Omladék-terem) hasonlóan cementált: 67,8%, illetve 61,4%.

A Hosszú-folyosó végében karfiolszerű kalcitkéreg alatti üledékek (H3/50 mintaszámú sorozat) aránylag magas karbonáttartalommal rendelkeznek: a fekete színű üledéké a legmagasabb (78,5% és 85,8%). A vörös üledék bár szabad szemmel is jól látható karbonátcementet tartalmaz, a mésztartalma az egész üledékes rétegsoron belül a legkevesebb (67,6%). A sárga és szürkésfehér részek karbonáttartalma egy kicsit magasabb: 71,3%, 69,9% és 73,2%. Ezekben húzódnak a kalciterek is. A barlangszakasz többi üledéke kevésbé cementált. Az V/1 (szürkésfehér alsó), V/2 (törmelékes, sárga) és V/4 (felső, "mészcementált") rétegsor üledékek karbonáttartalma a rétegsorban felfelé csökken: 55%, 45,1% és 39,9%. (Ez alapján a terepen "mészcementáltnak" tűnő üledék karbonáttartalma a legkevesebb.) A Hosszú-folyosó végének kanyarjából, a vékony kalcitlemezek alatt sárgásbarna üledék oldási maradéka: 48,65%, karbonáttartalma: 51,35%. Cementáltsági mértéke tehát az V-ös rétegsor alsó üledékeihez hasonló. A Hosszú-folyosó mindkét fehéressárga üledéke (Hosszú-folyosó vége és Omladék-terem) hasonlóan cementált: 67,8%, illetve 61,4%.

A Hosszú-folyosó Virágoskerthez közeli üledékeinek karbonáttartalma nagymértékben eltér egymástól. A liftakna utáni oldalfülkében (H2 sorozat) a jobboldali felső fekete üledék 35,4%, alatta a sárga, fehéresszürke szakasz pedig csak 1,1% meszet tartalmaz, míg a bal odali sárga üledék ezzel szemben már 56,2%-ot. A vörös (alsó) és sárga (felső) üledékek karbonáttartalma hasonló: 62,3% és 63,8%. Az alsó, fehéresszürke és sárga üledékek szinte mészmentesek (1,5% és 9,7%). Vertikálisan felfelé haladva, középen, illetve fent, a karbonátos kiválások alatt azonban a karbonáttartalom megnő 19,1%-ra, majd 37,1%-ra (VKHL sorozatok). (Az utóbbi minta esetében annak tetején finom, fehér mészkiválás is megfigyelhető).

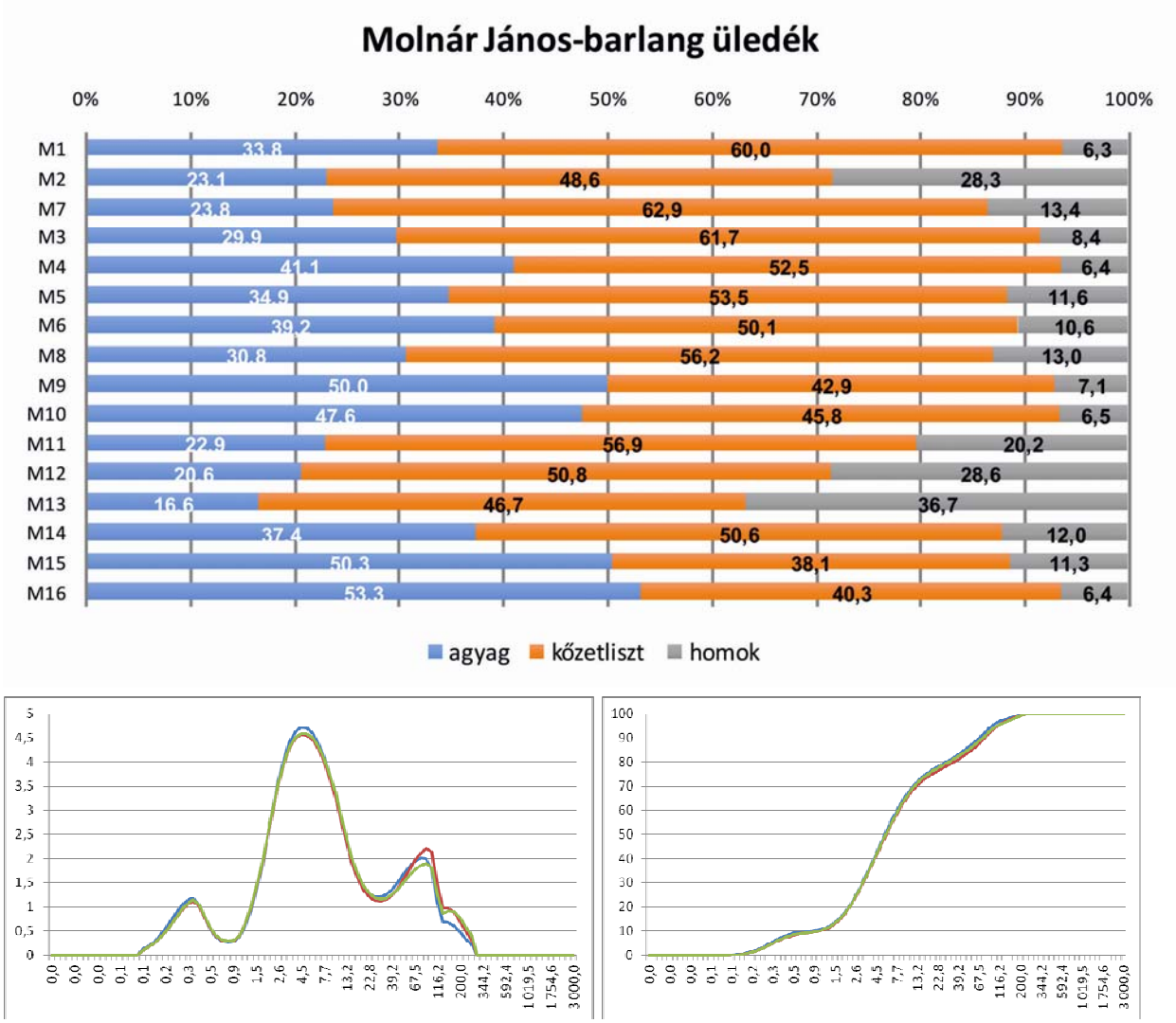
Az Örvény-folyosó alatti Oldal-folyosó mintáinak karbonáttartalma (egy kivételével) hasonló (VIa sorozat). Alulról felfelé haladva a fehér színű üledék 62,1%, rajta a sárgásfehér üledék mátrixa 69,2%, benne az "agyagklasztok" 64,3%, rajta a barna agyagklasztos üledék pedig 61,1% $CaCO_3$-ot tartalmaz. A kalcitlemezek fölött, a rétegsor legtetején megfigyelhető agyagcsík az eddigiekhez képest jóval kevésbé meszes: mindössze 35,4%.

5.7. ÜLEDÉKEK SZEMCSEELOSZLÁSA

A ***Molnár János-barlang*** üledékeinek szemcsemérete általában kb. 50%-os arányban a kőzetliszt tartományba esik, és mintatípusonként és helyszínenként eltérő mennyiségű agyagot és homokot tartalmaz *(77. ábra)*.

A márgában húzódó Szent Lukács-ág tavának meszes (M4) és mészmentes (M16) üledéke egymástól kissé eltérő szemcseeloszlást mutat (agyag-kőzetliszt-homok frakció arány: M4: 41,1-52,5-6,4%, és M16: 53,3-40,3-6,4%). A vizsgálatok nem ugyanabból a mintából készültek. Az üledéket nagyrészt az elváltozott zóna anyaga képezi.

A freatikus zóna “csőszerű” szűkebb járatából származó (Omlásveszély környéke, kb. -5 m mélység), márga és elváltozott zóna környezetében található üledék sárga (M9), világossárga (M10) és fehér (M11) részének szemcsearánya (agyag-kőzetliszt-homok) sorban: 50-42,9-7,1%, 47,6-48,5-6,5%, illetve a fehér, ami az előbbi kettőtől eltérést mutat: 22,9-56,9-20,2%.



77. ábra: A Molnár János-barlang üledékeinek szemcseeolszlása (fent); minta szemcseeloszlásának sűrűség függvénye és eloszlás függvénye, 3 párhuzamos mérés alapján (lent)

A Kristályos-körút üledékeiben (-12 m mélység, -15 m mélység) a fentiekhez hasonló homok, azonban azoknál alacsonyabb agyag és magasabb kőzetliszt arány a jellemző (agyag-kőzetliszt-homok, M7: 23,8-62,9-13,4%, M3: 29,9-61,7-8,4%). Az ettől DK-re húzódó “Hegy a hegyben” (-11 m mélység) üledékminták alsó fehér (M6) és felső sárga (M5) része hasonló szemcseméret-arányt mutat (agyag-kőzetliszt-homok): 39,2-50,1-10,6% és 34,9-53,5-11,6%. Ettől DNy-ra, -30 méter mélységben (M8) kicsit több kőzetliszt és homok, és kevesebb agyag található az üledékben (agyag-kőzetliszt-homok: 30,8-56,2-13%). A Hegy a hegyben, Egérlyuk, Palacsintázó és a Tükör-terem – Seprűs-ág közti járatzónából gyűjtött, eltérő mélységből származó üledékminták szemcseeloszlása (agyag-kőzetliszt-homok): sárga üledék (M12; -35 m mély: 20,6-50,8-28,6%), sárgásfehér üledék

(M13; -25 m mély: 16,6-46,7-36,7%), fehéresszürke üledék (M14; -15 m mély: 37,4-50,6-12%), szürkésfehér üledék (M15; -20 m mély: 50,3-38,1-11,3%). A fenti üledékek a Szépvölgyi Mészkővel jellemezhető barlangszakaszból származnak. Szemcseméretüket tekintve, általában kőzetliszt-frakcióból tartalmaznak a legtöbbet (50% körül), azután jellemzően inkább az agyagfrakció aránya a nagyobb a homokhoz képest. Ezzel szemben az M12 és M13 minta homok aránya nagyobb az agyaghoz képest. Az M15-nél megfordul a sorrend: az uralkodó agyagfrakció (50,3%) után kőzetliszt (38,1%), majd végül homok (11,3%) következik.

A Seprűs-ág aljzatáról származó üledék finomabb frakciójúnak feltételezett része (agyag-kőzetliszt-homok): 33,8-60-6,3%. A durvább frakció ezzel szemben 23,1-48,6-28,3%. Ezen a részen az üledék összességében kevesebb agyag- és több homokfrakciót tartalmaz, az uralkodó kőzetliszt-frakció mellett.

A ***Szemlő-hegyi-barlang*** vizsgált üledékeire a fenti Molnár János-barlangi mintákkal szemben nagyobb (uralkodó) mennyiségű agyagfrakció, kevesebb kőzetliszt és még kevesebb homok jellemző *(78. ábra)*.

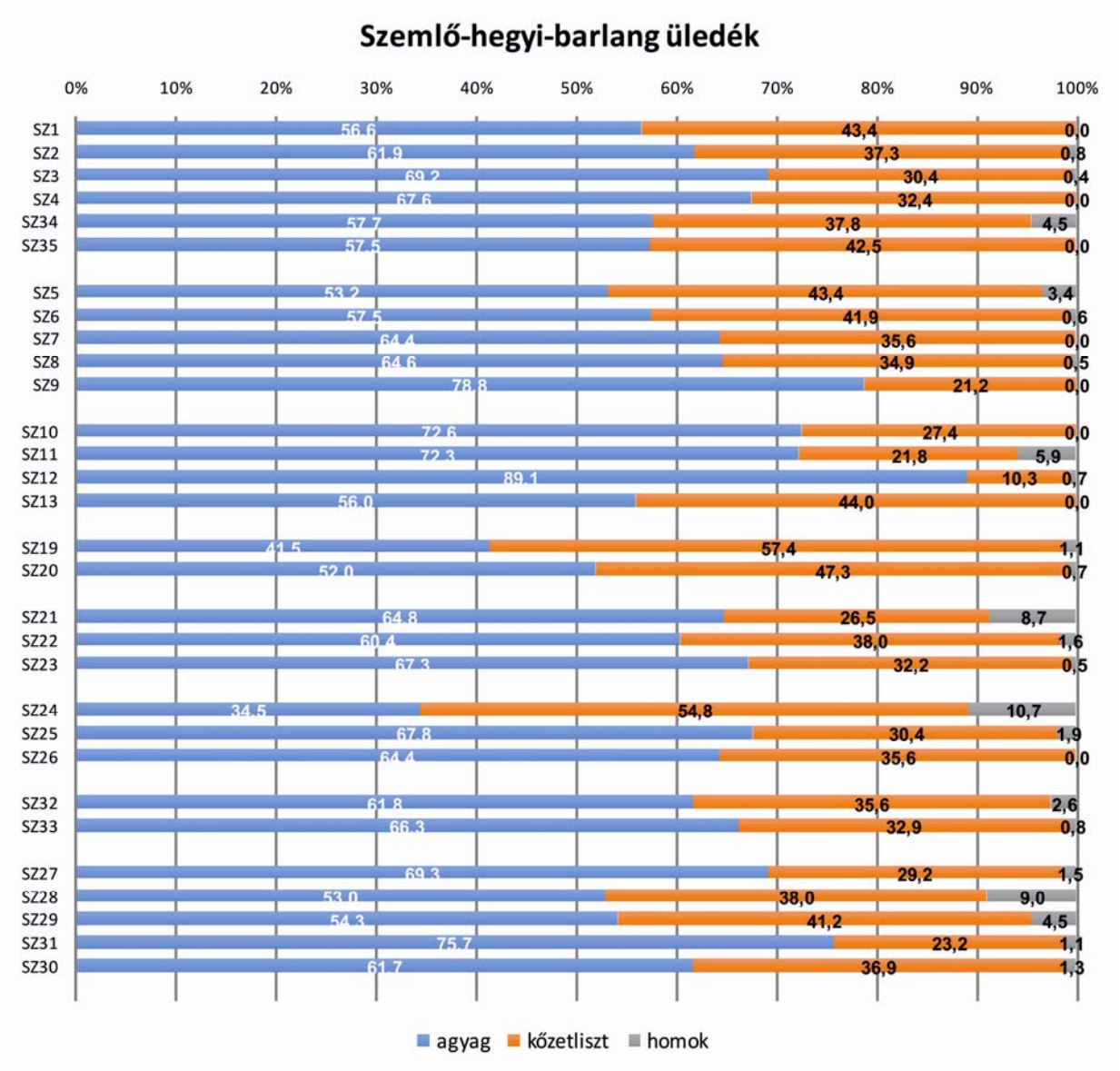
Az összehasonlítási alapot jelentő Ferencvárosi- és Pettyes-terem közti tároló gömbfülkéjének agyagja és az oldott felszínű mészkő oldási maradéka egymáshoz képest kismértékben eltérő szemcsefrakció arányokat mutat: mészkő (SZ20) oldási maradéka (agyag-kőzetliszt-homok): 52-47,3-0,7%, „agyagos" üledék (SZ19): 41,5-57,4-1,1%. Az üledékben tehát az agyag és kőzetliszt aránya (igaz, kis mértékben) felcserélődik.

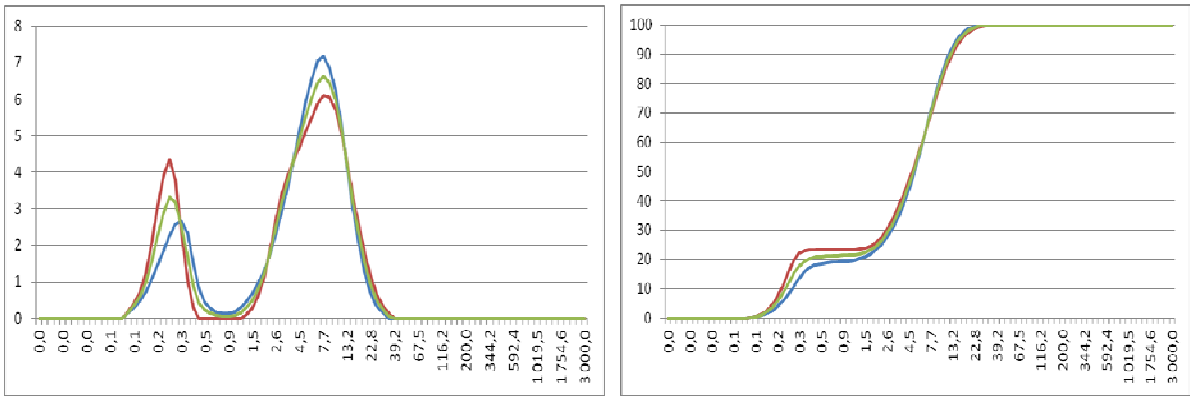
A Hosszú-folyosó végének H/50 sorozatában (karfiolszerű kalcitkéreg alatti cementált üledéksor) az agyagfrakció uralkodó (56,6-69,2%), amit a kőzetliszt méret követ (30,4-43,4%); a homok szinte teljesen hiányzik (kivétel a fekete üledék: 4,5%). A sárga és a szürke üledék aránylag több kőzetlisztet és kevesebb agyagot tartalmaz, míg a többi üledék az előbbiekhez képest relatív magasabb agyagtartalommal bír.

Az V. rétegsor üledékeinek szemcsemérete az alsó minták esetében hasonló, és az előbbiekhez képest magasabb agyagtartalmú: a legalsó szürkésfehér (SZ10) és a rajta található "törmelékes" sárga (SZ11) üledékek szemcseeloszlása (agyag-kőzetliszt-homok): 72,6-27,4-0% és 72,3-21,8-5,9% (a „törmelékes" sárgában homokfrakció is található). A következő sárga, laminált réteg (SZ12) 89,1% agyagból és 10,3% kőzetlisztből áll. A legfelső üledékréteg (SZ13) az alsókhoz képest aránylag kevesebb agyagot (56%) és több kőzetlisztet (44%) tartalmaz.

A Hosszú-folyosó végén, a kanyarban a kalcitlemezek alól származó barnássárga agyagos üledék (SZ21) szemcseeloszlása (agyag-kőzetliszt-homok): 64,8-26,5-8,7%. A Hosszú-folyosó végéből (SZ22) és az Omladék-teremből (SZ23) származó fehéressárga üledékek szemcseeloszlása aránylag hasonló: (60,4-38-1,6% és 67,3-32,2-0,5%).

A Hosszú-folyosó és Virágoskert kereszteződésénél, a liftakna utáni nagy oldalfülke jobb oldali üledéksorának felső fekete részére (SZ24) a barlang többi vizsgált üledékéhez képest durvább méretű szemcsék jellemzőek (agyag-kőzetliszt-homok: 34,5-54,8-10,7%). A sárga üledékek mind a jobb (SZ25), mind a bal oldalon (SZ26) a Hosszú-folyosóra általában jellemző értékeket mutatják (agyag-kőzetliszt-homok): 67,8-30,4-1,9% és 64,4-35,6-0%). A vörös (SZ32) és sárga (SZ33) színű üledékek közül az utóbbi a nagyobb agyagtartalmú. Szemcseeloszlásuk (agyag-kőzetliszt-homok): vörös üledék: 61,8-35,6-2,6%, sárga színű: 66,3-32,9-0,8%. A folyosó itteni szakaszának további üledékei aránylag változatos szemcseeloszlást mutatnak, azonban mindegyik esetben az agyagtartalom a





78. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang üledékeinek szemcseeolszlása (fent);
SZ1 minta szemcseeloszlásának sűrűség függvénye és eloszlás függvénye, 3 párhuzamos mérés alapján (lent)

legnagyobb (53-75%), a kőzetliszt már kevesebb (23,2-41,2%), és a homokfrakció mérete elenyésző (1,1-1,5%), de a rétegsor magasabban lévő üledékei egy kicsit nagyobb homok-tartalmúak (4,5-9%). Ezeknél a mintáknál (SZ28, SZ29) a többihez képest alacsonyabb agyagtartalom (53-54,3%) jellemző. Az alsó minták relatív magasabb agyagfrakcióján belül is a VKHL III. sorozat középső üledékmintája (SZ31) mutatja a legnagyobb agyagdúsulást (75,7%).

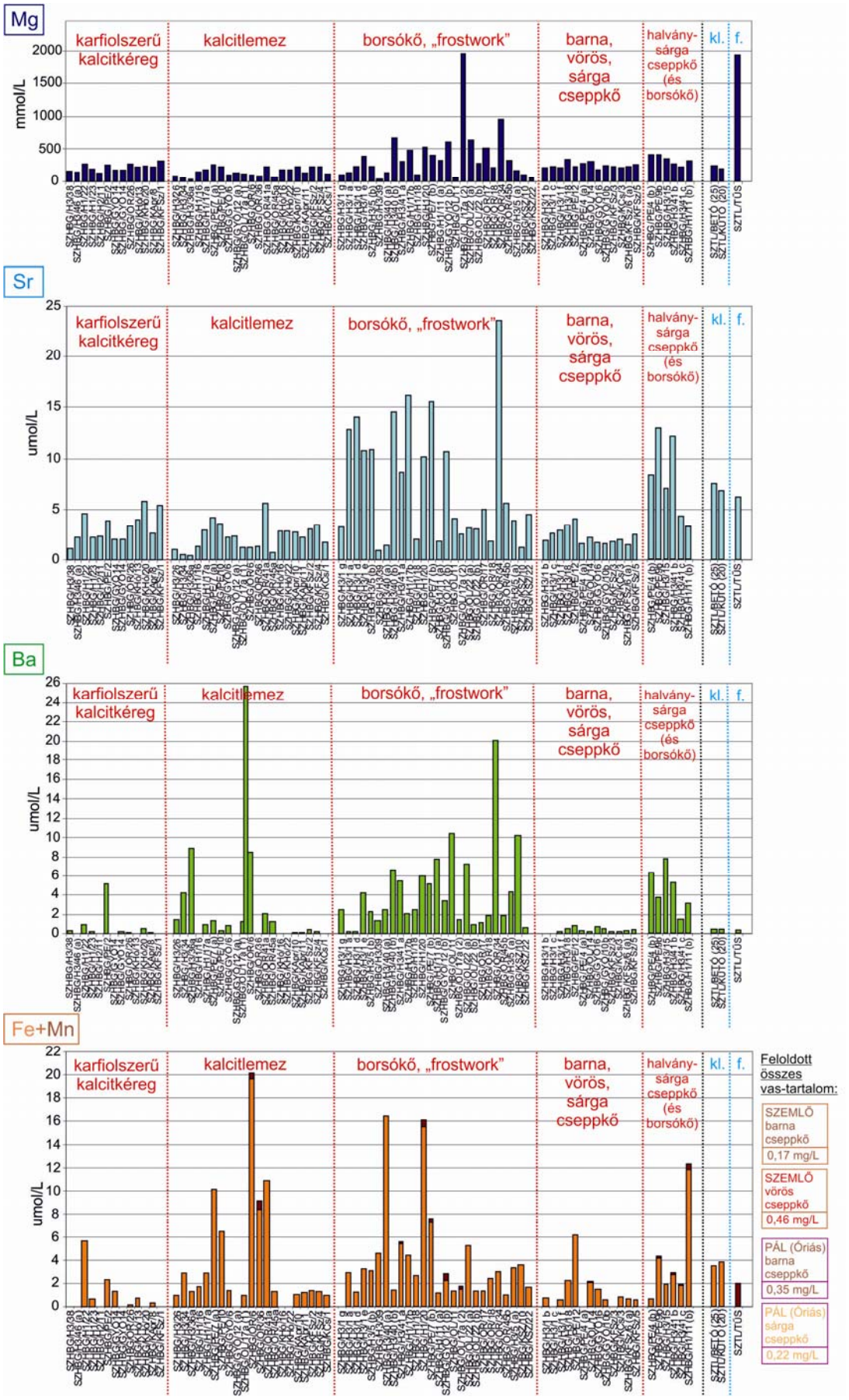
Az Örvény-folyosó alsó részén, az Oldal-folyosóban a VIa-szelvényben alulról fölfelé egyenletes szemcseméret csökkenés figyelhető meg. A legalsó, fehér üledék (SZ5) a legkevésbé agyagos: szemcseeloszlása (agyag-kőzetliszt-homok): 53,2-43,4-3,4%. A rajta található sárgásfehér üledék (SZ6) szemcsemérete ehhez képest már jelentősen finomodik: 57,5-41,9-0,6%. A rétegben, valamint felette húzódó agyagklasztos (SZ7, SZ8) minták (a vártnak megfelelően) jóval magasabb agyagfrakcióval rendelkeznek (64,4-35,6-0% és 64,6-34,9-0,5%). A rétegsor legtetején, a kalcitlemezeken lerakódott agyagcsík (SZ9) ezen a szakaszon belül a legnagyobb agyagtartalmú minta; szemcseeloszlása (agyag-kőzetliszt-homok): 78,8-21,2-0%.

5.8. NYOMELEM GEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI

A karbonátok nyomelem geokémiai eredményeit a *79. ábrán,* barlangonként és kiválástípusonként foglalom össze. A mintákat a mérés előtt oldatba vittük, ezért az eredményeket mg/kg helyett ebben az esetben mmol/l, illetve μmol/l mértékegységben adom meg.

A **magnézium** a Szemlő-hegyi-barlang vizsgált karfiolszerű kalcitkérgeiben és kalcitlemezeiben csak kis mennyiségben (kb. 250 mmol/l) van jelen. Az előbbiekben aránylag több, az utóbbiakban kevesebb magnézium található. A borsókövek, "evaporatív frostwork" minták közül bizonyos példányokban nagy mennyiségű (kb. 700 mmol/l, 1000 mmol/l, vagy akár 2000 mmol/l) magnézium figyelhető meg, míg más mintákban a fentiekhez hasonlóan csak kis mennyiség mutatható ki. A legtöbb esetben a porózus borsókövekre jellemző a magasabb Mg-tartalom. A barna, vörös és sárga cseppkövekben a karfiolszerű kalcithoz hasonló mennyiségű (kb. 250 mmol/l), míg a halványsárga színű, borsókövekkel együtt megjelenő cseppkövekben egy kicsivel nagyobb mennyiségű (kb. 800 mmol/l) magnézium jellemző. A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának recensen képződő kalcitlemezeiben a Szemlő-hegyi-barlangéhoz képest hasonló Mg-tartalom (kb. 250 mmol/l), míg az "evaporatív frostwork"-ben jóval nagyobb (a porózus borsókő legmagasabb értékét megközelítő, kicsit kevesebb, mint 2000 mmol/l) mennyiségben van jelen.

A **stroncium** a Szemlő-hegyi-barlang vizsgált karfiolszerű kalcitkérgeiben kb. 2,5 és 6 μmol/l értékekkel jellemezhető. A kalcitlemezekben ez a mennyiség 1-6 μmol/l, és az előzőhöz képest aránylag nagyobb eltérések tapasztalhatóak a minták között. A borsókövek, "evaporatív frostwork"-ok esetében a mennyiség változása jóval nagyobb az eddigieknél. A legkevesebb stroncium 2 μmol/l, a legtöbb pedig 24 μmol/l volt a vizsgált mintában. Gyakoriak a 10-15 μmol/l körüli értékek. A magas Sr-tartalom a tűs, kristálybokor-szerű kiválásokra jellemző. A barna, vörös és sárga színű cseppkövekre a karfiolszerű kalcitkérgeknél megfigyelt értékek a jellemzőek (2,5-4 μmol/l). A borsókövekkel egy helyen képződő halványsárga cseppkövek részben a borsókövekre jellemző, megemelkedett Sr-mennyiséget tartalmazzák (kb. 4-13 μmol/l). A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának recensen képződő kalcitlemezeiben a Szemlő-hegyi-barlangéhoz képest magasabb stroncium mennyiség (7-7,5 μmol/l) jelenik meg, ami itt a "frostwork"-re is jellemző.



79. ábra: A Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlang karbonátos képződményeinek nyomelem tartalma

A **bárium** a Szemlő-hegyi-barlang karfiolszerű kalcitkérgeiben általában nem jellemző, vagy alig kimutatható mennyiségben van jelen (0,5-1 μmol/l). Ez alól kivétel a Pettyes-terem kalcitkéreg-mintája, ahol 5,5 μmol/l tapasztalható. A kalcitlemezek Ba-tartalma is változó: némely mintánál egyáltalán nem jelenik meg, vagy alig kimutatható, illetve 2 μmol/l alatti értékekkel van jelen. A Hosszú-folyosó végén (4 és 9 μmol/l), illetve az Oldal-folyosóban (26 μmol/l) és Óriás-folyosóban (9 μmol/l) azonban jóval magasabb értékeket mutat. A borsókövekben, "frostwork"-ben a mennyiség nagyon változó. Minden mintában kimutatható, és többnyire a 2 μmol/l feletti értékek jellemzőek. Megfigyelhető 4-10 μmol/l, illetve egy Óriás-folyosóból származó minta esetében 18 μmol/l mennyiség is. A barna, vörös és sárga cseppkövek a többi kiválástípushoz képest alig (0,5-1 μmol/l) vagy egyáltalán nem kimutatható Sr-tartalommal bírnak. Ezzel szemben a borsókövekkel megjelenő halványsárga cseppkövekben 2-8 μmol/l stroncium jellemző. A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának recensen képződő kalcitlemezeiben és az "evaporatív frostwork"-ben azonban csak mindössze kb. 0,5 μmol/l Sr mutatható ki.

A **vas** (összes vas) a Szemlő-hegyi-barlang karfiolszerű kalcitkérgeiben nem mutatható ki, vagy kis mennyiségben (0,5-1,5 μmol/l) van jelen. A Pettyes-terem kalcitkérgében kicsivel több, mint 2 μmol/l, Hosszú-folyosó egyik mintájában pedig 5,5 μmol/l tapasztalható. A kalcitlemezek Fe-tartalma széles tartományt fed le. Általában 1-3 μmol/l mennyiségben van jelen, illetve egy-két mintában nem kimutatható. A Pettyes-terem kalcitlemezei több, mint 6 μmol/l, illetve 10 μmol/l, az Óriás-folyosó lemezei pedig 8 μmol/l, 11 μmol/l és maximálisan 19,5 μmol/l vasat tartalmaznak. A borsókő és "frostwork" minták (egy kivételével) legalább 1-1,5 μmol/l, jellemzően 3-4 μmol/l mennyiségű vassal rendelkeznek. Az Oldal-folyosó és a Hosszú-folyosó vége kb. 5 μmol/l, a Pettyes-terem 7,5 μmol/l, további, Hosszú-folyosóból származó minták pedig maximálisan 15,5-16 μmol/l mennyiségű vasat tartalmaznak. Furcsa ellentmondásnak tűnik, hogy a barna, vörös és sárga cseppkövekben nem tapasztalható a fenti megnövedekedett vasmennyiség. Néhány mintából nem kimutatható, vagy 1 μmol/l körüli értékekkel jellemezhető. A Gyöngyös-folyosó vörös cseppköve 1,5 μmol/l, a barna cseppkövek közül az Oldal-folyosóé 2 μmol/l, a Hosszú-folyosó végéből gyűjtötté kicsivel több, mint 2 μmol/l, a Pettyes-termié pedig 6 μmol/l mennyiségű vasat tartalmaz. (Összehasonlításként, egy másik módszerrel a barlang barna cseppkövéből 0,17 mg/l, vörös cseppkövéből pedig 0,46 mg/l összes vastartalmat mértek.) A borsókövekkel megjelenő halványsárga cseppkövekben ezekhez képest aránylag magasabb mennyiség volt mérhető (egy minta kivétel a minimum kb. 2 μmol/l, továbbá a Hosszú-folyosó végéből 3 μmol/l, a Pettyes-teremből 4 μmol/l, a Hosszú-folyosóból pedig 12 μmol/l vasat sikerült kimutatni. A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának recensen képződő kalcitlemezeiben 3,5-4 μmol/l vas található, a "frostwork" mintából azonban nem mutatható ki.

A **mangán** a Szemlő-hegyi-barlang karfiolszerű kalcitkérgeiből nem mutatható ki, és a kalcitlemzekben sem jellemző (mindössze két, magas vas-tartalmú, Óriás-folyosóból származó lemezben sikerült kb. 0,5-1 μmol/l mangánt észlelni). A borsókő és "frostwork" kiválástípusok közül a Hosszú-folyosó két mintájában, a Pettyes-teremben, az Oldal-folyosóban és a Gyöngyös-folyosóban található egy-egy mintában sikerült találni szintén 0,5-1 μmol/l mennyiséget. Az Oldal-folyosó barna cseppkövében a mangán alig kimutatható, a borsókövekkel társuló cseppkövekben azonban általában 0,5 μmol/l mennyiségben jelen van. A nagyobb mennyiségű vasat tartalmazó, Hosszú-folyosóból származó, borsókövön képződő cseppkőben 1 μmol/l mangán is megtalálható. A

Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának recensen képződő kalcitlemezeiből mangán nem mutatható ki, azonban az "evaporatív frostwork"-ben az összes többi mintához a legnagyobb (2 μmol/l) mennyiség mérhető.

5.9. VÍZVIZSGÁLATI EREDMÉNYEK

A vízmintavételi eredményekről a *80. ábra* ad áttekintést. A vízméréseknél és az eredmények értékelésénél elsősorban a térbeli jellemzésre törekedtem.

A helyszíni mérések közül a vízhőmérséklet (és mélység) mérések voltak *in situ* kivitelezhetőek, a többi mérést a Molnár János-barlang freatikus zónájából származó mintáinál a Kessler-terem tavának vízfelszínénél, a terem bejáratánál kialakított búvár merülőbázison, a búvárok megérkezését követően perceken belül sikerült elvégezni.

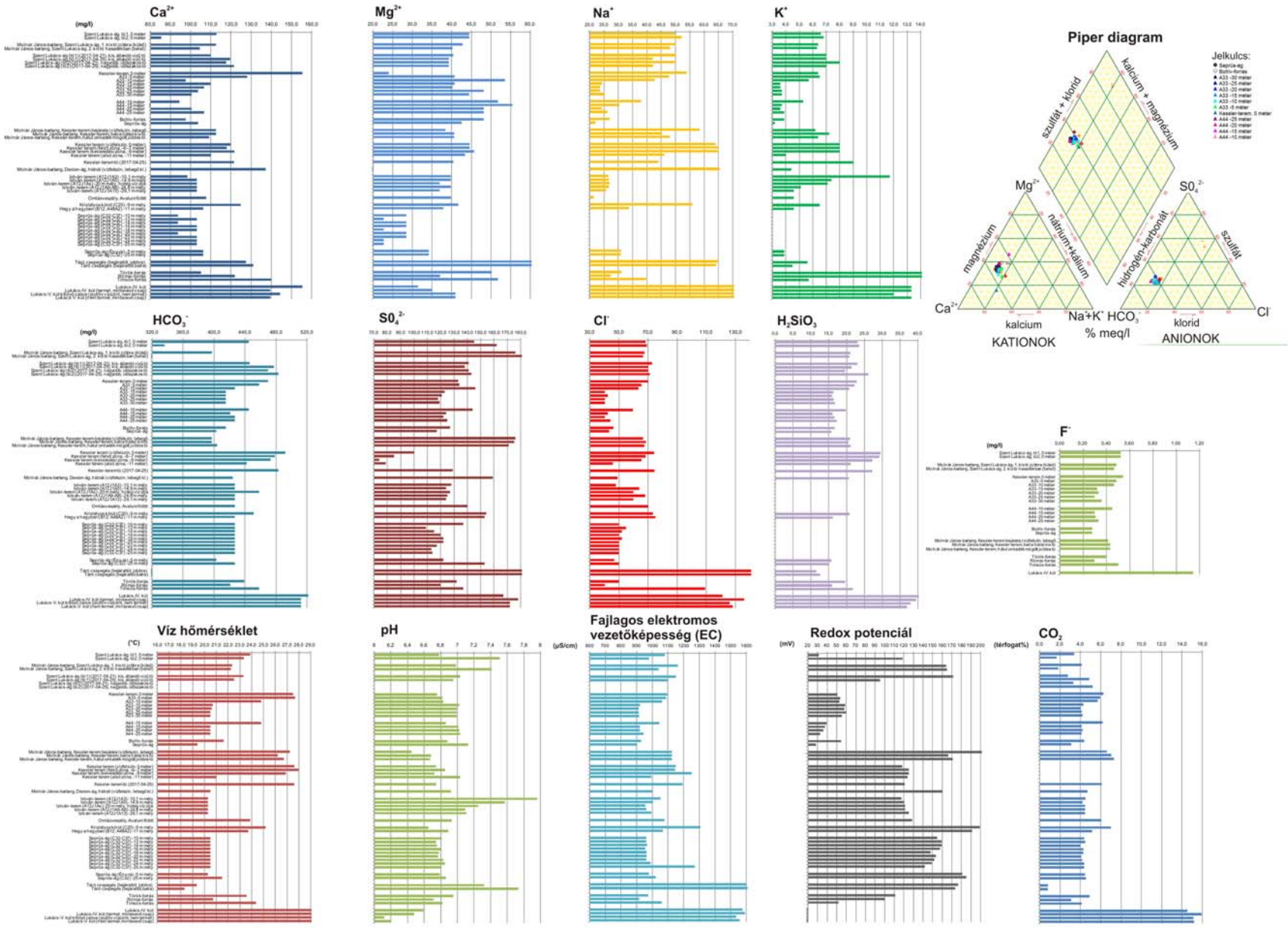
A **vízhőmérséklet** és **mélység** adatok között jellegzetes összefüggések figyelhetőek meg. A vertikális mintázások (A33, A44) esetében jól látható, hogy a felső részen (Kessler-terem, 0 méter: 27,5 °C és A33 -5 m: 27,7 °C) mérhető a legmagasabb hőmérséklet. A -10 m mélység már relatív alacsonyabb értékeket mutat (24,8 °C), -15 m mélységben (A33: 20,7 °C) és alatta pedig már szinte egységesen (20,5 °C) a jellemző. Ez a „hőmérsékleti rétegződés" a barlang legtöbb részén (járat helyzettől függően) megfigyelhető.

A Kessler-termen belül horizontálisan alig mérhető különbség (középen vízfelszínnél: 27,3 °C; balra hátsó kis tó: 26,2 °C; hátul, omladék mögötti tó: 26,7 °C), vertikálisan pedig a felső kb. 9 méteren relatív meleg (vízfelszín, 0 m: 27,6 °C; felső zóna, -6 - -7 m: 28 °C; keveredési zóna, -9 m: 26,9 °C), alatta, -11 méteren már hűvösebb víz (alsó zóna, -11 m: 21 °C) tapasztalható. (A különböző időpontokban, azonos helyről vett minták értékei kis mértékben eltérhetnek egymástól.) A barlang más részein mért meleg víz hőmérséklete (Omlásveszély, meleg víz beáramlás: 23,9 °C; Kristályos-körút, -9 méter: 25,2 °C; Hegy a hegyben, -11 méter: 23,7°C) a vertikális mintázás meleg vagy átmeneti hőmérsékletű vizeivel mutat hasonlóságot. A Szent Lukács-ág tavainak vízhőmérséklete, – bár csak néhány méterre vannak egymástól – kissé eltérő (bejárathoz közelebbi 1. tó: 23,9 °C, illetve 22,4 °C; oldalhasadékban 2. tó: 23,3 °C, illetve 22,2 °C). A víz hőmrséklete itt egy héten belül is változhat (1. tó: 23,3 °C, 22,5 °C).

A Seprűs-ág langyos víz beáramlására nem jellemző a fenti mélység-hőmérséklet összefüggés. A -10 m és -25 m közötti 2 méteres vertikális mintázás hőmérséklet értékei azonosnak adódtak (20,5 °C). Egy másik időpontban a járat ÉNy-i részén, -5 m mélységben 20,3 °C, DK-i részén, -25 m mélységben 21,5 °C-os volt a víz. Az István-terem környékén -10 m és -29 m mélységek között (a „Hideg víz útját" -20 m mélységben belevéve) egységesen 20,3 °C a hőmérséklet.

A Dexion-ág vizének hőmérséklete a hűvösebb, langyos vizekkel mutat hasonlóságot (20,5 °C). A tárában vizsgált csepegő vizek 19,3 °C és 18, 3 °C értékeket mutatnak.

A Boltív-forrásban hőmérséklet szempontjából (a hűvösebb és átmeneti zóna vize közötti) kevert víz jut a felszínre. A Timsós-forrás (24,4 °C) és a Török-forrás (23,6 °C) vize ennél melegebbnek, a Római-forrásé (20,7 °C) pedig hűvösebbnek bizonyult. (A források mintázása a barlangi vizek vertikális mintázásával egy napon történt.) A meleg vizes termálkutak vizének hőmérséklete az eddigiekhez képest jóval magasabb (Lukács IV. kút: 51,05 °C, Lukács V. kút: 47,8 °C).



80. ábra: A Molnár János-barlang vízvizsgálati eredményei

A melegebb vizekre általában alacsonyabb, kb. 6,8-6,9 **pH érték** jellemző, a hűvösebbeké 7, vagy annál magasabb. A Kessler-terem vízfelszínén kisebb lokális különbségek lehetnek (középső rész: kb. 6,4, oldalsó tófelszínek: 6,6). A Szent Lukács-ágban a bejárathoz közelebbi tó alacsonyabb pH értékekkel jellemezhető (6,8-7), mint az oldalhasadékban megjelenő tó (7,4-7,5). Amíg a Seprűs-ág langyos vizének pH-ja 6,8 körül ingadozik, az István-terem pH-ja lent (-29 m mélyen) 7,5, ami felfelé növekszik (kb. 7,2 majd 7,6). A tárában mért csepegővíz pH-ja az előző magas értékhez hasonló: kb. 7,3 és 7,7. A langyos források vize közül a Boltív-forrás és a Török-forrás pH-ja magasabb (kb. 6,9-7), a Timsós-forrásé alacsonyabb (6,8), és a Római-forrásé a legkevesebb (6.7). A termálkutak pH-ja a fentieknél alacsonyabb (Lukács IV. kút: 6,5-6,6, Lukács V. kút: 6,1-6,2).

A **fajlagos elektromos vezetőképesség** értékek általában szintén szoros összefüggésben állnak a vertikális helyzettel (és többnyire a vízhőmérséklettel). A Kessler-terem vízfelszín közeli részén és -5 m mélyen kb. 1100 µS/cm, az átmeneti -10 méternél már egy kicsit kevesebb, -15 méteren és mélyebben pedig már csak kb. 900 µS/cm jellemző. A jellemzően meleg vizes részekre (Omlásveszély, Hegy a hegyben) is kb. 1100 µS/cm, a Kristályos-körútnál ennél nagyobb: 1300 µS/cm érték adódott. A Kessler-terem horizontális mintázásánál egységesen kb. 1150 µS/cm értékeket sikerült mérni. A vertikális mintázásnál a vízfelszínen és a felső zónában -6 - -7 m mélyen 1150 µS/cm, -9 m mélyen (a keveredési átmeneti zónában) ennél magasabb: 1250 µS/cm, az alsó, -11 m mély zónában pedig már csak 1000 µS/cm értékek adódtak. A Dexion-ág vizének fajlagos elektromos vezetőképessége szintén 1000 µS/cm-nek bizonyult. A Szent Lukács-ág tavai e paraméter esetében is eltérő értékeket mutatnak. A bejárathoz közeli tó vize átlagosan 1000 µS/cm, míg a távolabbi, hasadékszerű oldaljárat tava átlagosan 1100-1150 µS/cm. Az első tó azonban egy másik mérés-sor alkalmával 1150 és 1100 µS/cm értéket mutatott. A langyos vizű Seprűs-ág -5 és -22 méter közötti mélységben azonos értékekkel (kb. 950 µS/cm) jellemezhető, azonban -24 méteren már kb. 1000 µS/cm, -25 méter mélyen pedig kiugróan magas: több mint 1250 µS/cm. (Egy korábbi mérés alkalmával azonban -25 méteren csak kicsivel több, mint 1000 µS/cm volt mérhető.) A szintén hűvösebb vizű István-terem vertikális mintázásánál kis különbség mutatkozik a fajlagos elektromos vezetőképesség értékekben: -10 méter mélyen a legmagasabb: 1050 µS/cm, majd 5 méterenként lecsökken 1000 µS/cm és 950 µS/cm-re, és -24,8 méter mélységtől -29,1 méterig lefelé ismét növekszik 1000 µS/cm-re. A tárába csepegő víz a fentieknél jóval magasabb összes oldott anyag tartalommal, és ezzel együtt fajlagos elektromos vezetőképesség értékekekkel rendelkezik (több mint 1600 µS/cm). A langyos források vize egymáshoz képest változó, de általában jellemző, hogy a barlangi vizek közül az átmeneti zóna, vagy a langyosabb vizű részek értékeivel mutat hasonlóságot. Közülük a legmagasabb, 1050 µS/cm értékkel a Timsós-forrás rendelkezik; a Török-forrás vize kb. 980 µS/cm, a Boltív-forrásé és a Római-forrásé pedig csak kb. 920 µS/cm. a meleg termálvizes kutak vize itt is jelentős eltérést mutat, mivel a fajlagos elektromos vezetőképessége ezeknek a vizeknek a Lukács IV. kút esetében kicsivel kevesebb, mint 1600 µS/cm, a Lukács V. kút esetében pedig kb 1550 µS/cm. (A fent már említett „táró csepegés" vize ezeknél is nagyobb értékekkel rendelkezik.)

A **redox potenciál** értékek a freatikus zónában, búvárok segítségével mintázott víznél (a nem *in situ* méréseknél) az eddigi paraméterekhez képest még kevésbé tekinthető pontosnak, mivel azok feltehetően jelentősebb mértékben változhattak a vízminták kihozatala során (a vertikális mintázás alkalmával az A33 és A44 vizek a többi mintázáshoz képest alacsonyabb értékekkel redelkeznek: 50-60 mV, illetve 30-40 mV). A vízfelszínen mért értékek közül a Kessler-terem vize jellemzően

oxidatív (különböző mérési alkalmakkor 120 mV, 170 mV, vagy 200 mV). A Szent Lukács-ág tavai közül a bejárathoz közelebbi tó redox potenciálja az első mérési alkalommal csak 30 mV-nak bizonyult, míg a távolabbi, hasadékszerű oldaljáratban húzódó tó már kb. 120 mV-ot mutatott. Következő alkalommal már mindkét tó vize jóval pozitívabb (több mint 160 mV) értékkel rendelkezett. 1 hetes mérésnél azonban 170 mV-ról 95 mV-ra csökkent. A langyos vizes ágak (Seprűs-ág, István-terem) vizeiben magas (150-160 mV, vagy kb. 180 mV; illetve 120 mV körüli) értékekek mérhetőek, azonban ez sokat változhatott az eredetihez képest a víz kihozatala során. A táró csepegő vizei kb. 175 mV-nak adódtak. A langyos források vize egymáshoz képest eltérő; csökkenő sorrendben a Török-forrás 110 mV, a Római-forrás 100 mV, a Boltív-forrás 55 mV, a Timsós-forrás pedig kicsivel több, mint 50 mV. A fenti, oxidatív állapotú vizekkel szemben a termálkutak meleg vize reduktívnak bizonyult, vagyis negatív mV értékeket adott.

A **kén-hidrogén** mérések (kicsapatott H_2S-ből) eredményei szoros összefüggésben állnak a fenti redox potenciál értékekkel. Az oxidatív állapotú vizekből ugyanis többnyire nem, vagy csak alig kimutatható mennyiségben sikerült szulfidot mérni. Kimutatási határ körül volt észlelhető a kén-hidrogén a -30 méter mélységből (0,15 mg/l) és a Szent Lukács-ág bejárathoz közelebbi tavából (0,1 mg/l) származó, valamint a langyos források közül a Timsós-forrásból (0,07 mg/l) származó víznél. A termálkutak meleg, reduktív állapotú vize már több kén-hidrogént tartalmazott (Lukács IV. kút: 0,57 mg/l, illetve 0,22 mg/l; Lukács V. kút: 0,28 mg/l).

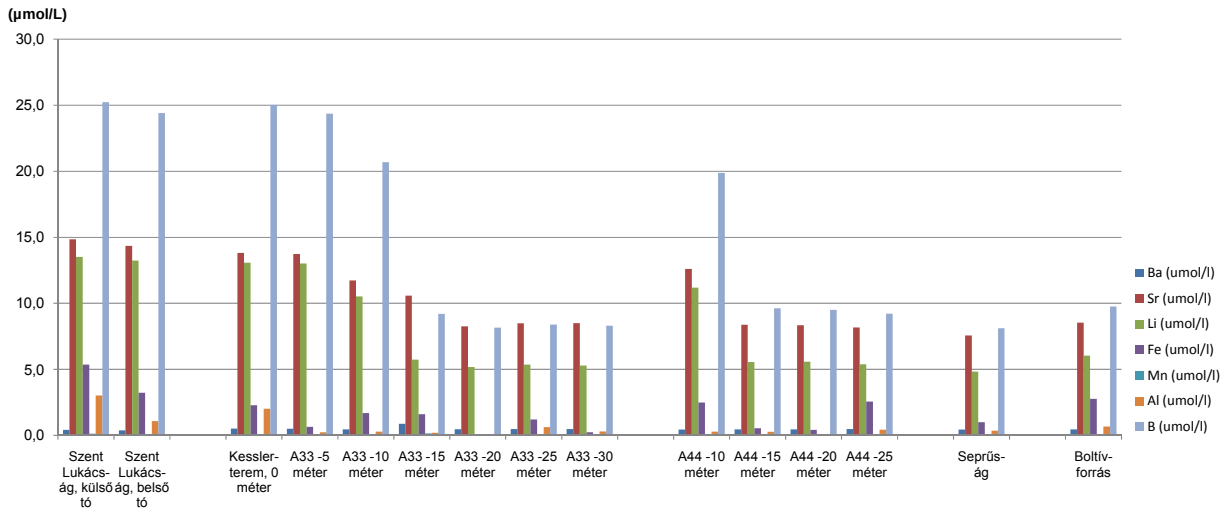
A vízből mért **szén-dioxid** térfogat% térbeli változása a fenti vízmélység-hőmérséklet összefüggéshez hasonló. A vertikális mintázásnál is szembetűnő, hogy a melegebb víz több CO_2-ot tartalmaz. A Kessler-terem vízfelszíne közelében több mint 6%, és ez az arány -5 méter és -10 méteren is jellemző. -15 méter mélyen és alatta már csak 4% körüli CO_2 mennyiség található. Ennek a természetes folyamatok mellett oka lehet az a szemmel is jól megfigyelhető jelenség, hogy a búvárok által kilélegzett gázok a vízfelszín közelében, a barlangjárat főtéjénél gyűlnek össze és halmozódnak fel. A meleg vizes szakaszokon az Omlásveszély meleg víz beáramlásánál szintén 6%, a Kristályos-körútnál (-9 m mélység) 7%, a Hegy a hegyben -11 m mélységű részénél 5% CO_2 észlelhető. A Kessler-terem horizontális mintázásakor a középső vízfelszínnél 6,5%, a balra nyíló hátsó kis tóban 7%, a hátsó omladék mögötti tóban pedig 7,5% CO_2 volt kimutatható. A Szent Lukács-ág bejárathoz közelebbi tavában több (3,5% és 4%) szén-dioxidot mértem a távolabbi, hasadékban húzódó tó értékeihez képest (kb. 1,5%). Az egy hetes méréskor az előbbi tóból kb. 2,5%, majd pár nap múlva kb. 3,5%-ot, az akkor éppen jelenlévő időszakos tóból 5%, majd 5,5% CO_2-t sikerült kimutatni. Az utóbbi esetben szabad szemmel is jól megfigyelhető buborékok voltak a kalcitlemezes vízfelszín alatt megfigyelhetőek. A Dexion-ág vize a mintázáskor kb. 4,5%-ot tartalmazott. A langyos vizes szakaszok közül a Seprűs-ágban aránylag hasonló mennyiségű CO_2 volt (4-4,5%). Az alsóbb (kb. -25 m mélység) és felsőbb (-5 m, illetve kb. -10 m mélység) részeken több (4,5%, a közötte lévő részeken pedig kevesebb (4%) jellemző. Az István-teremben is hasonló értékek adódtak (kb. 4,5%). A táróban vizsgált csepegő víz kevesebb, mint 1% CO_2-t tartalmazott. A langyos források közül a Török-forrásban kb. 5%, a Boltív-forrásban kb. 4,5%, a Timsós-forrásban 4%, és a Római-forrásban kb. 3% szén-dioxidot mértem. A termálkutak meleg vizeire az eddigiekhez képest jelentősen több CO_2 jellemző (Lukács IV. kút: 14,5% és 16%; Lukács V. kút: kb. 15%).

A **fő ionok** mennyisége (az értékek részletezése nélkül) általában a vízmélység-vízhőmérséklet térbeli eloszlásának összefüggése szerint változik. A barlang melegebb vizeire többnyire magasabb

ion koncentráció (mg/l), a hűvösebb vizekre pedig relatív alacsonyabb értékek jellemzőek (ez általában igaz a vertikális vízmintázás és a többi, melegebb vagy hűvösebb vízhőmérséklettel jellemezhető szakaszokra is). Ettől eltérő mennyiség változások szintén megfigyelhetőek. A kalcium- és hidrogén-karbonát esetében a Szent Lukács-ág tavainál a bejárathoz közelebbi tó vizéből az oldalhasadék vizéhez képest jelentősen magasabb koncentrációkat sikerült mérni. A szulfát azonban a második tónál mutat magasabb értéket. A Dexion-ág is aránylag nagy szulfát értékkel jellemezhető. A magnézium-ion mennyisége jellegzetesen a verikálisan mintázott vizeken belül a keveredési zónában, -10 méteres mélységben a legnagyobb, ami általában a szulfát értékeknél is megfigyelhető. A szulfát a Kessler-terem vizében bizonyos időszakokban kiugróan magas, máskor alacsonyabb. A táró csepegő vizeiben a barlangi vizekhez képest nagyon magas magnézium, nátrium és kálium, szulfát és klorid ion volt kimutatható, a hidrogén-karbonát mennyisége azonban nagyon kicsi. A langyos forrásoknál összességében a Timsós-forrás vize mutatta a legmagasabb fő ion értékeket, utána a Török-forrás és a Boltív-forrás következik, majd a Római-forrással zárul. A termálkutak vize minden fő ionra nézve a barlangiakhoz és a langyos forrásokhoz képest jelentősen magasabb értékekkel jellemezhető. (További részleteket l. *80. ábra*). Az eredmények értelmezéséhez fontos tudni, hogy több esetben a vízmintázás 50 ml-es fecskendőkkel történt, és a labormérések során korlátozott mennyiségű vízminta állt rendelkezésre, így a Seprűs-ág és az István-terem vertikális mintázását követő mérések jelentős higítással történtek, aminek következtében nagyobb hibával jellemezhetők.

A **fluorid-ion** mennyisége és változása is jól tükrözi a mintázott víz térbeli helyzetét. A vertikális mintázásnál a vízfelszín közelében a Kessler-teremé a legmagasabb (~0,55 mg/l), -5 méter mélyen kb. 0,5 mg/l, -10 méter mélyen (a keveredési zónánál) pedig kb. 0,45 mg/l, -15 m mélyen és alatta már csak 0,3-0,35 mg/l mutatható ki. A Kessler-terem horizontális mintázásánál kicsivel több, mint 0,4 mg/l értékek adódtak. A Szent Lukács-ág tavainak fluorid-ion mennyisége szinte megegyezően 0,45-0,5 mg/l. A langyos vizű Seprűs-ágban kb. 0,25 mg/l érték adódott, akárcsak a Boltív-forrás vizében; a Római-forrásé 0,3 mg/l, a Török-forrásé 0,4 mg/l, a Timsós-forrásé pedig 0,5 mg/l. A Lukács IV. termálkút fluorid-ion mennyisége lényegesen magasabb: 1,15 mg/l.

A vizsgált vizek **nyomelem** mennyisége és annak változása több esetben szintén vízmélység-hőmérséklet- és helyszínfüggő *(81. ábra)*. A bór, a lítium és a stroncium a korábbiakban részletesen ismertetett összefüggéseket jól tükrözi, vagyis a melegebb vízben nagyobb mennyiségben, a hűvösebb vízben pedig kisebb mennyiségben jelenik meg. A bárium minden mintában csak alig kimutatható mennyiségű. Az alumínium a vízfelszín közeli részekről (Szent Lukács-ág, Kessler-terem) származó mintákban nagyobb mennyiségben van jelen, mint a többi vízmintában (az 1. tóban az alumínium mennyiség ebben az esetben is nagyobb, mint a 2. tóban). -20 méter mélységből egyáltalán nem sikerült alumíniumot kimutatni. Vas viszonylag nagy mennyiségben van jelen a Szent Lukács-ág bejárathoz közelebbi, 1. tavában és a Kessler-terem vízfelszíne közelében, illetve kevesebb a Szent Lukács-ág oldalhasadékának tavában. Ennél kisebb mennyiség jellemző -25 méter mélységben és a Boltív-forrásban, és alig kimutatható koncentráció a többi vízmintában. Az alumíniumhoz hasonlóan, -20 méter mélységben egyáltalán nem észlelhető. (Vasnál az értékek az összes vas: Fe^{2+} és Fe^{3+} koncentrációját mutatják.) A mangán nagyon kis mennyiségben a Szent Lukács-ág 1. tavának vizéből és -15 m mélységből volt kimutatható.



81. ábra: A Molnár János-barlang vízmintáiból vizsgált nyomelemek

A vízmérések eredményei alapján sikerült **PHREEQC programmal modellezni** a barlang és források vizének telítettségét az egyes komponensekre nézve, valamint a vízminták Eh (oxidatív/reduktív) állapotát. Ez azért érdekes eredmény, mert becsléseket tesz lehetővé arra nézve, hogy milyen anyag válhat ki az adott vízből, és ezt összehasonlíthatjuk a barlangban észlelhető kiválásokkal/visszaoldási jelenségekkel. Az eredményeket bizonyos mértékben kritikával kell kezelni a nem *in situ* mérésekből adódó paraméter-változások miatt (pl. pH, redox potenciál, CO_2, H_2S, HCO_3^-).

A fenti modellező programmal számolt eredmények alapján kalcit válik ki a Szent Lukács-ág oldalhasadékának vizéből, valamint a langyos vizű István-terem -10 méter, -15 méter és -20 méter („Hideg víz útja") mélységből származó vizéből. Dolomit kiválására ezeken kívül elvileg a tárában a bejárattól balra kihelyezett csepegővíz gyűjtő edényben van lehetőség. Aragonit az István-terem -10 méter és -15 méter mélységű vizében képződhet. Gipsz kiválása egyik mintából sem lehetséges. Kvarc a Kessler-terem vertikálisan mintázott vizeiből (vízfelszín, felső zóna: -6 - -7 m mélység, keveredési zóna: -9 m mélység és alsó zóna: -11 m mélység), a Szent Lukács-ág tavainak 1 hetes mérésekor mintázott vizekből, és a Lukács IV. és V. termálkutak vizéből válhat ki. A goethit (vagy $Fe(OH)_3$) képződése a vertikálisan mintázott vizek közül a -30 méter mélységűt leszámítva mindegyik vízből megvalósulhat. A Seprűs-ág, a Boltív-forrás és Török-forrás vizének összetétele is megadja a goethit kiválásának lehetőségét. Pirit jöhet létre a barlangban -30 m mélyen, a Római- és a Timsós-forrás vizében, továbbá a Lukács IV. és V. termálkutakban. Barit kiválására az A44 vertikális mintasorozat -15 m, -20 m és -25 m mélységből származó vizéből, a Seprűs-ágból, illetve a Lukács IV. és V. termálkutakból származó vízből van lehetőség. Az utóbbi Lukács kutak vizéből a program szerint elvileg sziderit is kiválhatna.

A modellezés alapján reduktívnak bizonyult a Szent Lukács-ág bejárathoz közelebbi, 1. tavának vize, a -30 m mélységből származó langyos víz, az István-terem -15 méterről és -20 méter

mélységből („Hideg víz útja”) származó vize, általában véve a Seprűs-ág langyos vizei, az Omlásveszély meleg víz beáramlása, a Kristályos-körút (-9 m mély) és a Hegy a hegyben (-11 m mély) vize, a Római- és a Timsós-forrás vize és a meleg termálkutak vizei (Lukács IV. és Lukács V. kút).

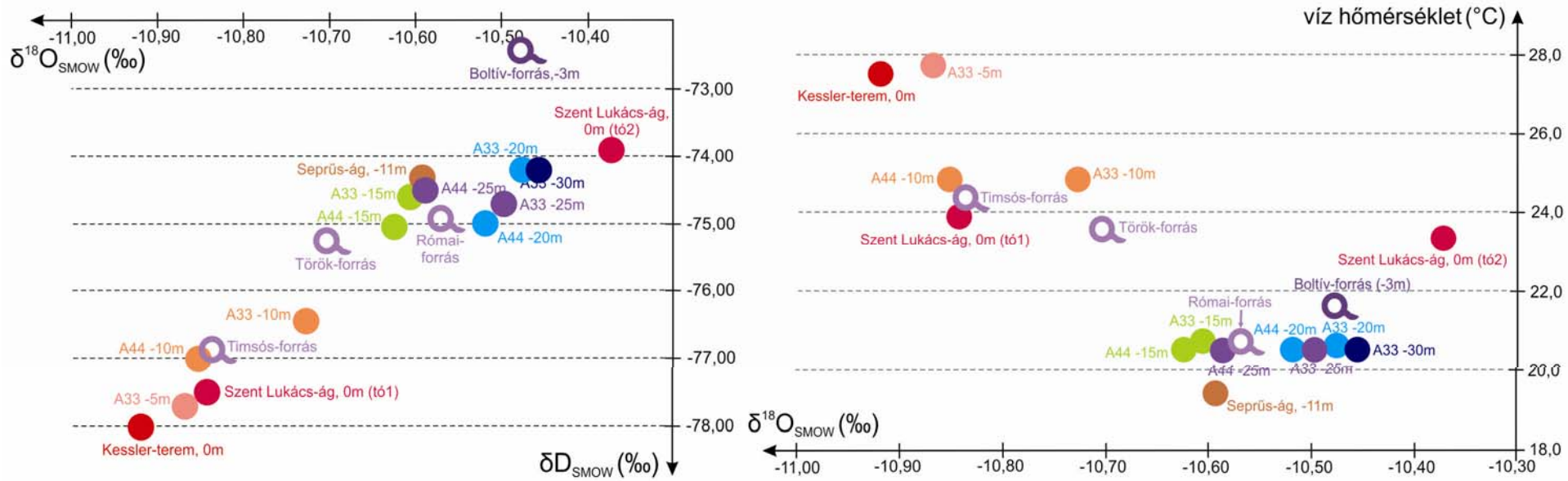
5.10. STABILIZOTÓP MÉRÉSEK EREDMÉNYEI

5.10.1. Víz

A Molnár János-barlangból és a hozzá kapcsolódó, a környéken található langyos forrásokból, termálkutakból gyűjtött vízminták δD és $\delta^{18}O$ méréseinek eredményeit (és mért vízhőmérséklet értékeit) a *82. ábrán* ismertetem.

A barlang vizének vertikális helyzete (vízmélység) szoros összefüggést mutat a stabilizotóp értékekkel, valamint a víz hőmérsékletével is. A Kessler-terem vízfelszín közeli része (0 méter, $\delta^{18}O$: -10,92‰, δD: -78,04‰, 27,5 °C) és a -5 méter mélységből ($\delta^{18}O$: -10,87‰, δD: -77,73‰, 27,7 °C) származó vízminta több szempontból (stabilizotóp értékek és víz hőmérséklet) is egy csoportba esik. A Szent Lukács-ág első (bejárathoz közelebbi) tava (1. tó, 0 méter, $\delta^{18}O$: -10,84‰, δD: -77,53‰, 23,9 °C) ezekhez képest relatív alacsonyabb hőmérsékletű, de szintén hasonló stabilizotóp értékekkel rendelkezik. Az A33 ($\delta^{18}O$: -10,73‰, δD: -76,47‰, 24,8 °C) és A44 ($\delta^{18}O$: -10,85‰, δD: -77,03‰, 24,8 °C) -10 m mélységből származó mintája az előzőekhez hasonló, de „átmenetibb” értékekkel már egy következő csoportba tartozhat (a $\delta^{18}O$ értékben mutatkozik csak kisebb eltérés). Az adott paraméterek szempontjából ezekkel a barlangi termálvizekkel mutat hasonlóságot a Timsós-forrás vize is ($\delta^{18}O$: -10,84‰, δD: -76,89‰, 24,4 °C). A fentiekhez képest aránylag nagyobb különbség, „távolság” figyelhető meg a fenti és a további minták értékei között. A következő csoport és az előbbi között átmeneti helyzetben van a Török-forrás ($\delta^{18}O$: -10,70‰, δD: -75,26‰, 23,6 °C). A Római-forrás már a következő csoportba tartozik ($\delta^{18}O$: -10,57‰, δD: -74,94‰, 20,7 °C): Az A44 ($\delta^{18}O$: -10,62‰, δD: -75,07‰, 20,5 °C) és A33 ($\delta^{18}O$: -10,61‰, δD: -74,62‰, 20,7 °C) -15 m mélységből származó vizeivel, illetve az A44 -25 méterből vett ($\delta^{18}O$: -10,59‰, δD: -74,53‰, 20,5 °C) mintájával mutat hasonlóságot. Stabilizotópok szempontjából ide sorolható a Seprűs-ág -11 m mélységből vett vize is ($\delta^{18}O$: -10,59‰, δD: -74,35‰, 19,4 °C), azonban ez az előbbiekhez képest alacsonyabb hőmérsékletű. Hőmérséklet szempontjából a fenti csoportba sorolhatóak az A44 -20 méterről ($\delta^{18}O$: -10,52‰, δD: -75,02‰, 20,5 °C), valamint az A33 -20 méterről ($\delta^{18}O$: -10,48‰, δD: -74,23‰, 20,6 °C), -25 méterről ($\delta^{18}O$: -10,50‰, δD: -74,73‰, 20,5 °C) és -30 méter ($\delta^{18}O$: -10,46‰, δD: -74,22‰, 20,5 °C) mélységből származó vizei is, azonban stabilizotópok szempontjából ezek egymáshoz képest kisebb eltéréseket mutatnak. A kevésbé negatív δD értékét leszámítva ide tartozhatna a Boltív-forrás ($\delta^{18}O$: -10,48‰, δD: -72,45‰, 21,6 °C) vize is. A Szent Lukács-ág bejárattól távolabbi, oldalsó hasadékszerű járat tavából vett vízminta (2. tó, 0 méter, $\delta^{18}O$: -10,37‰, δD: -73,92‰, 23,3 °C) a stabilizotóp értékei alapján különbözik a fenti csoportoktól, és nem illeszthető be a fenti vízhőmérséklet-stabilizotóp-mintázási mélység/vagy helyszín összefüggésbe.

Az összes stabilizotóp és vízhőmérséklet értéktől lényegesen különböznek a melegvizes Lukács kutak értékei. A Lukács IV. (termelő) kútból eltérő időpontokban mért/vett minták adatai: $\delta^{18}O$: -



82. ábra: A Molnár János-barlang és a langyos források vizének stabilizotóp értékei és hőmérséklete

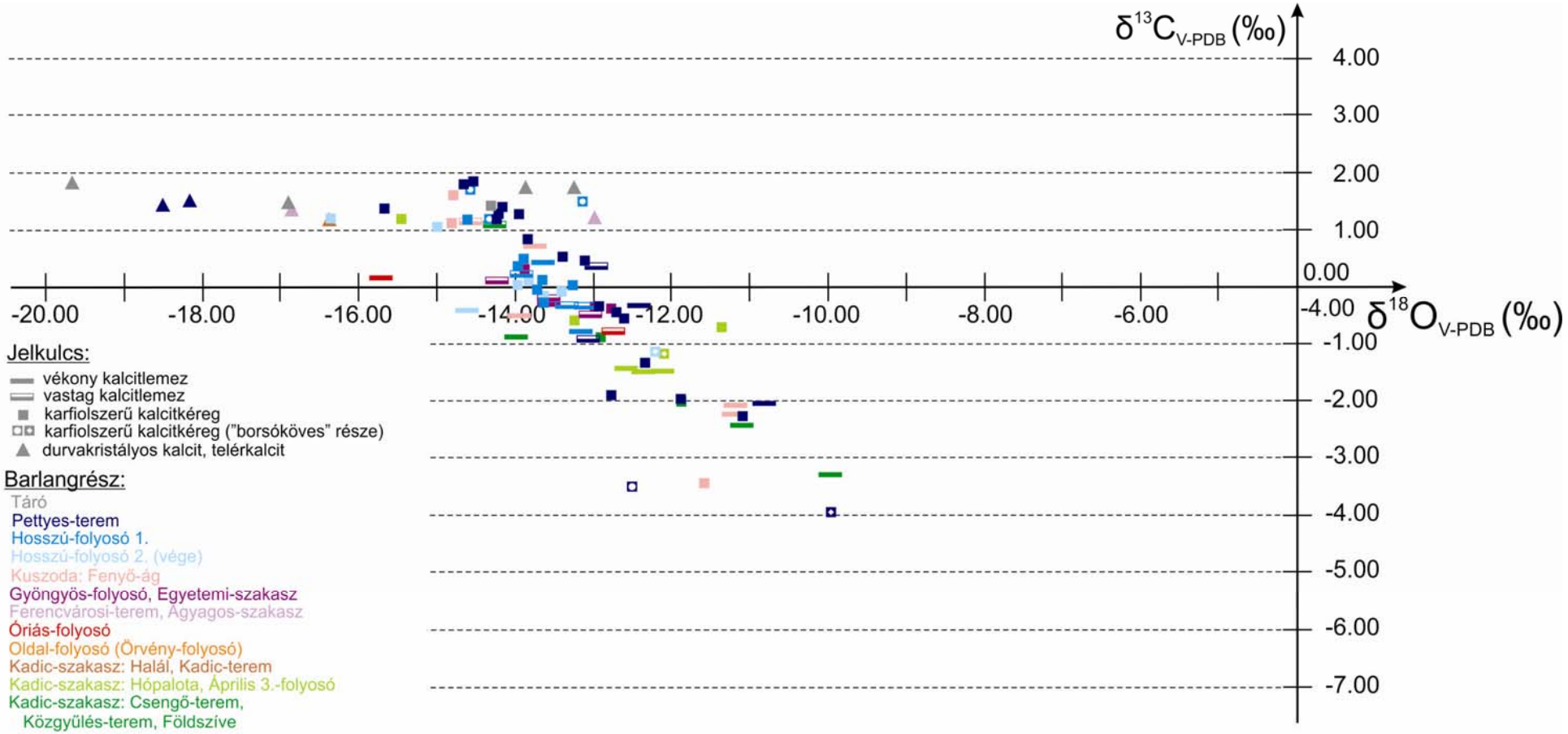
11,66‰, δD: -84,50‰, illetve $\delta^{18}O$: -11,67‰, δD: -85,46‰, és 51,05 °C. A Lukács V. kút vize $\delta^{18}O$: -11,65‰, δD: -84,83‰, és 47,8 °C értékekkel rendelkezik. Ezekhez a többi barlangi minta közül a Kessler-terem tavának felszínéről és a -5 méter mélységből származó vízminták állnak a „legközelebb".

5.10.2.Karbonát

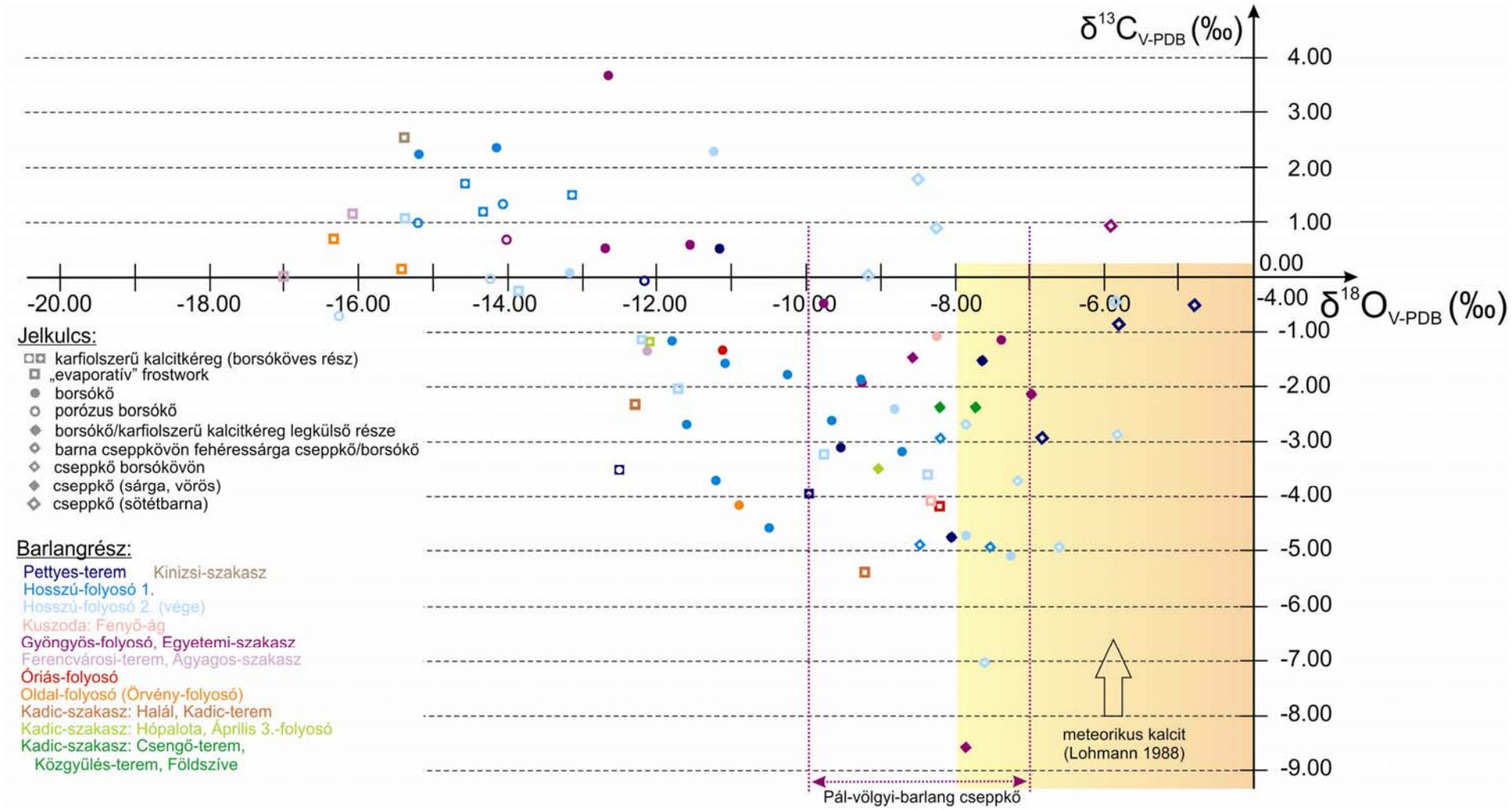
A barlangokból gyűjtött karbonátásványok $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ méréseinek eredményeit a *83–89. ábra* mutatja. Ezeket barlangonként és kiválástípusonként ismertetem.

A ***Szemlő-hegyi-barlang*** különböző eredetű kiválástípusaiból számos eredmény született, amelyeket a *83. és 84. ábrákon* kiválástípusonként eltérő jelekkel és barlangrészenként eltérő színezéssel mutatok be. A termálvízhez kapcsolható, víz alatt keletkező karfiolszerű kalcitkéreg $\delta^{13}C$ (-3,45‰ és 1,84‰ között, medián: 0,11‰) és $\delta^{18}O$ (-16,36‰ és -11,09‰ között, medián: -13,62‰) értékei széles izotópmezőben helyezkednek el, és nagyrészt átfedést mutatnak az egyes helyszínek között. A tó vízfelszínén keletkező kalcitlemezek stabilizotóp értékei is aránylag széles tartományban találhatóak: $\delta^{13}C$ (-2,44‰ és 1,15‰ között, medián: -0,45‰) és $\delta^{18}O$ (-15,71‰ és -10,81‰ között, medián: -13,36‰), és szinte teljesen átfednek a karfiolszerű kalcitkéreg adatmezőjével, ami jelentősen hasonló vízösszetételt és eredetet feltételez. Általában véve elmondható, hogy a barlang DNy-i részét képező Kadić-szakasz belsőbb, alsó részén, valamint a Kuszoda alsóbb szakaszáról gyűjtött képződmények mutatnak negatívabb $\delta^{13}C$ és kevésbé negatív $\delta^{18}O$ értékeket. A barlangkeletkezésnél idősebbnek feltételezett telér- és üregkitöltő durvapátos kalcitkristályok, továbbá kalcit szkalenoéderek stabilizotóp összetétele ($\delta^{13}C$: 1,17‰ és 1,78‰ között, medián: 1,46‰; $\delta^{18}O$: -19,64‰ és -13,22‰ között, medián: -16,88‰) részben átfedést mutat a karfiolszerű kalcitkérgek és kalcitlemezek értékeivel, ami részben hasonló vízösszetételt vagy hőmérsékletet sejtet.

A vadózus zónában képződő cseppkövek és borsókövek mind $\delta^{13}C$, mind $\delta^{18}O$ értékeiket tekintve a fentiekhez képest jóval szélesebb tartományt fognak át. A borsókő légteres barlangi képződmény, azonban keletkezésmódja többféle lehet. A feltehetően a termálvíz párolgásával összefüggő keletkezésű borsókövek, illetve „evaporatív frostwork" képződmények stabilizotóp értékei: $\delta^{13}C$: -3,51‰ és 3,67‰ között, medián: 0,59‰; $\delta^{18}O$: -17,00‰ és -11,16‰ között, medián: -14,02‰. A bizonytalan eredetű, termálvíz és/vagy beszivárgó víz „evaporációjához" is köthető borsókövek és „frostwork" kiválások átmeneti tartományban helyezkednek el ($\delta^{13}C$: -4,57‰ és -0,48‰ között, medián: -2,64‰; $\delta^{18}O$: -11,60‰ és -9,25‰ között, medián: -10,10‰). A Kadić-szakasz apró, fehér, gömbfülkében képződött „evaporatív" kiválásainak értékei összességében kilógnak a többi borsókőtípus közül ($\delta^{13}C$: -5,38‰, $\delta^{18}O$: -9,21‰). A feltehetően beszivárgó víz párolgásából származó borsókövek ($\delta^{13}C$: -4,92‰ és -1,08‰ között, medián: -3,65‰; $\delta^{18}O$: -8,81‰ és -5,83‰ között, medián: -7,95‰) már az egyértelműen csepegő víz eredetű cseppkövek stabilizotóp mezőjébe esnek. A cseppkövek közül a sötétbarna színű kiválások kevésbé negatív vagy már pozitív $\delta^{13}C$ (-1,47‰ és 1,78‰ között, medián: 0,04‰) és a beszivárgó vizek képződményeire jellemző $\delta^{18}O$ (-9,17‰ és -5,81‰ között, medián: -8,25‰) értékekkel rendelkeznek. A borsókövekkel váltakozó, illetve azok felszínén képződő, sárga színű cseppkövek értékei általában a



83. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang termálvizes, freatikus zónában és a víz szintjén létrejött képződményeinek stabilizotóp értékei



84. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang vadózus zónában létrejött borsókő és cseppkő képződményeinek stabilizotóp értékei (összehasonlítva más barlang cseppkő izotópmezejével)

„normál” cseppkövek stabilizotóp mezőjébe esnek ($\delta^{13}C$: -2,93‰ és -8,57‰ között, medián: -4,88‰; $\delta^{18}O$: -8,47‰ és -7,16‰ között, medián: -7,86‰). A Kadić-szakasz cseppkövekben gazdag DNy-i részén az Április 3.-folyosó fehér színű vastag függőcseppkövének adatai ($\delta^{13}C$: -3,50‰, $\delta^{18}O$: -9,03‰), továbbá a Csengő-terem ($\delta^{13}C$: -2,36‰, $\delta^{18}O$: -8,21‰), és az alatta elhelyezkedő Földszíve-terem ($\delta^{13}C$: -2,37‰, $\delta^{18}O$: -7,73‰) sárgásvörös cseppköveinek eredményei a borsókövön növekedő cseppkövekhez képest kevésbé negatív $\delta^{13}C$ értékeket mutatnak.

A termálvízhez kötődő, vízszint alatti vagy a víz szintjében képződő, vízszint alá süllyedő karbonátos képződmények $\delta^{18}O$ stabilizotóp értékei alapján **kiválási hőmérséklet**eket számoltam, az egykori termálvizes tavak paleohőmérsékletének becslése céljából. Az utóbbi években egyre elterjedtebb „kapcsolt” izotóp (clumped isotope) méréseknél (vö. GHOSH et al. 2006, EILER 2007; KELE et al. 2015, KELE & BAJNAI 2017) már nincs szükség a kiinduló oldat, víz $\delta^{18}O$ stabilizotóp értékeire, így a valósághoz közelebbi kiválási hőmérséklet adatok számíthatóak. A doktori kutatásom során sajnos nem nyílt alkalmam ezzel a módszerrel dolgozni, így a mérések a kalcit-víz oxigénizotóp-frakcionáció hőmérsékletfüggésén alapuló „hagyományos” módszerrel történtek. A kiválási hőmérséklet számítások során figyelembe vettem a számítások bizonytalanságát, és az eredményeket egymáshoz képest, nagyságrendi összehasonlítás céljából használtam fel. A számítások során figyelembe vettem a jelenleg képződő karbonátkiválások stabilizotóp értékeit, a hozzájuk kapcsolódó víz stabilizotóp értéket, valamint a víz ismert hőmérsékletét. Ezzel nemcsak a kiindulási víz- és karbonát stabilizotóp adatokat tudtam felhasználni, hanem a számított kiválási hőmérsékletet összevetettem a termálvíz mért hőmérsékletével, és megállapítottam, hogy a számolt és valós hőmérséklet adatok nagy hasonlóságot mutatnak, így a számítások az idősebb (pleisztocén, holocén) képződmények esetében is aránylag jó becslést adhatnak. A víz stabilizotópos összetételét a Molnár János-barlang kalcitlemezeit és a Lukács III. kúthoz köthető travertínó kiválást létrehozó termálvíz $\delta^{18}O$ értékei alapján becsültem, mivel ezek a rózsadombi termálvizes képződményekhez legközelebb eső, egy rendszerbe tartozó víz- és karbonátkiválás értékek. Feltételezhető, hogy bizonyos mértékben a pleisztocén-holocén során változott a termálvíz összetétele, azonban azokat a korábbi értékeket nem ismerjük, így a területileg és áramlási rendszer tekintetében jelenleg legközelebbi víz $\delta^{18}O$ értékekkel (és hőmérséklettel) számoltam. A kiválási hőmérséklet (T) számítása az alábbi egyenletek segítségével történt (a Kelvinben megadott értékeket a további felhasználás érdekében °C-ra számoltam át):

$1000\ln\alpha = 18{,}03*1000/\mathbf{T}-32{,}17$ (KIM & O'NEIL 1997)
$1000\ln\alpha = 16{,}1*1000/\mathbf{T}-24{,}6$ (TREMAINE et al. 2011)
$1000\ln\alpha = 15{,}63*1000/\mathbf{T}-23{,}29$ (AFFEK & ZAARUR 2014)
$1000\ln\alpha = 16{,}83*1000/\mathbf{T}-27{,}73$ (AFFEK et al. 2014)
$1000\ln\alpha = (16{,}8\pm1{,}7)*1000/\mathbf{T}-(26\pm5{,}4)$ ($R^2=0{,}95$) (KELE et al. 2015)

A karbonát és víz közötti frakcionáció meghatározása a karbonát $\delta^{18}O_{SMOW}$ és víz $\delta^{18}O_{SMOW}$ adatok segítségével történt, ahol a frakcionációs faktort (α) a következő egyenlet alapján lehetett meghatározni:

$\alpha = (1+ \delta^{18}O_{kalcit}/1000)/(1+ \delta^{18}O_{víz}/1000)$, illetve:

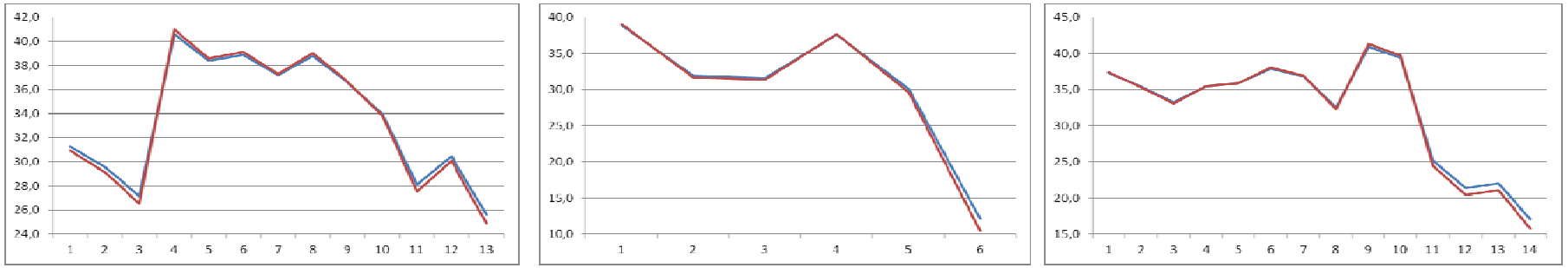
$1000\ln\alpha = 1000*(\ln((1+ \delta^{18}O_{kalcit} /1000)/(1+ \delta^{18}O_{víz} /1000)))$

A kiválástípusok jellemző ismérvei, valamint a számolt és valós hőmérséklet-értékek validálása során megfigyelhető illeszkedések és egyezőségek alapján, a paleohőmérséklet becsléshez végül a Lukács III. kút travertínó és víz $\delta^{18}O$ értékeket és KELE et al. (2015) egyenletét, valamint a Molnár János-barlang Szent Lukács-ág tavának kalcitlemez és víz $\delta^{18}O$ értékeit és AFFEK & ZAARUR (2014) egyenletét használtam fel. Az egyes hőmérsékletadatok ismertetésénél ebben a sorrendben tüntetem fel a számolt hőmérséklet értékeket. A TREMAINE et al. (2011)-féle egyenlet alkalmazásával számolt értékek a fentiekhez hasonló kiválási hőmérsékletet adnak, azonban KIM & O'NEIL (1997) egyenlete már jelentősen alacsonyabb hőmérséklet értékeket feltételez. A dolgozatomban alkalmazott egyenletek (KELE et al. 2015, AFFEK & ZAARUR 2014) azért adhattak a valós hőmérséklethez közeli becsléseket, mert a szerzők az egyenletek felállításánál főként meleg vizes képződmények, travertínók, illetve kalcitlemezek „kapcsolt" izotóp adatait használták fel, amelyek képződési környezete részben hasonló volt a dolgozatomban vizsgált képződményekéhez.

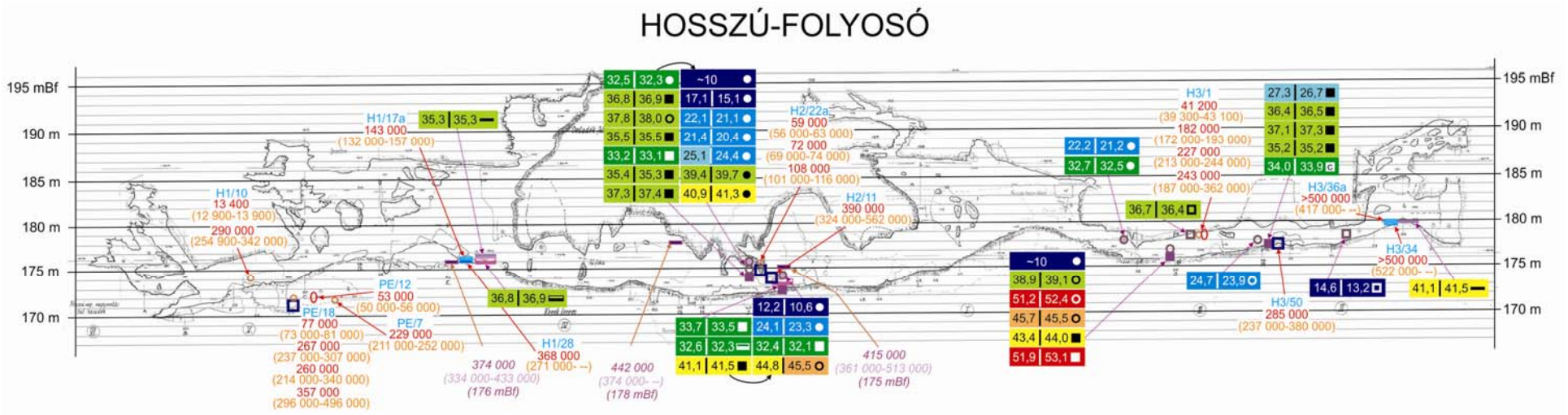
A termálvízből víz alatt képződő karfiolszerű kalcitkérgek becsült képződési hőmérséklete 21 °C és 52 °C közötti (medián: 35 °C) KELE et al. (2015) alapján, illetve 20 °C és 53 °C közötti (medián: 35 °C) AFFEK & ZAARUR (2014) alapján, ami egy képződményen belül is ingadozást mutat. A termálvizű tó vízfelszínén képződő kalcitlemezek 20 °C és 48 °C közötti (medián: 34 °C), illetve 19 °C és 49 °C közötti (medián: 34 °C) vízben jöhettek létre. (A Földszíve-terem kalcitlemezének kilógó értéke: 15 °C, illetve 14 °C, feltehetően már hűvösebb vízből történt, későbbi kiválást jelez.) A hőmérséklet-becslést a durvakristályos üregkitöltő- és telérkalcitokra is elvégeztem összehasonlításképpen, bár ezek a középső-pleisztocénnél feltehetően korábban jöttek létre, így a kalcitot létrehozó fluidum hőmérséklete még kevésbé ismert. Ezek képződési hőmérséklete 33 °C és 74 °C közötti (medián: 55 °C), illetve 33 °C és 78 °C közötti (medián: 57 °C) értékeknek adódott. A borsókövekre a kiválástípus létrejöttének bonyolult párolgásos-kiválásos folyamata és feltehetően többszörös stabilizotóp-frakcionációja miatt kiválási hőmérséklet a fenti módon nem számítható a feltehetően jelentősen eltolódott $\delta^{18}O$ értékek miatt. Ennek ellenére egy durva becslést végeztem annak érdekében, hogy megállapítsam, a borsókő létrejöttéért a párolgó termálvíz vagy a beszivárgó víz lehet-e a felelős? Például a feltehetően termálvíz eredetű borsókövek számított kiválási hőmérséklet értékei kb. 45-52 °C, alacsonyabb hőmérsékletű víz párolgásával keletkező borsókövek értéke kb. 20-30 °C, beszivárgó vízhez kötődő borsókövek pedig már csak 10-12 °C körüliek. A cseppkövek egyértelműen beszivárgó víz eredetűek, amit a számított hőmérséklet adatok (kb. 10 °C) is jól tükröznek *(85–89. ábra)*.

A ***Molnár János-barlang*** *(90. ábra)* idősebbnek feltételezett, durvakristályos üregkitöltő kalcitkristályainak izotópmezője ($\delta^{13}C$: 0,94‰ és 1,77‰ között, medián: 1,53‰; $\delta^{18}O$: -16,99‰ és -13,76‰ között, medián: -14,51‰) egybeesik a Szemlő-hegyi-barlangból vizsgált mintákéval, azonban relatíve szűkebb tartományban jelennek meg, és $\delta^{18}O$ értékeik kevésbé negatívak. A becsült kiválási hőmérséklet a mélyebb, freatikus zónából gyűjtött, baritkristályok alatt elhelyezkedő, üregkitöltő kristályok esetében 56 °C, illetve 57 °C, míg a vízszint közelében a Kessler-teremben az üregkitöltő kalcit 36 °C, a telérkitöltő kalcit pedig 40-41 °C hőmérsékletű fluidumból keletkezhetett. A karbonátkiválás „kúpok" a durvakristályos kalcitokhoz képest negatívabb $\delta^{18}O$ értékekkel jelennek meg (-19,06‰ és -17,82‰ között, medián: -18,34‰), míg a $\delta^{13}C$ értékeik hasonlóak (0,89‰ és

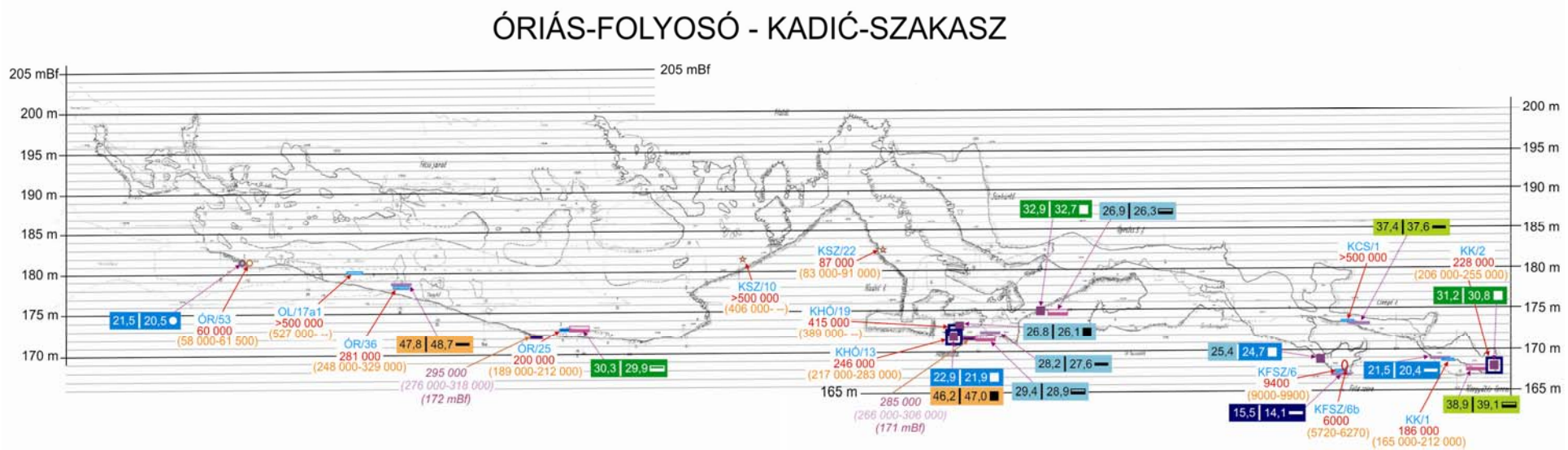
85. ábra: Szemlő-hegyi-barlang alaprajz (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)



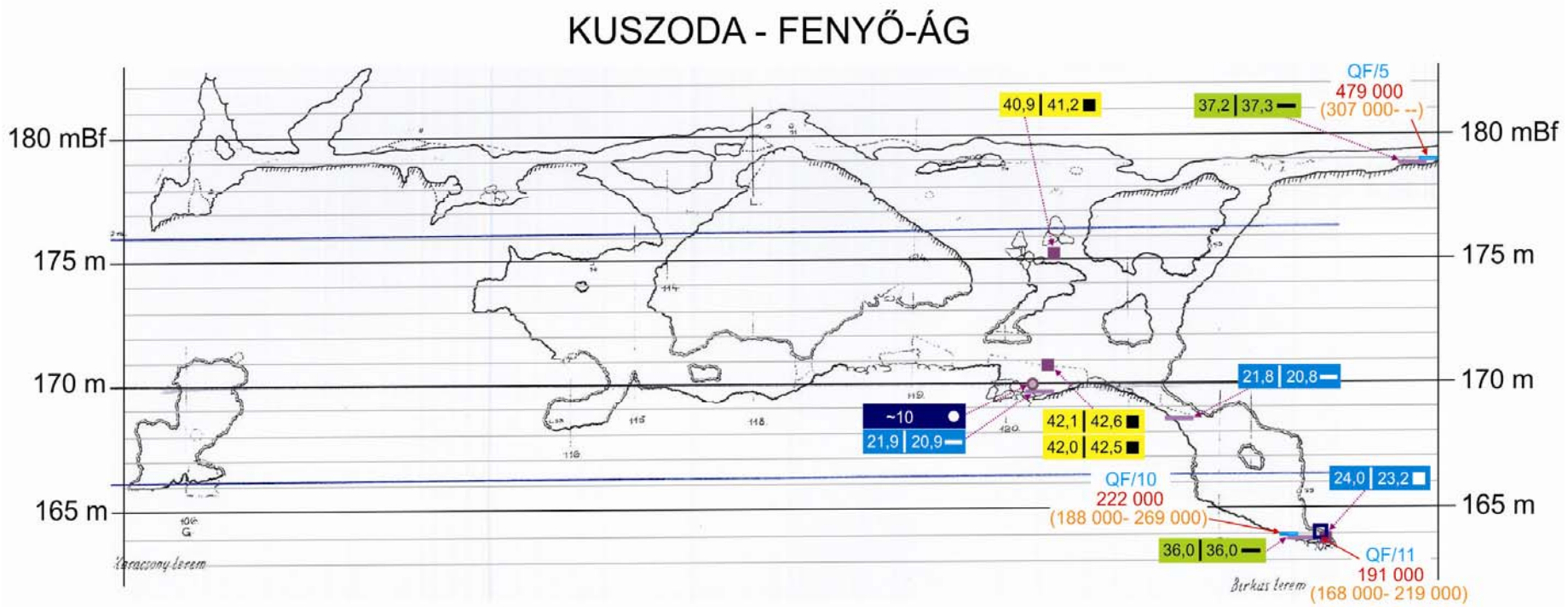
PE/18; Gyöngyös-folyosó; H2/22a (függőleges tengely: hőmérséklet; kék: Kele et al. 2015, piros: Affek & Zaarur 2014)



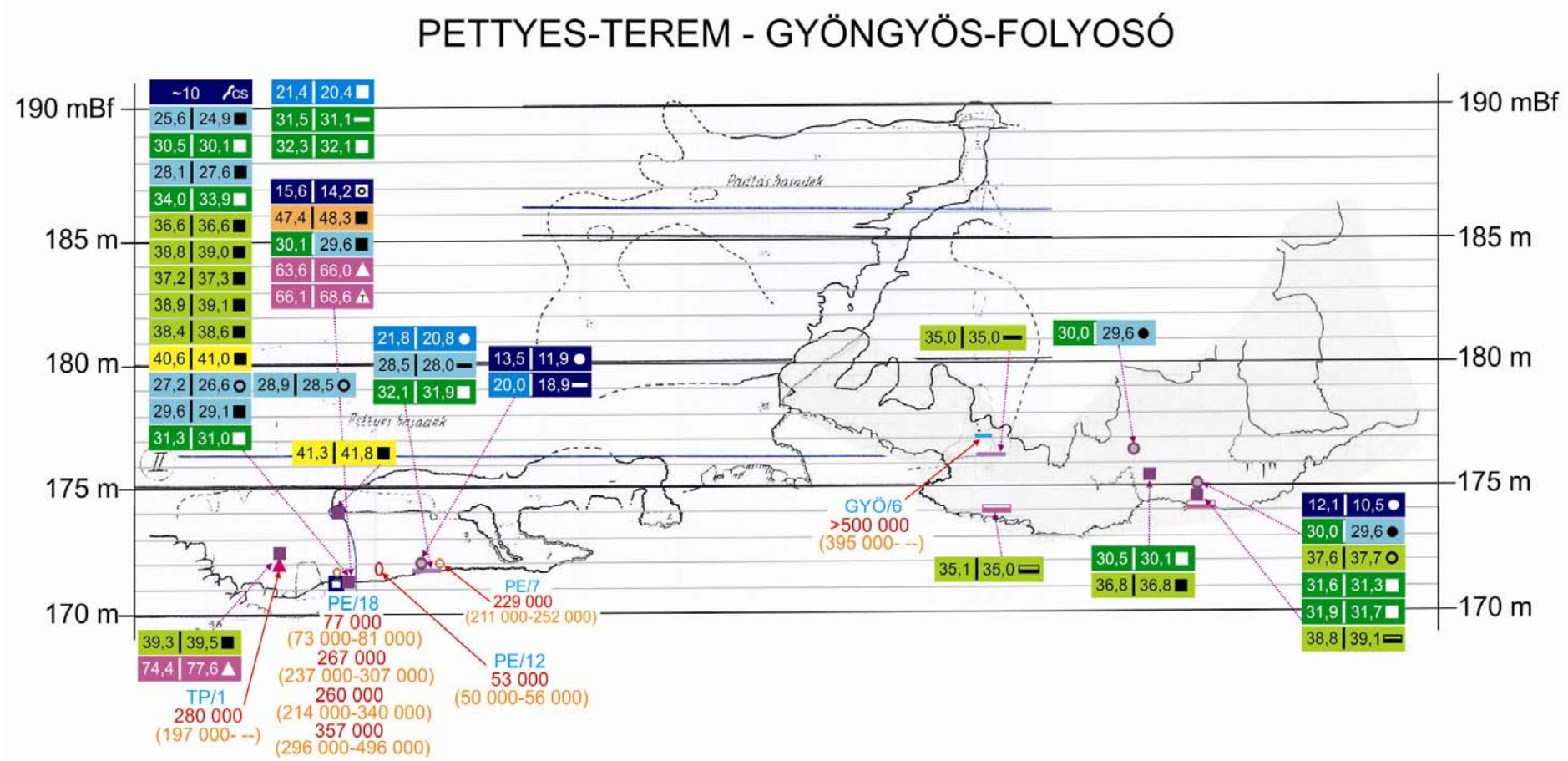
86. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Hosszú-folyosó (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)



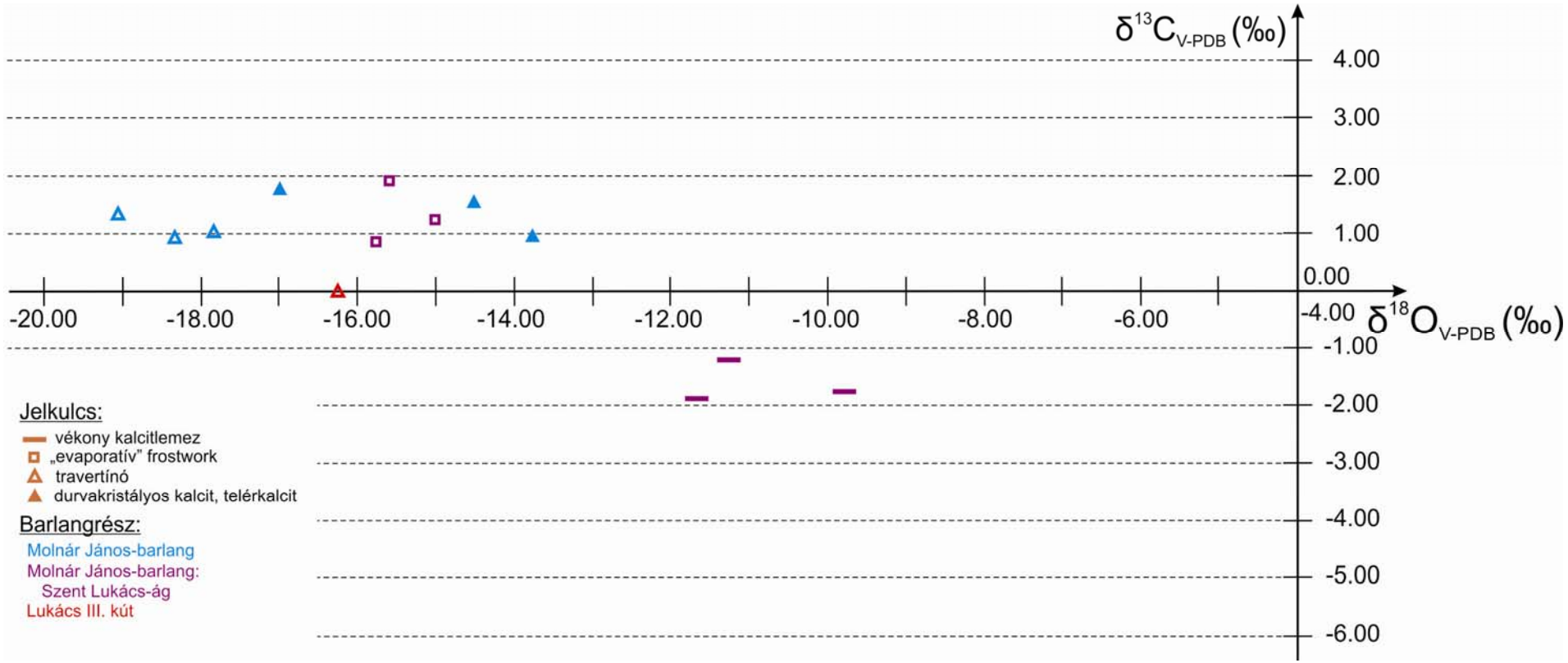
87. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Óriás-folyosó – Kadić-szakasz (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)



88. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Kuszoda – Fenyő-ág (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)



89. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Pettyes-terem – Gyöngyös-folyosó (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)



90. ábra: A Molnár János-barlang és a Lukács termálkút karbonátos képződményeinek stabilizotóp értékei

1,30‰ között, medián: 1,01‰). Becsült képződési hőmérsékletük a fentiből adódóan magasabbnak bizonyul (61,5 °C és 70 °C közötti (medián: 65 °C), illetve 64 °C és 73 °C közötti (medián: 67 °C)). A Lukács III. kút travertínója a barlangiakhoz képest alacsonyabb $\delta^{13}C$ (-0,03‰) és kevésbé negatív $\delta^{18}O$ (-16,22‰) értékeket képvisel. A paleohőmérséklet becsléshez e karbonáthoz tartozó jelenlegi termálvíz $\delta^{18}O_{SMOW}$ (-11,67‰) értékét használtam fel. KELE et al. (2015) képlete alapján a számolt képződési hőmérséklet 51 °C-nak adódott, ami jó egyezést mutat a termálvízből mért 51,05 °C hőmérséklettel. A barlang Szent Lukács-oldalágának vékony, jelenleg is képződő kalcitlemezei a fenti értékekhez képest negatívabb $\delta^{13}C$ (-1,90‰ és -1,21‰) és jóval kevésbé negatív $\delta^{18}O$ (-11,67‰ és -11,26‰) értékekkel rendelkeznek. A paleohőmérséklet becsléshez e kalcitlemezeket létrehozó jelenlegi (tavakból származó) termálvíz $\delta^{18}O_{SMOW}$ (-10,61‰) értékét használtam fel. AFFEK & ZAARUR (2014) képlete alapján a számolt képződési hőmérséklet az első kalcitlemezre 23,7 °C-nak adódott, ami jó egyezést mutat a termálvízből mért 23,89 °C hőmérséklettel. A Szent Lukács-ágból származó „evaporatív" karbonátkiválások (kalcit, dolomit) stabilizotóp értékei a Szemlő-hegyi-barlang hasonlóan párolgó termálvizes eredetűnek tartott borsókő és „frostwork" stabilizotóp értékeivel mutatnak hasonlóságot. Az egyik minta kalcitos, cementáltabb részének $\delta^{13}C$ értéke 0,85‰, $\delta^{18}O$ értéke -15,76‰ (számolt hőmérséklet: 48 °C, illetve 49 °C); míg dolomitból felépülő részének $\delta^{13}C$ értéke 1,89‰, $\delta^{18}O$ értéke -15,59‰ (számolt hőmérséklet: 47 °C, illetve 48 °C). Egy másik „frostwork" minta is hasonló értékeket mutat: $\delta^{13}C$ értéke 1,22‰, $\delta^{18}O$ értéke -15,0‰ (számolt hőmérséklet: 43,43 °C, illetve 44,02 °C). A számolt hőmérséklet a képződési módjuk, többszörös izotópfrakcionációjuk miatt – a Szemlő-hegyi-barlang azonos típusú képződményeihez hasonlóan – irreálisan magas, és a jelenlegi helyszíni mérési tapasztalatok alapján (21,7-22,6 °C levegő, 23,6-23,9 °C termálvíz; vö. WEIDINGER et al. 2017) sem tekinthető valós kiválási hőmérsékletnek.

5.10.3.Szulfát, szulfid

A barlangokból gyűjtött gipsz ásványok és pirit minták, valamint a termálvíz $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ méréseinek eredményeit a *91–92. ábrák* mutatják, melyeket barlangonként és kiválástípusonként ismertetek.

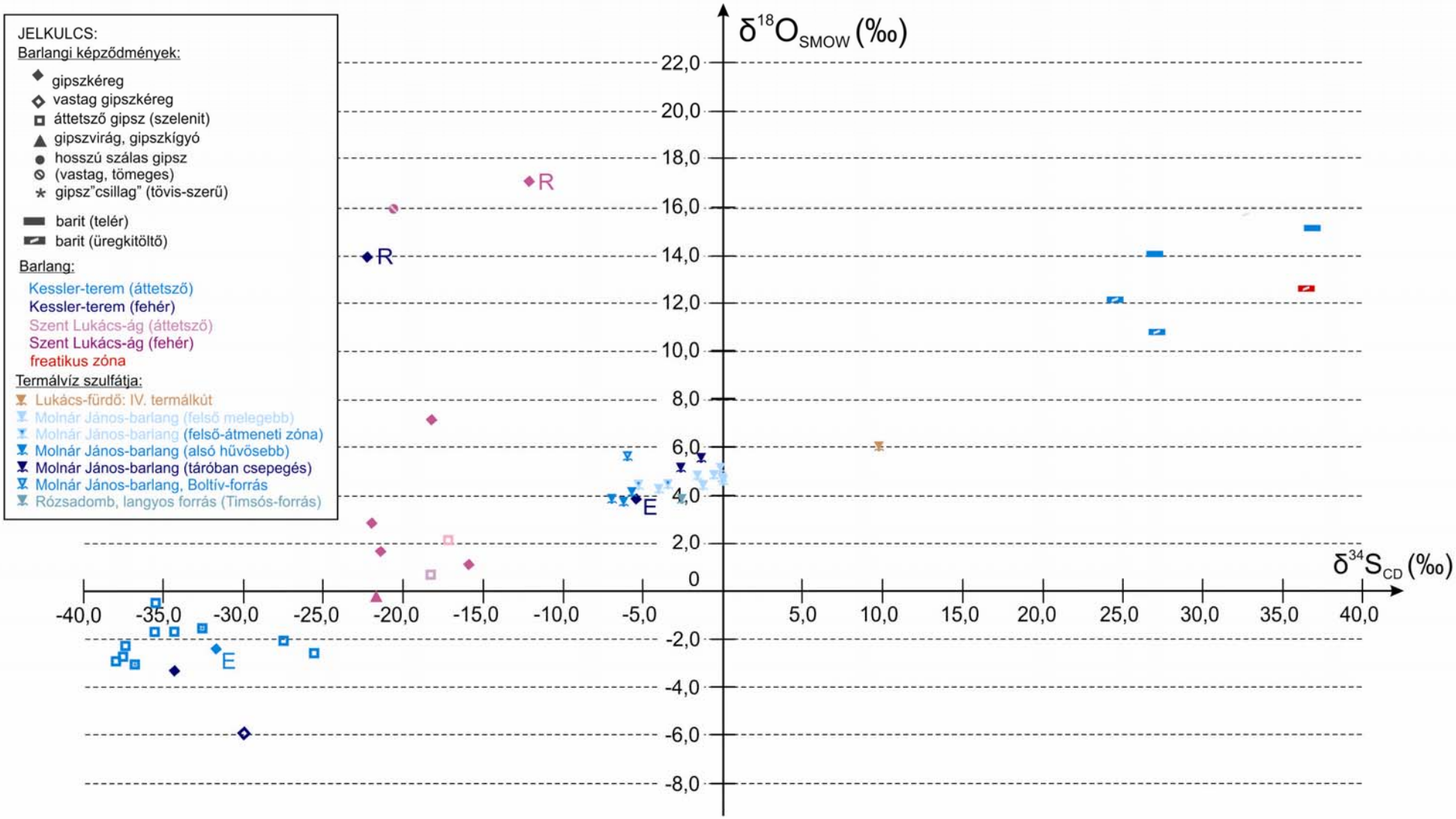
A *Molnár János-barlangból és környező forrásokból,* továbbá *termálkútból* gyűjtött **vízminták szulfátjából** történt stabilizotóp mérések eredményei *(91. ábra)* az alábbiak: a kb. 52 °C hőmérsékletű Lukács IV- termálkút rendelkezik a legpozitívabb értékekkel ($\delta^{34}S$: 9,8‰, $\delta^{18}O$: 6,19,8‰). A barlanghoz közvetlenül vagy közvetve kapcsolódó langyos források: Boltív-forrás ($\delta^{34}S$: -6,0‰, $\delta^{18}O$: 5,7‰, 21,6 °C) és Timsós-forrás ($\delta^{34}S$: -2,6‰, $\delta^{18}O$: 3,9‰, 24,4 °C) a kénizotópra nézve jelentősen, oxigén izotópra nézve kismértékben negatív irányú eltolódást mutatnak. A Molnár János-barlang tavaiból, víz alatti szakaszaiból és csepegő vizeiből mért eredmények egy szűk tartományon belül helyezkednek el. A vízszinttől számított mélység és víz hőmérséklet alapján általában véve elmondható, hogy a sekélyebb mélységben (0-10 méter) és melegebb (27 °C) víz szulfátjának $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értékei is pozitívabbak (pl. vízfelszínen: Kessler-terem: $\delta^{34}S$: -0,6‰, $\delta^{18}O$: 4,9‰; Szent Lukács-ág: $\delta^{34}S$: -1,6‰, $\delta^{18}O$: 4,8‰), mint az átmeneti (10-15 m mély), illetve hűvösebb (kb. 20 °C, 15-25 m mély) zónában (25 méter mélyen: $\delta^{34}S$: -5,7‰, $\delta^{18}O$: 4,2‰). A Seprűs-ág langyos víz beáramlási zónájában mérhetőek a legalacsonyabb szulfát stabilizotóp értékek

($\delta^{34}S$: -6,9‰, $\delta^{18}O$: 3,9‰). A tárában gyűjtött hideg csepegő víz szulfátja a melegebb termálvíz komponenssel mutat hasonlóságot ($\delta^{34}S$: -1,3‰, $\delta^{18}O$: 5,6‰, illetve $\delta^{34}S$: -2,6‰, $\delta^{18}O$: 5,2‰).

A *Molnár János-barlang* víz alatti szakaszáról, a márga alapkőzetből kipreparálódott **pirit**gumó $\delta^{34}S$ értéke -28,3‰, míg a Kessler-terembe vezető, márgában található segédtáró kalcitos-pirites ásványtelérjéből származó piritkristályok $\delta^{34}S$ értéke -7,8‰. Ezek jó kiinduló értéket és összehasonlítási alapot nyújtanak a gipsz kénizotóp értékeinek értelmezéséhez.

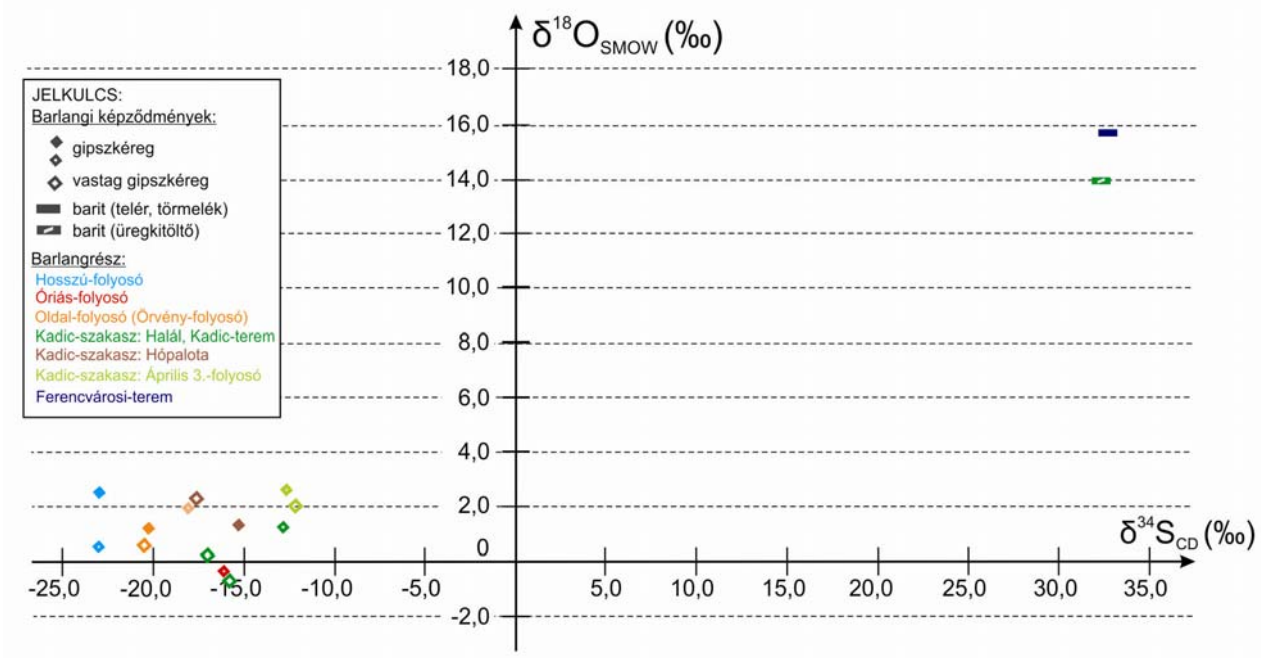
A ***Molnár János-barlang*** **gipsz** képződményei kivétel nélkül mind a légteres szakaszokból származnak *(91. ábra)*. Az oldott, elváltozott, agyagos kőzet legkülső részén, peremén, a barlangüregbe is benyúlva elhelyezkedő és növekedő áttetsző, durvakristályos gipsz (gipsz"tövis", azaz szelenit) stabilizotóp értékei a Kessler-teremben összességében a méréseim közül a legnegatívabb stabilizotóp értékekkel rendelkeznek ($\delta^{34}S$: -38,0‰ és -25,6‰ között, $\delta^{18}O$: -3,0‰ és -0,5‰ között). A fehér finomkristályos gipszkéreg az előbbihez hasonlóan negatív $\delta^{34}S$ (-34,3‰, kalcittelér közepén: -29,9‰), és az összes mérés közül a legnegatívabb $\delta^{18}O$ (-3,3‰, kalcittelér közepén: -5,9‰) értékekkel jellemezhetőek. Az elváltozott zónánál található áttetsző, kéregszerű gipsz ($\delta^{34}S$: -31,7‰, $\delta^{18}O$: -2,4‰) is a fenti gipszek stabilizotóp mezejébe esik. Lényegesen eltérő eredmények két gipszminta esetében születtek. Az elváltozott zóna ásványtelérénél található gipszkéreg ($\delta^{34}S$: -5,5‰, $\delta^{18}O$: 3,9‰) és egy magasabb helyzetben húzódó repedésből származó vékony fehér gipszkiválás ($\delta^{34}S$: -22,2‰, $\delta^{18}O$: 14,0‰) mindkét izotópra nézve lényegesen pozitívabb értékekkel rendelkezik. A Szent Lukács-ág gipszkiválásai a Kessler-terem átlagos gipsz értékeihez képest kevésbé negatív $\delta^{34}S$ és pozitív $\delta^{18}O$ értékeket mutatnak. Az agyagban vagy elváltozott zónában képződött áttetsző, durvakristályos gipszek (szelenitek) $\delta^{34}S$ értéke -18,3‰, illetve -17,2‰, $\delta^{18}O$ értéke 0,65‰, illetve 2,1‰. A csavarodó apró gipszkígyó mutat csak mindkét stabilizotópra nézve negatív értéket ($\delta^{34}S$: -21,7‰, $\delta^{18}O$: -0,3‰). A barlang oldalfalán vagy karbonátos képződményein található finomkristályos, fehér színű gipszkéreg ($\delta^{34}S$: -15,9‰, továbbá -21,4‰ és -22,0‰; $\delta^{18}O$: 1,1‰, továbbá 1,6‰ és -2,8‰) értékei az előbbiekhez hasonlóak. A tárából nyíló, 2-3 méterrel magasabb helyzetben található bejárattól gyűjtött apró kristályos fehér gipszkéreg az utóbbiakkal szemben jóval pozitívabb oxigén stabilizotóp-értéket mutat ($\delta^{34}S$: -18,2‰, $\delta^{18}O$: 7,1‰). A barlang fő járata és az oldalág elágazásánál található, tömegesen megjelenő hosszú, szálas, vastag gipsz-együttes $\delta^{34}S$ értéke (-20,6‰) megegyezik a többi Szent Lukács-ágbeli gipszével, $\delta^{18}O$ értéke (15,9‰) azonban lényegesen pozitívabb. Kevésbé negatív és szintén nagyon pozitív stabilizotóp értékek ($\delta^{34}S$: -12,1‰, $\delta^{18}O$: -17,1‰) jellemzik az oldaljárat oldott, repedezett, agyagos főtéjében a repedésekben megjelenő vékony fehér gipszkiválást is.

A ***Szemlő-hegyi-barlangból*** kizárólag fehér **gipszkéreg** került elő. Ez a kiválástípus azonban különböző vastagságban és eltérő alapkőzeten (Szépvölgyi Mészkő, Budai Márga), illetve karbonátos barlangi képződményeken található. Stabilizoptóp értékei közül a $\delta^{18}O$ aránylag szűk tartományt fog át (-0,6‰ és 2,5‰ között), azonban a $\delta^{34}S$ ehhez képest már tágabb tartományban helyezkedik el (-23,0‰ és -12,1‰ között). Ezek az értékek a fent ismertetett Molnár János-barlanghoz képest jóval kisebb és körülhatároltabb stabilizotóp mezőben helyezkednek el. A különböző járatokból származó minták értékei kénizotóp tekintetben szabályszerű eltérést mutatnak *(92. ábra)*. A Szépvölgyi Mészkőben húzódó, korábbi karbonátos képződményeken létrejött, Hosszú-folyosó gipszei mutatják a legnegatívabb $\delta^{34}S$ értékeket (-23,0‰). Az ehhez legközelebb eső, de már az Örvény-folyosó – Óriás-folyosó gipszkérgeinek $\delta^{34}S$ értékei kevésbé negatívak (-20,5‰ és -20,2‰). Nagyjából



91. ábra: A Molnár János-barlang és a forrásainak, valamint a Lukács-termál vizének szulfátjából, a barlang gipsz képződményeiből és barit kristályaiból mért stabilizotóp értékek

hasonló, pozitívabb értékekkel jellemezhetőek az Óriás-folyosó végén (korábbi karbonátos képződményeken) és DNy-i folytatásában, a Kadić-szakasz kereszthasadékában megjelenő vékonyabb ($\delta^{34}S$: -16,1‰, $\delta^{18}O$: -0,3‰), illetve vastagabb ($\delta^{34}S$: -15,8‰ és -17,0‰, $\delta^{18}O$: -0,6‰ és 0,2‰) gipszkérgek. A Hópalota karfiolszerű kalcitkérgen megjelenő gipszkérgei az előzőhöz képest kissé pozitívabb $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkeznek (vékony gipszkéreg és vastag gipszkéreg: $\delta^{34}S$: -15,3‰ és -17,6‰, $\delta^{18}O$: 1,3‰ és 2,2‰). A Kadić-terem kereszthasadékában (kalcittelér mentén: $\delta^{34}S$: -12,8‰, $\delta^{18}O$: 1,2‰), illetve az Április 3.-folyosó Budai Márgához közeli szakaszán az aránylag vastag ($\delta^{34}S$: -12,6‰, $\delta^{18}O$: 2,5‰) és extrém vastag (durvakristályos) gipszkéreg ($\delta^{34}S$: -12,1‰, $\delta^{18}O$: 2,0‰) rendelkezik a barlangon belül vizsgált legkevésbé negatív $\delta^{34}S$ értékekkel.



92. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang gipsz képződményeiből és barit kristályaiból mért stabilizotóp értékek

A **barit** értékei mindkét stabilizotópot tekintve a pozitív tartományban találhatóak. A ***Molnár János-barlang*** Kessler-termében kisebb méretű, elváltozott zóna telérje ($\delta^{34}S$: 27,0‰, $\delta^{18}O$: 14,0‰) mentén található és üregkitöltő kalciton növekedő 2-3 cm-es nagyobb táblás barit ($\delta^{34}S$: 24,5‰ és 27,1‰; $\delta^{18}O$: 12,1‰ és 10,8‰) egy szűk intervallumon belül helyezkedik el. A telérben megtalálható 0,5 cm-es kis táblás barit ($\delta^{34}S$: 36,8‰, $\delta^{18}O$: 15,1‰) a freatikus zónában húzódó, ÉNy-DK-i irányú repedésmenti durvakristályos kalciton kifejlődött nagy táblás barittal ($\delta^{34}S$: 36,4‰, $\delta^{18}O$: 12,6‰) mutat hasonló stabilizotóp összetételt. A ***Szemlő-hegyi-barlang*** stabilizotóp értékei a Molnár János-barlang két csoportja között helyezkednek el. A Kadić-szakasz Halál-kereszthasadék üregkitöltő baritjainak $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értékei: 32,3‰, illetve 13,9‰; a Ferencvárosi-terem üledékéből gyűjtött törmelékes (előtte feltehetően telérben vagy üregben kialakult) kis táblás baritok $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értékei pedig: 32,7‰, illetve 15,7‰.

5.11. URÁNSOROS KORMEGHATÁROZÁS EREDMÉNYEI

A karbonát kiválásokból végzett U-Th mérések részletes eredményeit a *2. táblázatban* ismertetem, továbbá kiválástípusonként és mintacsoportonként részletesen tárgyalom (a minták gyűjtési helyét és a feldolgozott képződmények fotóját a *93–97. ábrák* mutatják). A számolt koroknál minden esetben feltüntettem az adott kor 95% és 68% valószínűséggel meghatározható minimum és maximum értékeit is. Az adatok értékelését nehezíti, hogy az idősebb (középső-pleisztocén) minták mérési eredményei nagy hibával terheltek.

A ***Szemlő-hegyi-barlang*** **vékony kalcitlemezei** közül az adott barlangszakaszra nézve relatív legfelső helyzetből (általában 177-180 mBf; kivétel a Csengő-terem: 174 mBf) gyűjtött minták kora általában idősnek, a mérési módszer 500 000 éves határához közelinek vagy idősebbnek bizonyult. A Kuszoda – Fenyő-ág (178-179 mBf) legfelső vékony kalcitlemezének számolt kora (minimum-maximum értékek a táblázatban találhatóak) kb. 479 000 év. A Hosszú-folyosó kb. 180 mBf magasságából gyűjtött kalcitlemezek kora többnek bizonyult 500 000 évnél, azonban annyival közelíthető a becslés, hogy a minimum kor (68% valószínűségnél) a sok vékony kalcitlemezből álló rétegsor alsó részéből származó minta esetében 522 000, a felső részből származó lemezke esetében pedig 417 000 év. A Gyöngyös-folyosó 177 mBf szintről gyűjtött lemeze minimum 395 000 éves. Az Oldal-folyosó (180 mBf) kalcitlemezének kora minimum 527 000 év. Az Óriás-folyosó 10 méterrel távolabb található (176-177 mBf) vékony lemeze a fentiekhez képest jóval fiatalabbnak, 281 000 (248 000-329 000 közötti) évesnek bizonyult. A Csengő-terem 174 mBf magasságban felhalmozódott lemezei több, mint 500 000 évesek.

Az Egyetemi-szakasz alsó részében (Köves-terem, 178 mBf) üledéken felhalmozódott aránylag vastagabb **kalcitlemez** rétegsor mintája szintén idősebb, mint 500 000 év, minimum kora 463 000 évre becsülhető. Az üledéksor teteje és a lemez-sorozat között szűk „üreg”, hézag figyelhető meg, melyből a kalcitkiválás fiatalabbnak, 290 000 (263 000-324 000 közötti) évesnek bizonyult.

A Hosszú-folyosó Omladék-termében található **kalcitlemez kúp** vagy halom („barlangi karácsonyfa”; 176-177 mBf)) alsó, vastag (víz alatt tovább vastagodott) kalcitlemezének belső, vékony kezdeti lemeze kb. 368 000 éves. A képződmény legfelső, borsókövek alól származó vékony kalcitlemeze azonban „csupán” kb. 143 000 éves.

További **kalcitlemez** korhatározások is történtek azokból a kiválásokból, melyek a barlangjáratok alsó (alacsonyabb tszf. magasságon húzódó) szakaszain helyezkednek el. A Kuszoda – Fenyő-ág barlangon belüli legalsó, 164 m tszf. magasságon húzódó Birkás-termének alján a vékony kalcitlemezek kora 222 000 (188 000-269 000 közötti) év. A Kadić-szakasz DNy-i végén a Közgyűlés-terem aljáról (168-169 mBf) származó vékony kalcitlemez 186 000 (165 000-212 000 közötti) éves, azonban a Földszíve-terem hasonló magasságon (167 mBf) található kalcitlemeze mindössze 9400 (9000-9900 közötti) éves.

A kalcitlemezek jelenléte minden esetben nyugodt víztükrű állóvíz jelenlétét feltételezi.

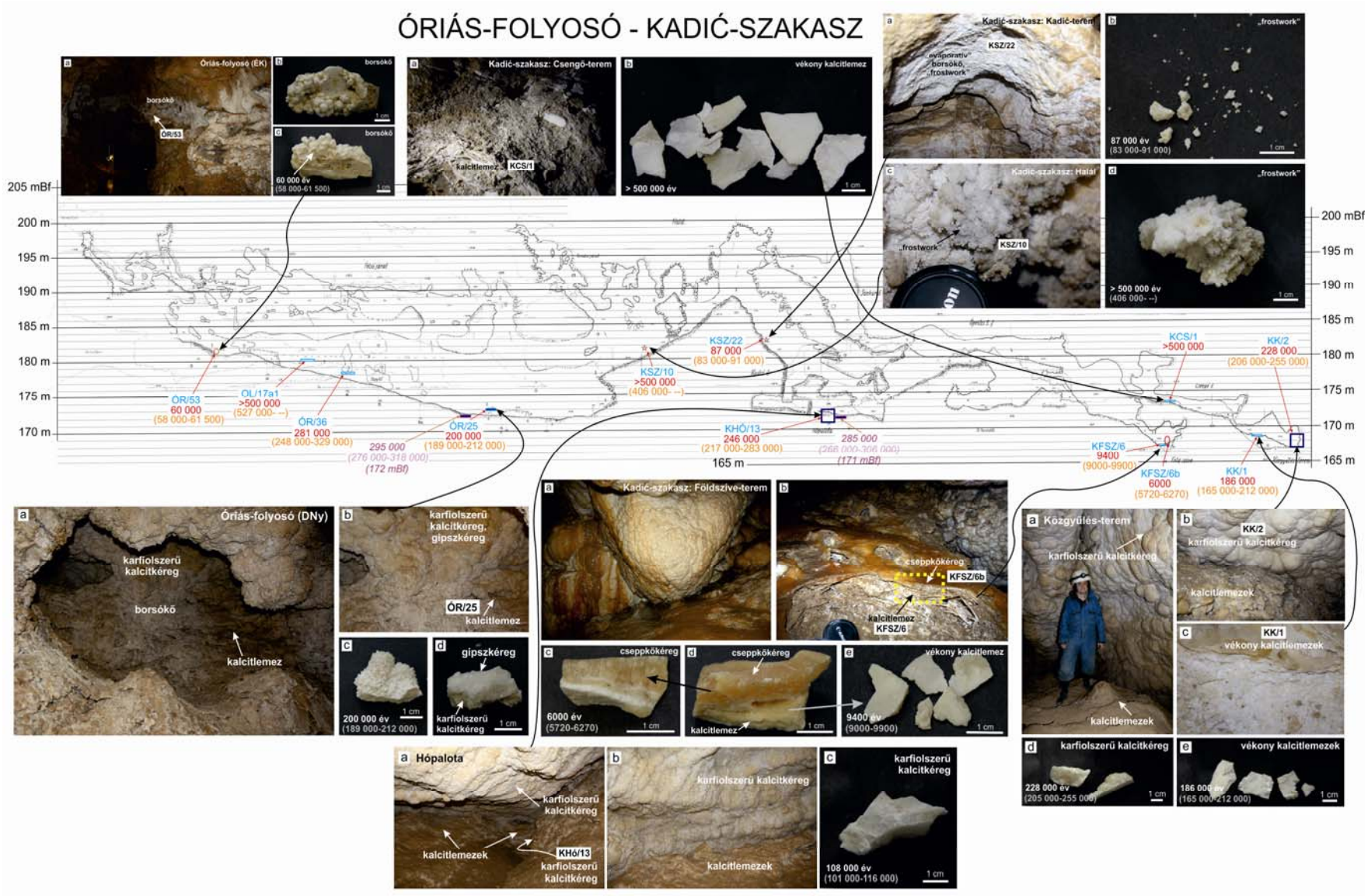
A vízszint alatti (freatikus zónabeli) képződésűnek tartott **karfiolszerű kalcitkéreg** korok változóak. A minták (a kiválás keletkezéséből adódóan) relatíve alacsonyabb tszf. magasságú helyekről származnak. A Kadić-szakaszon belüli Hópalota (171-173 mBf) gipszkéreg alatti/mögötti vastag kalcitkéreg kiválásának számolt kora irreálisan idősnek: 715 000 évesnek (minimum 398 000) évesnek adódott, ami urán-kimosódás következménye lehet. A terem alsó részéből származó

Minta ne	Minta kódja	Helyszín (helyzet)
MJ1	MJSZL-67	Molnár J.-bg.: Szent Lukács-ág (oldalág, gipszkéreg alatt/mellett)
Sz2	SZHBG-GYÖ6	Gyöngyös-folyosó (hasadékban oldalt, felmászás előtt, fent fennakadva)
Sz3	SZHBG-H3/34	Hosszú-folyosó DNY vége (kanyarban balra, oldalt fent, alsó)
Sz4	SZHBG-H3/36a	Hosszú-folyosó DNY vége (kanyarban balra, oldalt fent, felső)
Sz5	SZHBG-OL/17a1	Oldal-folyosó ("szűkületnél", aljzat)
Sz8	SZHBG-ÓR/36	Óriás-folyosó (Gyémánt-fülke fölött, oldalt fent)
Sz9	SZHBG-KCs/1	Csengő-terem (bal oldalt, lent, aljzaton)
Sz48	SZHBG-KK/1	Közgyűlés-terem (bejárat alatt)
Sz49	SZHBG-QF10	Kuszoda - Fenyő-ág (Birkás-terem)
Sz34	SZHBG-QF5	Kuszoda - Fenyő-ág (fent, oldalt, magasban járat alján)
Sz10b	SZHBG-KFSz/6	Földszíve-terem (lent, aljzaton)
Sz6	SZHBG-H1/17a	Hosszú-folyosó (Omladék-terem, "karácsonyfa", kalcitlemez-r egsor legtetején)
Sz11	SZHBG-H1/28	Hosszú-folyosó (Omladék-terem, "karácsonyfa", kalcitlemez-ré egsor legalján)
ZL	Szhbg-Egy1 (ZL)	Egyetemi-szakasz vége (Köves-terem), Zebra-fülke (fülke fölső lejárati nyílásánál)
ZK	Szhbg-Egy2 (ZK)	Egyetemi-szakasz vége (Köves-terem), Zebra-fülke (fülke főtéje alatt közvetlenül)
Sz45	SZHBG-TP1	TÁRÓ (Ferencvárosi-terem - Pettyes-terem)
Sz46	SZHBG-PE23	Pettyes-terem (bejárat, fent balra)
Sz16	SZHBG-PE18	Pettyes-terem (lent, jobb oldalt)
Sz17	SZHBG-PE18	Pettyes-terem (lent, jobb oldalt)
VM-2	SZHBG-PE18	Pettyes-terem (lent, jobb oldalt)
Sz18	SZHBG-PE18	Pettyes-terem (lent, jobb oldalt)
Sz19	SZHBG-PE18	Pettyes-terem (lent, jobb oldalt)
VM-1	SZHBG-H2/11	Hosszú-folyosó (Liftakna után)
Sz20	SZHBG-H2/22A	Hosszú-folyosó (Virágoskert bejárata, balra fent)
Sz21	SZHBG-H2/22A	Hosszú-folyosó (Virágoskert bejárata, balra fent)
Sz22	SZHBG-H2/22A	Hosszú-folyosó (Virágoskert bejárata, balra fent)
Sz23	SZHBG-H2/22A	Hosszú-folyosó (Virágoskert bejárata, balra fent)
Sz26	SZHBG-H2/22A	Hosszú-folyosó (Virágoskert bejárata, balra fent)
Sz39	SZHBG-ÓR25	Óriás-folyosó DNy (lent jobbra, oldalfülkében)
Sz52	SZHBG-KHó/13	Hópalota (lent, belső-hátsó részén)
Sz53	SZHBG-KK/2	Közgyűlés-terem (terem végében)
Sz54	SZHBG-H3/50	Hosszú-folyosó DNY vége (Elágazás után, gömbfülke)
Sz55	SZHBG-QF11	Kuszoda - Fenyő-ág (Birkás-terem)
Sz32	SZHBG-KSz/10	Kadic-szakasz eleje (létra és Halál-kereszthasadék között)
Sz1b	SZHBG-KSz/22	Kadic-szakasz (Kadic-terem bejáratánál jobboldalt, gömbfülkében)
Sz51	SZHBG-PE7	Pettyes-terem (lent, középen)
Sz50	SZHBG-H1/10	Hosszú-folyosó (ÉK, korlát mögött)
Sz36b	SZHBG-H1/10(a)	Hosszú-folyosó (ÉK, korlát mögött, oldalt lent)
Sz33	SZHBG-ÓR53	Óriás-folyosó ÉK vége (tároló bejáratánál)
Sz41	SZHBG-H3/1	Hosszú-folyosó DNy vége (Elágazás után, fent)
H2	Szhbg-H3/1	Hosszú-folyosó DNy vége (Elágazás után, fent)
H1	Szhbg-H3/1	Hosszú-folyosó DNy vége (Elágazás után, fent)
Sz40	SZHBG-H3/1	Hosszú-folyosó DNy vége (Elágazás után, fent)
Sz27	SZHBG-PE12	Pettyes-terem (lent, beljebb, jobb oldalt)
Sz12	SZHBG-KFSz/6b	Földszíve-terem (lent, aljzaton, vékony kalcitlemezeken)

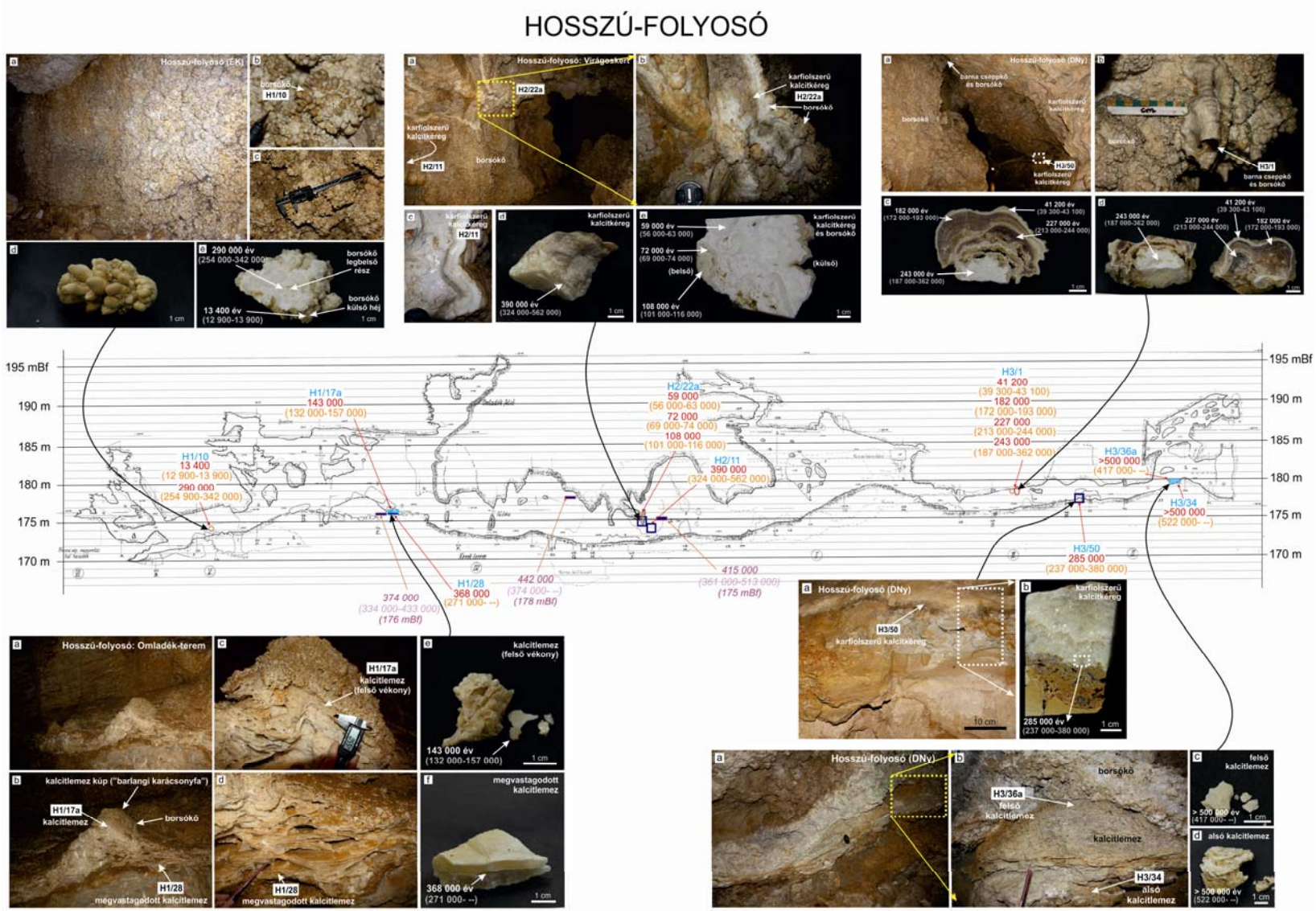
Kiválástípus	Kor	95%		68%		234/238		230/238		230_0/238	
	ezer év					atomarány					
fehér evaporatív, frostwork-apró borsókőszerű karbonátkiválás	6,86	6,22	7,50	6,54	7,18	8,357E-05	6,909E-07	1,586E-06	6,993E-08	1,327E-08	2,738E-09
vékony kalcitlemez	999	267	999	395	999	5,788E-05	2,203E-06	1,892E-05	8,520E-07	6,798E-07	1,400E-07
vékony kalcitlemez	999	366	999	522	999	6,071E-05	7,956E-07	1,982E-05	4,517E-07	2,505E-06	5,061E-07
vékony kalcitlemez	999	332	999	417	999	6,002E-05	9,357E-07	1,921E-05	3,390E-07	2,842E-06	5,729E-07
vékony kalcitlemez	999	350	999	527	999	6,226E-05	9,521E-07	2,066E-05	6,092E-07	2,482E-06	5,040E-07
vékony kalcitlemez	281	224	418	248	329	5,972E-05	9,588E-07	1,753E-05	3,306E-07	1,808E-06	3,647E-07
vékony kalcitlemez	999	266	999	999	999	6,845E-05	2,483E-06	2,771E-05	3,449E-06	2,867E-06	6,806E-07
Közgyűlés-terem vékony kalcitlemez	186	149	250	165	212	7,013E-05	2,210E-06	1,853E-05	6,727E-07	9,074E-08	1,853E-08
Kuszoda vékony kalcitlemez	222	163	350	188	269	6,628E-05	8,136E-07	1,856E-05	1,038E-06	3,258E-07	6,802E-08
legfelső vékony kalcitlemez	479	244	999	307	999	6,555E-05	2,299E-06	2,120E-05	7,904E-07	1,328E-06	2,713E-07
vékony kalcitlemez	9,4	8,6	10,3	9,0	9,9	7,876E-05	1,646E-06	2,088E-06	7,811E-08	7,838E-08	1,601E-08
vékony kalcitlemez	143	122	173	132	157	6,274E-05	1,678E-06	1,472E-05	3,720E-07	1,037E-06	2,099E-07
alsó vastag kalcitlemez (freatikus továbbvastagodással)	368	222	999	271	999	6,286E-05	1,916E-06	1,955E-05	7,542E-07	1,373E-06	2,810E-07
Szemlő Zebra-fülke kalcitlemez (legalsó)	999	463	999	999	999	6,165E-05	3,406E-07	2,073E-05	5,660E-07	8,689E-08	1,761E-08
Szemlő Zebra-fülke kalcit agyagból (agyagos rétegsor tetejét cementáló kalcit)	290	241	374	263	324	6,091E-05	2,450E-07	1,801E-05	3,902E-07	6,997E-08	1,413E-08
táróban áttetsző durvakristályos kalcit üregben	280	150	999	197	999	6,215E-05	2,467E-06	1,835E-05	1,605E-06	9,591E-07	2,101E-07
Pettyes-terem felső durvakristályos (idősebb?) kalcit üregben (fent hasadék)	91	63	135	76	110	5,919E-05	3,006E-06	1,087E-05	1,017E-06	1,080E-06	2,393E-07
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: kiválás-sor legalja	357	260	999	296	496	6,241E-05	1,213E-06	1,924E-05	4,153E-07	7,406E-09	1,495E-09
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: feketés-fehéres "hiátus" felett	260	182	999	214	340	6,197E-05	1,569E-06	1,787E-05	8,658E-07	1,987E-08	4,111E-09
freatikus kalcitkéreg-sor: áttetsző laminák feletti fehér sáv ("borsókő")	267	214	370	237	307	6,375E-05	9,252E-07	1,864E-05	5,004E-07	3,062E-08	6,209E-09
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: fehér feletti áttetszőbb (kalcitlemez is)	51	43	60	47	55	7,323E-05	3,211E-06	8,531E-06	4,313E-07	4,848E-09	1,009E-09
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: kiválás-sor teteje (felső "borsóköves" alatt)	77	69	85	73	81	7,278E-05	1,197E-06	1,161E-05	3,565E-07	1,026E-08	2,086E-09
karfiolszerű kalcitkéreg kezdeti része (gömbfülkében)	390	284	999	324	562	6,271E-05	8,048E-07	1,960E-05	4,424E-07	7,789E-08	1,574E-08
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: kiválás-sor legalja	108	95	125	101	116	6,792E-05	2,137E-06	1,354E-05	2,910E-07	8,920E-08	1,801E-08
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: sötétsárga vékonyabb sáv rajta	72	67	77	69	74	7,028E-05	1,054E-06	1,065E-05	2,039E-07	8,790E-09	1,778E-09
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: durvakristályos áttetsző sáv	59	53	66	56	63	7,021E-05	1,801E-06	9,214E-06	3,029E-07	7,502E-09	1,534E-09
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: felső fehér (borsóköves?) sáv	85	77	95	81	90	6,752E-05	1,556E-06	1,150E-05	2,863E-07	1,384E-09	2,802E-10
freatikus kalcitkéreg kiválás-sor: sötétsárga vékony és durvakristályos áttetsző közt fe	27,5	24,5	30,5	26,0	29,0	7,350E-05	2,061E-06	5,082E-06	2,101E-07	1,186E-08	2,431E-09
gipsz alatt kalcitlemez, rajta kalcitkéreg	200	179	226	189	212	6,581E-05	6,061E-07	1,769E-05	3,270E-07	1,106E-07	2,228E-08
Hópalota karfiolszerű kalcitkéreg	246	195	342	217	283	6,356E-05	9,924E-07	1,817E-05	5,845E-07	7,318E-08	1,488E-08
Közgyűlés-terem karfiolszerű kalcitkéreg	228	188	290	206	255	6,795E-05	9,526E-07	1,925E-05	5,740E-07	4,983E-09	1,012E-09
Hosszú-f. vége karfiolszerű kalcitkére (alja)	285	206	999	237	380	6,374E-05	2,235E-06	1,894E-05	4,570E-07	4,910E-08	9,934E-09
Kuszoda karfiolszerű kalcitkéreg	191	150	257	168	219	6,487E-05	9,632E-07	1,708E-05	8,219E-07	4,051E-08	8,362E-09
frostwork kristálybokor	999	406	999	999	999	5,987E-05	1,345E-06	2,014E-05	5,894E-07	9,626E-08	1,963E-08
fehér apró evaporatív borsókő, frostwork	87	80	95	83	91	6,506E-05	1,130E-06	1,119E-05	2,404E-07	1,270E-08	2,567E-09
Pettyes-terem aljzatán borsókő (kalcitlemezeken)	229	195	280	211	252	6,290E-05	5,354E-07	1,756E-05	4,535E-07	2,172E-08	4,408E-09
Hosszú-f. borsókő belső fehér része	290	229	448	254	342	6,067E-05	1,016E-06	1,786E-05	3,988E-07	2,013E-09	4,070E-10
borsókő legkülső héjai	13,4	12,4	14,4	12,9	13,9	7,270E-05	1,752E-06	2,626E-06	6,856E-08	3,462E-08	7,008E-09
fehér borsókő	60,0	56,5	63,5	58,0	61,5	7,249E-05	6,011E-07	9,610E-06	2,043E-07	1,135E-08	2,292E-09
barna cseppkő-borsókő sorozat: legbelső fehér aragonit frostwork és borsókő	243	151	999	187	362	6,183E-05	1,815E-06	1,750E-05	1,370E-06	5,897E-09	1,302E-09
barna cseppkő-borsókő sorozat: belső sötétbarna cseppkő	227	200	263	213	244	5,731E-05	2,277E-07	1,565E-05	3,071E-07	7,400E-09	1,493E-09
barna cseppkő-borsókő sorozat: külső sötétbarna cseppkő	182	163	205	172	193	5,974E-05	5,669E-07	1,523E-05	3,011E-07	1,681E-09	3,394E-10
barna cseppkő-borsókő sorozat: legkülső borsókő	41,2	37,5	45,1	39,3	43,1	6,972E-05	8,147E-07	6,847E-06	2,479E-07	2,063E-08	4,243E-09
sötétbarna állócseppkő (vágott felületének külső része, vas benne?)	53	47	60	50	56	6,622E-05	2,367E-06	7,924E-06	2,226E-07	5,932E-10	1,203E-10
vörösessárga cseppkőlefolyás	6,00	5,45	6,55	5,72	6,27	7,324E-05	1,264E-06	1,290E-06	4,599E-08	8,677E-08	1,850E-08

***II.** táblázat: U–Th mérések eredményei*

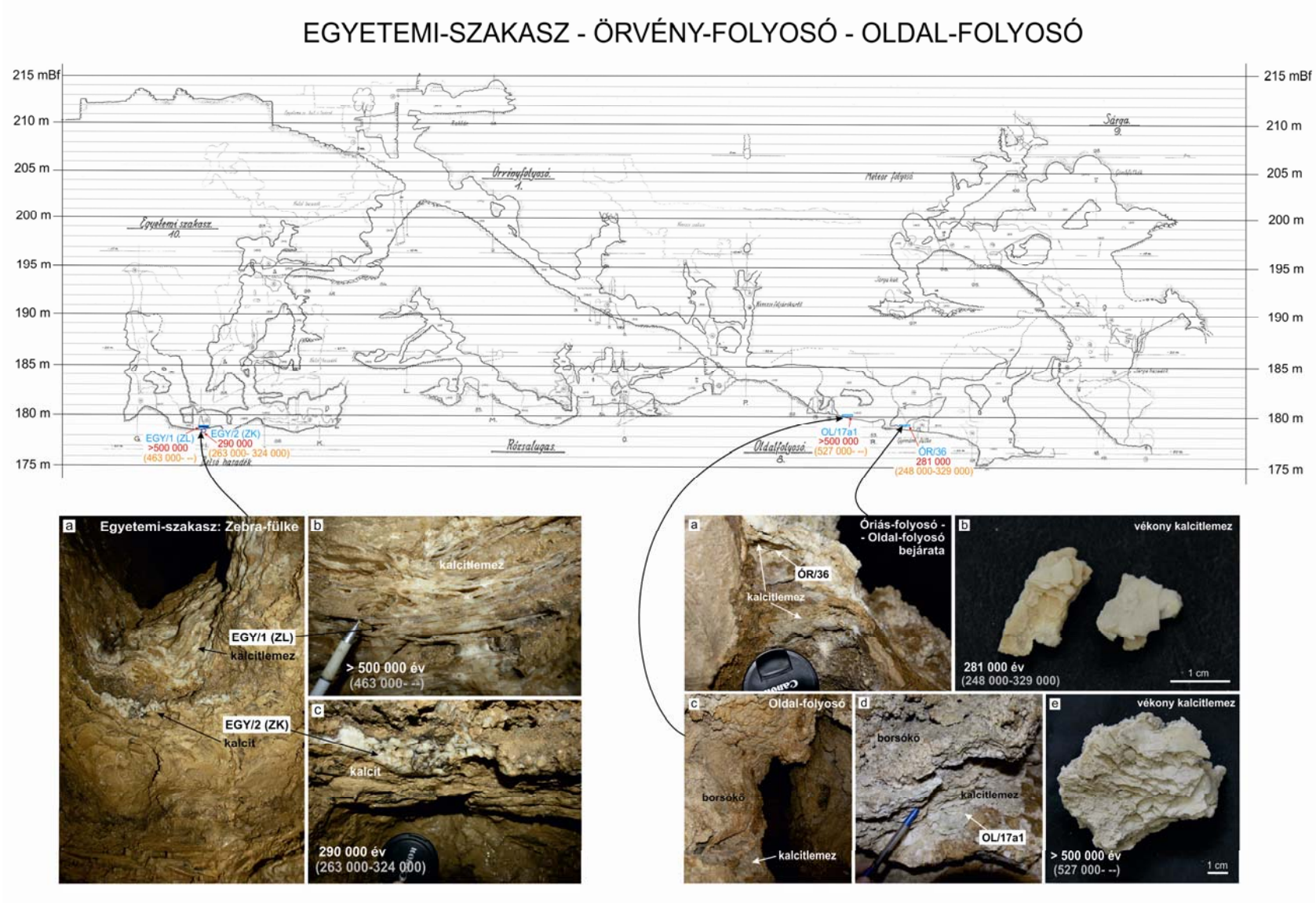
típus	Kor	95%		68%		234/238	230/238		230_0/238		230/232	Mintatömeg	U-tartalom	Th-232 tartalom	230/232 tömegarány	
		ezer év				atomarány					aktivitásarány	g	ppm	ppm		
aporatív, frostwork-apró borsókőszerű karbonátkiválás	6,86	6,22	7,50	6,54	7,18	8,357E-05	6,909E-07	1,586E-06	6,993E-08	1,327E-08	2,738E-09	118,4	0,211	2,424	0,006	0,00063242	3,2205E-05
kalcitlemez	999	267	999	395	999	5,788E-05	2,203E-06	1,892E-05	8,520E-07	6,798E-07	1,400E-07	27,6	0,223	0,242	0,031	0,00014732	5,2684E-06
kalcitlemez	999	366	999	522	999	6,071E-05	7,956E-07	1,982E-05	4,517E-07	2,505E-06	5,061E-07	7,8	0,264	0,184	0,086	4,1882E-05	5,7396E-07
kalcitlemez	999	332	999	417	999	6,002E-05	9,357E-07	1,921E-05	3,390E-07	2,842E-06	5,729E-07	6,7	0,287	0,163	0,086	3,5786E-05	3,5901E-07
kalcitlemez	999	350	999	527	999	6,226E-05	9,521E-07	2,066E-05	6,092E-07	2,482E-06	5,040E-07	8,3	0,278	0,187	0,086	4,4068E-05	1,2433E-06
kalcitlemez	281	224	418	248	329	5,972E-05	9,588E-07	1,753E-05	3,306E-07	1,808E-06	3,647E-07	9,6	0,259	0,200	0,067	5,1327E-05	6,5668E-07
kalcitlemez	999	266	999	999	999	6,845E-05	2,483E-06	2,771E-05	3,449E-06	2,867E-06	6,806E-07	9,6	0,256	0,059	0,031	5,1168E-05	5,7394E-06
és-terem vékony kalcitlemez	186	149	250	165	212	7,013E-05	2,210E-06	1,853E-05	6,727E-07	9,074E-08	1,853E-08	202	0,265	0,062	0,001	0,00108101	4,1921E-05
vékony kalcitlemez	222	163	350	188	269	6,628E-05	8,136E-07	1,856E-05	1,038E-06	3,258E-07	6,802E-08	56	0,275	0,182	0,011	0,00030165	1,3185E-05
vékony kalcitlemez	479	244	999	307	999	6,555E-05	2,299E-06	2,120E-05	7,904E-07	1,328E-06	2,713E-07	15,8	0,211	0,187	0,046	8,4532E-05	2,1049E-06
kalcitlemez	9,4	8,6	10,3	9,0	9,9	7,876E-05	1,646E-06	2,088E-06	7,811E-08	7,838E-08	1,601E-08	26,4	0,292	3,064	0,045	0,00014104	3,4719E-06
kalcitlemez	143	122	173	132	157	6,274E-05	1,678E-06	1,472E-05	3,720E-07	1,037E-06	2,099E-07	14,1	0,206	0,215	0,041	7,5154E-05	1,6949E-06
tag kalcitlemez (freatikus továbbvastagodással)	368	222	999	271	999	6,286E-05	1,916E-06	1,955E-05	7,542E-07	1,373E-06	2,810E-07	14,1	0,202	0,207	0,053	7,5361E-05	2,9132E-06
Zebra-fülke kalcitlemez (legalsó)	999	463	999	999	999	6,165E-05	3,406E-07	2,073E-05	5,660E-07	8,689E-08	1,761E-08	**236**	1,119	**0,044**		0,00126101	2,5347E-05
Zebra-fülke kalcit agyagból (agyagos rétegsor tetejét cementáló kalcit)	290	241	374	263	324	6,091E-05	2,450E-07	1,801E-05	3,902E-07	6,997E-08	1,413E-08	**254**	0,888	**0,062**		0,00135615	1,3877E-05
áttetsző durvakristályos kalcit üregben	280	150	999	197	999	6,215E-05	2,467E-06	1,835E-05	1,605E-06	9,591E-07	2,101E-07	19	0,270	0,018	0,003	0,00010131	9,3919E-06
erem felső durvakristályos (idősebb?) kalcit üregben (fent hasadék)	91	63	135	76	110	5,919E-05	3,006E-06	1,087E-05	1,017E-06	1,080E-06	2,393E-07	10	0,242	0,017	0,003	5,3251E-05	4,66E-06
kalcitkéreg kiválás-sor: kiválás-sor legalja	357	260	999	296	496	6,241E-05	1,213E-06	1,924E-05	4,153E-07	7,406E-09	1,495E-09	2575,5	0,265	0,266	0,000	0,01375478	0,00021262
kalcitkéreg kiválás-sor: feketés-fehéres "hiátus" felett	260	182	999	214	340	6,197E-05	1,569E-06	1,787E-05	8,658E-07	1,987E-08	4,111E-09	891,4	0,233	0,148	0,001	0,00476069	0,00022981
kalcitkéreg-sor: áttetsző laminák feletti fehér sáv ("borsókő")	267	214	370	237	307	6,375E-05	9,252E-07	1,864E-05	5,004E-07	3,062E-08	6,209E-09	603	0,074	0,234	0,001	0,00322229	6,9787E-05
kalcitkéreg kiválás-sor: fehér feletti áttetszőbb (kalcitlemez is)	51	43	60	47	55	7,323E-05	3,211E-06	8,531E-06	4,313E-07	4,848E-09	1,009E-09	1744,5	0,258	0,617	0,001	0,00931672	0,00017518
kalcitkéreg kiválás-sor: kiválás-sor teteje (felső "borsóköves" alatt)	77	69	85	73	81	7,278E-05	1,197E-06	1,161E-05	3,565E-07	1,026E-08	2,086E-09	1122,1	0,250	0,447	0,001	0,00599254	0,00014463
erű kalcitkéreg kezdeti része (gömbfülkében)	390	284	999	324	562	6,271E-05	8,048E-07	1,960E-05	4,424E-07	7,789E-08	1,574E-08	249	0,161	0,280	0,004	0,00133244	1,4717E-05
kalcitkéreg kiválás-sor: kiválás-sor legalja	108	95	125	101	116	6,792E-05	2,137E-06	1,354E-05	2,910E-07	8,920E-08	1,801E-08	150,5	0,321	0,341	0,006	0,00080366	1,021E-05
kalcitkéreg kiválás-sor: sötétsárga vékonyabb sáv rajta	72	67	77	69	74	7,028E-05	1,054E-06	1,065E-05	2,039E-07	8,790E-09	1,778E-09	1201,3	0,263	0,515	0,001	0,00641556	0,00011126
kalcitkéreg kiválás-sor: durvakristályos áttetsző sáv	59	53	66	56	63	7,021E-05	1,801E-06	9,214E-06	3,029E-07	7,502E-09	1,534E-09	1217,6	0,250	0,353	0,000	0,00650261	0,0001002
kalcitkéreg kiválás-sor: felső fehér (borsóköves?) sáv	85	77	95	81	90	6,752E-05	1,556E-06	1,150E-05	2,863E-07	1,384E-09	2,802E-10	8235,9	0,232	1,501	0,000	0,04398466	0,00021959
kalcitkéreg kiválás-sor: sötétsárga vékony és durvakristályos áttetsző közt fe	27,5	24,5	30,5	26,0	29,0	7,350E-05	2,061E-06	5,082E-06	2,101E-07	1,186E-08	2,431E-09	424,6	0,203	0,553	0,001	0,00226787	8,2126E-05
t kalcitlemez, rajta kalcitkéreg	200	179	226	189	212	6,581E-05	6,061E-07	1,769E-05	3,270E-07	1,106E-07	2,228E-08	158,6	0,207	0,736	0,015	0,00084714	6,2758E-06
karfiolszerű kalcitkéreg	246	195	342	217	283	6,356E-05	9,924E-07	1,817E-05	5,845E-07	7,318E-08	1,488E-08	246	0,286	0,167	0,002	0,00131469	3,3871E-05
s-terem karfiolszerű kalcitkéreg	228	188	290	206	255	6,795E-05	9,526E-07	1,925E-05	5,740E-07	4,983E-09	1,012E-09	3830	0,245	0,240	0,000	0,0204556	0,00050488
vége karfiolszerű kalcitkére (alja)	285	206	999	237	380	6,374E-05	2,235E-06	1,894E-05	4,570E-07	4,910E-08	9,934E-09	382	0,240	0,389	0,004	0,00204197	1,4518E-05
karfiolszerű kalcitkéreg	191	150	257	168	219	6,487E-05	9,632E-07	1,708E-05	8,219E-07	4,051E-08	8,362E-09	418	0,202	0,104	0,001	0,00223255	0,00010925
kristálybokor	999	406	999	999	999	5,987E-05	1,345E-06	2,014E-05	5,894E-07	9,626E-08	1,963E-08	207,4	0,236	0,137	0,002	0,00110791	4,9444E-05
ó evaporatív borsókő, frostwork	87	80	95	83	91	6,506E-05	1,130E-06	1,119E-05	2,404E-07	1,270E-08	2,567E-09	873,7	0,307	1,983	0,005	0,00466618	3,4974E-05
erem aljzatán borsókő (kalcitlemezeken)	229	195	280	211	252	6,290E-05	5,354E-07	1,756E-05	4,535E-07	2,172E-08	4,408E-09	802	0,278	3,607	0,015	0,00428135	2,9402E-05
borsókő belső fehér része	290	229	448	254	342	6,067E-05	1,016E-06	1,786E-05	3,988E-07	2,013E-09	4,070E-10	8797	0,220	1,194	0,000	0,04698031	0,00045843
egkülső héjai	13,4	12,4	14,4	12,9	13,9	7,270E-05	1,752E-06	2,626E-06	6,856E-08	3,462E-08	7,008E-09	75,2	0,263	2,850	0,018	0,0004016	6,4577E-06
sókő	60,0	56,5	63,5	58,0	61,5	7,249E-05	6,011E-07	9,610E-06	2,043E-07	1,135E-08	2,292E-09	839,4	0,229	1,814	0,004	0,00448304	5,0392E-05
ppkő-borsókő sorozat: legbelső fehér aragonit frostwork és borsókő	243	151	999	187	362	6,183E-05	1,815E-06	1,750E-05	1,370E-06	5,897E-09	1,302E-09	2942,5	0,221	0,325	0,000	0,01571501	0,00119291
ppkő-borsókő sorozat: belső sötétbarna cseppkő	227	200	263	213	244	5,731E-05	2,277E-07	1,565E-05	3,071E-07	7,400E-09	1,493E-09	**2096**	1,137	**0,307**		0,01119556	5,7705E-05
ppkő-borsókő sorozat: külső sötétbarna cseppkő	182	163	205	172	193	5,974E-05	5,669E-07	1,523E-05	3,011E-07	1,681E-09	3,394E-10	**8982**	0,747	**0,655**		0,04796855	0,00053597
ppkő-borsókő sorozat: legkülső borsókő	41,2	37,5	45,1	39,3	43,1	6,972E-05	8,147E-07	6,847E-06	2,479E-07	2,063E-08	4,243E-09	329,1	0,214	4,943	0,019	0,00175769	1,7726E-05
a állócseppkő (vágott felületének külső része, vas benne?)	53	47	60	50	56	6,622E-05	2,367E-06	7,924E-06	2,226E-07	5,932E-10	1,203E-10	13243,4	0,269	5,088	0,001	0,0707278	0,00059588
árga cseppkőlefolyás	6,00	5,45	6,55	5,72	6,27	7,324E-05	1,264E-06	1,290E-06	4,599E-08	8,677E-08	1,850E-08	14,7	0,217	0,596	0,010	7,8729E-05	4,2863E-06



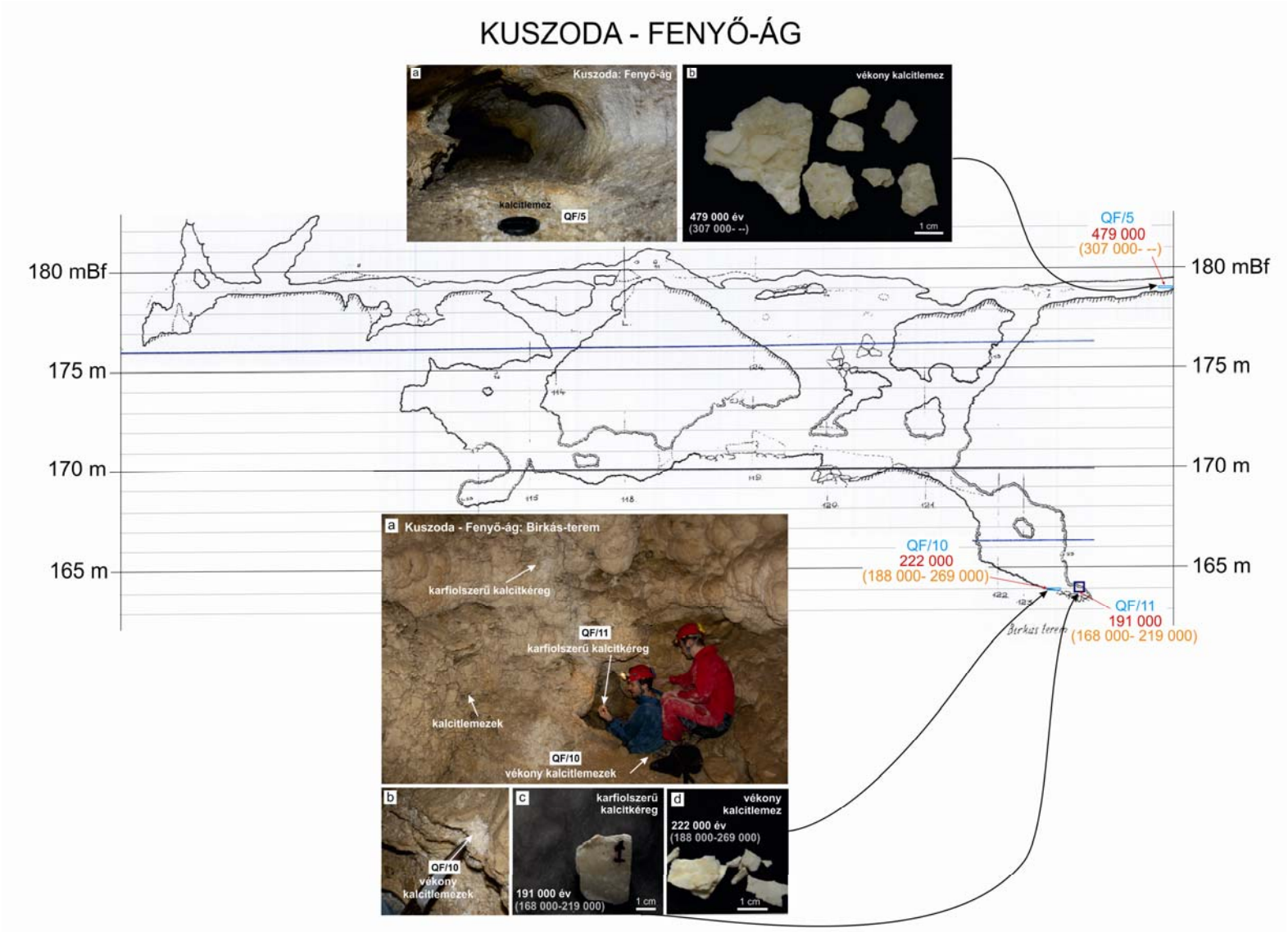
93. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Óriás-folyosó – Kadić-szakasz (U–Th korok és minták)



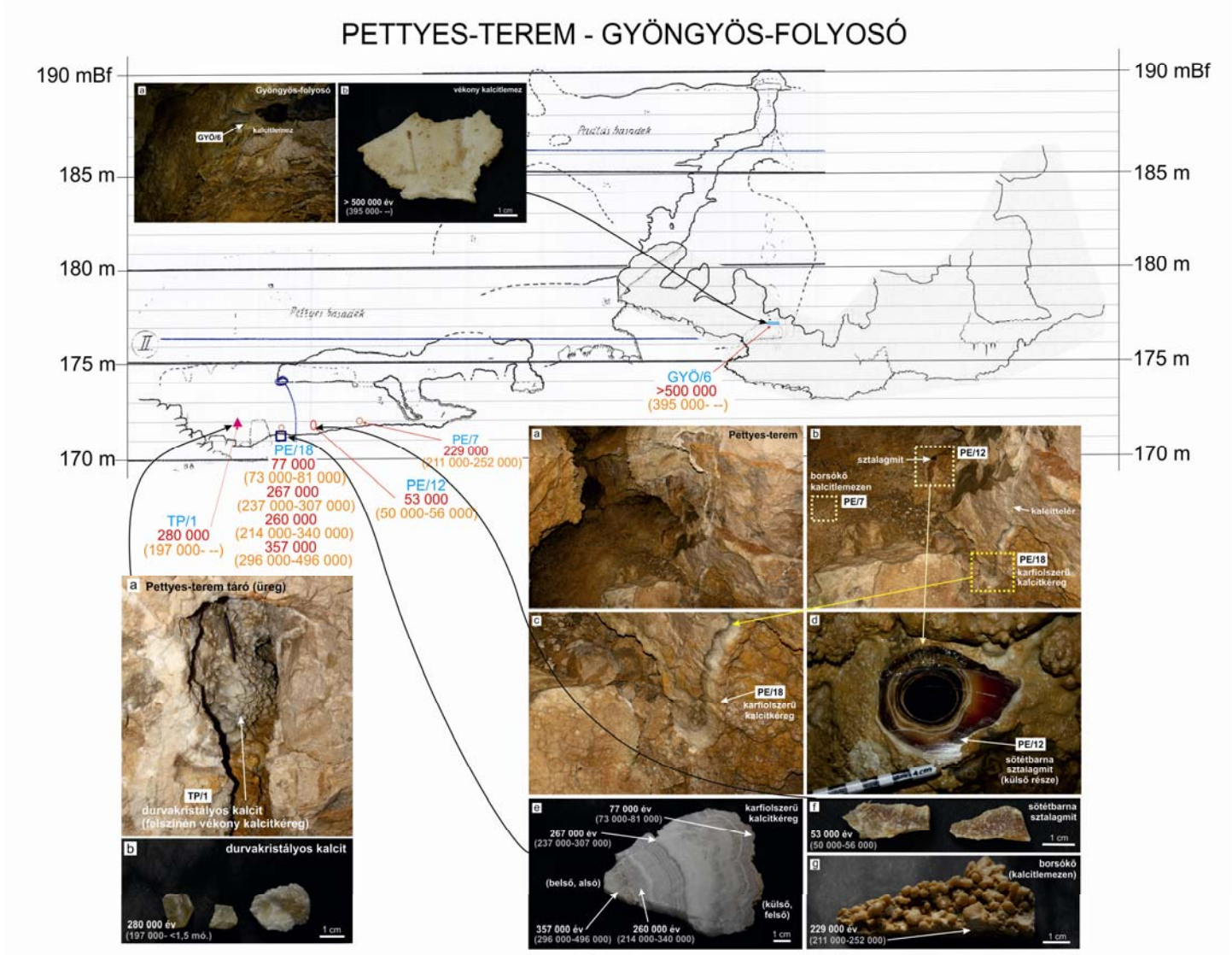
94. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Hosszú-folyosó (U–Th korok és minták)



95. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Egyetemi-szakasz – Örvény-folyosó – Oldal-folyosó (U–Th korok és minták)



96. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Kuszoda – Fenyő-ág (U–Th korok és minták)



97. ábra: Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Pettyes-terem – Gyöngyös-folyosó (U–Th korok és minták)

karfiolszerű kalcitkéreg 246 000 (217 000-283 000 közötti) éves. A szakasz DNy-i végén található Közgyűlés-terem aljáról (167-168 mBf) származó kalcitkéreg kora 228 000 (206 000-255 000 közötti) év. A hasadék folytatásában az Óriás-folyosó alsó oldalüregében (172-173 mBf) gipsszel borított kalcitlemez-kalcitkéreg kiválásegyüttes 200 000 (189 000-212 000 közötti) éves. A Kuszoda – Fenyő-ág legalsó, Birkás-teremben található (163,5 mBf) kalcitkérgének kora 191 000 (168 000-219 000 közötti) év.

A Hosszú-folyosóból több **karfiolszerű kalcitkéreg** minta és hozzá kapcsolódó kiválások, **képződmény-együttesek** kormeghatározása történt. A Hosszú-folyosó végéből (177 mBf) származó karfiolszerű kalcitkéreg kezdeti szakaszának kora 285 000 (237 000-380 000 közötti) év. A folyosó ÉK-i folytatásában a Virágoskert „bejáratának" gömbfülkéjében (173-174 mBf) a kalcitkéreg korának kezdete 390 000 (324 000-562 000 közötti) évre tehető. Néhány méterre, a Virásgoskert oldalfaláról gyűjtött **borsókő és kalcitkéreg kiválássor** koradatai bizonytalanok és sorrendjüket tekintve is megkérdőjelezhetőek. (A mintafeldolgozás során bekövetkező hibák, át"szennyeződések" is okozhatták ezt.) A kiválássor kezdeti kora 108 000 (101 000-116 000) év. Az ezt követő mintázott szakaszok kora sorban: 72 000 (69 000-74 000 közötti), 59 000 (56 000-63 000 közötti), 85 000 (81 000-90 000 közötti), 27 500 (26 000-29 000 közötti). A kezdeti kalcitkéreg szakasz kora az előző kalcitkéreg mintához képest irreálisan fiatalnak tűnik. A borsókövek kora (a fiatalodás nem mindig helyes sorrendjét leszámítva) elfogadhatónak tűnik. A Hosszú-folyosó ÉK-i végén található (alsóbb helyzetű) Pettyes-teremből (170-171 mBf) szintén történt karfiolszerű kalcitkéreg kiválássor kormeghatározás. Az alapkőzetet követő legidősebb kalcitkéreg kora 357 000 (296 000-496 000 közötti) év. Egy keskeny fehér („borsókőszerű") sávot követő kalcitkéregben kb. 260 000 (214 000-340 000 közötti) évet sikerült meghatározni. A következő (vékony kalcitlemezt is magába záró, „borsókő" felé átmenetet mutató) koradat részben átfed az előzővel: 267 000 (237 000-307 000 közötti) évesnek bizonyult. A következő, már külsőbb szakasz 51 000 (47 000-55 000 közötti) éves kort adott, a kiválássor teteje pedig 77 000 (73 000-81 000 közötti) éves. A két utóbbi minta már a borsókő vagy cseppkő felé mutat átmenetet. A koruk sorrendje a mintában való helyzetükhöz képest pontatlan, így csak annyi sejthető, hogy kb. 77 000 vagy 51 000 évvel ezelőtt ért véget a képződmény létrejötte.

A barlangnál idősebbnek feltételezett **durvakristályos üregkitöltő kalcit**ból is készült korhatározás. A Pettyes-terem tárójának üregéből származó áttetsző kalcitkristály kora 280 000 (197 000-∞) év, ami igen tág intervallumot fed át, és csak annyi mondható el róla biztosan, hogy még nem állt be a bomlási egyensúly, vagyis a minta fiatalabb, mint 1,5 millió év. Helyzetéből adódóan a kb. 280 000 évet nem tartom valószínűnek. A néhány méterrel távolabbi, Pettyes-terem hasadékának középső tengelyében, a hasadékban megtalálható, borsókövekkel borított durvakristályos kalcit kora (a képződmény egyéb ismérveit figyelmen kívül hagyva) hihetőnek tűnne: 91 000 (76 000-110 000 közötti) év. Azonban a képződmény típusa és földtani környezete alapján a kiválás kora bizonytalan.

A légteres (vadózus zónabeli) **borsókövek** korát feljebb, a kiválássorokhoz kötődően részben már ismertettem, ahol a Hosszú-folyosó Virágoskertjében (174-175 mBf) a képződménytípushoz sorolható képződmények kora: 72 000 (69 000-74 000 közötti), 59 000 (56 000-63 000 közötti), 85 000 (81 000-90 000 közötti), valamint 27 500 (26 000-29 000 közötti) év. A Pettyes-terem (170-171 mBf) kiválássorának teteje is ide sorolható: 51 000 (47 000-55 000 közötti) év és/vagy 77 000 (73 000-81 000 közötti) év. A Hosszú-folyosó ÉK-i végéből (kb. 174 mBf) származó borsókő

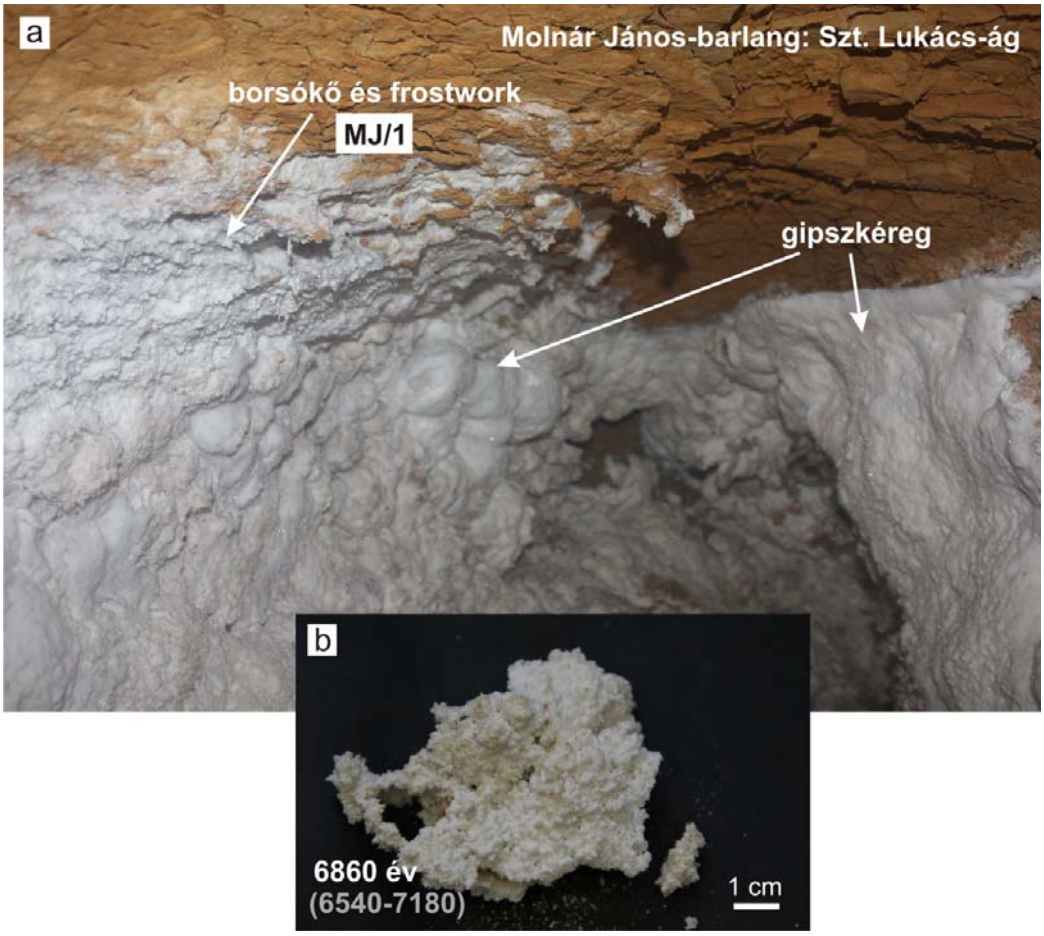
kezdeti, belső fehér részének kora 290 000 (254 000-342 000) év, a legkülső (cseppköves?) rész kora pedig 13 400 (12 900-13 900 közötti) év. A nagy korkülönbség nem jelent folyamatos növekedést, és a kezdeti szakasz idős kora – összevetve a környezetéből korolt többi kiválástípussal – megkérdőjelezhető. A Pettyes-terem aljzatáról (172 mBf), kalcitlemezről gyűjtött legkülső borsókő 229 000 (211 000-252 000 közötti) éves idős kora is a fenti okokhoz hasonlóan megkérdőjelezhető. Hasonló magasságból, az oldalfalról mintázott sötétbarna állócseppkő külső/szélső szakasza 53 000 (50 000-56 000 közötti) évesnek adódott. A Hosszú-folyosó DNy-i végéből származó **cseppkő és borsókő kiválás-együttes** már szintén légteres szakaszt jelez. A főtén (179 mBf) kezdetben kiváló aragonit tűcsomók „bokorszerű" halmaza („evaporatív frostwork") 243 000 (187 000-362 000 közötti) éves korú. Ezt követően két sötétbarna (lefolyás-szerű) cseppkő-szakasz figyelhető meg, egymástól világossárga „borsóköves" sávokkal elválasztva. Az idősebb barna cseppkő kora 227 000 (213 000-244 000 közötti) év, a fiatalabb barna cseppkő kora pedig 182 000 (172 000-193 000 közötti) év. Az utóbbi tetején, külső részén 41 200 (39 300-43 100 közötti) éves sárga borsóköves sáv található. Az Óriás-folyosó ÉK-i végében (kb. 181-182 mBf) a fehér borsókő kora 60 000 (58 000-61 500 közötti) év. A hasadék DNy-i irányú folytatását képező Kadić-szakasz első felében (181-182 mBf) ugyanakkor kb. 0,5 millió évesnek becsült (406 000 évnél idősebb) borsókő, „frostwork" található. A Kadić-terem felső szakaszának gömbfülkéjéből gyűjtött apró, fehér, kalcitból és aragonitból álló „frostwork" kiválások az előbbihez képest jóval fiatalabbak, 87 000 (83 000-91 000 közötti) évesek. Megjelenésük és helyzetük alapján az előzetesen várt koruk azonban ennél jóval kevesebb volt. A Kadić-szakasz hasadékának DNy-i végpontját képező Földszíve-terem vörösessárga, vékony kalcitlemezek tetején képződött cseppkőkérgének kora mindössze 6000 (5720-6270) év.

A fentiek alapján a borsókövek koradatainak megbízhatósága több esetben pontatlan, felcserélődnek a korok a mintasoron belül, vagy a többi kiválástípushoz viszonyítva egy adott barlangrészen belül irreális korok adódtak. E kiválástípusok koradatait emiatt a későbbi adatfeldolgozásoknál, elemzéseknél (paleovízszint rekonstrukció) erős kritikával és fenntartásokkal kezelem és használom.

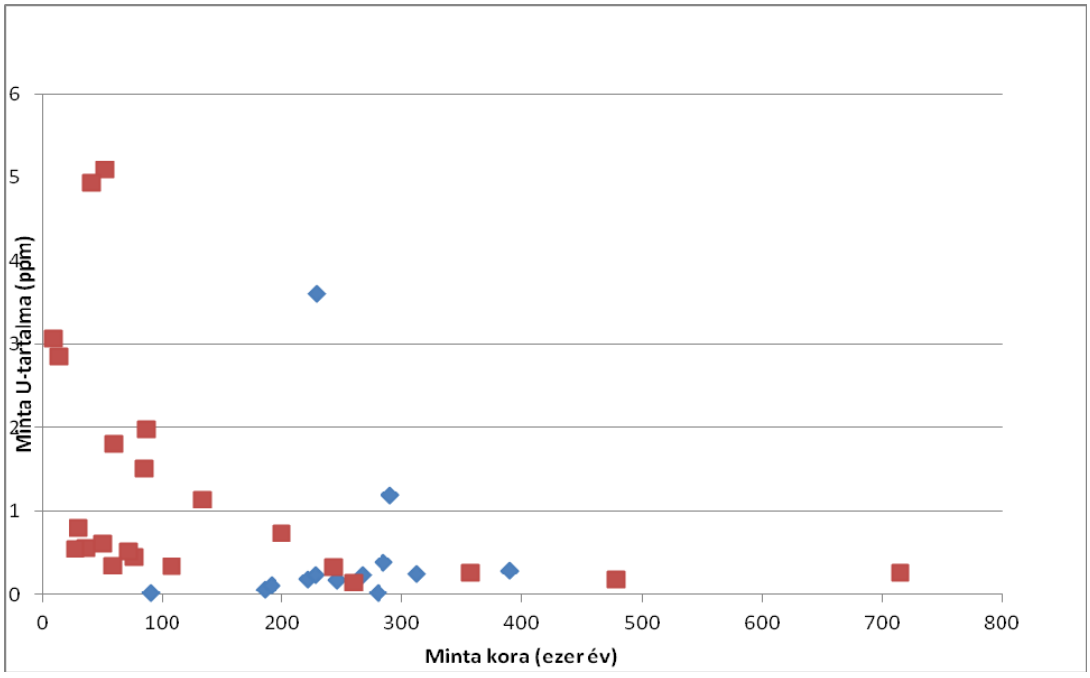
A ***Molnár János-barlang*** Szent Lukács-ágának végpontjáról származó, gipszkéreg mellett képződött fehér színű, kalcitból álló **„evaporatív frostwork"** kora 6860 (6540-7180) év *(98.a ábra)*.

Az **U-tartalom** *(98.b ábra)* a fiatalabb minták esetében gyakran magas (2,5-3 ppm; illetve a sötétbarna cseppkő és borsókő esetében akár 5 ppm körüli), és az idősebb korúak felé haladva csökken. Kivétel ez alól a kb. 230 ezer éves borsókő (3,6 ppm).

A mintafeldolgozás és mérések során néhány minta sajnos megsemmisült (Sz1, Sz7, Sz10, Sz28, Sz36a, Sz30, Sz47). Az M1 minta (Molnár János-barlang víz alatti szakaszáról származó „Vulkánok" karbonátkiválása) Th mérése pedig szennyezettsége miatt nem sikerült.



98.a ábra: A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágából vizsgált „frostwork" kora



98.b ábra: A minták U-tartalma és kora

6. ÉRTELMEZÉS, DISZKUSSZIÓ ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

6.1. BARLANGJÁRATOK HELYZETE

6.1.1. Barlangjárat irányok szerkezeti elemzése

Az alábbiakban a térinformatikai elemzéseim eredményeit az ismert publikációk rózsadombi nagy barlangokra vonatkozó eredményeivel és megállapításaival együtt, azokat egymással is összehasonlítva, és a fejlődéstörténetbe illesztve tárgyalom.

A barlangképződés szempontjából meghatározó volt a terület szerkezeti fejlődése, mivel a miocén hidrotermás események és később a jelentős (pliocén-) pleisztocén üregfejlődés is tektonikus eredetű törések mentén zajlott (és a Rózsadomb lábánál jelenleg is zajlik). Kiindulva tehát abból, hogy a barlangok a korábbi szerkezeti törések, repedések mentén kioldódott hasadékszerű, hálózatos járatrendszerek (tektonikusan preformáltak; pl. LEÉL-ŐSSY S. 1957, KRAUS 1978, TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989, FODOR et al. 1991, LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997, 2014, 2017, stb), a járatok irányának elemzésével megállapítható, hogy azok mely feszültségtérben keletkezett szerkezeti törések irányai mentén oldódtak ki. A barlangok keletkezését megelőző tektonikus események meghatározták a későbbi barlangjáratok helyzetét. A járatok irányának kimérésével és az adatok részletes tektonikai elemzésével a járatokat preformáló hasadékok relatív kora is megállapítható (vö. FODOR et al. 1991, BENKOVICS et al. 1995, 1999). A hasadékszerű járatok magassága általában sokszorosan meghaladja szélességüket, ezáltal a rózsadombi barlangokat keskeny és magas folyosók jellemzik. A leggyakoribb hasadékirányok az ÉNy-DK, NyÉNy-KDK, K-Ny, ÉK-DNy és É-D. A barlangok - és barlangtermek - kialakulásában gyakran több tektonikai irány is szerepet játszott (FODOR et al. 1991, LEÉL-ŐSSY 1995, *vö. 10. ábra)*.

KRAUS (1978) a Szemlő-hegyi- és a Ferenc-hegyi-barlang járatainak irányát elemző munkájában is már megállapította, hogy a tektonika barlangjáratokat meghatározó szerepe a hálózatos alaprajzú nagy barlangrendszerek esetében különösen szembetűnő. A törések mentén az eocén kőzet repedéseit első ütemben kalcit- és/vagy baritkristályok „bélelték ki" két oldalról, helyenként középen üregeket hagyva, és a „második átalakító hatás" következtében „hévizes úton, főleg korrózióval történt" a barlangjáratok kioldódása, mely „folyamat felújította a régi tektonikai vonalak egy részét". POROS (2011), illetve POROS et al. (2012) vizsgálatai alapján a miocén ásványtelérekkel részben vagy teljesen kitöltött repedések mentén oldódtak ki később a rózsadombi (pliocén?-) pleisztocén barlangok járatai is, vagyis a miocénben és később is a felszín alatti vizek lényegében ugyanazon töréseket mentén áramlottak és fejtették ki hatásukat. Munkájában felhívja a figyelmet arra, hogy a járatok tengelyvonalában, a főtében, kipreparálódva vagy a gömbfülkék leginkább bemélyedő középső részén, illetve a kisebb oldásformák peremét alkotva is megfigyelhetőek azok a miocén kalcit- és barittelérek, amelyek mentén később a barlangképződés történt.

A Rózsadombon markánsan megjelenő *Ferenc-hegyi jobbos oldaleltolódás* jelentősen meghatározta a Szemlő-hegyi-, Ferenc-hegyi- (BENKOVICS et al. 1995, 1999) és József-hegyi-barlang (FODOR et al. 1991) járatainak kioldódását.

FODOR et al. (1991) és LEÉL-ŐSSY (1997a, 2014) munkáiból ismerjük a **József-hegyi-barlang** és

környéke szerkezetföldtani viszonyait. A *10. ábrán* is szembetűnő, hogy a barlang járatainak csapásirányai jellegzetes *kulisszás* (ún. *en echelon*) elrendeződést mutatnak, ami azt jelenti, hogy a jellemzően K-Ny-i csapásirányú, párhuzamos főhasadékok egymáshoz képest KÉK-i irányba kissé eltolva helyezkednek el (vagyis az előző járathoz képest a következő K-i irányba kissé eltolva található). Jelenleg 11 ilyen irányú főhasadék ismert, a kereszthasadékok iránya pedig általában DK–ÉNy-i. Egy adott főhasadék mentén vertikálisan (É–D-i irányú vetők mentén) akár 10 méteres különbség is megfigyelhető (pl. VI. főhasadék: Koporsó–Vérpatak-terem). A hatalmas méretű (67 m hosszú, 10–25 m széles és 5–15 m magas), K-Ny-i irányban megnyúlt Kinizsi-pályaudvar és a Vár-terem létrejötte a feltételezés szerint két párhuzamos hasadék egymásba nyílásának köszönhető. Az értelmezések szerint ezek a barlangjáratok fő részét képező K-Ny-i fő hasadékok az oligocén – kora-miocén idején működő ÉNy-DK-i kompresszió és ÉK-DNy-i extenzió hatására létrejött, KÉK-NyDNy-i csapású, jobbos nyírású zónában kialakult törések mentén jöttek létre. Az utóbbi irányú nyírásos zónákon belül a másodlagos Riedel-törésekként értelmezett K-Ny-i csapásirányú jobbos törések, illetve az ÉNy-DK-i tenziós törések mentén áramlottak a barlangot kioldó fluidumok. A barlang fő hasadékai e másodlagos Riedel-töréseket követik, így azok kulisszás elrendeződését is megőrizték. A barittelérek főként a DK-ÉNy-i csapásirányú törések mentén észlelhetők. A következő fázist a középső-miocén és a negyedidőszak közé helyezik, melynek során a KDK-NyÉNy-i irányú extenzió hatására É-D-i csapásirányú normál vetők jöttek létre. A terület pleisztocén idejére feltételezett kiemelkedése (vö. WEIN 1977) során a baritteléreket is magukba foglaló DK-ÉNy-i irányú törések reaktiválódhattak, azonban e pleisztocén idején bekövetkező tektonikus mozgások a törések korábbi kulisszás elrendeződését lényegében már nem módosították.

A *Ferenc-hegyi jobbos oldaleltolódás* zónájában képződött **Ferenc-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlang** tipikus tektonikusan preformált, hasadék jellegű hipogén barlangnak tekinthető. A járatok helyzetét elsősorban az egykori törések lefutása határozta meg, így azok nem a rétegdőlést, hanem az akár 20-30 m magas, egybefüggő hasadékok nyomvonalát követik. A hasadékok a mészkőben gyakran gömbfülke záróformában végződnek. BENKOVICS et al. (1999) munkájában a Ferenc-hegy térségében található barlangok tektonikai viszonyait elemezte. A Ferenc-hegyi-barlang és a Szemlő-hegyi-barlang, valamit azok környezetének töréseit vizsgálta, és a fenti József-hegyi-barlang-i elemzéseket is részben módosította. Munkájában 4 fázist különített el: (1) az első extenziós fázis az ÉNy-DK-i normál vetőkkel és ÉK-DNy-i extenzióval jellemezhető, és feltehetően a felső-eocén idején működött. (2) A későbbi barlangjáratok és a Ferenc-hegyi zóna szempontjából legjelentősebbek a K-Ny-i irányú jobbos oldaleltolódás során létrejött K-Ny-i és NyÉNy-KDK-i irányú, Riedel-törésekkel kísért szerkezetek. Ezt a zónát a Budaörsi és Nagykovácsi-Csillaghegyi zónával párhuzamosítja. Mivel a törések a Szemlő-hegyi-barlang környékén talált alsó-oligocén agyagokban is felismerhetők, a középső-miocén képződményekből azonban már hiányoznak, a tektonikai fázis korát a késő-oligocén és középső-miocén közé helyezi. E fázishoz köti az ÉNy-DK-i irányú, kalcittal és barittal kitöltött tenziós repedések keletkezését is. (3) A transztenziós fázis reaktiválta az idősebb töréseket. Ez a fázis ÉNy-DK extenzióval és ÉK-DNy-i irányú kompresszióval jellemezhető. (4) Az ÉK-DNy-i irányú extenziós fázis jól fejlett ÉNy-DK-i és néhány K-Ny-i irányú normál vetőt eredményezett. Az e fázis idején létrejött törésekben kvarter korúnak feltételezett, meszesen cementált konglomerátumot is megfigyelt.

A **Szemlő-hegyi-barlang** két fő törésiránya egybeesik BENKOVICS et al. (1999) által részletezett,

jobbos oldalelmozduláshoz kötődő ÉK-DNy-i törésirányaival és ezek Riedel-töréseivel *(10. ábra)*. A Hosszú- és Óriás-folyosó (és folytatásaként a Kadić-szakasz), illetve a Kuszoda szakasz szélső Fenyő-ága egymással párhuzamos törések mentén oldódott ki, mellyel a Riedel-törések mentén hegyes szöget zár be a Kinizsi-szakasz, az Agyagos-szakasz (folytatásaként a Ferencvárosi-szakasz) és a Kuszoda-szakasz belső része. Az előbbi szakaszok iránya egybeesik GYŐRI et al. (2011) kalcitteléreken mért KÉK-NyDNy-i csapásirányaival. A jobbos eltolódásos feszültségtér kalcittelérekkel szintén kitöltött, előzőre közel merőleges (NyÉNy-KDK) irányai mentén azonban a barlangjáratok kioldódása alárendelt, tehát a barlangot a pleisztocén idején kioldó fluidumok ez alapján a miocén hidrotermás ásványtelérek törései közül csak az egyiket „használták". Az ÉNy-DK-i irányú repedések mentén pl. a Halál kereszthasadékában barit kitöltések jellemzők (vö. BENKOVICS et al. 1999). A baritkristályok alatt, illetve attól függetlenül durvakristályos kalcittal részben kitöltött (a felső részükön helyenként visszaoldott) vastag telérek, illetve breccsazóna jellemző. A feszültségtér aktivitása a fenti szerzők szerint az ottnangi előtt, vagyis a kora-miocénben feltételezhető. Az ÉNy-DK irányú merőleges barlangjáratok (pl. Kinizsi-szakasz, Kuszoda) részben réteglapok mentén fejlődtek ki, a réteglapok menti dőlésirány jellemző rájuk. Ezeken a helyeken a rétegsorban agyagos „tufaréteg" figyelhető meg, és ennek mentén jöttek létre az utóbbi lapos, szűk kúszójáratok is. Az utóbbi járatirányok a fő barlangképződést követően elképzelhető, hogy újra alktiválódhattak, mivel bennük jelenleg is CO_2 dús meleg levegő feláramlás és kondenzvíz korrózió észlelhető (vö. STIEBER 2011, 2016, WEIDINGER et al. 2017, *l. később*).

A **Ferenc-hegyi-barlang** kioldódását meghatározó törések kialakulását BENKOVICS et al. (1999) szintén főként a fenti jobbos oldalelmozduláshoz köti, azonban a járatok csapásiránya alapján szerkesztett rózsadiagram fő irányai eltérnek a Szemlő-hegyi-barlangban megfigyeltektől *(10. ábra)*. A fő törések itt is két uralkodó irányt mutatnak, melyek Riedel töréspárjai szintén hegyes szöget zárnak be. KRAUS (1978) megfigyeléseivel összhangban a barlang Ny-i szakaszán („Régi rész") ÉNy–DK, míg a K-i részen („Új rész") ÉÉNy–DDK-i, illetve É–D-i hasadékirány a jellemző. Ezekre merőleges járatirányok e barlangban is alárendeltek.

Az eddigiek alapján a barlangok irányait meghatározó törések tehát főként a kora-miocén feszültségmezőben keletkeztek, a Ferenc-hegy zónáját meghatározó K-Ny-i irányú jobbos oldalelmozdulás következményeként. Elképzelhető azonban, hogy néhány járat esetében (így pl. a Ferenc-hegyi-barlang ÉÉNy-DDK-i járatirányainál) a GYŐRI et al. (2011) által kalcittelérek kapcsán vizsgált későbbi, középső-miocén korú törések is szerepet játszhattak.

A *11. ábra* poligonjainak helyzete alapján az is szembetűnő, hogy a nagyrészt a mészkő és márga határán kioldódott Pál-völgyi-barlangrendszer (azon belül is főként a Pál-völgyi-barlang K-i zónája és a Mátyás-hegyi-barlang) és a Molnár János-barlang járatainak kialakításában a tektonikus preformáció mellett a területen jellemző DDK-i irányú, átlagosan 20-30° rétegdőlés is meghatározó (vö. NÁDOR 1991, LEÉL-ŐSSY 1995). Az alábbi szerzők szerint az üregképződés néhány esetben a mészkő és a márga határáig tart, mivel az utóbbi nagyobb agyagtartalmú karbonátos kőzetet – MÜLLER Pál (1974) munkája alapján – csak az erős vízmozgás által kialakított forráskürtők voltak képesek áttörni (TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS 1989).

A **Molnár János-barlang** járatai a Szemlő-hegyi-barlang irányaival mutatnak hasonlóságot: a hegyes szögben elhelyezkedő KÉK-NyDNy és ÉK-DNy járatok itt is megfigyelhetők, és az ezekre merőleges ÉNy-DK-i irányú törések – a másik barlangéhoz képest aránylag jobban kifejletten – is

nyomon követhetők. A kevésbé megnyúlt járatirányok közül az ÉÉNy-DDK-i csapásirányok pedig a Ferenc-hegyi-barlanggal mutatnak hasonlóságot. A rózsadiagram irányainak nagyobb szórása feltehetően részben a mészkő és márga határán kioldódott járatok kőzetrétegek dőlését követő sajátosságának lehet a következménye *(10. ábra)*.

A **Pál-völgyi-barlangrendszer** egyes nagy barlangrészeiről készült rózsadiagramok eltérnek egymástól. Közülük a Pál-völgyi-barlang és a Hideg-lyuk irányai hasonlítanak egymásra *(10. ábra)*. A legjobban megnyúlt járatirányok egymásra merőlegesek: NyÉNy-KDK és NyDNy-KÉK. Ezekre a barlangokra igaz leginkább a „sakktáblaszerű" járatszerkezet, a hasadékok hálózatos elrendeződése. A Hideglyuk esetében a K-Ny csapásirány is meghatározó. A jelentős összhosszúságú Pál-völgyi-barlang DK-i részein a KÉK–NyDNy irányú, a középső és ÉNy-i részein pedig az ÉNy-DK irányú folyosók dominálnak. A barlang Régi-részén jól fejlettek az ÉÉK-DDNy irányú járatok is, míg a Jubileumi- és a Decemberi-szakaszban a közel K-Ny csapásirányú törések mentén is jelentős hasadékok alakultak ki. A Harcsaszájú-barlang járatai jellemzően NyÉNy-KDK-i irányúak, az erre merőleges törések menti oldódás kevésbé meghatározó. A Mátyás-hegyi-barlangban főként a KÉK–NyDNy és K-Ny irányú járatok jellemzők, de alárendelten a NyÉNy-KDK irány is megfigyelhető. Az előbbiek hasonlóságot mutatnak a Szemlő-hegyi-barlang hidrotermás ásványteléreit és (részben) a járatait, valamint a Molnár János-barlang folyosóit és a József-hegyi-barlang K-Ny-i főhasadékait is meghatározó törések irányaival. NÁDOR (1991) megállapítását is figyelembe véve, a Pál-völgyi-barlangrendszer K-i zónájára jellemző, a mészkő és a márga rétegek dőlése és határa mentén kialakult járatok helyzete hozzájárulhat a csapásirányok aránylag nagy szórásához.

A fentiek alapján a Molnár János-barlang és a Pál-völgyi-barlangrendszer esetében is feltételezhető, hogy a keletkezésük szempontjából meghatározó tektonikus esemény: az (oligocén-) kora-miocén idején működő jobbos oldaleltolódás volt. Minden bizonnyal az ennek következtében létrejött törések mentén oldódtak ki a járatok, azonban ennek tényleges bizonyításához további tektonikai megfigyelések, mérések és vizsgálatok szükségesek.

6.1.2. Barlangszintek

A Rózsadombon és környékén a pleisztocén barlangképződés idején főként az eocén Szépvölgyi Mészkő, kisebb mértékben a bryozoás márga, illetve a triász Mátyáshegyi Formáció volt a karsztvízszint közeli zónában, ahol a meleg és langyos vizek keveredése következtében intenzív üregképződés zajlott. A terület emelkedésével fokozatosan újabb és újabb kőzetegységek kerültek ebbe a tartományba, így végeredményben nagy vertikális kiterjedésben, több szintben jöttek létre barlangjáratok. Általában elmondható, hogy amelyik zóna hosszabb ideig volt a vízfelszín közelében, ott nagyobb méretű üregek oldódtak ki (LEÉL-ŐSSY 1995).

A térmodellből *(11. ábra)* is látványosan kirajzolódik, hogy a jellemzően mészkő és márga határán kioldódott Pál-völgyi-barlangrendszer (azon belül is leginkább a Mátyás-hegyi-barlang és a Pál-völgyi-barlang K-i zónája) és a Molnár János-barlang járatai – ahogy azt már korábban is említettem – követik a kőzetek átlagosan kb. 20–30°-os DDK-i irányú dőlését, vagyis a tektonika mellett itt a kőzetréteghatár is fontos szerepet játszik *(l. korábban)*.

A Ferenc-hegyi oldalelmozdulás zónájában képződött Ferenc-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlang tipikus hasadék jellegű barlangok, ahol jellemzően a tektonikai viszonyok határozták meg a járatok helyzetét, és a rétegdőlés csak egy-egy szakaszra korlátozódó, alárendelt szereppel bír. A Szemlő-hegyi-barlang fő járatai akár 20-30 m magas egybefüggő hasadékok, amelyek főtéje gyakran kupolaszerűen, gömbfülkével zárul. A járatok alja általában 170 mBf magasságban húzódik. A Kuszoda vagy a Kinizsi-szakasz kialakításában már a réteglapok menti dőlésnek is nagyobb szerepe lehetett. A jelenleg ismert legmélyebb rész a Kuszodában 164 mBf magasságban található Birkás-terem. A Ferenc-hegyi-barlang sűrű, labirintusszerű járatrendszere vertikálisan egy meghatározott magasságon (a felső 40 méteren belül) jellemző. Innen felfelé kürtők és gömbfülkékben végződő járatok, lefelé pedig aknák nyúlnak. Az alsó 40 méteres zóna (mélyszint) a rendszeren belül csak egy kisebb szakaszon jelenik meg. A függőleges járatok lefelé „kitörnek" a felső blokkból, és „gyökérszerűen" nyúlnak le a mélybe. A legutóbb (2013) feltárt részek már ezen az alsó 40 méteren találhatóak. Ez a barlang szép példája annak, hogy a korábban ismert járathálózat és barlangjellegek az új felfedezéseket követően jelentősen megváltozhatnak, és az adott barlangra tett megállapítások mindig csak az adott időben ismert járatokra és szűk környezetükre terjeszthetők ki. E barlangok tipikus termálkarsztos hasadékjellegű barlangoknak tekinthetők (vö. PALMER 2007).

A József-hegyi-barlang legnagyobb méretű üregei kb. 160 mBf magasságban alakultak ki. Innen felfelé és lefelé alárendeltebb méretű járatok húzódnak, de összességében a rendszerre jelentős függőleges kiterjedés jellemző. A nagyobb termekből (pl. Kinizsi-pályaudvar) elágazó járatok szembetűnőek. A fő járatszintről nagy mélységbe nyúló aknák is jellemzők (pl. Szolárium-akna). A barlangot épp a nagy kiterjedésű teremből, barlangszakaszból horizontálisan – és helyenként vertikálisan – elágazó, adott tszf. magasságban húzódó járatai és „szivacsszerű" szerkezete, (valamint jellegzetes karbonátos-szulfátos ásványtársulása alapján) FORD & WILLIAMS (2007) vegyesen kénsavas-szénsavas oldásos eredetű barlangnak tartja.

A kisbarlangok általában csak kis mélységű, a felszínről lefelé nyúló járatokként jelentkeznek. A Buda-barlang aknája a Látó-hegy D-i oldalában azonban már látványos vertikális kiterjedésű (69 méter).

A *11. ábrán* jól látható, hogy a járatok sűrűsége horizontálisan és vertikálisan is változó. A legnagyobb barlangüreg gyakoriság a 170–240 mBf vertikális tartományban jellemző (ez a gyakorisági görbe csúcsa), amelynek egy részét a nagybarlangok ismert járatai jelentik, a többit a kisebb üregek teszik ki. A 160 mBf alá már csak a nagy barlangok mélyebbre nyúló járatai húzódnak le (kivétel a rózsadombi Török-forrás 100 mBf tartományban található barlangja). 160 mBf felett a nagy barlangoktól (jelenleg még) független kis barlangok is megjelennek, és 250 mBf-ig sok barlangjárat jellemző. A szorosabb értelemben vett rózsadombi barlangok eddig a szintig (a Ferenc-hegy tetejéig) érnek fel. A relatíve magasabb hegyek (Látó-hegy, Vaskapu-hegy, Mátyás-hegy, Remete-hegy) alacsonyabb tszf. magasságban nyíló üregei kisebb számban a 160–250 mBf tartományban is előfordulnak, azonban 260 m-től felfelé már csak ezek a hegyoldalban (ritkán hegytetőn) nyíló üregek jellemzők (ezek 260–300 mBf között egy újabb – a rózsadombihoz képest kisebb arányú – gyakoriság csúcsot mutatnak). 310 m fölött már csak 1-2 kisbarlang található. A Molnár János-barlang járatai felfelé 130 mBf-ig, a Duna 104 mBf szintje alatt lefelé pedig közel 0 mBf magasságig (vagyis a tengerszintig) ismertek. A Molnár János-barlang járatainak jelenléte ebben a közel 100 méter mélységű freatikus zónában azért is érdekes, mert ez alapján világosan látszik,

hogy a karsztvízszint alatt jóval nagyobb vertikális kiterjedésben is számolhatunk ember számára is járható üregek jelenlétével, kioldódásával. A folyamat, mint korábban láttuk, a hipogén módon bekövetkező barlangképződésnek köszönhető.

A Pál-völgyi-barlang kalcitlemez koradatai adott tszf. magasságban is jelentősen változnak, (az idősebbek felett fiatalabbak is vannak), ami az egykori karsztvízszint ingadozására utal *(l később)*. A barlangon belül az eddigi adatok Ny-ről K felé fiatalodást jeleznek. Hasonló tendencia figyelhető meg a többi barlangi kalcitlemez koradatai alapján is: az Ördög-árok völgyétől (Ny felől) a Duna völgye (K) felé általában azonos mBf magasságokon fiatalabb kiválások találhatók. Ugyanezt mutatja a travertínók térbeli helyzete és a koradatok is *(11. ábra;* vö. SCHEUER & SCHWEITZER 1988, KELE 2009, KELE et al. 2011).

A rózsadombi nagy barlangok és kőzetrepedések porozitásának mértékére **térfogat modellezés** is készült (ALBERT 2010, ALBERT et al. 2015). A Pál-völgyi-barlang jelentős részére, a teljes Szemlő-hegyi-barlangra és a Molnár János-barlang 2002 előtt ismert (kb. 450 m hosszú) régi részére készült elemzések alapján a magasabb helyzetben húzódó, inaktív, jellemzően Szépvölgyi Mészkőben, alárendelten Budai Márgában kialakult üregeket befogadó kőzettömeg 0,5 m-nél nagyobb oldott járatokat magába foglaló makroporozitása hasonló (Pál-völgyi-barlang: 1,46%, Szemlő-hegyi-barlang: 1,66%). Ugyanakkor a döntő részt freatikus zónában elhelyezkedő, még jelenleg is képződő Molnár János-barlang jellemzően márgában húzódó „régi részének" üregeit befogadó kőzettest makroporozitása mindössze 0,92%.

6.2. A MOLNÁR JÁNOS-BARLANG TERMÁLVIZÉNEK JELLEMZÉSE

A Budai-termálkarszt hidrogeológiai kutatásán belül a Molnár János-barlang egy szakaszának és a környező források vizének vizsgálatával ERŐSS (2010), illetve ERŐSS et al. (2012a,b) foglalkozott, aki az áramlási rendszereken belül déli és központi területet különített el (a barlang az utóbbi csoportba tartozik). Radionuklidok segítségével végzett modell-számításai alapján mutatta ki a központi rendszerben megcsapolódó, keveredő vizek szélsőértékű tagjait: a meteorikus komponens átlagos hőmérséklete 12 °C, összetétele 775 mg/l TDS, a termál komponens átlagos hőmérséklete pedig 76,5 °C, és összetétele 1440 mg/l TDS. ERŐSS (2010), illetve ERŐSS et al. (2011b,c) oldódási kísérletei igazolták, hogy a főként keveredési korrózió hatására történő oldódás, barlangképződés jelenleg is aktív. KOVÁCS & ERŐSS (2017) a Budai-termálkarszt megcsapolódó vizeit CCDA analízis segítségével 7 csoportba osztotta, ahol a Molnár János-barlang és a langyos források vizei a Lukács termálkutak vizétől külön csoportot alkot. CSONDOR et al. (2016, 2017) a barlang forrásközeli zónájában, illetve a Boltív- és az Alagút-forrás vizének radionuklidos vizsgálatával és NaCl-os nyomjelzés segítségével kimutatta, hogy a Boltív- és az Alagút-forrásban megcsapolódó vizek nem azonosak. Eredményeik alapján a Boltív-forrás vize az István-terem felől, egy jelenleg még ismeretlen barlangjáraton keresztül érkezik, és a forrás vizéhez feltehetően a mélyebb régióból is további, magasabb radon-koncentrációval jellemezhető víz keveredik.

BODOR et al. (2014) a Kessler-terem felső, 27 °C-os, (néhány alkalommal az alsó, 21 °C-os) szakaszának vizéből, a Boltív-forrás hasadékából, a Lukács-fürdő és a Duna közti csatorna elfolyó vizéből, és a Lukács IV. kútból mért rendszeresen, illetve összehasonlításképpen hőmérséklet, pH és fajlagos elektromos vezetőképesség értékeket, és gyűjtött vízmintákat ^{222}Rn, CO_2, δD és $\delta^{18}O$

elemzéshez. Az eredményeik alapján a Kessler-terem felső szakaszán a hőmérséklet, a fajlagos elektromos vezetőképesség és a pH is csak kis mértékben változott, azonban az oldott CO_2 és a ^{222}Rn esetében a változékonyság már jelentősebb mértékű volt. A Malom-tó – Boltív-forrás vize is állandónak bizonyult, azonban a tavasz végi-nyár eleji árvizet követően jelentősebb fajlagos elektromos vezetőképesség csökkenést tapasztaltak. A stabil izotóp eredmények a Lukács IV. termálkút vizében voltak a legnegatívabbak, amihez az izotóp-mezőben a Kessler-terem felső, melegebb vize állt a legközelebb, a Lukács-fürdő és Duna közti csatorna vize (kevert meleg és langyos víz) pedig a Kessler-terem melegebb, felső és hűvösebb, alsó vizeiből mért értékek elkülönülő csoportjai között helyezkedett el. A Duna hatása és a folyóhoz közeli kút vize között a vízszint mellett mind a hőmérséklet, mind a vezetőképesség tekintetében erős kapcsolat mutatkozik, azonban távolabb, a Boltív-forrásban és a barlangban csak 3-4 nappal később, jóval gyengébb kapcsolat mutatható ki, hiszen a paraméterek (hőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképesség) alig változtak.

BERGMANN et al. (2011) vízkémiai vizsgálatai a Malom-tóból és a Dexion-ágból (1. csoport), a Kessler-terem tavának központi részéből és az omladék mögötti hátsó tóból (2. csoport), a terem végében lévő Cseppkő-faltól, a Kessler-terem jobb oldalán a falról csepegő vízből és a táróba csepegő vízből történtek. Az 1. és 2. csoport vizei termálvizek, míg a többi helyről a felszínről csepegő, befolyó víz mintázása történt. Az első csoportra kisebb oldott anyag tartalmú vizek, a másodikra nagyobb oldott anyag tartalmú vizek jellemzőek. Az utóbbiban magasabb hidrogén-karbonát, kalcium, klorid, szulfát, nátrium koncentráció, és az első csoporthoz hasonló magnézium, kálium és nitrát mennyiség mutatkozott. A csepegő vizekben kiugróan magas szulfát-koncentráció volt tapasztalható, azonban klorit és nitrát is nagyobb mennyiségben volt jelen. Ezeket a szerzők részben antropogén szennyezéshez kötik. A csepegő vizek magas szulfáttartalmát (a szennyező forrás esetleges jelenléte mellett) a márga magas pirittartalmának tulajdonítják. A víz stabilizotóp vizsgálatok alapján megállapították, hogy a „táró csepegés" -10,28‰ és -9,59‰ között változó $\delta^{18}O$ értéke a helyben hullott csapadéknál negatívabb, a Duna vizénél pozitívabb, így a közmű-szivárgásból eredő víz nagyobb arányát valószínűsítik. A Cseppkő-falnál ez az arány kisebb. A Kessler-termi csepegés negatívabb $\delta^{18}O$ értéke (-10,82 ‰ és -10,36 ‰) alapján itt a beszivárgó vizet jelentős arányban a közmű-szivárgásból származtatják. A termálvizek közül a Kessler-terem vizének $\delta^{18}O$ értéke -11,09‰ – -10,63‰, a hátsó tóé pedig -11,05‰ – -10,53‰. A Dexion-ág és a Malom-tó vizei ettől elkülönülnek (-10,81‰ – -10,11‰, illetve -10,76‰ – -10,30‰ $\delta^{18}O$), ami a δD értékekre is igaz. SZABÓ et al. (2009) eredményei alapján, a Budapesten és környékén található termálvizek $\delta^{18}O$ értékei -12,50‰ – -10,95‰, a hideg vizek -10,00‰ – -9,40‰, a langyos vizek $\delta^{18}O$ értékei pedig -10,58‰ és -10,30 ‰ között változnak. A szerzők a termálvizeket jégkorszaki beszivárgásból származtatják (vö. DEÁK J. (1978) vízkor adatai), a hideg vizeket holocén korúnak, míg a langyos vizeket a kettő keverékének tartják.

A dolgozatom kapcsán készült vízvizsgálatok részben a barlangban található víz pontosabb „feltérképezését" célozták meg, valamint a mért paraméterek alapján jellemzett és modellezett víz összehasonlítását a valóságban megfigyelhető oldási jelenségekkel és képződményekkel. Ezek nem idősoros vizsgálatok, hanem néhány alkalommal, főként vertikális beosztás alapján végzett, pontszerű mintavételek voltak.

A vertikális mintázások során vizsgált paraméterek alapján általánosan megfigyelhető, hogy a víz szintjében és a vízszint közeli, kb. -8– -9 m mélységig felső terjedő szakaszon melegebb (kb. 27 °C), magasabb fajlagos elektromos vezetőképességű és ion koncentrációjú (az egyes vizsgált ionokra nézve, a fő- és nyomelemeket is beleértve), nagyobb CO_2 koncentrációjú, és alacsonyabb pH-jú értékek jellemzők. Az általános képpel szemben a magnézium és a szulfát a -10 méteres mélységben (a keveredési zónában) a legmagasabb. Ez a keveredési zóna a Kessler-teremben -9 m mélységben, általában pedig kb. -10– -11 m mélységben észlelhető. A vertikálisan alatta és fölötte lévő szakaszokhoz képest itt opálos megjelenésű termoklin (kb. 24-25 °C) húzódik, ahol a melegebb és hűvösebb vizek keveredése történik. Ezeken a helyeken az egyes paraméterekre is jellemzően átmeneti értékeket sikerült mérni (kivétel a szulfát és magnézium, *l. előbb*). -15 méteres mélységben és alatta (a vizsgált -30 méter mélységig) már hűvösebb, kb. 20,5 °C-os víz helyezkedik el, és a vizsgált paraméterek a fentiekhez képest általában alacsonyabb értékeket mutanak (kivétel a magnézium tartalom -25 méteres mélységben észlelhető emelkedése), a pH pedig magasabb. A „vertikális mintázást" (0-30 méter mélységig 5 méteres intervallumokkal, a Kessler-teremből kiindulva és attól Ny-ra) leszámítva a Kristályos-körút (-9 m mélység, ~25 °C) és a Hegy a hegyben (-11 m mélység, 23,8 °C) vizeire a meleg vizes, illetve átmeneti, keveredő zóna értékei jellemzőek. Az Omlásveszély meleg vizes „beáramlásától" származó minta (~24 °C) mért értékei részben a meleg, részben az átmeneti, keveredő zóna értékeihez hasonlítanak. A legmelegebb, továbbá a termális komponensek tekintetében legjellemzőbb összetételű víz a barlangon belül a Kessler-teremben található. A nagy vertikális szintkülönbséget (0-30 méter) átfogó mintázások tágas barlangjáratokban történtek. A barlang nagyméretű térrészeiben szabad konvekció zajlik, melynek következtében a magasabb hőmérsékletű, kisebb sűrűségű víz a járatok felső szakaszán, az alacsonyabb hőmérsékletű, nagyobb sűrűségű víz fölötti szakaszon helyezkedik el. A búvárok által folyamatos helyszíni méréssel felvett mélység-hőmérséklet profil alapján a melegebb vizes, átmeneti, keveredő, és hűvösebb vizes szakaszok határánál aránylag hirtelen, meredek hőmérséklet-váltás következik be.

Összehasonlításul a langyos, hűvösebb víz beáramlási helyeket is vertikálisan nagy felbontással (5, illetve 2 méteres közökkel) mintáztuk. Az István-terem (-10,1 m és -29,1 m mélység, közben a -20 m mélyben lévő „hideg víz útjával") és a Seprűs-ág (-5 – -25 méter mélység) vize is egységesen 20,5 °C-osnak bizonyult, és mért paramétereit tekintve a -15 méternél mélyebb vertikális helyzetű, hűvösebb vizekkel mutat hasonlóságot. A szulfát- és kloridionok esetében vertikálisan kisebb-nagyobb eltérések tapasztalhatók (az előbbi itt is -10 méter mélységben mutatja a legnagyobb értékeket). A hidrogén-karbonát pedig az István-terem „Hideg víz útja" mérőponton mutatott a langyos vizekhez képest kiugróan magasabb értéket, ami lokális hozzááramlásra utalhat. (CSONDOR et al. (2016, 2017) munkája szerint a víz innen áramlik ismeretlen járaton keresztül a Boltív-forrás felé.) A Seprűs-ág egy jól kimutatható, lokális langyos víz beáramlási szakaszt képvisel. A Dexion-ág vize a langyosabb vizekre jellemző értékeket mutatja.

A Szent Lukács-ág sekély tavainak vize kb. 22-24 °C hőmérsékletű, tehát néhány °C-kal hűvösebb, mint a Kessler-terem vízfelszíni része. Közelségük ellenére a két tó vize a legtöbb paraméterre nézve nem azonos. A bejáratkoz közelebbi tó vize az oldalhasadékban húzódóhoz képest általában magasabb hőmérséklettel, CO_2 mennyiséggel, fajlagos elektromos vezetőképességgel, oldott anyag tartalommal és alacsonyabb pH értékkel jellemezhető. A fő ionokat tekintve a szulfát a

hasadék tavában magasabb koncentrációban van jelen. A bejárathoz közeli tó relatív alacsonyabb (6,8) pH és magasabb CO_2 értéke ellenére is mindkét tóban egyaránt jellemző az intenzív kalcitlemez képződés. Bár a mért paraméterekben több kisebb (lokális?) különbség is látszik a két sekély tó között, illetve a Kessler-terem vízfelszín közeli része között, ezek a melegebb vizes komponenshez tartoznak, és apró pórusokon, repedésen, mállott agyagos kőzeten, illetve üledéken keresztül egymással kapcsolatban állnak. A Kessler-terem vízszintjének emelkedéskor (a Duna magas vízállása, áradása idején) a sekély tavak vízszintje is megemelkedik, és a Szent Lukács-ág két tófelszíne közti részt is víz tölti ki. A búvárok merülésekor a kilélegzett CO_2 gáz buborékok formájában pedig a Kessler-teremben és az oldalhasadék vizében is egyaránt észlelhető, ami szintén az elkülönülő vízfelszínekként megjelenő tavak kapcsolatára utal. (A fenti jelenség miatt a CO_2 mérésnél figyelembe kell venni, hogy a búvárok által kilélegzett gázok a mért mennyiséget befolyásolhatják.)

A vizsgált langyos források (Boltív-forrás, Timsós-forrás, Török-forrás és Római-forrás) kevert vizet hozhatnak felszínre, és közülük a Timsós-forrás az aránylag „legmelegebb" és legmagasabb oldott anyag tartalmú, a Római-forrás pedig a leghűvösebb és legkisebb oldott anyag tartalmú víz. (A Török-forrás közelében is megfigyelhető kisebb üregképződés.) A Lukács IV. és V. termálkutak vizei KOVÁCS & ERŐSS (2017) munkája alapján már másik csoportba tartoznak, amit a munkámban vizsgált, fentiektől jelentős mértékben eltérő paraméterek is alátámasztanak.

A langyos és meleg víz vizsgálati eredményeim a korábban idézett szerzők eredményeivel (a közös mérési helyeken) jó egyezést mutatnak. Ez a stabilizotóp mérési eredményekre is igaz.

Az általam vizsgált $\delta^{18}O$ és δD értékek szoros összefüggésben állnak a víz hőmérsékletével: a magasabb hőmérsékletű víz általában negatívabb $\delta^{18}O$ értékekkel párosul. Ez alapján a Lukács termálkutak mért paraméterei jelentősen elkülönülnek a langyos források és barlangban húzódó víz értékeitől. Ezekhez – BODOR et al. (2014) munkájához hasonlóan – a stabilizotóp mezőben a Molnár János-barlang melegebb vize (Kessler-terem vízfelszíne, Szent Lukács-ág bejárathoz közelebbi tava és a -5 m mélyről származó minta) áll a legközelebb. A -10 m mély keveredési zóna vize már jobban elkülönül, és átmeneti helyzetben van a hűvösebb, mélyebb szakaszok és a Seprűs-ág felé. A Timsós-forrás vize is az átmeneti zóna (-10 m mélység) vizeivel mutat hasonlóságot. A Török-forrás vize már ennél átmenetibb helyzetben található a -15 m mélységből száramzó vizek felé, a Római-forrás vize pedig már azokkal egy csoportba esik. A mélyebb szakaszok hűvösebb vizeinek csoportjában található a Seprűs-ág vize is. A Boltív-forrás vize ezektől jobban elkülönül, ami igazolhatja CSONDOR et al. (2016, 2017) feltételezését, hogy az István-terem felől érkező vízhez a Boltív-forrás kilépési pontja előtt további vizek is hozzákeveredhetnek. A Szent Lukács-ág oldalhasadékának vize szintén külön helyzetben található az izotópmezőn belül: nem csak a vízfelszín közeli meleg vizektől tér el jelentősen, hanem a langyosabb vizekhez képest is kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és δD értékekkel rendelkezik. Ez alapján, valamint a megemelkedett szulfát és a többi paraméter relatív alacsonyabb értéke alapján (a másik sekély tóhoz viszonyítva) feltételezem, hogy a tó „mögötti", hátsó, szűk, ismeretlen szakaszon lokálisan hideg víz (beszivárgó víz) hozzákeveredés lehetséges, a Kessler-termi csepegéshez hasonlóan (vö. BERGMANN et al. 2011) .

A táró csepegő vizeinek eredményei a többi barlangi mérés eredményeitől jelentős eltérést mutatnak. Alacsony hőmérséklet és hidrogén-karbonát, magas magnézium, nátrium, szulfát és klorid és kevés kovasav jellemző, kiugróan magas vezetőképesség és összes oldott anyag (TDS) értékekkel.

BERGMANN et al. (2011) munkája alapján ismert, hogy itt közmű szivárgása feltételezhető, tehát itt az anomálisan magas oldott anyag tartalom és adott ionok jelenléte antropogén eredetű lehet.

A modellezés során kapott eredmények (víz telítettség és kiválások) a valóságban megfigyelt jelenségekkel nagyrészt megegyeznek. A goethit kiválására a víz paraméterei a modell alapján jó lehetőséget adnak. Ezzel egybevág a búvárok megfigyelése, hogy akár -50 méter mélységben, és további, különböző mélységű szakaszokon megfigyelhető a mangán-vas oxidos bevonat. A rózsadombi Török-forrás vizéből szintén kiválhat a vas-oxid. A víz karbonátra nézve a legtöbb szakaszon telítetlen, amire jó példa a járatok jelenleg is zajló oldódása, valamint a „szálasan" visszaoldott felszínű kalcitkristályok megjelenése. A „Hideg víz útja" feletti részeken (István-terem -20 és -10 méter mélység közti szakasza) elvileg lehetőség van kalcit és dolomit kiválására. A Hegy a hegyben-től Ny-ra eső szakasz víz és üledékmintája alapján a víz kalcitra, aragonitra és dolomitra telített, és az üledékben valóban észlelhetők kalcit kristálytöredékek, valamint dolomit is. Érdekes helyzet, hogy a tófelszíni részekre a modell nem mutat karbonát telítettséget, azonban a Szent Lukács-ág sekély tavainak felszínén intenzív kalcitlemez képződés folyik, és a búvármerülések szüneteiben a Kessler-terem felszínén is megfigyelhetők apró kalcitlemez-kezdemények. A vízszint alatt azonban nem észlelhető karbonátkiválás (pl. kalcitkéreg). A vertikális mintázás A44 sorozatában -15 méter mélységtől lefelé elvileg képződhet barit. Az ásványtelérekben és üregekben, kalcit felszínén vagy kalcit jelenléte nélkül megjelenő táblás barit kristályok azonban ezt nem bizonyítják, hiszen feltehetően nem a mostani vízben képződnek, és a barlang további járataiban is előfordulnak. A Kessler-terem és a Szent Lukács-ág adott időpontban vett vízmintái kvarcra telítettnek bizonyultak. Ezek a szakaszok ugyan a kovás elváltozott zóna környezetében találhatók, de nem feltételezem, hogy a vízből közbetlen kvarckiválás történne. A termálvizes kutak reduktív állapotú vizéből elvileg lehetőség lenne pirit és szfalerit képződésére. (A kiválások vagy a visszaoldódás tényleges jelenlétére és folyamatára a barlang vízmintázási helyein különböző, a barlangban és környékén megtalálható kőzetekből és durvakristályos kalcitból feldolgozott kőlapokat helyeztek a búvárok, azonban a kísérlet a dolgozat megírásakor még folyamatban van. A módszer ERŐSS (2010), illetve ERŐSS et al. (2011b,c) munkájára támaszkodik.)

6.3. OLDÁSFORMÁK

A rózsadombi barlangok főként mészkőben kialalkult járatait jellegzetes, részben víz alatt, részben a víztükör felett, kondenzvíz korrózióval létrejött oldásformák jellemzik.

A **gömbfülkék** akár több méter átmérőjű, sima felületű, szabályos félgömb vagy gömb alakú bemélyedések, amelyek a járatok falába bemélyedő nagyméretű, magányos vagy füzérszerűen egymásba olvadó oldásformákként, vagy a főte kupolaszerű záróformáiként jelennek meg. Bejáratuk mindig az alsó részen található. Képződésükre az irodalomban kétféle elképzelés létezik. Az egyik vélemény szerint az oldódás víz alatt, konvekciós áramlások hatására következett be (pl. DUBLYANSKY 1987, RUDNICKI 1989, LEÉL-ŐSSY 1995). A másik értelmezés szerint (pl. MÜLLER 1974) a vízszint süllyedését követően, a meleg vízzel részben kitöltött tágasabb barlangjáratok feletti légtérben a hidegebb falak hatására konvekciós légáramlás zajlik, és a párolgó meleg víz felszínéről a hűvösebb oldalfalakra kondenzvízként lecsapódó vízpára a légtér CO_2-ját felvéve, agresszív, szénsavas vízfilmként visszacsurogva oldja a kőzetet. A keletkező oldásforma ideális gömb alakot

vesz fel. Hosszabb járatok tetején pedig több cella is kialakulhat, ami gyöngysorszerű gömbfülkesort alakít ki. A gömbfülkék alsó bejáratai általában összeszűkülhetnek, mivel a lecsorgó víz itt már a magasabb hőmérséklet miatt is telített. Az alsóbb szakaszon a telítetté váló vízből pedig már a gömbfülkeképződéssel egyidejűleg kiválás történhet. A gömbfülkék ezért gyakran kiválásmentesek, esetleg az alsó peremükön vannak bekérgezések. Ha mégis van bennük barlangi kiválás, ez legtöbbször a később beszivárgó hideg vizekből képződött cseppkő vagy a vadózus zónában kivált egyéb képződmény (pl. borsókő), illetve bizonyos esetekben a későbbi karsztvízszint emelkedést tükröző freatikus kiválás (pl. karfiolszerű kalcitkéreg). Később ennek alapján készült KRAUS (1993) „padlófűtés-hatással" létrejött „Szemlő-modellje" *(l. alább)*. A gömbfülkeképződés menetét SZUNYOGH (1982, 1984, 1989) matematikai számításokkal is modellezte. A gömbfülkeképződés elmélet publikálását követően, a vízszint alatti és feletti képződési lehetőségekre és a folyamatok sebességére vonatkozó – máig sem véglegesen megoldott – szakmai viták kezdődtek (ERNST 1976, 1983, MÜLLER 1983, SZENTHE 1984). Valószínűleg bizonyos szempontból mindkét elmélet igaz lehet, de mindig az adott helyzetnek megfelelően kell az oldásformákat értelmezni. A freatikus zónában, nyomás alatt történő konvektív, örvénylő vízáramlás hatására képződhettek a hideg vizes „klasszikus" karsztbarlangokban is gyakori, gömbüstökként is emlegetett, általában félgömb alakú ún. örvényüstök. Ezek képződését – DUBLYANSKY (1987) munkáját magyar nyelven ismertetve – SZUNYOGH (1987), majd a bakonyi Sűrű-hegyi Ördög-lik példáján PÉNTEK (in VERESS et al. 1992) numerikusan is modellezte. A nagy vertikális kiterjedésű, tipikusan hasadék jellegű Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlangon belül a jellemzően mészkőben húzódó felső szakaszokat hatalmas, több méter átmérőjű, csupán alul nyitott és közel szabályos gömb alakú gömbfülkék zárják, amelyeknek középvonalában gyakran a kőzettel együtt simára oldott felszínű telérkitöltő kalcit figyelhető meg. A formák helyzete és egyenletes oldódása itt valószínűleg a hipogén oldatokból a víz felszínén, nagy mennyiségben felszabaduló s így a légtérbe kerülő CO_2 vizes közegben agresszív oldó hatásával magyarázható. A folyamat feltehetően a karsztvízszint közvetlen közelében, a vadózus zónában játszódott le.

Az átlagosan 0,3−0,5 méter átmérőjű és kis mélységű, sima felületű, gömbszerű vagy ovális keresztmetszetű bemélyedések, az ún. **korróziós gömbüstök** a járatok oldalfalában, illetve a meredek, lejtős főtében nagy sűrűségben fordulhatnak elő. Mivel a gömbüstök döntően áthajló kőzetfelületekhez kötődnek, TAKÁCS-BOLNER (1989) szerint kialakulásuk a meleg vízből az addigi nyomás alól a buborékpont elérésével felszabaduló, a fal egyenetlenségei miatt helyenként „csapdázódó" CO_2-gázbuborékok és a felületükön kialakult agresszív vízfilm intenzív oldó hatásával magyarázható. Az egymás felett elhelyezkedő üstök helyenként kis csatornákkal összekötve jelennek meg. A csatornák a buborékok oldalfal menti felfelé vándorlását jelzik. A mészkőben megfigyelhető buborékáramlási formák (félcső és csatorna) a márga elváltozott zónája irányába tartanak, és a porózus elváltozás határához érve megszűnnek (SÁSDI 2005a).

A barlang főtéjében megjelenő 15−40 cm széles, 10 cm-re is bemélyedő **mennyezeti félcsövek** KRAUS (1982) szerint egykori vízáramlások mentén oldódhattak ki, TAKÁCS-BOLNER (1989) pedig az ovaloid bemélyedésekkel is tagolt csöveket gázbuborékok mozgásával magyarázza. A **feláramlási csövek** (kürtők) a Ferenc-hegyi- (10-70 cm átmérőjű) és kisebb méretekben a Szemlő-hegyi-barlangból is ismertek. E formákat KESSLER (1934) és KRAUS (1982) hévízfeltörési kürtőknek tartotta, SÁSDI (2005a) pedig a mészkő és az azon fenn-nőtt porózus szerkezetű „kalcitszivacs"

határfelületén feláramló CO_2 tartalmú gázbuborékok (és a felületükön kialakult agresszív vízfilm) oldó hatásával magyarázta.

A gyorsan áramló víz hatására az oldalfalban ujjbegyszerű, 5−15 cm-es bemélyedések, ún. **áramlási kagylók („scallop”-ok)** jöhetnek létre (pl. Ferenc-hegyi-barlang, NÁDOR 1991). A szélességüknél akár kétszer nagyobb hossztengelyük iránya az áramlás irányával megegyezik.

A *Molnár János-barlang* freatikus zónájában aránylag kevésbé jól fejlett, az oldalfalat tagoló, „hullámosan” bemélyedő formák jellemzőek. Ezek kissé nagyobb méretekben a patakos barlangokból ismert áramlási kagylókhoz, „scallop”-okhoz hasonlítanak. Amint az áramlásmérésekből is kiderült, a barlang járataiban nagyon lassú vízáramlás jellemző, ami a szűkebb járatokban aránylag felerősödik. (HILL 1973) alapján az áramlás sebességétől függő méretük egy adott felületszakaszon általában azonos, és az erősebb áramlás eredményeként fellépő turbulencia a scallopok kisebb méretét eredményezi. A víz csak nagyon lassan áramlik, és a Kessler-teremben például tó formájában jelenik meg. A formakincs gyakran üstszerű oldásformák kezdeményeire emlékeztet, azonban a Pál-völgyi-barlangra jellemző jól fejlett gömbüstök (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER 1989, 2011) itt nem jellemzőek. A mészkőben fejlettebb, a márgában kevésbé jól kirajzolódó oldott formák figyelhetők meg. A búvárok által kilélegzett levegő sok helyen áramlási csövek, csatornák mentén áramlik felfelé, és összegyűlik a tágasabb vakkürtőkben, vagy járhatatlanul keskeny hasadékokon át, a vadózus zóna irányába távozik. Ezek a formák megfelelhetnek a száraz barlangokban észlelt ún. „buborékvándorlási csatornáknak” (vö. SÁSDI 1993). A vízszint fölé nyúló szakaszok főtéjében helyenként nagyméretű, jól fejlett, kupolaszerű záróformák, illetve az aláhajló részeknél gömbfülkék találhatók (Seprűs-ág, Kessler-terem, Szent Lukács-ág). A barlang régi bejárati szakaszán (a Régi-részen) ezek tanulmányozása során született MÜLLER (1974) gömbfülke-képződési elmélete, amely ezeknek a formáknak a létrejöttét a vízszint feletti légtérben észlelt magas CO_2-koncentrációval és a falakon lecsapódó kondenzvízzel magyarázta. Az utóbbi formák, gömbfülkék jól láthatóan a barlang vadózus zónájában, kondenzvíz korrózióval jönnek létre (vö. AUDRA et al. 2007). A vízben oldott CO_2 a víz alatt, továbbá a buborékpont elérése után, a víz felszínéről távozva, a kondenzvíz korrózió során a víztükör felett is változatos oldásformákat alakított ki.

A *Szemlő-hegyi-barlang* hasadékszerű járatainak magasabban húzódó, egyenesebb falszakaszain a fentiekben ismeretetett „scallop”-okhoz hasonlító oldásformák láthatók, melyek a barlang termálvizes szakaszában, a freatikus zónában jöhettek létre. Általában jellemző, hogy a termálvizes eredetűnek tartott kiválások vastagsága néhány méterrel a járat aljzata fölött elvékonyodik, majd egy határozott „vonalszerű” szint fölött eltűnik. Az általában 10–20 m magas, alul széles hasadékok felfelé elszűkülnek, és a felső részükön találhatóak a jellegzetes, sima falú, kiválásmentes oldásformák. Ezek a magasba nyúló hasadékszerű járatok tetején, a főtében kupolaszerű záróformaként, 2–3 m átmérőjű gömbfülkeként jelennek meg (például az Óriás-folyosó felső járatában a Léggömb). Az egykori vízszint feletti levegős szakaszon, a Müller-féle modell (MÜLLER 1974, *l. fent*) szerint, páralecsapódás eredményeként, kondenzvíz-korrózióval képződhettek. KRAUS (1993) „Szemlő-modellje” szerint a járatok alsó részét egykor kitöltő meleg vizű tó felszínéről felszálló vízpára a magasban a hidegebb falakon lecsapódott, az így keletkezett kondenzvíz a főtében gömbfülkéket oldott ki, majd a falon lecsorogva, alacsonyabb szintben az oldat felmelegedés miatti túltelítetté válása során, párolgása útján váltak ki belőle a borsókövek. A fentiek alapján a nagyméretű gömbfülkék tehát nem víz alatti oldásformák, hanem a termálvizű tó víztükrének

jelenlétekor, a víz felszínéről kigázosodó CO_2 –dús vízpára oldó hatására, a vadózus zónában jöttek létre. A lecsapódó szénsavas víz egyenletesen oldotta a kőzet ősmaradványait és mátrixát, valamint a kalcittelereket is, ezért a gömbfülkék sima falúak, kipreparálódott részek nem figyelhetők meg benne (vö. KRAUS 1993). Keletkezési idejük a karbonátos termálvizes képződmények kora alapján szintén középső-pleisztocén lehet, vagyis képződésük a termálvizes eredetű borsókövekkel, kalcitlemezekkel és kalcitkérgekkel egyidőben zajlott. Az Örvény-folyosó oldásformái is hasonló módon, vagy korábbi elképzelések szerint (pl. KESSLER 1936) forrásjáratként, a feláramló meleg víz hatására oldódhattak ki. Az alsóbb szinteken helyenként a járatok középvonalában húzódó miocén korúnak tartott kalcittelérek mentén is kialakultak gömbszerű oldásformák (pl. Hosszú-folyosó). A Pettyes-terem gömbfülkéiben megfigyelhető karfiolszerű kalcitkéreg feltehetően a termálvízszint-oszcilláció eredménye, vagyis a vízszint lecsökkenését követően kondenzvíz korróziós gömbfülke képződés történhetett, majd a vízszint 280 ezer évvel ezelőtti megemelkedésének köszönhetően a gömbfülkében freatikus kalcitkéreg kiválás következett be *(részletesen l. később)*. A vízszinthez közeledve feltehetően CO_2-buborékokat is szállító víz feláramlásának útját mutathatják a járatok alsó szakaszából a főte felé irányuló oldásformák és az ún. „buborékvándorlási csatornák" (vö. SÁSDI 1993, illetve „bubble trail": AUDRA et al. 2007). A gipsszel borított falszakaszokon helyenként a kénsavas barlangokra jellemző formákra („replacement pocket", „replacement gypsum crust" vö. EGEMEIER 1981, GALDENZI & MARUOKA 2003, PLAN et al. 2012) utaló jelenségek is megfigyelhetők. Ezek a formák vadózus zónában, a kénsavas környezetben a mészkő felszínének oldásával és helyén gipsz kiválásával jönnek létre (pl. Kraushöhle, Ausztria). A barlang befogadó kőzete és a járat közötti vékony, elváltozott, porózusra oldott szegély csak a kőzet felszínének néhány mm-es szakaszán látható. Ezzel szemben a szénsavas oldás hatása mélyebb helyzetbe is hatolhat, amit a stabilizotópos „halo" jelenség is mutat (vö. DUBLYANSKY & SPÖTL 2009, SPÖTL et al. 2009). ZUPAN HAJNA (2003) barlangfalak mállásával, oldásával kapcsolatos vizsgálatai alapján megnövekedett porozitású, a mészkő elegyrészeinek szelektív kémiai oldásával létrejövő, kifakult zónát figyelt meg. Ezt a falon lecsapódó szénsavas pára és az üledékekben lévő nedvesség is létrehozhatja. (A Molnár János-barlang víz alatti szakaszán is megfigyelhető az oldott kőzet felszíne mentén kifakult, vagy nagyobb oldási maradékkal jellemezhető szegély.)

A fenti jól fejlett oldásformák és magasba nyúló hasadékszerű járatok a barlang mészkőben húzódó részeire jellemzőek. A márgában húzódó, lényegesen kisebb belmagasságú járatokra (Kadić-szakasz DNy-i része) oldásformák helyett gyakran omlások nyomai figyelhetők meg. Itt a gyengébb állékonyságú kovás elváltozott zónák kipergése, és felfelé harapózása is megjelenik (Sün-kürtő és Csengő-terem bejárata, *l. később*). A Hosszú-folyosóban az Omladék-terem nevét is adó kőzettömeg az egymást hegyes szögben metsző repedések mentén szakadt le a mennyezetről. Hasonló omlásos formák tehát szerkezeti elemek, törések kereszteződése mentén a mészkő járataiban is kialakulhattak (pl. Hosszú-folyosó ÉK-i vége, Ferencvárosi-terem), de a márgában jellemző kovás zónákéhoz képest kevésbé jellemzőek.

A jelenlegi megfigyelések alapján a kondenzvíz korróziós oldás a barlangban később is aktív lehetett. A termálvizes képződményeket áttörő oldott cső a Hosszú-folyosó végén a vastag porózus és közönséges borsókő rétegsorában figyelhető meg. A fő járatirányra merőleges ÉNy-DK-i irányú hasadékok mentén a termálvizes és beszivárgó vízhez kötődő képződmények visszaoldódása figyelhető meg: a formák feláramlási csatornára emlékeztetnek, és sima falúak (pl. Halál-

kereszthasadék, Óriás-folyosó: Boszorkány alatti rész). Stieber J. mérés sorozata (STIEBER 2011, 2016) és az ELTE Meteorológia Tanszékének műszereivel végzett mérések szerint (WEIDINGER et al. 2017) a CO_2-tartalmú meleg levegő a mélyebb, ma még ismeretlen szakaszok felől ezeken a helyeken jelenleg is áramlik a járatokba. Mindez arra mutat, hogy a barlang közvetetten ma is „kommunikálhat" mélyebb, talán még aktív, víz alatti járatokkal, vagyis lokálisan ezeken a szakaszokon aktív hipogén, kondenzvíz-korróziós oldódás zajlik. Az oldásformák pereme mentén „evaporatív frostwork" kiválások is megfigyelhetők. A barlangkutatók megfigyelései alapján a mennyezeti, nagyméretű gömbfülkék tetején (pl. az Óriás-folyosó) jelenleg is megfigyelhető mállás, apró darabok kipergése (KIS J. szóbeli közlése).

6.4. KOVÁS ELVÁLTOZOTT ZÓNÁK

A rózsadombi barlangokban több helyen is megfigyelhető, hogy a barlang mennyezetét átszelő vékonyabb-vastagabb törések/repedések mentén a befogadó, magas agyagtartalmú eocén kőzet (főként márga) színe és állaga (porozitása) a repedéssel/töréssel párhuzamos sávban kisebb-nagyobb vastagságban megváltozik. A kovás, porózus elváltozott zónák a Pál-völgyi-barlangrendszerben a leggyakoribbak, azonban ritkábban a Ferenc-hegyi-, a Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlang, valamint a Molnár János-barlang egyes szakaszaiban is előfordulnak. Ezek részletes feltérképezése és vizsgálata főként a Pál-völgyi-barlangrendszerben és a Ferenc-hegyi-barlangban történt (VÖRÖS 2013, VÖRÖS et al. 2013), továbbá a Molnár János-barlang Kessler-termében végzett megfigyelések alapján nyílt lehetőség a folyamat megértésére (VIRÁG et al. 2017).

A hasadékok, barlangjáratok mentén általában a főtében, illetve a járat mentén elvégződő hasadék oldalában megjelenő, függőleges irányú, többnyire 0,5−1,5 méter, ritkábban 2 méter vastagságot is elérő zónák általában szabályos, szimmetrikus kifejlődésűek. Az elváltozások legszembetűnőbb sajátossága a színzónásság: belül szürkésfehér, majd rozsdabarna-vörös, végül az alapkőzet felé sárga színű, párhuzamos sávokból állnak. A zóna középső részén néha a korábbi (feltehetően miocén) ásványtelér nyoma is felismerhető, de előfordul, hogy a központi repedést, néhány mm vastagságban, csak sötétbarna agyag tölti ki. A zónán belül néhol koncentrikusan sávos színzónásságot lehet észlelni. További jellemzőjük a kőzetszövet porózus, sejtes megjelenése és kis térfogatsúlya. Sósavas próbára sem a porózus, elváltozott zóna, sem a benne található bioklasztvázak nem reagálnak (nem meszesek). A különböző bioklasztok vázai vagy kioldódtak, vagy kvarc helyettesíti őket („átkovásodtak", például a kagylóhéjak). Az átalakulás szövettartó *(68–69. ábra)*.

A Mátyás-hegyi-barlangban a márgában kialakult, jól fejlett elváltozott zóna egy omlás által feltárt goethites-kalcitos telérben folytatódik, amely viszont már a mészkőben halad. A telérben feltehetően eredetileg pirit (FeS_2) vált ki, ami később vörösessárga színű goethitté (FeOOH) oxidálódott. A jelenség részben hasonlít arra, amit a Molnár János-barlang pirit-kalcit telérjét feltáró segédtáróban lehetett megfigyelni. A táró falában az ásványok az üde, még nem oxidálódott márga repedéseit töltik ki, a Mátyás-hegyi-barlangban az Ebédlő környezetében azonban már mind a kőzet, mind az ásványtelér oxidálódott, ez az oka a goethitesedésnek. Sztereomikroszkópban a Molnár János-barlang segédtárójából származó kalcit-pirit telér mintáján jól láthatóak a saját alakú piritkristályok. A Mátyás-hegyi-barlang főtéjéből származó goethites minta vörös Fe-oxidos részén is felfedezhető a pirit utáni álalak. A kioldott és elváltozott zóna Fe-oxid tartalma jól láthatóan változik

a jelenleg már goethit-tartalmú telér mentén. A Hideglyuk-barlang esetében is megfigyelhetőek az elváltozott zónák mentén degradálódott egykori barittelérek, illetve a pirit utáni Fe-oxid pszeudomorfózák, valamint oxidálódott markazit „golyó" is. Hasonló jelenségek néhány szakaszon előfordulnak a Ferenc-hegyi-barlangban (Csepegő vizek termének folytatásában elváltozott miocén ásványtelér) és a Szemlő-hegyi-barlangban (Április 3.-folyosó) is, mindig ott, ahol a járatok márgában húzódnak.

A pirites elváltozott zónák valódi természetét végül a Molnár János-barlangban 2008-ban kihajtott segédtáró révén ismertem fel. A márgában húzódó táró a légteres Kessler-termet éppen egy, vörös színzónás, goethites-agyagásványos-kvarcos zónánál érte el. Ez az elváltozott zóna pontos folytatása volt a táróban észlelhető még üde pirites-kalcitos telérnek. A táró falában tanulmányozható telér szabad szemmel is megfigyelhető, kristályos piritje (még) nem oxidálódott goethitté, és maga a kalcitos ereket befogadó márga is még szürke volt (ugyancsak nem oxidálódott). Ezen a helyen jól lehetett követni, hogy a barlangüreghez érve miként változott meg az üde kőzetben megfigyelhető telér. A repedésből kioldódott a kalcit, a pirit barnásvörös színű goethitté oxidálódott, a kőzet pedig a repedés mentén kaolinites-„kovás" zónává alakult. Az elváltozás kizárólag a barlangüreg mentén, az agyagos falban észlelhető.

Az **elváltozott zónák létrejötte** az érintett karbonátos kőzetek agyagtartalmától függ, ezért van az, hogy a jelenség elsősorban a márgára jellemző. Alárendelten előfordulhat a nagyobb agyagtartalmú mészkőben is. A folyamat többnyire a korábbi, miocén hidrotermás események során létrejött kalcit-barit-pirit-telérek mentén játszódott le.

A színzónásság a pirit-oxidáció során mobilizálódó Fe-ionok erősen savas pH-n lejátszódó – a mellékkőzet felé irányuló – migrációjának köszönhető. A belső zóna a vas eltávozása miatt fehér, szegélye a karbonátos mellékkőzet pufferhatása (pH-növekedés) következtében kicsapódó vasásványok (goethit) miatt vörösbarna. A mellékkőzettel közvetlenül érintkező sáv sárga színű, agyagos tapintású. Az elváltozások középső, repedés menti részén helyenként baritos vagy goethitesedett (korábban pirites) telérek húzódnak, de előfordulnak néhány mm vastag csak-agyagos kitöltésű repedések is.

A repedés menti vasmobilizációval jellemzett zónák kialakulására elvileg két magyarázat kínálkozik, hiszen tudjuk jól, hogy vizes közegben a vas mobilitásáért vagy a pH, vagy a redox potenciál a felelős. Oxidatív körülmények között a vas csak extrém, savanyú közegben mobilis. Ezzel szemben reduktív körülmények között viszonylag könnyen oldatba megy. Ott, ahol az elváltozott zónák közepén a hasadékkitöltésben goethitesedett pirit van, nyilvánvaló, hogy a vasmigráció oka a pirit oxidatív közegben bekövetkezett bomlása, és az így lokálisan kialakuló extrém savas pH kellett, hogy legyen. Ezzel szemben a piritmentes hasadékok mentén megfigyelhető színzónásság esetében szükségképpen a befogadó kőzet vastartalmának a hasadék mentén, reduktív közegben bekövetkezett mobilizációjáról, majd újrakicsapódásáról lehet szó. Az első esethez szükséges környezeti körülmények akkor valósulhatnak meg, ha a kőzet mikroporozitását kitöltő víz oldott oxigén tartalma valamilyen okból (például felszíni víz beszivárgása miatt) megnőtt, s így tudta biztosítani a piritoxidáció és vasmobilizáció feltételeit. A második esetben (pl. Szemlő-hegyi-barlang bejárati tárója) a repedések mentén felfelé migráló reduktív kémhatású oldatokkal való kölcsönhatás eredményezhette a kőzet lokális kifakulását.

A pirit vizes közegben zajló oxidációja során keletkező kénsav (1. egyenlet) eredményezi azt a savas környezetet, amely lehetővé teszi a Fe-ionok mobilizációját (fakó, vastalanodott zóna). A továbbiakban, amikor a vizes közegben a Fe^{2+}-ionok is oxidálódnak, az ennek során felszabaduló H^+-ionok még fokoznák a savas kémhatást (2. egyenlet); a meszes közeg azonban ezt semlegesíti, s a kalcit oldódását Fe-hidroxid kiválás kíséri (3. egyenlet):

$$FeS_2 + 7/2\ O_2 + H_2O = Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+ \qquad (1)\ (\text{VAN BREEMEN } 1988)$$

$$Fe^{2+} + 2H_2O \leftrightarrow FeOOH + 3H^+ + e^- \qquad (2)\ (\text{FISCHER } 1988)$$

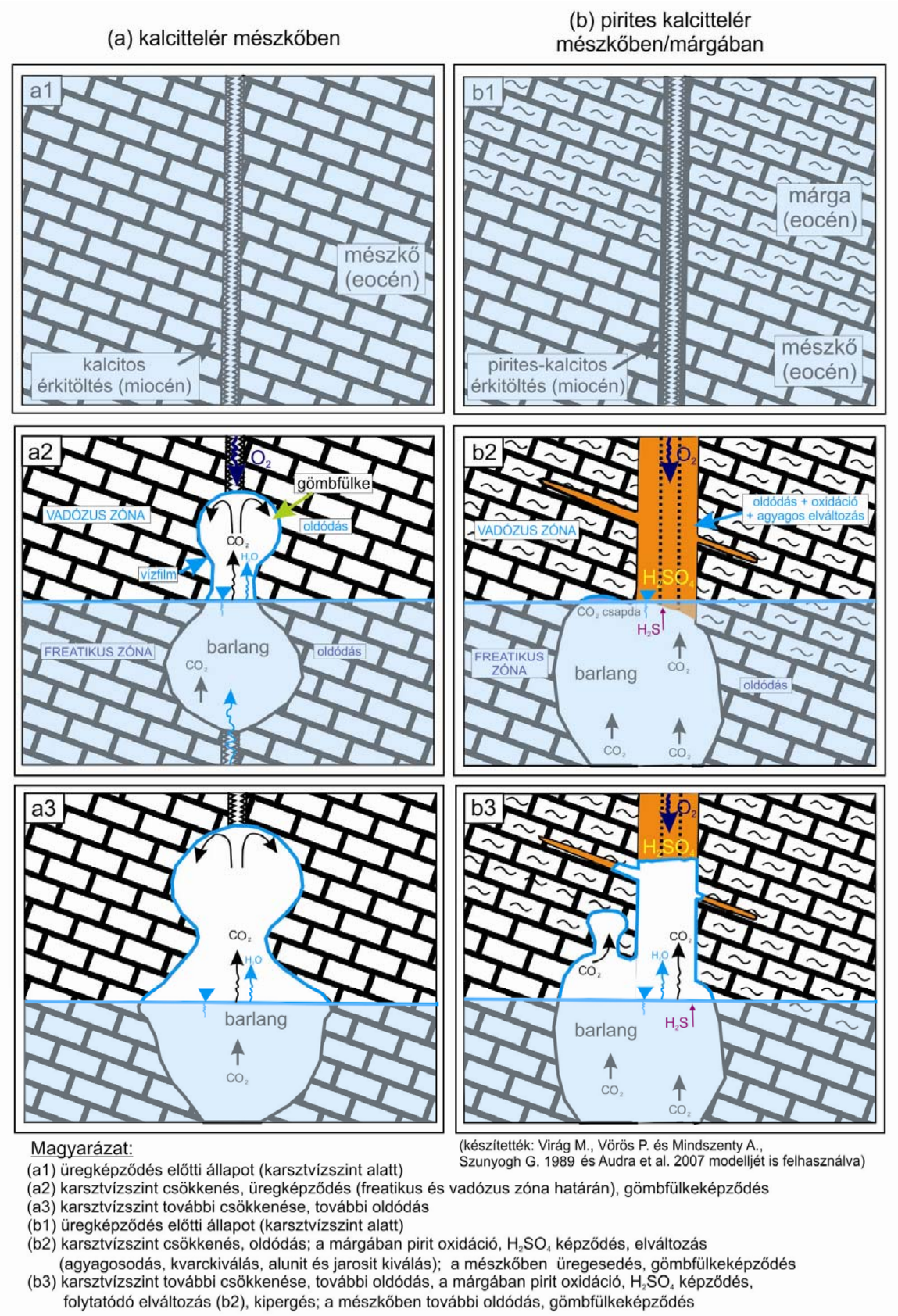
$$2Fe^{3+} + 3CaCO_3 + 3H_2O \rightarrow 2Fe(OH)_3 + 3Ca^{2+} + 3CO_2 \qquad (3)\ (\text{LOEPPERT } 1988)$$

A Fe-ionok a repedés és a pirittelér irányából a mikroporózus mellékkőzet felé vándorolnak. A márga mint karbonátos kőzet az erősen savas fluidumot fokozatosan semlegesíti, és az egyre lúgosodó közegben a kőzet pórusaiban kiválik a $Fe(OH)_3$. A folyamat eredménye az elváltozott zóna vasdús szegélye.

Az, hogy az elváltozott zónán belül, a közepén húzódó repedéstől az alapkőzet felé haladva a karbonáttartalom nő, s ezzel együtt a kaolinit és kvarc mennyisége és az elváltozás mértéke is csökken, azt jelenti, hogy az oldódás az egykori ásványtelér középső részén volt a legintenzívebb. A töréstől távolodva a fluidum pH-ja fokozatosan nőtt, így a karbonátoldódás intenzitása csökkent. A kvarc kiválása és a kaolinit képződése is a savas közeget jelzi: a savas közegben kioldódó karbonátszemcsék helyén keletkező másodlagos pórusokat töltik ki a kvarc és kaolinit fenn-nőtt kristályai. A telértől távolodva növekvő pH-t jól visszaigazolja a kvarc és kaolinit telértől távolodva csökkenő gyakorisága. A fenti folyamat eredménye az, hogy a törés mentén a telérekből a kalcit teljesen hiányzik (kioldódott). Ezzel szemben a baritos telérkitöltésekben a baritkristályoknak csak a felszíne mutat enyhe korróziót.

A Kessler-terem vízszint feletti, levegős részén az omladék elváltozott zónájából származó mintájából az alunitcsoportba tartozó fenn-nőtt jarositot sikerült kimutatni ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$). A másodlagos pórusokban fenn-nőtt alunit (vö. GYŐRI et al. 2011) és jarosit képződéséhez kéntartalmú oldat szükséges, amely származhat a pirit oxidációjából, vagy a törések mentén feláramló H_2S tartalmú fluidumokból is.

Összességében a fenti, újabb modell szerint a Budai Márgában a korábbi repedéskitöltő hidrotermás, pirittartalmú (FeS_2) ásványtelérek mentén, feltehetően a pirit vizes közegben lejátszódó oxidációja hatására felszabaduló kénsavas oldatok „oldó" hatásának következménye lehet a kovás, porózus elváltozott zónák kialakulása. A Budai-termálkarszton a miocén pirites ásványtelérek mellett a nagyobb méretű piritgumók, pirites fészkek, illetve bizonyos esetekben a Budai Márga, a Tardi Agyag és a Kiscelli Agyag diszperz pirittartalmának oxidációja járulhat hozzá lokálisan a kőzetek kénsavas oldódásához. A lokálisan erősen savas környezetben a márga karbonát-tartalma kioldódott, és a helyén keletkező pórusokban, üregekben az agyagásványok kénsav hatására történő átalakulásából származó kvarc (kova) és kaolinit vált ki. A márga agyagásványai és a kénsavas fluidum kölcsönhatásának eredményeként a fentiek mellett kis mennyiségben alunit (GYŐRI et al. 2011) és jarosit is kimutatható. A pirittartalmú érkitöltésből származó Fe^{2+}-ból az oxidáció során Fe^{3+}



99. ábra: A mészkőben kialakuló gömbfülkék és a márgában jellemző kovás elváltozott zónák keletkezésének elvi modellje (VÖRÖS et al. 2013, VIRÁG et al. 2017)

keletkezett, és az oxidált állapotú vasionok oldalirányba vándoroltak, majd a savas oldat miatt megnövekedő pH-jú közegben a karbonátos mellékkőzettel kölcsönhatásba lépve a vas amorf ferrihidrit formájában kivált, és idővel goethitté alakult. Az oldódási-kiválási jelenség eredménye a korábbi telért követő sáv mentén kialakult jellegzetes fehér-vörös-(sárga) elszíneződésű, gyakorlatilag karbonátmentes, ősmaradványhéjak „kovásodott" maradványait tartalmazó, könnyen morzsolható, porózus elváltozott zóna (pl. Mátyás-hegyi-barlang). A korábbi pirit-kalcit-barittelérek mentén a kalcit kioldódása, a barit részleges degradációja és a pirit oxidációja, illetve agyagásványosodás tapasztalható.

A Szépvölgyi Mészkőben kialakult barlangszakaszok jellegzetes oldásformái, a gömbfülkék és gömbüstök, illetve a Szemlő-hegyi- és Ferenc-hegyi-barlang mészkő anyagú főtéjéből ismert jellegzetes kupolaszerű záróformák, amelyek az elváltozott zónák környezetében, a márgában nem jellemzők; ehelyett a magas agyagtartalmú karbonátos kőzet porózus zónává változott. Néhány esetben azonban a márgában is megfigyelhetünk jelentősebb méretű gömbszerű oldásformát (például Molnár János-barlang, József-hegyi-barlang).

A vizsgálatok alapján feltételezhető, hogy amíg a mészkőben az ásványtelérek menti oldódás (legyen akár kénsavas, akár szénsavas) üregképződéshez vezetett, a márgában (mint nagyobb agyagtartalmú karbonátos kőzetben) még a szénsavnál agresszívebb kénsav által segített oldódás hatására a törések mentén 1-2 méteres vastagságban a kőzet porozitása megnőtt, és ásványos összetétele jelentősen megváltozott. Feltehető, hogy az oxidáció idején az adott barlangjárat, illetve pirites telér már a karsztvízszinthez közeli zónában vagy akár a karsztvízszint felett tartózkodott, ez biztosíthatta az oxidatív környezetet *(99. ábra)*.

A folyamat a hosszan elnyúló barlangképződés idején (a pleisztocénben) történhetett, amikor a barlangjárat már a karsztvízszint közelében lehetett. A jelenleg is a freatikus zóna határa közelében lévő Molnár János-barlangban, ahol ma is aktív oldódás zajlik, az elváltozott zónák képződése még feltehetően nem fejeződött be. Tehát a barlangot kioldó fluidumok elősegítették és erősítették a pirit oxidálódását, és ezáltal az elváltozott zónák kiszélesedését is. A freatikus zóna hátárán a kőzet mikroporozitását kitöltő víz, a vadózus zónában pedig a kapilláris víz oldott oxigén tartalma tudta biztosítani a pirit oxidációjának feltételeit. Természetesen nem zárható ki, hogy a korábban már említett, törések mentén feláramló, termálvízben megtalálható H_2S-tartalmú fluidumok is szerepet játszottak az elváltozás létre jöttében.

6.5. KŐZETEK OLDÁSI MARADÉKA ÉS BARLANGI ÜLEDÉKEK

A Szépvölgyi Mészkő oldási maradékában a kvarctartalom az uralkodó, a kaolinit aránya kisebb, a márgában azonban már a kvarchoz hasonló mennyiségben van jelen a kaolinit is, és kis mennyiságben az illit is megjelenik. A Molnár János-barlangban a szürke színű mészkőben (-30 m mélység) és márgában jelentős mennyiségű pirit is előfordul. Az utóbbi ásványok jelenléte azt jelzi, hogy a kőzetet még nem érték oxidatív hatások, melyek a kiemelt területi helyzetű barlangokban már megfigyelhetők. A Szemlő-hegyi-barlang Kuszoda kúszójáratának réteglapjai közül származó agyagos „tufaréteg" (ami a Kinizsi-szakaszban és az Örvény-folyosóban is megjelenik) uralkodó fázisként csak kaolinitet tartalmaz, a kvarc kisebb mennyiségben fordul elő, és helyenként goethit is megjelenik. Ez az arány a mészkő rétaglapjai között megfigyelhető „agyagos" rétegek esetében is megfigyelhető. A kőzetoldási maradék aránya a karbonátos fázishoz képest szoros összefüggést mutat a kvarc és agyagásványok megjelenésével és arányával. Amíg a kvarcban dús, kaolinitben szegényebb Szépvölgyi Mészkő oldása maradéka (a nummuliteszes és a vörösalgás kifejlődést is beleszámítva) csak néhány %, a kaolinitben dúsabb, illitet is tartalmazó márga oldási maradéka – a rétegsorban való helyzetétől, mésztartalmától függően, vö. bryozoás vagy típusos Budai Márga –, 18%, illetve 30-36%.

PÉTER (2005) vizsgálati eredményei azt mutatják, hogy ahol a rózsadombi nagybarlangok elérik a bryozoás márgát, a mészkő és a márga között barlangképződés tekintetében nincs különbség. Az átmeneti részen a karbonáttartalmuk hasonló, és a határtól távolodva felfelé csökken, lefelé pedig nő. A Szemlő-hegyi-barlang Április 3.-folyosójában vizsgált határszelvény alsó részén a nummuliteszes-discocyclinás Szépvölgyi Mészkő karbonáttartalma 98,7 %, a felső részből származó mészmárga (szélső tag) pedig 73,1%. Ez jó hasonlóságot mutat az általam végzett oldási maradék vizsgálatok eredményeivel.

A **kovás elváltozott zónák oldási maradéka** 99%, ami a karbonáttartalom előzetes kioldódását mutatja. A Molnár János-barlang „Vulkán" kúpszerű karbonátjainak oldási maradéka oldási maradék mennyiség szempontjából a Szépvölgyi Mészkőéhez hasonlít. Ásványos összetétel alapján a kvarc uralkodó jelenléte mellett az egyiket a mészkőnél nagyobb mennyiségű, a másikat hasonló mennyiségű kaolinit jellemzi, és goethit is megtalálható bennük.

A **Molnár János-barlang** belső üde vörösalgás mészkövének, valamint mállott, oldott külső részének oldási maradéka 2,44%, illetve karbonát tartalma 97,6%, ami azt mutatja, hogy az oldott felület csak nagyon kevés karbonátot tartalmaz. Az oldási maradékok ásványos összetétele alapján azok kvarc és kaolinit mennyisége hasonló, pirit azonban csak az üde kőzetből mutatható ki. A fentiek alapján az oldódással csak a karbonátmennyiség csökken, a kvarc és a kaolinit mennyisége lényegében nem változik, a pirit azonban oxidálódik. A Kessler-teremben a márga oldási maradékaként értelmezhető üledék a kőzethez hasonlóan kvarcot, kaolinitet és kis mennyiségű illitet tartalmaz. A terem mállott, agyagos fala a víz alatti részeken 2 és 3 m mélységben főként kvarcot és kaolinitet, valamint kis mennyiségű illitet, a 4 m mélységből származó minta pedig uralkodóan csak kvarcot tartalmaz, vagyis az agyagásványok a kisebb mélységben nagyobb mennyiségben vannak jelen. A vízfelszín felett azonban a gipsz a jellemző, kvarc, kaolinit, illit és kalcit kisebb mennyiségben mutatható ki (ez összefügg a gipsz víz feletti szakaszokon történő kiválásával).

A ***Molnár János-barlang üledék****ének* összetétele az adott helyszínen erősen függ a befogadó kőzettől. A kovás elváltozott zóna környezetében az üledék az ásványos összetétel tekintetében lényegében maga az elváltozott kőzet, amely omlással, illetve kipergéssel halmozódott át. Az elváltozott zóna mentén húzódó Szent Lukács-ág üledéke is – a lesüllyedt kalcitlemezek mellett – kvarcot, kaolinitet és kis mennyiségű goethitet tartalmaz (a nem karbonátos oldási maradék mennyisége 79,5%). Ez az összetétel jellemző a freatikus zóna elváltozott zónával jellemezhető Régi-részében is. Szemcseeloszlásuk alapján ezek az üledékek főként agyag és kőzetliszt tartományba tartoznak. A Kristályos-körút üledéke (a márgához hasonlóan) kvarcból, kaolinitből és kis mennyiségben illitből áll, a másik szakaszon pedig a kalcitkristály-törmelékek jelenléte mellett kisebb mennyiségű kvarc és kaolinit, valamint dolomit is előfordul. A víztelítettség modellezésnél tapasztalható volt, hogy egyes helyeken a víz paraméterei dolomit képződésére adnak lehetőséget. Az üledék szemcseeloszlása alapján uralkodóan kőzetliszt-frakcióból áll, kisebb mennyiségben agyagfrakció, valamint homokfrakció is megtalálható benne. A -30 m mélységből származó üledék, és a körülötte lévő mészkő oldási maradéka jól összehasonlítható: a kőzetoldási maradékot főként kvarc jellemzi, kaolinit csak kis mennyiségben, illit pedig a kimutatási határ közelében található benne. Az üledékben a kvarc és kaolinit a fentihez hasonló mennyiségben fordul elő, azonban törmelékként kalcit, valamint dolomit szintén megtalálható benne. A mészkő oldott felszínéhez hasonló anyag alkothatja tehát az üledéket, amelyben a telérkalcit vagy üregkitöltő kalcitdarabok is felhalmozódtak. Az Új-rész különböző mélységből gyűjtött üledékeiben is megfigyelhetőek kalcit kristálytöredékek, valamint uralkodóan kvarc, kaolinit és kis mennyiségű illit, de az agyagásványok mennyisége kisebb is lehet. Az egyik mintából dolomitot is sikerült kimutatni. Ez utóbbi ásvány megjelenése az üledékben, illetve a genetikájára vonatkozó magyarázat még további kutatásokat igényel. Az üledékek szemcsemérete a mészkővel jellemzett járatokban általában uralkodóan kőzetliszt (kb. 50%), agyag (kb. 20-30%), és homok (kb. 10-20%) méretű frakcióból áll. Ezek az arányok néhány minta esetében, lokálisan változnak. A Seprűs-ág üledékében összességében szintén kvarcot, kaolinitet, kevés illitet, kalcitot és dolomitot sikerült kimutatni; a vörös színt feltehetően röntgenamorf ferrihidrit okozza. Ebben a szakaszban szintén a kőzetliszt-frakció az uralkodó, és összességében relatíve kevesebb agyag és több homok jellemzi.

A ***Szemlő-hegyi-barlang üledék****eit* a Molnár János-barlanghoz képest szembetűnően nagyobb arányú agyagfrakció, kevesebb kőzetliszt és még kevesebb homok jellemzi. Általában jellemző, hogy a járatok alját a mélyedésekben nagyobb, a kiemelkedőbb részeken pedig kisebb vastagságú üledék tölti ki, melynek cementáltsági foka változó. A felszínén termálvizes karbonátos kiválások képződtek, melyek megőrizték az alatta található üledéket az esetleges későbbi lepusztulástól.

Az összehasonlításul használt, Ferencvárosi- és Pettyes-terem között húzódó táró gömbfülkéjének aljából származó üledék oldási maradéka 38,8% (karbonáttartalma: 61,2%), ásványos összetétele uralkodóan kvarc, kisebb arányban kaolinit. A kőzetliszt aránya az agyaghoz képest kicsit nagyobb, a homokfrakció elhanyagolható. Az oldott felszínű mészkő oldási maradékának aránya (3%) megfelel a többi vizsgált Szépvölgyi Mészkőnél kapott értékeknek. Az agyagfrakció aránya a kőzetliszthez képest itt egy kicsit magasabb.

A Hosszú-folyosó végéből származó üledékek közül a karfiolszerű kalcitkéreg alattiak (H/50) karbonáttal erősen cementáltak, és az üledék függőleges és vízszintes repedéseit, illetve pórusait is kalcit tölti ki. A szemcseméret tartalmat tekintve az agyagfrakció uralkodó, a kőzetliszt aránya

viszonylag kisebb, és a homok mennyisége elhanyagolható. Az ásványfázisra kvarc és kaolinit jellemző, a sárga, alsó üledékből kevés illit is kimutatható. A felső vörös részből vas jelenlétére utaló ásványfázis röntgen pordiffrakcióval nem volt megfigyelhető. A szín és a szerkezet alapján azonban ferrihidrit esetlegesen nannoszemcse méretű, röntgenamorf alakja elképzelhető. A papírvékony kalcitlemezek alatti sárgásbarna üledék kevésbé cementált, főként agyag szemcseméretű, kevesebb kőzetlisztet, és kisebb arányban homokot is tartalmaz, kaolinitből és kvarcból áll. A folyosó alsó, mélyebb helyzetű részén, a karbonátos kiválássor alatti V. rétegsor üledékeinek karbonáttartalma a rétegsorban felfelé haladva csökken, és az előbbi, papírvékony kalcitlemezek alatti üledékhez hasonlóan általában véve kevésbé cementált. A szemcseméretre aránylag nagy agyag- és kisebb kőzetliszt-tartalom jellemző, és alulról felfelé kismértékű gradáció figyelhető meg, valamint közte egy, a többihez képes jóval nagyobb agyagfrakciójú, sárga színű, laminált réteg is megtalálható. Az alsó szürkésfehér rész uralkodóan kvarcból, kaolinitből és kis mennyiségű illitből áll, felette a sárga színű részben kevés goethit is kimutatható. A kisebb szemcseméretű, agyagosabb rétegekben – a kvarchoz képest – nagyobb arányban van jelen kaolinit. A Hosszú-folyosó mindkét fehéressárga üledéke (Hosszú-folyosó vége és Omladék-terem) hasonlóan cementáltabb, mint az előbbi üledéksor, szemcseeloszlására kicsivel nagyobb agyagtartalom jellemző a kőzetliszt-frakcióhoz képest. A fentiekből látszik, hogy adott barlangszakaszon belül az üledékek cementáltsága eltérő mértékű, és a járaton belüli relatív helyzettel, vízmélységgel és lokális jelenségekkel állhat összefüggésben. A jobban cementált szakaszon a sárga üledék vízszintes repedéseiben apró kalcitkristályok, valamint az üledéket átszelő repedést kitöltő kalcit az üledék lerakódása utáni törésre (tektonikára) utal. Az üledék ezeken a részeken gyűrt, a teteje "kiszökési" szerkezetre hasonlít. A vörös és sárga üledék érintkezésénél vörös színű vékony "kéreg" látható, fölötte a vörös üledék pórusaiban vékony kalcitcement figyelhető meg. A vékony kalcitér a vörös üledékben elhal, a karfiolszerű kalcitkéregben már nem folytatódik, vagyis a törés és benne a kalcitér kialakulása a vastag karbonátkiválásnál idősebb, és feltehetően a vörös üledék képződésének idején keletkezett. Ennek az alján ugyanis helyenként a felnyílt törésekbe beszűrődő anyag figyelhető meg. A sárga üledék teteje breccsásodott. A világosvörös üledék feltehetően hasonló körülmények között keletkezhetett, amit a Gellért-hegy termálforrásaiban recensen jelen lévő biofilm példáján, mikrobák közreműködésével kiváló ferrihidritként ERŐSS (2010) azonosított, és barlangszint/vízszint-jelzőnek minősített.

A Hosszú-folyosó járatának Virágoskert szakaszánál az oldalfülke alján, a karfiolszerű kalcitkéreg alatti fekete színű, felső üledék kalcittal cementált; alatta a sárga üledék (DNy-ra) alig, míg a járda túloldalán, ÉK-re erősen cementált. A fekete üledék szemcséire uralkodóan a kőzetliszt-frakció jellemző, az agyag kisebb mennyiségben van jelen, és homok is megfigyelhető. A fekete szín Mn-oxid jelenlétét feltételezi, azonban röntgen pordiffrakcióval ezt nem sikerült kimutatni, mert az ásvány feltehetően röntgenamorf állapotban van jelen. Pásztázó elektronmikroszkóppal azonban sikerült kimutatni. A sárga színű üledékből a Hosszú-folyosóra általában jellemző, uralkodóan agyagfrakcióból és kisebb arányban kőzetlisztből álló szemcseeloszlás jellemző. Ásványos összetétele főként kvarc és kaolinit, kis mennyiségben illit. Néhány méterrel távolabb a folyosóban a sárga és a vörös színű üledék is nagy mennyiségű kaolinitet és kvarcot tartalmaz, és a kaolinit más helyszínekhez képest itt aránylag nagy dúsulást mutat. A vörös színű üledékben emellett kis mennyiségű goethit is kimutatható. Ezek az üledékek erősen cementáltak, aránylag magas karbonát-tartalmúak (62-63%). Szemcseeloszlás szempontjából az agyagfrakciójuk a legnagyobb arányú, ezen

belül is a sárga színű a nagyobb agyagtartalmú üledék. A folyosó DNy-i folytatásában is magas agyagarány jellemző, azonban a szemcseeolszlás a rétegsorban kismértékű változást mutat: a felső minták agyagfrakciója csökken, a homokfrakció mennyisége pedig emelkedik. A sorozat középső részéből származó mintában figyelhető meg a legnagyobb agyagdúsulás. Ez alapján a rétegsorban alulról fölfelé gradáció, majd inverz gradáció mutatkozik. A karbonáttartalom lentről felfelé egyre nagyobb, a felső minták cementáltabbak. Ezek tetején, és a karfiolszerű kalcitkéreg alatt kisebb üregek láthatóak, melyekben finom kristályos karbonátkiválás figyelhető meg. A vastag karfiolszerű kacitkéreg alja szálasan visszaoldott, és az üregek jelenléte is arra utal, hogy az üledék lerakódást és karbonátkiválást követően később, már feltehetően a vadózus zónában visszaoldódás, kondenzvíz korrózió történhetett a képződmények és az üledékek között. A finom kristályos karbonátkiválás „evaporatív frostwork"-jellegű.

A Hosszú-folyosó nagyobb agyagtartalmú üledékei a mészkő oldási maradékához képest több kaolinitet tartalmaznak, a kvarc aránya hasonló, továbbá kis mennyiségben illit megjelenése tapasztalható. A járatok egy határozott szakaszán, a réteglapok között a Kuszodában, az Örvény-folyosóban és a Kinizsi-szakaszban is markánsan észlelhető agyagos „tufaréteg" magas kaolinit tartalommal rendelkezik. Helyzete alapján feltehetően a Hosszú-folyosó magasabb szakaszán is jelen lehet/lehetett. A folyosóban kavicsot, vagy egyéb, a barlang befogadó kőzetétől és további oldódási-kiválási jelenségeitől eltérő ásványt nem találtam. A fentiek alapján a kaolinites agyagdúsulást az üledékben a járatokon belüli „tufaréteg" áthalmozódásból feltételezem, a mészkő és annak réteglapjai mentén megjelenő agyagosabb vékony sávok oldási maradéka mellett. Ezek az üledékek a lokális kimélyülésnek vagy kiemelkedőbb szakaszoknak megfelelően kevésbé vagy jobban cementáltak, és a felszínükön karfiolszerű kalcitkéreg vagy vékony kalcitlemezek találhatók, melyek egyúttal megvédték a későbbi lepusztulástól. A cementáltságot az üledékben megjelenő kalciterek tovább fokozhatták. A későbbi (tektonikai) folyamatoknak, feltehetően repedés (újra)nyílásoknak köszönhetően azonban az üledék és a karbonátos képződmény fedője közötti szakaszon kondenzvíz korrózióra utaló, lokálisan megjelenő oldási és kiválási jelenségek észlelhetők.

Az üledékes sorozatok alsó részén gyakran észlelhető fehér színű üledék anyaga változó, és az adott járatszakasz sajátosságait tükrözi. A fehér „kifakulás" feltehetően összefüggésbe hozható az oldásformák kapcsán emlegetett „kifakult zónával" (vö. ZUPAN HAJNA 2003), amit talán az üledékben, illetve az üledék és a mészkő kontaktusán zajló oldatvándorlás okozhat.

A Molnár János-barlangban a fenti agyagdúsulás a mészkőben húzódó járatok üledékében nem észlelhető. Ennek oka a „tufaréteg" hiánya is lehetne, azonban a kutatás és a barlang befogadó kőzetének, üledékének ismertségének jelenlegi szintjén erre a jelenségre nem tudok választ adni.

Az Örvény-folyosó alján, az Oldal-folyosó alján, egy oldalüregben korábbi állóvízre utaló formák és üledékszerkezet figyelhetők meg. A járat oldalában részben kalcitlemezekből álló színlő húzódik, felette borsókövek észlelhetők. A vékony kalcitlemezek alatti üledék karbonáttartalma kicsit több mint 60%, azonban a kalcitlemezek fölött már csak 35%. Az agyagfrakció aránya a legmagasabb, a kőzetliszt ehhez képest kisebb mennyiségben van jelen, és ezen belül is a rétegsorban alulról fölfelé egyenletes szemcseméret csökkenés észlelhető (az üledék normál gradált). Az alsó fehér üledék agyag és kőzetliszt frakciója hasonló, azonban a fölötte található vastagabb, heterogén üledék szemcsemérete már finomabb. Ezen belül jól elkülöníthető, magasabb agyag szemcsemérettel rendelkező agyagklasztok, a réteg felett (a kalcitlemezek alatt) pedig agyagos réteg figyelhető meg

(64%). A rétegsor legtetején (a kalcitlemezeken) lerakódott agyagcsík rendelkezik a vizsgált barlangi üledékek közül a legnagyobb agyagfrakció-aránnyal (78,8%). A rétegsor üledékrétegei sok kvarcot és kaolinitet tartalmaznak, azonban a többi üledékhez képest kísérőásványként az illit mellett plagioklász, piroxén és amfibol is megjelenik. A fehér színű alsó üledékből további földpát és csillám(?), a sárga színű, heterogén részből kevés goethit, az üledéksor tetején lévő agyagcsíkból pedig kevert illit-szmektit is kimutatható. Az üledékben megjelenő ásványok egy része ebben az esetben nem magyarázható a barlangon belüli oldási maradékkal, vagy a rétegsorban megfigyelhető egyéb földtani képződmények áthalmozódásával. Mivel a járat fölötti részek szinte a felszínig húzódnak (Örvény-folyosó, Kinizsi-szakasz), ezen a részen az üledék egy része talán időszakos közvetlen felszínre nyílással kerülhetett be, és/vagy a repedéseken beszűrődött. A Kinizsi-szakasz felszín közelébe húzódó végpontján, a járat főtéje környezetében behordás jegyeire utaló szerkezetű (klasztos) üledékek figyelhetők meg (ezek vizsgálata még nem történt meg, azonban érdemes lenne az alsóbb, fő járatok üledékeivel korrelálni). Az Oldal-folyosó vizsgált szelvényében a középső sárga, heterogén szakasz üledékszerkezete alapján (agyagklasztok) az állóvízben leülepedett agyag később részben áthalmozódhatott a környezetében lévő üledékbe. A kalcitlemezek fölötti üledék újabb, esetleg felszínről származó agyag behordódásból származik, vagy magasabb a helyzetben lévő, korábban már felhalmozódott agyagos üledék ülepedhetett át. A kalcitlemezek azonosak lehetnek a néhány méterre elhelyezkedő borsókő oszlopokon („logomitokon") található, feltehetően fiatalabb lemezekkel, vagy a korábbi, vékony kalcitlemezek megfelelői. (Erre vonatkozó U-Th kormeghatározás vagy stabilizotóp vizsgálat ezekből nem történt, azonban a jövőben ezek a vizsgálatok választ adhatnak az üledékfelhalmozódás idejére is.)

A Szemlő-hegyi-barlang üledékéből a PHARE-program keretében kalcitot, kvarcot, kaolinitet, illitet és montmorillonitot mutattak ki (KLEB et al. 1993), ami egyezik az általam vizsgált üledékek ásványi anyag tartalmával.

A Budai Márga fölött települő üledékes fedő (Kiscelli, vagy Tardi Agyag) esetleges közvetlen bemosódása, vagy repedéseken keresztül közvetett beszűrődése feltételezhető. BÁLDI (1983) alapján a Tardi Agyag Formáció agyagos aleurit, ásványos összetétele kvarc, kaolinit, földpát, filloszilikátok. Tufitos homok, kaolinos homokkő betelepüléseket tartalmazhat, amely kvarc és plagioklász, karbonát szemcsékből állhat, és jól kristályosodott kaolinit és montmorillonit mutatható ki belőle, valamint ortoklász és amfibol is megfigyelhető benne. A típusos Kiscelli Agyag Formáció alsó részén agyagosabb, felső részén inkább aleuritos kifejlődésű. Ásványos összetételére kvarc, földpát (főként plagioklász), filloszilikát (szericit-illit, illit, illit-klorit) jellemző, a Tardi Agyaghoz képest kaolinit csak kis mennyiségben található benne, és piritkristályokat is tartalmazhat.

Az alábbi esetekben az üledékek és a befogadó kőzet oldási maradékának vizsgálata, valamint az üledékek megfigyelése egymástól eltérő megállapításokat eredményezett.

DEÁK (2004) munkájában megállapította, hogy a pilisi Leány-Legény-barlang agyagkitöltése döntően a befogadó Dachsteini Mészkő kevesebb, mint 1%-ot kitevő oldási maradékából származik, amit a feloldott kőzet oldási maradékának és az üledéknek hasonló ásványos összetételével (kvarc, kaolinit, muszkovit) magyarázott. A Felső-rész homok kitöltés (mészhomok, xenomorf kvarcszemcsék, biotit, muszkovit csillámok) felhalmozódását pedig a Hárshegyi Homokkőhöz köti.

SÁSDI (2005b) a Mátyás-hegyi-barlang üledékkitöltésében talált szürke agyagot magas illit és montmorillonit-tartalma alapján a felszínről már lepusztult pannon üledékkel hozta összefüggésbe. A

barlang több járatában is megtalálható cementált kavicsos, törmelékes patakhordalék jellegű üledék azonosítása alapján az üregképződést követő jelentős víznyelős működési fázist feltételezett. A termálkarsztos barlang a fentiek alapján tehát bizonyos időszak(ok)ban akár közvetlen felszíni összeköttetéssel rendelkezhetett.

KRAUS (2000) a Szemlő-hegyi-barlang nagy vastagságú üledékkel jellemezhető Agyagos-szakaszának kitöltésébe bontott járat egy részén aránylag nagy mennyiségben 15-20 mm átmérőjű kvarc kavicsot talált, melyről azt feltételezi, hogy a Hárshegyi Homokkőből származik, és közvetlen felszínre nyílás útján mosódhatott be. Elmélete szerint a hegyoldal lepusztulása során a barlang ÉNy-i hasadékai a felszínre nyíltak, és nagymértéken feltöltődtek. (A jelenleg még önálló üregként ismert Pünkösdi-barlang is feltehetően a Szemlő-hegyi-barlang része lehetett.)

KITLINSKA (2018) az Agyagos-szakaszból vizsgált mintákban észlelt saját alakú, nem koptatott apatit, barit és kalcit szemcséket, aleurolit szemcseméretű csillámokat. Röntgen pordiffrakciós elemzések során nagy mennyiségű kvarcot és kaolinitet, kisebb arányban illitet és goethitet talált. A vizsgált szemcsék nem kerekítettek, ami alapján megállapította, hogy nagyobb mértékű áthalmozás, hosszabb szállítás nem történt. Feltételezése szerint az üledék nagy része helyben képződött oldási maradék, és a barlang kialakulása során nagyobb méretű felszínre nyílás nem történt, azonban nem veti el annak a lehetőségét, hogy erősen cementált szemcsék litoklázisokon át bemosódhattak. (A mérések helyessége és az eredmények értelmezése ebben az esetben azonban kérdéses lehet.)

Az üledékek vizsgálata és az esetleges felszínre nyílás lehetősége érdekes kérdés, mivel a hipogén barlangképződés során elvileg csak a kőzetoldás, elváltozás során létrejött üledék van jelen a járatokban. Amennyiben ettől eltérő szerkezetű, szemcseméretű, ásványos összetételű üledék is megtalálható, a felszínnel való közvetlen vagy közvetett kapcsolat, tehát az epigén hatás, felülbélyegzés bizonyítéka lehet. A fentiek alapján a Molnár János-barlangban (még) csak hipogén jelenségekkel összefüggésbe hozható üledékek, a már kiemelt helyzetű barlangokban azonban a hipogén jellegű üledékek mellett kisebb-nagyobb arányban a felszínről származó (epigén) üledékek is jelen vannak.

6.6. BARLANGI KIVÁLÁSOK ÉS KÉPZŐDÉSÜK

6.6.1. Barlangi kiválástípusok és képződési környezetük

A Budai-termálkarszt barlangjaiban megtalálható, jelenleg ismert ásványkiválásokról, képződményekről LEÉL-ŐSSY & VIRÁG (2018) ad áttekintést, amit az alábbiakban ismertetek. A szövegben a teljesség kedvéért, indokolt esetben, a Rózsadomb területén kívül eső termálkarsztos barlangok képződményeit is diszkutálom.

A barlangokban képződött ásványkiválások (például cseppkő, borsókő, kalcitlemez, stb.) gyűjtőneve „szpeleotéma” (speleothems) (HILL & FORTI 1997). Adott kiválási környezetben az arra jellemző morfológiájú barlangi kiválások jönnek létre. A nemzetközileg elfogadott 38 morfológiai kiválástípus (HILL & FORTI 1997, PALMER 2007) közül a budai barlangokban 28 megtalálható. Hazai viszonyok között elsőként a Szemlő-hegyi-barlangban találták meg és írták le a borsókövet, a „barlangi karfiolt”, kalcitlemezt, „barlangi karácsonyfát” és a gipszkristály-szálat; a Pál-völgyi-barlangból az apadási színlőt, a csepegő-szivárgó hideg vizekhez kötődő cseppkőtornyocskákat, és a

száradási repedéseket kitöltő „szeptária-boxwork”-ot, valamint a kelyheket; a József-hegyi-barlangból pedig a gipsztőröket, gipszhólyagokat, medenceujjakat és a borsókőtálcákat (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER 2011). E barlangok egyben e kiválások hazai típuslelőhelyének is számítanak. HILL & FORTI (1997) a világ barlangjaiból összesen 255 ásványfajt említ, melyeknek száma 2011 márciusában már 319-re emelkedett (ONAC & FORTI 2011). A Budai-termálkarszt barlangjaiból, üregeiből a dolgozatomban is ismertetett eredményekkel együtt eddig ~30 ásványfajt sikerült kimutatni (vö. LEÉL-ŐSSY & VIRÁG 2018).

A barlangképződéssel egy időben, illetve azt követően keletkezett barlangi kiválástípusokat és képződési környezetüket a *3. táblázat* mutatja be.

A hipogén keletkezésű budai barlangok esetében térben együtt tanulmányozhatóak az időben elkülönülő folyamatok (például miocén hidrotermás események, pleisztocén - holocén termálkarsztos fázis és hideg vizes beszivárgás) során, különböző környezetben létrejött kiválások. A vadózus zónában a beszivárgó csapadékvízhez kötődő kiválások (például a cseppkövek) a klíma- és beszivárgástörténet rekonstrukciójában játszanak szerepet (vö. DEMÉNY et al. 2013, VIRÁG et al. 2011, 2013e). A barlangi tavak felszínén, és a vízszint alatt néhány méterrel, már freatikus környezetben létrejött termálkarsztos szpeleotémák vizsgálata és kormeghatározása segítségével nyomon követhető a karsztvízszint, a termálvízszint változása, és a járatok vadózus zónába kerülésének ideje; ezek a vizsgálatok jelen dolgozatom tárgyát is képezik. A termálvizes képződmények pontosabb értelmezéséhez a termálfürdők és források mai kiválásai is analógiát nyújtanak (VIRÁG et al. 2013h-l). A Budai-termálkarszt részét képezik a hipogén barlangok képződésével összefüggő (a felszín alól kiáramló meleg és langyos vizekből kivált) travertínók is (vö. KELE 2009; KELE et al. 2009, 2011).

Az alábbi, barlangi kiválástípusokat és ásványtani felépítésüket részletesen összefoglaló leírásom a LEÉL-ŐSSY & VIRÁG (2018) cikkben is megjelent.

A barlangképződést megelőző ásványfázisok

A repedéskitöltő kalcitkristályokat a későbbi barlangképződési folyamatok feltárták, mivel később főként e repedések mentén zajlott a barlangjáratok kioldódása is (POROS 2011, POROS et al. 2012). A Molnár János-barlang víz alatti szakaszaiban és tárójában is (a kőzetben hintetten, gumó és telér formájában, illetve az üledékben) még üde pirit található, azonban a vadózus zónában, és a jelenleg már száraz, kiemelt topográfiai helyzetben húzódó barlangokban a pirit már goethitté és hematittá oxidálódott.

A sajátalakú kristályok morfológiája és mérete is jelzi, hogy e repedéskitöltő ásványok képződése a freatikus zónában hosszú ideig tartó, többé-kevésbé állandó fizikai-kémai (pl. hőmérséklet, nyomás, ionkoncentráció) viszonyokkal jellemezhető, adott ionokra nézve túltelített oldatokból történt (vö. HILL & FORTI 1997, PALMER 2007), aminek kedvezett, hogy a miocén idején ez a képződési környezet nagy mélységben, hosszú időn át szinte változatlan paraméterekkel állt fent. A barlangjáratokban a hasadékok csapásiránya mentén vagy arra merőlegesen, illetve azzal szöget bezárva, továbbá kisebb oldási üregek formájában is megfigyelhetők e miocén hidrotermás esemény nyomai *(részletesen l. 2.4.2 fejezet)*.

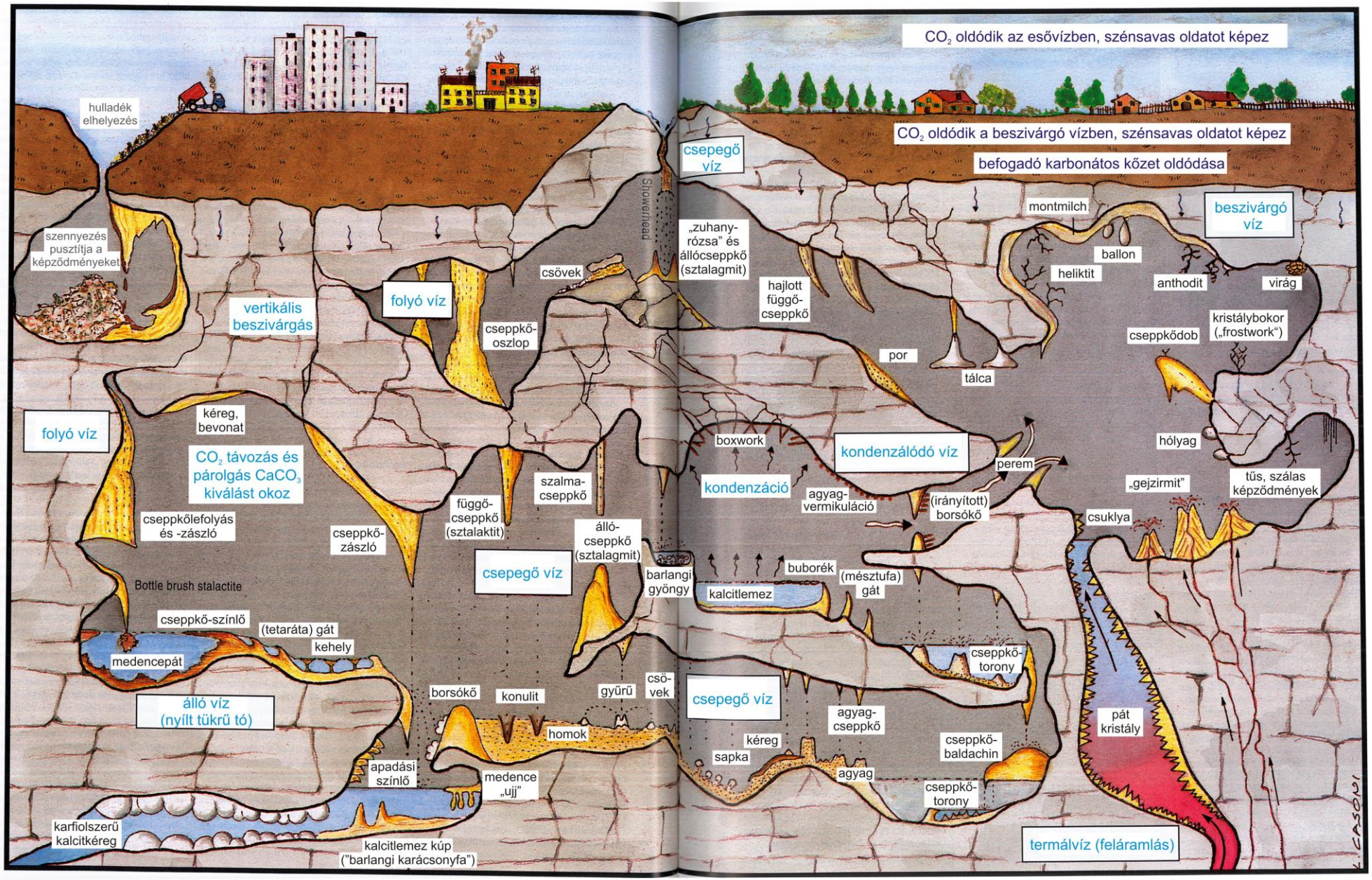
Ásvány	Összetétel	Kiválástípus	Képződési környezet
Barlangi kiválások (a fő üregképződéssel egyidejű vagy később keletkezett); *barlangképződésnél idősebb; (*) kovás elváltozott zóna:			
KARBONÁTOK:			
kalcit	$CaCO_3$	pát, telér*/ ~farkasfog kalcit (szkalenoéder), izometrikus "gömbkalcit"	mélyfreatikus zóna/hidrotermás
		boxwork*	freatikus zóna
		freatikus (karfiolszerű) kalcitkéreg ~barlangi karfiol ~rétegzett kalcitbevonat	nyílt tükrű tó, freatikus zóna
		kalcitlemez (halmaza: barlangi kúp, barlangi "karácsonyfa")	nyílt tükrű tó, freatikus-vadózus határa
		apadási színlő borda	nyílt tükrű tó, freatikus-vadózus határa
		medenceujj	nyílt tükrű tó, freatikus-vadózus határa
		borsókő (közönséges ~, huzat ~, üveggömb ~, porózus borsókő)	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
		borsókőkúp ~ borsókő oszlop (logomit), borsókőfüggöny (logotit)	felszálló pára/beszivárgó víz? (evaporáció), vadózus
		tálca, perem	felszálló pára, vadózus zóna
		barlangi gyöngy	beszivárgó víz (tóba csepegő víz), vadózus zóna
		sztalaktit, sztalagmit, cseppkőoszlop	beszivárgó víz (csepegő víz), vadózus zóna
		(mikro)tetaráta, "mésztufagát"	beszivárgó víz (folyó víz), vadózus zóna
		cseppkőkéreg, lefolyás, cseppkőzászló	beszivárgó víz (lefolyó víz), vadózus zóna
		heliktit	beszivárgó víz (kapilláris víz), vadózus zóna
		cseppkőszínlő (gallér), medencepát (~hideg vizes kalcit romboéder), kehely	beszivárgó víz (tó), vadózus zóna
		cseppkő-tornyocska, cseppkőtölcsér	beszivárgó víz, vadózus zóna
		szeptária-boxwork (száradási repedésben kalcit)	beszivárgó víz, vadózus zóna
		hegyitej, por	beszivárgó víz (evaporáció), vadózus zóna
aragonit	$CaCO_3$	kristálybokor (kristálytű), „frostwork”	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
hidromagnezit	$Mg_5(CO_3)_4(OH)_2x4H_2O$	hegyitej, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
huntit	$CaMg_3(CO_3)_4$	hegyitej, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus
dolomit	$CaMg(CO_3)_2$	por, tű, "hegyitej" (mikrobiális?)	felszálló pára ??? (mikrobiális!), vadózus zóna
magnezit	$MgCO_3$	borsókő, por	felszálló pára/beszivárgó víz (evaporáció), vadózus

OXIDOK és HIDROXIDOK:

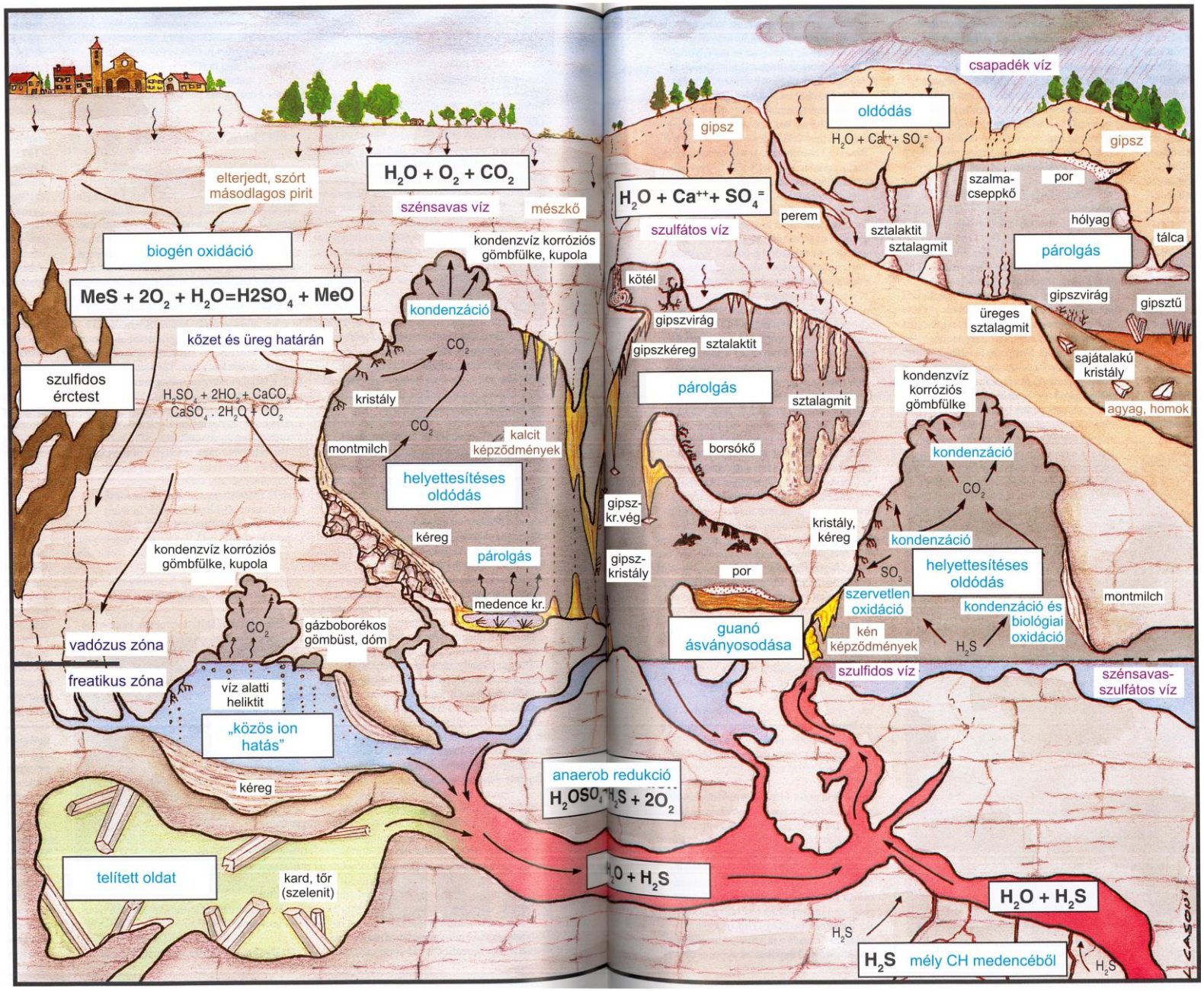
kvarc, kova(*)	SiO_2	póruskitöltés mikropát(*), üledékkitöltés	elváltozott zóna/üledékkitöltés
goethit (*)	FeO(OH)	bevonat, telér*, gumó* (oxidáció)/ sznottit (mikrobiális), "cseppkő", üledék	nyílt tükrű tó (felett)/oxidáció/elváltozott zóna (freatikus, vadózus zóna)
hematit	Fe_2O_3	bevonat (mikrobiális), telér* (oxidáció), üledék	nyílt tükrű tó (felett)/oxidáció (freatikus, vadózus zóna)
romanechit	$(Ba,H_2O)_2(Mn^{+4},Mn^{+3})_5O_{10}$	bevonat (mikrobiális), üledék	nyílt tükrű tó (felett)/oxidáció (freatikus, vadózus zóna)
hollandit	$Ba(Mn^{4+}{}_6Mn^{3+}{}_2)O_{16}$		

Ásvány	Összetétel	Kiválástípus	Képződési környezet
SZULFÁTOK:			
barit	$BaSO_4$	pát, telér*/ mikropát (mikrobiális?)	mélyfreatikus zóna/hidrotermás/vadózus zóna?
gipsz	$CaSO_4 x2H_2O$	gipsztőr, gipszcsillár (durva kristályos)	freatikus/vadózus zóna?
		durvakristályos kéreg, aprókristályos bevonat	evaporáció, vadózus zóna
		gipszvirág, gipszkígyó	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz szál (árvalányhaj), gipsztű (agyag felszínén)	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz hólyag	evaporáció, vadózus zóna
		gipsz "cseppkő" (sztalaktit)	beszivárgó víz (evaporáció), vadózus zóna
		szelenit (áttetsző durva kristályok, agyagban), gipsz "tövis"	evaporáció, vadózus zóna
		gipszcsillag (mikrobiális?)	evaporáció, vadózus zóna
celesztin	$SrSO_4$	mikropát	(gipszkéreg-szubsztrátum határán), vadózus zóna
thenardit	Na_2SO_4	kristályszálak	evaporáció, vadózus zóna
pentahidrit	$MgSO_4 x5H_2O$	kristályszálak, „por”	evaporáció, vadózus zóna
hexahidrit	$MgSO_4 x6H_2O$	kristályszálak, „por”	evaporáció, vadózus zóna
epszomit	$MgSO_4 x7H_2O$	virág, kígyó	evaporáció, vadózus zóna
alunit (*)	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
jarosit (*)	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
EGYEBEK (nem szorosan a barlangképződéshez kötődő ásványok, ásványcsoportok):			
SZULFIDOK:			
pirit*	FeS_2	telér, gumó (oxidálódik goethitté), hintett	mélyfreatikus zóna?/hidrotermás/üledékes kőzetben
markazit*	FeS_2	gumó (oxidálódik goethitté)	mélyfreatikus zóna?/hidrotermás/üledékes kőzetben
cinnabarit	HgS	pát, telér, hintett*	hidrotermás
metacinnabarit	HgS	pát, telér, hintett*	hidrotermás
HALOGENIDEK:			
fluorit*	CaF_2	telér	mélyfreatikus zóna?/hidrotermás
"Agyagásványok" (SZILIKÁTOK):			
kaolinit (*)	$Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8]$	póruskitöltés (mikropát (*), "por"), üledékkitöltés	elváltozott zóna/üledékkitöltés
halloysit	$Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8](H_2O)_4$	póruskitöltés (mikropát)	elváltozott zóna
illit*	$(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$	üledékkitöltés, (elváltozott zónában)	üledékkitöltés/elváltozott zóna
szmektit csop.	$(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 x\ nH_2O$	üledékkitöltés, (elváltozott zónában)	üledékkitöltés/elváltozott zóna
cirkon	$ZrSiO_4$	üledékkitöltésben	üledékkitöltés
gránát (csoport), piroxén (csoport) - augit?		üledékkitöltésben	üledékkitöltés

III. táblázat*. A budai barlangok ásványkiválásai*
(KRAUS 1990, 1993, 2006; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997b, 2005, 2014; TAKÁCSNÉ BOLNER 2005a, 2011 munkái és újabb eredmények alapján összeállította: VIRÁG M. in VIRÁG et al. 2013b, módosítva és kiegészítve (hivatkozások a szövegben); nevezéktan: HILL & FORTI 1997 és PALMER 2007 nyomán)



Karbonátos barlangi kiválástípusok és képződési környezetük (HILL & FORTI 1997)



Szulfátos és karbonátos barlangi kiválástípusok és képződési környezetük (HILL & FORTI 1997)

Mélyebb helyzetben lévő freatikus, viszonylag állandó kémiai, hőmérsékleti és nyomásviszonyokkal jellemezhető környezetben, adott ionra nézve gyengén túltelített oldatból keletkezhettek a jellemzően nagyméretű (több cm), saját alakú, üregeket részben kitöltő durvapátos kalcit- és baritkristályok (vö. HILL & FORTI 1997, PALMER 2007).

A hipogén barlangképződéshez (termálkarsztos fázis) kötődő ásványok

A terület kiemelkedésével és a karsztvízszint egyidejű csökkenésével a járatok a freatikus zónából fokozatosan a vadózus zónába kerültek. Egyes barlangjáratokban (elsősorban a magasra felnyúló hasadékokban) a meleg víz hosszú ideig (akár több tízezer, vagy akár százezer évig) is tartózkodhatott (SZANYI 2007; SZANYI et al. 2009, 2012).

Előfordulhatott, hogy a járat alsó részében még a keveredési korrózió folyamatával jellemezhető freatikus, a felső részében már – kondenzvíz korróziót is feltételezve – vadózus viszonyok uralkodtak. Jelenlegi példa erre a földtani helyzetre a Molnár János-barlang Kessler-terme. A járatokat oldó, eredetileg agresszív víz idővel, a mellékkőzet oldódása következtében, telítetté vált. A karbonát kiválása akkor indulhatott meg, amikor a vízszint felett már levegős részek is voltak, azaz már megvolt a lehetőség a vízben oldott CO_2 eltávozására („kigázosodás") és a párolgásra (a vadózus zónában, a járatok főtéjén kondenzvíz korrózióra és gömbfülkék képződésére, vö. MÜLLER 1974; SZUNYOGH 1982, 1984, 1989; KRAUS 1993; AUDRA et al. 2007). A karbonátos kőzetek oldódása és a kigázosodás eredményeként a víz fokozatosan túltelítetté vált. A jellemzően karbonát-ásványokból álló termálkarsztos kiválások a képződési környezetnek megfelelően változatos morfológiájúak. Ehhez igazodik osztályozásuk és ez kínál lehetőséget a környezeti rekonstrukcióra. FORD (1995) megfigyelései szerint a fenti körülmények között a barlangi kiválások képződése általában a vízszint alatt 2 méterrel a legintenzívebb, és a vízszint alatt ~10 méterrel már jellemzően nem következik be.

A barlangot részben kitöltő meleg vizű tóban, a vízszint alatt (annak feltehetően a felső néhány méterén) a túltelítetté váló vízből lassú, hosszan elhúzódó folyamat során, freatikus körülmények közt vált ki a járatok – főként gömbfülkék – falait egyenletes vastagságban borító, összefüggő kalcitkéreg, vagy karfiolszerű kalcitkéreg (cave clouds, mammillary crust).

A járatot kitöltő, nyugodt víztükrű termálvizes tó felszínén, a vízszintben válik ki a kalcitlemez („barlangi tutaj", cave raft; BLACK 1953), amelynek képződése például a Gellért-hegy forrásaiban vagy a Molnár János-barlang Szent Lukács-ágában ma is megfigyelhető. A CO_2-kigázosodás eredményeként a meleg víz túltelítetté válik. A párolgó vízfelszínen kezdetben vékony mészhártya válik ki, amelyet a felületi feszültség tart fent. A lebegő vékony lemez a tó felszínére cseppenő víz által keltett hullámzás hatására eltörik, és lesüllyed a tó fenekére. KOLESAR & RIGGS (2004) szerint a folyamatot kiválthatja a vízszint kismértékű ingadozása, földrengés által keltett hullámzás, vagy törmelék vízbe hullása is. A túltelített, víz alatti környezetben a kalcitkérgekhez hasonló módon a kalcitlemezek tovább növekednek, vastagodnak. Amíg az Ősforrásban képződő kalcitlemezek fent említett formái csak mikroszkópban látszódnak, a Királylaki-barlang pátos kristályai szabad szemmel is jól megfigyelhetőek. Az Ősforrás kalcitlemezei vékonyak, egymáshoz kevésbé cementálódtak, ami azt jelzi, hogy ott a lesüllyedést követően az idő és a körülmények nem voltak megfelelők a jelentősebb megvastagodáshoz (VIRÁG et al. 2013j). A mészhártyák lesüllyedése gyakran

megismétlődött. Az Ősforrás mellett többek között a Török-forrás-barlangjában és a Molnár János-barlang Szent Lukács-ágában is intenzív, recens kalcitlemez képződés figyelhető meg.

Kalcitlemez jóval lassabb ütemben, hideg vizű tavakban is kiválhat; pl. Pál-völgyi-, Béke- és Baradla-barlang. A jelenleg már kiemelt helyzetben lévő, inaktív budai barlangokban több tízezer év is rendelkezésre állt ehhez a folyamathoz. Ebből adódóan például a Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlang, vagy a Királylaki-barlang járataiban sok helyen láthatunk ilyen megvastagodott és egymáshoz cementálódott lemezeket, amelyek középső részén megfigyelhető az eredeti vékony lemez és a körülötte megvastagodott szegély is, amellyel ezek a kiválások a 2-3 cm vastagságot is elérhetik. A lemezek vastagsága eredetileg max. 0,5-1 mm lehetett. Az egyedi kalcitlemezekből álló felhalmozódások vastagsága meghaladhatja a 0,5-1 métert is (pl. a Pál-völgyi-barlangban). A kalcitlemezek tömeges jelenléte arra utal, hogy keletkezésük idején nagy szabad felülettel rendelkező, összefüggő karsztvíz töltötte ki a járatokat, és hosszú időn keresztül zavartalanul folyhatott a $CaCO_3$ kiválása. Ez a jelenség feltehetően összefügg a tó mélységével és a víz telítettségével, valamint a rendelkezésre álló idővel. A Szemlő-hegyi-barlang egykori tavainak feltételezett szegélyén és a kalcitlemez halmok legfelső szakaszán már csak mm vékony, cementáció nélküli kalcitlemezek láthatóak (VIRÁG et al. 2015, 2016). A Citadella-kristálybarlangban és a Ferenc-hegyi-barlangban csak alárendelt mennyiségben találhatók vékony kalcitlemezek. A Pál-völgyi-barlangban sok helyen megfigyelhető, hogy a kalcitlemez lerakódások nem az aljzaton, hanem a járatok falához cementálódva őrződtek meg, kijelölve így az egykori aljzat helyét. E színlőszerű, párkányokat és álmennyezeteket alkotó horizontok akár tágas folyosókon keresztül is követhetők a barlangon belül. Helyenként ezek alsó részén jellegzetes poligonális bordázat (szeptária-boxwork) figyelhető meg. A vízszint lecsökkenésekor kiszáradt agyagos üledék repedéseiben válhatott ki az újabb vízelöntés során a kalcit, amely így megőrizte az egykori agyagos aljzat száradási repedéseinek nyomait. (Legkívül gyakran gipszkristálykák borítják a felszínét pl. a József-hegyi-barlangban: ADAMKÓ & LEÉL-ŐSSY 1984.) Az újabb jelentős vízszintcsökkenés idején a kalcitlemezek alól áthalmozódott az agyag, így az egykori üledékfelszín morfológiája megőrződött (KISS & TAKÁCSNÉ BOLNER 1987). A jelenség hasonló a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban észlelt „V” alakú száradási repedésekkel kapcsolatos kiválásokhoz.

A tó felszínét érő állandó csepegés, vagy egy-egy buborék feláramlási hely környezetében a kalcitlemezek hosszú időn keresztül ugyanazon helyen süllyedhetnek le, így egy ponton halmozódnak fel és cementálódnak össze, oszlopszerű képződményt, kalcitlemez-kúpokat („barlangi karácsonyfákat”; cave cone) hozva létre (pl. Pál-völgyi-, Szemlő-hegyi-, József-hegyi- és Citadella-kristálybarlang).

A vízszintjelző kalcitkiválások közé tartoznak a fokozatosan süllyedő vízszint mentén fejlődő, egymás alatt szabályos távolságra húzódó, horizontálisan elnyúló kiválásbordák sorozatából álló ún. apadási színlőbordák (folia; pl. Pál-völgyi-barlangrendszer, Királylaki-barlang, Gellért-hegy Török-forrás-barlangja). Ezek a tó egykori peremvonalának helyzetét örökítik meg (TAKÁCSNÉ BOLNER 1994).

A főként kalcit (és kisebb részt aragonit) anyagú közönséges borsókő (sárga vagy fehér színű, koncentrikus szerkezetű gömböcskék halmaza; cave coralloid, popcorn) már a vadózus zónában, a meleg vizű tó szintje felett, evaporáció és CO_2-kigázosodás eredményeként (vagy a felszínről beszivárgó, és a barlangi huzat hatására bepárlódó vízből) keletkezett. A közönséges borsókő gyakori

a Szemlő-hegyi-, Ferenc-hegyi-, József-hegyi- és Királylaki-barlangban. A képződmény hegyén vagy bázisán gyakran aragonit kristálytűcsomói (frostwork) figyelhetők meg, amelyek a kiválás növekedése során az egyes sávok közt is belső laminákat alkothatnak. Az ún. porózus borsókő („kalcit szivacs") apró borsókőformái között nagy porozitással rendelkezik, és az apró üregekben változatos ásványtársulás figyelhető meg (pl. dolomit, barit, agyagásványok, *l. később*; VIRÁG et al. (2015, 2016).

A meleg vízhez kötődő légteres részekben, ha a környezet kedvez a párolgásnak, további ásványfajok és kiválástípusok keletkeznek. Kalcit (főleg borsókő) és aragonit-tűkristályok együttes megjelenésével jellemezhetőek a lefelé talpszerűen elvégződő tálcák, borsókőfüggönyök („logotit") és borsókőoszlopok („logomit") (Szemlő-hegyi-barlang, József-hegyi-barlang); vö. KRAUS (2006). Tágasabb járatba torkolló szűk repedéseken feláramló meleg, nagy CO_2-tartalmú levegő kiáramlásának környezetében hasonló (szintén párolgás-kigázosodás által kiváltott) folyamatok során jön létre a repedések szájánál képződő borsókő perem (pl. Szemlő-hegyi-barlang). A légteres barlangszakaszokban termálvíz párolgásához, CO_2-kigázosodáshoz, a mélyebbről feláramló meleg levegő szárító hatásához („evaporációhoz") köthetően képződő kiválások létrejöttének meteorológiai körülményeit a Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlangban WEIDINGER et al. (2017) vizsgálta. Az aragonit tűkristályok és kristálypamacsok, „bokorszerű" (frostwork) képződmények szintén „evaporációs" eredetűek (pl. József-hegyi-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Királylaki-barlang, Citadella-kristálybarlang). A Mg-ionok jelenlétével és az intenzív párolgással hozzák összefüggésbe a nagy víztartalmú, kenhető hegyitej (montmilch), kiszáradva por formájában megjelenő, illetve apró kristálytűk, borsókő formájában is megfigyelhető magas Mg-tartalmú karbonátásványok: hidromagnezit (pl. Királylaki-barlang, József-hegyi-barlang, Ferenc-hegyi-barlang), magnezit (Erdőhát úti-barlang), huntit, és dolomit (utóbbiak pl. Molnár János-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Citadella-kristálybarlang, József-hegyi-barlang) keletkezését (HILL & FORTI 1997).

A karbonátos kiválások képződéséért alapvetően a CO_2-kigázosodás és/vagy az evaporáció (párolgás), és a víz túltelítődése felelős.

A legújabb vizsgálatok megállapították (ERŐSS 2010; BORSODI et al. 2012; ANDA et al. 2014, 2015, 2017; MAKK et al. 2016; BODOR et al. 2017), hogy – elsősorban a Gellért-hegy térségében –, jelenleg az üregek oldódásában és az ásvány kiválásban a kénsavas barlangképződést mikrobiális tevékenység is segítheti. Fenti szerzők olyan szulfátredukáló, szulfid oxidáló, illetve $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ oxidációval kolloidális ferrihidrit – $Fe(OH)_3$ kiválását előidéző mikrobaközösségeket azonosítottak, amelyeket korábban már például ENGEL (2007) mint a kénsavas barlangokra jellemző életközösségeket írt le.

A redox viszonyoknak a vízfelszín közelében, illetve fölötte, a vadózus zónában észlelhető megváltozása a barlang falán vagy a korábbi kiválások felületén jellegzetes, vas-mangán-oxidos (-hidroxidos) kiválást, feketés, vöröses barnás bevonatot eredményez (pl. Molnár János-barlang). Ezek létrejötte valószínűleg (részben) mikrobák közreműködésével történik (vö. PALMER 2007). A vas-oxid (-hidroxid) ferrihidrit, goethit és hematit formájában, a mangán-oxid (-hidroxid) pedig romanechit vagy hollandit (NAGY 2008) ásványként jelenik meg. Fekete mangán-oxid (hidroxid) gyakran figyelhető meg a vadózus zónabeli barlangok karbonátos kiválásainak bázisán (pl. borsókő: József-hegyi-barlang, Szemlő-hegyi-barlang, Királylaki-barlang), a Ferenc-hegyi-barlangban, vagy

„porszerű” formában a Királylaki-barlangban. Az aljzati üledéket pl. a Szemlő-hegyi-barlangban a vas-mangán-oxidos kiválás vörösre és feketére színezi.

A mikrobák közreműködéséhez kötötten, pl. a Gellért-hegy üregeiben recensen (biofilm) képződő **ferrihidrit**et azonosítottak (pl. Török-forrás-barlangja), melynek fosszilis (**goethit**, illetve helyenként **hematit**) „üledék” megfelelőjét is megtalálták a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban (ERŐSS 2010, PÁSZTOR 2016).

A termálkarsztos fázishoz és/vagy felszínről beszivárgó vízhez kötődő ásványok

A hófehér vagy áttetsző **gipsz** képződhet a termálvíz hatására is: a vízzel feláramló H_2S kénsavvá oxidálódik, és ez lép reakcióba – jellemzően a víztükör fölötti, légteres szakaszban a nedves felületű karbonátos alapkőzettel, vagy a barlangi kiválásokkal. Általános jelenség a mészkőben és márgában hintve vagy gumó formájában, illetve a barlangnál idősebb ásványtelérekben található pirit (vagy markazit) oxidációja során keletkező kénsavas víz karbonátokkal való reakciója és az ezt követő evaporáció eredményeként a gipszkiválás. A beszivárgó víz oxidálhatja a fedőkőzetben található piritet, és a keletkező szulfátot a barlangüregbe juttatja, amely jellemzően gipszkiválást eredményez. A József-hegyi-barlangból kerültek leírásra a legnagyobb tömegben és legváltozatosabb formában megjelenő gipszképződmények. A légteres járatokba szivárgó víz párolgása miatt kiváló szulfátásvány megjelenhet „gipszcseppkő” (az aljzatról növekedő, belül üreges gipsz képződmény), a falakat nagy felületen beborító (a rózsadombi barlangokban leginkább elterjedt) gipszkéreg, a faltól növekedés közben eltávolodó gipszhólyag, a falból kiálló (1-5 cm hosszú, 1-3 mm széles) vagy aljzaton heverő, akár 20 cm hosszúságú, 3 mm széles gipsztűk formájában. A gipszvirág és a gipszkígyó általában 5-15 cm hosszúságú. A gipszkígyók alig pár mm átmérőjűek, a kristálytani C-tengelyük körül csavarodó, megnyúlt, kunkorodó hófehér képződmények. A gipszvirágok rostos szálai az 1 cm-es vastagságot is meghaladhatják, és gyakran egy pontból kiindulva 360°-ban terülnek szét. Az ún. árvalányhaj hajlékony gipszszálai hajszálvékonyak, hosszúságuk akár az 1 métert is megközelítheti. Sokszor vattaszerű, kusza csomókban halmozódnak fel az aljzaton, máskor az oldalfalból nőnek ki, vagy a mennyezetről lógnak le. Elképzelhető, hogy a termálvizes időszakban, még freatikus körülmények közt képződtek a barlang látványos, több centiméter hosszú, durvakristályos, vastag gipsztőrei, gipsz csillárjai (pl. LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a,b, 2014).

Az utóbbi időben felfedezett Citadella-kristálybarlangban is gazdag formakincsű gipszkiválások jellemzőek (gipszkéreg, -hólyag, -kígyó, -virág, -szál; LEÉL-ŐSSY CS. et al. 2007). A Molnár János-barlang Kessler-termében a vízszint fölötti szakaszon durvakristályos gipsz„tövisek”, az agyagban áttetsző durva gipszkristályok (szelenitek), valamint „gipszkígyók” figyelhetőek meg. A Szent Lukács-ágban, az agyagos oldalfalban az előbbihez hasonlóan sok helyen áttetsző, durvakristályos gipsz található, a vas-mangán-oxidos bevonat (pl. goethit) fölött pedig összefüggő gipszkéreg jellemző. Helyenként (az oldalfalon és az agyagos főtén egyaránt) változó méretű gipszkígyók és apró gipszszálak, -tűk is megfigyelhetőek. A gipszkéreg és karbonátos alapkőzet kontakt zónájában, illetve a gipszkéreg alatti és fölötti szakaszon dolomit és huntit, illetve aragonittűk (és apró kalcit borsókövek) is keletkeztek (VIRÁG et al. 2016, *l. később*).

A Szemlő-hegyi-barlang Óriás-folyosó – Kadić-szakasz hasadékában (és alárendelten a hozzá csatlakozó hasadékokban is) 0,5-3 cm vastag, egyes részeken összefüggő gipszkéreg jellemző, amely a korábbi karbonátos képződményeket egyenletesen borítja. A gipszkéreg és karbonátok kontakt zónájában celesztin, dolomit és további agyagásványok (pl. szmektit) találhatóak (VIRÁG et al. 2015, 2016, *l. később*).

A Pál-völgyi-barlangrendszer egyes szakaszain – alárendelten – szintén előfordulnak gipszkiválások: vékony gipszkéreg, apró gipszvirágok és -kígyók, gipszcsillagok, valamint az agyagos aljzaton apró gipsztűk.

A Gellért-hegy üregeiben a gipszkéreg, -szálak és gipszvirágok, -kígyók mellett vékony szálak és apró kristálytűk formájában pentahidrit (KARDOS 2011) és hexahidrit, a Gellért-hegyi-aragonitbarlangban továbbá epszomitvirág, -kígyó (PÁSZTOR 2016) is található. A Török-forrás-barlangjában a vadózus zónában falakat borító jelentős gipszkéreg mellett a vízszintben található apadási színlőbordák felszínén apró gipszcsillagok képződnek.

A Szemlő-hegyi-barlang és a Molnár János-barlang betonfalú tárójában thenardit kristályszálak képződnek.

A gipsz (és egyéb szulfátásványok) létrejöttéért feltehetően – részben? – mikrobák által segített folyamatok is szerepet játszhatnak (vö. HILL 1987).

Az agyagásványok jellemzően a barlangüreg oldódásához kapcsolódóan, a befogadó kőzet oldási maradékaként, vagy egy későbbi esetleges felszínre nyílás során is felhalmozódhattak üledékként a járatokban. Létrejöhettek szénsavas és kénsavas fluidumok hatására is.

Bizonytalanként meghatározott halloysitet a Citadella-kristálybarlang üledékében találtak (LEÉL-ŐSSY CS. et al. 2007). Mind az aktív Molnár János-barlangból, mind a vadózus zónabeli barlangokból üledékkitöltésként nagy mennyiségű kaolinit, illit, szmektit-csoportba sorolható rétegszilikát és kvarc (oxid) azonosítható (VIRÁG et al. 2016). A József-hegyi-barlang üledékéből továbbá cirkont, gránátot és piroxént sikerült kimutatni (LEÉL-ŐSSY 1995, 1997a, 2014).

Felszínről beszivárgó vízhez kötődő ásványok

A felszínről beszivárgó csapadékvízhez kötődnek a vadózus zónába került járatok kalcitkiválásai. Ide tartoznak a közismert cseppkőképződmények is. Színük sokféle lehet, amit általában a szilárd zárványként beépülő, vagy a felületet színező (például Fe-, Mn-oxidos) vegyületek határoznak meg. A rózsadombi barlangokban a termálvizes eredetű képződményekhez képest – többnyire alárendelten – számos cseppkőtípus ismert (l. alább). A Pál-völgyi-barlangrendszer a legcseppkövesebb rózsadombi nagybarlang: a cseppkődobok kivételével a hazánkból ismert összes típus megtalálható itt (vö. TAKÁCSNÉ BOLNER 2005a,b).

A teljesség kedvéért említést érdemelnek a barlangokból általánosan ismert **cseppkőképződmények** is. A repedéseken keresztül beszivárgó vízből, a mennyezeten megjelenő vízcseppből képződik a függőcseppkő (sztalaktit). A víz lecseppenve az aljzaton állócseppkövet (sztalagmit) hoz létre. Ezek összeépülése esetén jön létre a cseppkőoszlop. A rózsadombi barlangokban a leggyakoribb cseppkőforma a kőzeten szivárgó-lefolyó vízből képződő cseppkőlefolyás (flowstone), és az agyagos aljzatot cementáló cseppkőbekérgezés. Az áthajló felületeken végigcsordogáló vízből sávozott cseppkőzászlók jönnek létre.

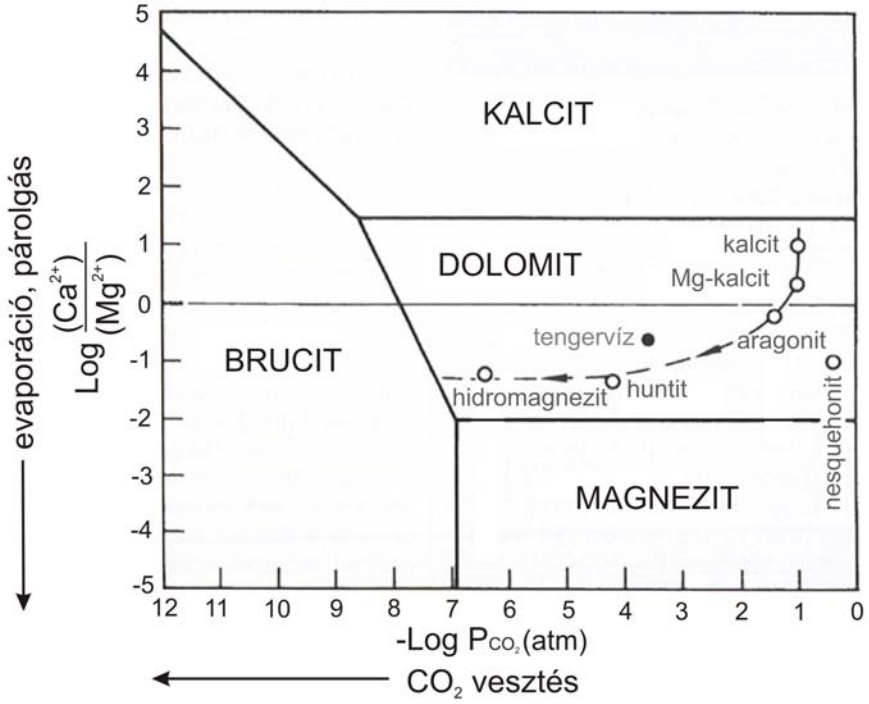
Valószínűleg nagyon lassú vízutánpótlódás esetén, az oldalfalon bepárlódó vízfilmből apró, néhány mm-es, szabályos gömböt formáló üveggömb borsókő válhat ki (vö. LEÉL-ŐSSY 1997a). Az erős barlangi légáramlás hatására bekövetkező bepárlódás hatására az irányított elhelyezkedésű „huzatborsókő" is gyakori. A kapilláris méretű kőzetpórusokból kifelé szivárgó (gravitáció hatásától független) vízcseppekből keletkező kiválások a görbecseppkövek (heliktitek). A laza, agyagos aljzatra hulló vízcseppekhez kötődnek a sekély, mozgatott vizű medencékben, az odajutott törmelékszemcsék köré koncentrikusan kiváló barlangi gyöngyök, a nyugodt vizű medencék peremeit gallérként szegélyező cseppkőszínlők, és a lehulló vízcsepp vájta mélyedéseket bélelő cseppkőcsészék. A nyugodt vizű medencék belsejében a saját alakú pátos kalcitkristályok válnak ki („medencepát"). A Pál-völgyi-barlangban, egyes helyeken vázkristályszerű, pár cm-es, üreges „kelyhek" is megfigyelhetőek. Az intenzíven csepegő víz eróziója az agyagos aljzaton „badland"-ekhez hasonló üledéktornyokat hoz létre, amelyek felületét később kalcit vonhatja be. A „mésztufagátak" (tetaráták) a járatok alján a víz folyásirányára merőlegesen képződtek. Kis méretben a cseppkőlefolyások felszínét a lefolyó vízből kiváló mikrotetaráták tagolhatják, amelyek belsejében apró „medencepátok" fejlődnek. Kisebb méretben és változatosságban, a József-hegyi- és a Szemlő-hegyi-barlangban is számos, fehér, sárga, vörös és barna cseppkőtípus megtalálható.

6.6.2. Lokális geokémiai jelenségek, ásványkiválások

A borsókő, „evaporatív frostwork" (apró tűs, porszerű) kiválástípusokba tartozó karbonátos képződmények többféle ásványfázisban, különböző ásványfajokként vannak jelen. Amíg a freatikus zónában létrejövő karfiolszerű kérgek és a víz felszínén megjelenő vékony lemezek általában kalcitból épülnek fel, a vadózus zóna kiválásai közt, a párolgás, bepárlódás útján létrejött „szpeleotémákra" változatos ásványtársulás jellemző (kalcit, aragonit, huntit, dolomit).

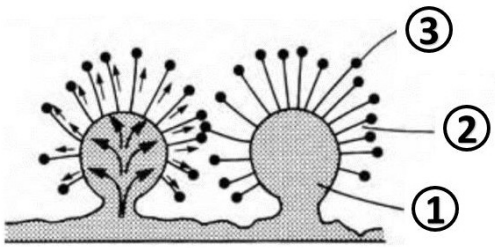
A barlangi karbonátos képződményekre jellemző „evaporatív kiválássor" LIPPMANN (1973) in HILL & FORTI (1997) diagramja *(100. ábra)* szerint a következő: kalcit, Mg-kalcit, aragonit, huntit, hidromagnezit, magnezit; (protodolomit), dolomit. A Ca:Mg aránya is változik az ásványok kiválásával: a kalcittól a magnezit felé haladva az oldatban fokozatosan csökken a kalcium, és nő a magnézium aránya, amely az ásványok képződésében is megnyilvánul. A sorban előrefelé haladva az ásványok oldhatósága nő. Az aragonit kiválását a nagyobb Mg-koncentráció mellett további idegen ionok (pl. stroncium) jelenléte, illetve megemelkedett mennyisége is segíti (pl. HILL & FORTI 1997). A kalciumtól eltérő méretű és helyigényű stroncium ion beépülése a képződő $CaCO_3$ kristályrácsába ugyanis torzítja a rácsot, és alacsonyabb szimmetriájú ásvány, aragonit jön létre a kalcit helyett (vö. PINGITORE & EASTMAN 1986, TUCKER & WRIGHT 1990). Az aragonit létrejöttében a hőmérséklet hatása 10 és 50 °C között elhanyagolható. Ebben a tartományban a fenti ionok jelenléte a döntő tényező (OOMORI et al. 1987). Az előbbi ásvány hideg vízből is kiválhat, ha a vízben jelentős a kalcit kristályosodását gátló Mg-ionok koncentrációja (> 12 mol% $MgCO_3$), de a szulfátaktivitás is kalcitkiválást gátló, az aragonit képződését elősegítő tényező lehet (GONZALEZ & LOHMANN 1988). Az aragonit tehát akkor válik ki, ha a környezet, a körülmények a kalcit képződéséhez kedvezőtlenek *(l. fent)*. Ha a környezeti paraméterek a kalcit növekedése szempontjából kedvező irányba változnak, kalcit jön létre. A borsókövekben, kristálybokrokban („evaporatív frostwork"-ben) az aragonittűk

körül, és az azok közti üregekben, az aragonit felszínén nukleálódó kalcit az előbbi ásványt fokozatosan körbe „növi", így az aragonit a kalciton belül, vagy a képződmény laminái között, zárványként jelenik meg.



100. ábra: A karbonátos ásványkiválások „evaporációs sora": a Ca-Mg-CO_2-H_2O fázisdiagramja a Mg^{2+}/Ca^{2+} koncentráció aránya, illetve a CO_2 parciális nyomása függvényében (LIPPMANN 1973 in HILL & FORTI 1997)

A korábbi „evaporációs kiválási sort" tovább folytatva, a fokozatosan növekedő mértékű párolgás (evaporáció) és CO_2-vesztés előrehaladtával, a vadózus zónában nagyobb Mg^{2+}/Ca^{2+} koncentráció aránnyal jellemezhető ásványok jönnek létre. SELF & HILL (2003), illetve FORD & WILLIAMS (2007) szerint a fenti folyamatok idő- és térbeli fejlődése során a kalciton aragonittűk, rajta pedig huntit vagy hidromagnezit „csomók", apró gömböcskék jelenhetnek meg *(101. ábra)*. Ilyen jelenséghez, vagyis a kapillárisokon, apró repedéseken keresztül a kőzet belseje felől a falfelületre kiszivárgó víz párolgásához kötődő karbonátos ásvány-paragenenzist mutatott ki PÁSZTOR (2016) a Gellért-hegyi-aragonitbarlang főtéjén. Az előbbivel ellentétben a Szemlő-hegyi-barlang jelentős része magas relatív páratartalommal rendelkezik, és jelentősebb mennyiségű felszínről beszivárgó víz észlelhető, így az aránylag szárazabb szakaszokat leszámítva nem számítottam a fenti ásványparagenezis megjelenésére. Feltehetően ez is az oka, hogy a kalciton és aragoniton, valamint dolomiton kívül *(utóbbit l. alább)* az „evaporációs kiválási sor" további ásványait nem sikerült azonosítani. A borsóköveken, illetve az oldalfalon megjelenő kenhető, kiszáradva „porszerű" montmilch anyaga általában kalcit, egy helyen (az Óriás-folyosó korlátjánál) pedig bayerit és böhmit (alumínium-oxi-hidroxid) észlelhető. A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágában azonban a gipszkéreg felszínén aránylag nagy mennyiségű, fehér színű, „kenhető"/"porszerű" huntit található. Itt nem jellemző vízbeszivárgás, és igen erőteljes párolgás észlelhető *(l még alább)*.



101. ábra: Az „evaporatív" karbonátos kiválások és aragonittűk képződése (1: kalcit, 2: aragonit tűk, 3: huntit, hidromagnezit „csomók"; FORD & WILLIAMS 2007)

Korábban a dolomit képződését az aragonit, huntit vagy hidromagnezit dolomittá átalakulásával magyarázták (vö. HILL & FORTI 1997 áttekintése). THRAILKILL (1965), majd HILL (1973) az új-mexikói Carlsbad Caverns cseppkőlefolyásaiban és borsókőben fedezett fel dolomitot. HILL (1987) a Guadalupe-hegység barlangjainak magas Mg-tartalmú, krémes, puha megjelenésű karbonát ásványait (hidromagnezit, huntit és dolomit) direkt kémiai kiválásként említi. A dolomit és protodolomit képződését más karbonátásványok (hidromagnezit, huntit, aragonit) átalakulásaként értelmezi. POLYAK (1992) az aragonittűk között dolomitot és hidromagnezitet talált, ami alapján azt feltételezte, hogy a dolomit az aragonit vagy hidromagnezit átalakulási terméke. Ezzel szemben MARTINI (1987) a D-Afrikai-i Cango Cave-ben végzett vizsgálata szerint ott a dolomit nem társul hidromagnezithez vagy huntithoz, hanem a magas Mg-tartalmú vízből közvetlenül válik ki. PALMER (2007) szerint a dolomit az evaporációs kiválássorban utolsó kiválástípusként jelenik meg. Mivel a dolomit a túltelített vízből csak hosszú idő alatt kristályosodna ki, ezért a gyorsabban képződő huntit válik ki, mely idővel dolomittá kristályosodik át. A dolomit ásvány előfordulását először BOGNÁR (1986) azonosította a József-hegyi-barlangban, majd TAKÁCSNÉ BOLNER (1985) a Beremendi-kristálybarlang ásványtársulásával kapcsolatban kalcit, aragonit, magnezit, huntit és dolomit megjelenését említi. A Citadella-kristálybarlangból (LEÉL-ŐSSY CS. et al. 2007) a porszerű, tömeges, csomós kiválásokban a huntit mellett kis mennyiségben dolomitot és kvarcot is azonosítottak. A fenti szerzők az ásvány felismerésén túl a képződésére nem adtak pontos magyarázatot.

A **dolomit** ásvány megjelenése a Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlangban is általában a gipsz ásványparagenezisében észlelhető (gipszkéreg bázisa, gipsz és kőzet/karbonátsáványok közötti „réteg", szubsztrátum. A paragenetikai sorrend alapján először feltehetően a gipszkéreg vált ki, és annak az alsó részén, a határzónában (a képződmények kontaktusán) képződött a dolomit. A szulfát ionok jelenléte a vizes oldatban kinetikusan gátolja a dolomit képződését (vö. TUCKER & WRIGHT 1990). BAKER & KASTNER (1981) kísérletileg bizonyították, hogy kalcit esetében kevesebb, mint 5% szulfát-mennyiség (a tenger vizében) is elég a dolomitosodás meggátolásához, míg aragonitnál ez a mennyiség magasabb. Ha a szulfátkoncentráció csökken, bekövetkezhet a dolomitosodás. A fenti megállapítások alapján a szulfát a magas Ca-tartalmú karbonátos környezetben, a felszínen gipsz képződésével eltávozott az oldatból, és a lecsökkent szulfát-tartalmú vízből már lehetőség nyílt a dolomit kiválására. Ez az ásvány azonban nemcsak gipsszel társulva, hanem a „porózus borsókő" apró üregeiben is megjelenik. Ezekben a pórusokban azonban barit is jelen van, így ebben az esetben az utóbbi ásvány lehet a felelős az oldat esetleges szulfát-koncentrációjának csökkenéséért. A fentiek ellenére hiába csökken le a vizes oldat szulfát-koncentrációja, vagy szulfát-mentes a víz, kísérletileg

bizonyított tény, hogy normál (környezeti) nyomás és hőmérsékleti viszonyok között (szobahőmérsékleten) egyéb kinetikai gátló tényezők miatt szervetlen úton nem jön létre dolomit. Az ásványképződés legfeljebb mikrobiális közreműködéssel valósulhat meg, mivel a mikrobák képesek lebontani e kinetikai gátakat a dolomit képződéséhez (MAZZULLO 2000, KACZMAREK & SIBLEY 2014). A barlangi képződményekben azonosított dolomitásványok mikrobák által befolyásolt létrejöttét JONES (2010) mutatta ki. A két általam vizsgált barlangban a képződéshez szükséges körülményeket ismerve, a felvételeken azonosított szerkezetek alapján a dolomit létrejötte feltehetően mikrobiális közreműködéssel történhetett. A röntgen pordiffrakciós felvételeken jól azonosítható csúcsok alapján az ásvány általában már jól kristályos, rendezett szerkezetű (nem protodolomit). Mivel a barlangjáratok felső-eocén – alsó-oligocén eleji kőzetekben húzódnak, és a triász rétegsortól távol vannak, a dolomit létrejöttét ezekben a barlangokban a többi szpeleotémával egyidejűnek gondolom, és a detritális dolomit kőzetszemcsék lehetőségét nem tartom valószínűnek.

A gipszkéreg kontakt zónájában, annak mélyedéseiben, „üregeiben" **célesztin ($SrSO_4$)** kristályokat is azonosítottam. Az ásvány röntgen porfelvételen alig kimutatható mennyiségben jelenik meg. Az ásvány paragenezisben szmektit is kimutatható. Az egyes ásványfajok helyzete alapján a gipszkéreg kiválását követően jöhetett létre a nagyon kis mennyiségben jelen lévő célesztin és a szmektit. A célesztin kiválására (a keletkezéskor uralkodó Eh-pH viszonyok között, vö. BROOKINS 1988) a helyszínen jelen lévő kén (szulfát) teremt lehetőséget, a stroncium a karbonát oldódásából származhat. Ez az ásvány-paragenezis mindkét barlangban megfigyelhető.

A **barit ($BaSO_4$)** a Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlangban is többféle méretben megfigyelhető. A 2-4 cm nagyságú táblás, halványsárga vagy sötétebb, barnássárga táblás kristályok kisebb üregeket töltenek ki, és kalcittelérek kísérő ásványaként, a durvakristályos kalcit felszínén jellemzőek („csuklya"). Rajtuk a freatikus zónában fekete, mangán-oxidos bevonat is kialakulhat. A barlangjáratokban a feltáruló kisebb üregekben, illetve a Halál-kereszthasadék esetében az oldalhasadékban az alatta lévő formákat egységesen bekérgező barit kiválásként figyelhetők meg. Megjelenésükből, méretükből és helyzetükből adódóan ezek freatikus körülmények között, feltehetően még a barlang képződését megelőzően, vagy annak kezdetén jöhettek létre. Stabilizotóp-értékeik alapján a két barlangban, illetve az üreg- és repedéskitöltő, vagy üledékben található, különböző méretű barit kristályok egymáshoz képest nem mutatnak jelentős eltérést, ami hasonló fluidum-összetételre utal. A termálvizes eredetű, vagy beszivárgó vizekhez kötődő kiválásokban (elsősorban a borsókövekben) is észlelhető barit, de ezek mérete olyan kicsi, hogy csak elektronmikroszkóp segítségével tanulmányozhatók. Az apró táblás formák saját alakú kristályokként vannak jelen, és az aragonittűk felszínén, a kalcitkristályok közé beépülve, vagy a porózus borsókő apró üregeiben észlelhetők. Ezek keletkezése már a vadózus zónában történhetett. A kén az eredetileg finom eloszlású piritet is tartalmazó kőzeten keresztül szivárgó vízzel szulfátként kerülhetett be a rendszerbe. Bárium a karbonátos kőzetben nem jellemző: a szerves anyag oxidálódása során szabadulhatott fel, és érkezhetett a kiválás helyére, vagy esetleg a rétegsor valamely sziliciklasztos tagjának detritális földpát-tartalmából eredeztethető, és a barlangüregben a jelenlévő szulfáttal reakcióba lépve, az Eh-pH viszonyoknak megfelelően baritként válik ki (vö. BROOKINS 1988). A fenti összetevő anyagok forrásaként is feltételezhető a kőzetben megjelenő, eredetileg reduktív szerves anyag (bitumen), a mészkő sztilolitos réteglapjai mentén a Szemlő-hegyi-barlangban számos helyen feltárul (POROS 2011, POROS et al. 2012). Amíg a Szemlő-hegyi-barlang aránylag fiatalabb

„szpeleotémáiban" (pl. borsókövekben, porózus borsókövekben, „evaporatív frostwork"-ben) gyakori a barit, addig a Molnár János-barlang hasonló jellegű képződményeiből nem sikerült kimutatni.

A **nyomelem** geokémiai vizsgálatok eredményei alátámasztják az ásványparagenezisekre vonatkozó megfigyeléseket és megállapításokat *(79. ábra)*. A *magnézium* a freatikus karfiolszerű kalcitkéregben, a víz felszínén keletkező kalcitlemezekben, illetve a vadózus zóna cseppköveiben csak kis mennyiségben van jelen. A borsókövekben azonban (kiemelten a porózus borsókövekben), jóval nagyobb mennyiségben jelenik meg, ami összefüggésben áll a dolomit jelenlétével. A fentihez hasonló megállapítás a *stronciumra* is érvényes. A karfiolszerű kalcitkéregben és kalcitlemezekben észlelhető, átlagosnál nagyobb mennyiségű Sr a kiválás „rétegsorában" esetlegesen zárványként jelenlévő aragonitra utalhat. A borsókő és „evaporatív frostwork" mintákban – a vártnak megfelelően, mindkét barlangban – nagy mennyiségű Sr jelenik meg, mely feltehetően az aragonit kristálytűkbe beépülve található. A halványsárga, borsókövekkel együtt megjelenő cseppkövekben a borsókőre jellemző laminák fenti összetétele miatt észlelhető a megemelkedett Sr-tartalom. A *bárium* a Szemlő-hegyi-barlang karfiolszerű kalcitkérgében és kalcitlemezeiben aránylag kis mennyiségben van jelen, azonban (főként az utóbbi kiválástípus esetében) sokszorosan magasabb értékek is megfigyelhetők. Ennek oka detritálisan vízbe hulló és a kalcitba zárványként beépülő barit kristályok megjelenése is lehet. Az egyes vizsgált kiválástípusok „rétegsora" gyakran eltérő képződményeket is tartalmazhat, és az azokban megjelenő barit is okozhat nagyobb bárium-tartalmat. A barit általánosan magas arányban van jelen a borsókövekben és az „evaporatív frostwork" kiválásokban, és – a stronciumhoz hasonlóan – a halványsárga, borsókövekkel együtt megjelenő cseppkövekben is jellemző. A barna és vörös cseppkövekből, illetve a Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának képződményeiből azonban a bárium hiányzik, vagy csak elhanyagolható mennyiségben van jelen. A *vas* (összes vas) a legtöbb barlangi kiválásban megjelenik. A kalcitlemezekben és a borsókövekben, illetve halványsárga cseppkövekben nagyobb mennyiségben is jellemző. Érdekes módon a kiválások színével általában nem mutat összefüggést. A barna és vörös cseppkövek – a várttal ellentétben – kevesebb vasat tartalmaznak, mint a fenti kiválások. *Mangán* csak néhány kiválás esetében volt kimutatható (Szemlő-hegyi-barlang kalcitlemeze, borsóköve, halványsárga (borsókövekkel társuló) cseppkövei, valamint – nagyobb mennyiségben – a Szent Lukács-ág „evaporatív frostwork" kiválása). A vas (Fe^{2+}) és a mangán (Mn^{2+}) a karbonátos képződmények kristályrácsába épülhet be, vagy oxidált formában (pl. Fe^{3+}) a kristályok között, a hézagokban, kristály elvégződéseknél szilárd zárványként lehet jelen. A Mn és Fe kimutatására irányuló **katód luminoszkópos vizsgálatok** szerint azonban ezek a kiválástípusok (egy kivétetől eltekintve) nem lumineszkáltak, ami arra utal, hogy nincs a kristályokban jelen Mn^{2+}, ami a jelenséget erősíti, illetve Fe^{2+}, ami azt tompítaná (vö. TUCKER 1988). Ez a képződmények oxidatív környezetben történő létrejöttére utal. (Meg kell jegyezni azonban, hogy ha elég sok vas van a kristályrácsban, akkor – bár lehet mellette mangán is –, nem fog lumineszkálni.) A barlangnál idősebbnek feltételezett, kisebb üregben megjelenő durvakristályos kalcit azonban zónás (erőteljesebb, narancssárga és tompább) lumineszcenciát mutat, ami redukált állapotú mangán (és vas) beépülését feltételezi. Ezek a kiválások tehát reduktív oldatból keletkezhettek. A felvételeken látszik, hogy repedések, kristálylapok mentén tompább lumineszcencia jelenik meg. Ez a Mn^{2+}/Fe^{2+} arány változását is jelezheti, illetve utalhat arra is, hogy a képződményt a kiválását követően utólagos hatások érhették, és az eredeti oldathoz képest eltérő Eh

állapotú és összetételű (Fe- és Mn-tartalmú) vizes oldattal léphetett a kristály hasadási felületek vagy repedések mentén kölcsönhatásba. A Pettyes-terem vastag kalcitkérgének kiválás-együttesében, a kezdeti durvakristályos kalcitokon megjelenő vékony fehér („borsókő-szerű") sáv halványan, tompán lumineszkál, ami a fenti Mn^{2+} (és Fe^{2+}) beépülésére utalhat. A sáv felső részén vékony fekete (Mn-oxidos?) csík jelenik meg. Ez alapján a redox viszonyok változása: a termálvíz oxidatívból reduktívvá, majd ismét oxidatívvá válása feltételezhető. A Molnár János-barlang „Vulkánok" karbonátkiválás kúpjainak mintái tömeges lumineszcenciát mutatnak, ami a létrejöttükkor fennállott reduktív környezetre utal.

Az **UV-fluoreszcens mikroszkópos** vizsgálatok során általánosan megfigyelhető, hogy a mikrites, opak sávok, laminák élénken fluoreszkálnak, míg a tisztán pátos kristályos szakaszok, illetve aragonit kristálytűk esetében ez a jelenség nem jellemző. A kalcitlemezek középső, vékony sötétbarna mikrites része, a borsókövek sötétbarna, mikrites laminái, illetve a cseppkövek vékony, sötétbarna sávjai látványosan fluoreszkálnak. A freatikus kiválásoknál ez nem jellemző, vagy csak kis intenzitással, a kristály-terminációkon megfigyelhető mikrites szakaszoknál észlelhető. DRAVIS & YUREWICZ (1985) szerint a jelenséget a szerves anyag megjelenése okozza. Ezek mikrobák életműködésének jelenlétére (ARP et al. 2010), vagy a beszivárgó vizekkel érkező huminsavak, fulvosavak zárványként történő beépülésére utalhatnak. Az utóbbi a talaj felszíni jelenlétét és a talajaktivitást jelzi, hiszen a huminsavak és a fulvosavak a talajon keresztülszivárgó vízben dúsulhatnak és szállítódhatnak a barlang járataiba, ahol a kalcitkristályokba épülve megőrződhetnek (pl. WHITE & BRENNAN 1989, FAIRCHILD & BAKER 2012). Ezáltal a paleoklíma és paleokörnyezet rekonstrukcióhoz, kutatásokhoz hasznos információt nyújthatnak (vö. MCGARRY & BAKER 2000) A UV-fluoreszcens mikroszkópos felvételeken a sötétbarna, mikrites, fluoreszkáló laminák megjelenése és váltakozása a felszíni talajaktivitás változását, periodikus (évszakos?) ismétlődését mutathatja. Ilyen jelenségek például a Hosszú-folyosó végéből gyűjtött, borsókövekkel váltakozó sötétbarna cseppkő részeken is megfigyelhetők.

6.6.3. A borsókő hipogén és epigén keletkezésmódja

A borsókő kiválástípus többféle genetikával képződhet. A közönséges borsókő általában sárga vagy fehér színű, koncentrikus szerkezetű gömböcskék halmaza. Általános vélemény szerint, a Szemlő-hegyi-barlang tömeges borsókő-előfordulása a meleg vízű tó szintje fölötti vadózus zónában, evaporáció és CO_2-kigázosodás eredményeként (vagy a felszínről beszivárgó, és a barlangi huzat hatására bepárlódó vízből) keletkezett.

A hazai kutatások borsókövet először a Szemlő-hegyi-barlangból említenek. KESSLER (1936) a barlangot kitöltő meleg vizekhez kötötte az elsőként innen leírt, „kővirágokhoz" hasonlított barlangi kiválásokat, valamint a meleg vizű, nyílt tükrű tó felszínén mészhártyaként kivált, majd víz alá süllyedt és az oldalfalak kiugró párkányaira cementálódott vagy az aljzaton felhalmozódott kalcitlemezeket. KADIĆ (1936)-hoz hasonlóan megfigyelte, hogy a kiválások csak egy bizonyos magasságig díszítik a falakat, az alatt viszont mindenütt megtalálhatók, és legnagyobb vastagságban a barlang aljzatát borítják. Elméletét a Bódva völgyében, egy sziklafal tövében fakadó meleg (22 ºC) forrás (Szalonnai-forrás) környezetében észlelt üstszerű formák és hasonló megjelenésű kiválások

analógiájára alapozta. GÁNTI (1962) a borsókő hévizes keletkezését taglalja, és először KRAUS (1990) is meleg vizes víz alatti kiválásként említi a borsóköveket. Későbbi (KRAUS 1993) írásában részletesen foglalkozik a borsókövek keletkezésére vonatkozó elméletekkel. Hangsúlyozza, hogy ezek a kiválástípusok nemcsak termálvizes barlangokban fordulnak elő, hanem a hidegvizes Szabadság-barlangban (BALÁZS 1961) is. A Rejtek-zsomboly és az Esztramos barlangjainak borsóköveit szintén melegvizes eredetűnek tartották (KÓSA 1963, VAJNA 1975). SZENTHE (1970) a Vecsem-bükki-zsomboly szétfröccsenő vizének korallszerű borsóköveit aeroszol-kiválásként értelmezi. RÓNAKI (1980) szerint a barlang belsejéből áramló levegő aeroszol tartalmából a szűkületek sziklabordáin „huzatborsókő" kiválás történik. KRAUS (1993) a Carlsbad-barlangban tett látogatását követően ismerte fel, hogy a Szemlő-hegyi-barlang borsókövei feltehetően a légtérben, a szivárgó víz bepárlódásával keletkeznek („Szemlő-modell"). A korábban borsókövekhez sorolt víz alatti kiválásokat szegfűkalcit, bocskoros cseppkő és szögletes borsókő néven különítette el, utalva az eltérő genetikára.

A borsókő képződésénél fontos szerepet játszó párolgást erősíti a járatban folyamatosan jelen lévő levegőáramlás, a „barlangi huzat". A járat középső szakaszába „belógó", nedves falszakaszokat, illetve a gömbfülkék peremét a huzat folyamatosan szárítja, ezáltal párolgást idéz elő. A huzatmentes bemélyedéseken, gömbfülkékben ez a hatás nem, vagy csak korlátozott mértékben érvényesül, ezért itt nem képződnek borsókövek (a karfiolszerű kalcitkéreg felülete őrződött meg).

HILL & FORTI (1997), KOLESAR & RIGGS (2004) és mások szerint ez a kiválástípus többféle módon is létrejöhet: (1) a párolgó tó felszínéről a vele érintkező, mállott kőzetfelületen kapillárisan felkúszó, túltelített vízfilm elpárolgásával; (2) a magasból lecseppenő víz szétporladásával („spricc" borsókő); (3) a kiálló falfelületeken a lecsapódó vízpárát (aeroszolt) vagy a falfelületen szivárgó vízfilmet „szárító" huzat hatására („huzatborsókő"). Borsókő kiválhat a következő folyamat során is: (4) a meleg vizű tó párolgásával – és CO_2 kigázosodásával – a magasabban húzódó hidegebb falfelületre kondenzvízként lecsapódó vízpára a légtér CO_2-ját felvéve – esetleg a beszivárgó vízzel elegyedve –, a keveredési korrózió jelenségének köszönhetően oldóképessé válik. Az üreg falfelületén lecsorgó, kezdetben még agresszív, telítetlen vízfilm azonban lejjebb, a tóhoz közeledve egyre melegebb kőzetfelületen, fokozatosan túltelítetté válik, és a vadózus zóna alsóbb járatszakaszain, a CO_2-kigázosodás és párolgás következtében, borsókőként válik ki belőle a $CaCO_3$ (pl. AUDRA et al. 2007; *l. fent* KRAUS 1993). Ezt az alsó borsóköves szakaszt a felső, borsókő-mentes részektől az ún. „borsókő-vonal" („popcorn line") választja el. Felette a hűvösebb falakon kondenzvíz korrózió, alatta a termálvíz melegítő és szárító hatására karbonát kiválása történik. A rózsadombi barlangok borsóköveinek létrejöttéért főként az (1) és (4) folyamatok lehetnek felelősek (*l. még* MÜLLER (1974) és KRAUS (1993) modelljeit), az utóbbi időben zajló, jelenlegi borsókő-képződést pedig a (3) folyamat okozhatja.

Az apró borsókő és az ún. „evaporatív frostwork", kristálybokor kiválástípus a **Molnár János-barlang Szent Lukács-ágában** az oldalfalakon jelenik meg, a főtén és az aljzaton nem jellemző (kivétel a barlang oldaljáratának legfelső, végponti aljzata). Általában apró kristályokból álló, porózus, törékeny, tűszerű megjelenésű. Változatos ásványtársulás alkotja: a gipsz alatti és melletti részeken kalcit, aragonit és dolomit, a gipsz felületén pedig huntit. A kalcit a barlangrész oldaljáratának végpontján fehér színű, gyengén cementált, és a még kevésbé cementált, halványsárga dolomitból álló kiválással egy felület mentén érintkezik. A kétféle ásvány stabilizotóp értékei

hasonlóak, erősen negatív $\delta^{18}O$ és pozitív $\delta^{13}C$ jellemzi. Ez a szén esetében a beszivárgó víz hiányára (illetve hosszú kőzet-víz kölcsönhatásra), párolgásra, az oxigén esetében pedig aránylag magas hőmérsékletű víz eredetre utal. A kiválás feltehetően a járat agyagos, oldott, „mállott" oldalfalának pórusai mentén, a termálvizű tó vízfilmjének kapilláris „felkúszása" és bepárlódása során keletkezhetett. Mivel a járat természetes főtéjében lekerekített mennyezeti oldásforma, valamint gömbfülke található, elképzelhető a termálvíz párolgása és a főtén lecsapódó pára kondenzvíz korróziója, majd lejjebb csorogva, az alsóbb szakaszon történő bepárlódása is. A fő barlangjáratban a bontott agyagos aljzat peremén, a fal mentén több helyen is a bontásnál (2008) fiatalabb, jelenleg is képződő fehér tűs, apró borsókőszerű kiválások láthatóak, melyek közelében sikerült lentről felfelé irányuló hőáramot kimutatni. A kisméretű járaton belül a levegő hőmérséklete a tó vízszintjétől felfelé távolodva csökken (WEIDINGER et al. 2017). A Szent Lukács-ág „evaporatív frostwork" kiválásai tehát termálvíz párolgásának köszönhetően jönnek létre, és jellegzetes, vadózus-zónabeli hipogén barlangi képződménynek tekinthetők. A falat adott szakaszokon és magasságban egyenletesen borító gipszkéreg ugyancsak a termálvíz feletti szakaszon végbemenő párolgásnak köszönhető *(l. még később)*. A gömbfülke, illetve a mennyezeti kupolaszerű oldásforma ugyancsak (legalábbis részben) vadózus zónában, kondenzvíz korrózióval létrejött forma (vö. MÜLLER 1974, SZUNYOGH (1984); *l. korábban 6.3 fejezet*). Az oldalág végpontján, magasabb helyzetben, az oldalfalon található fehér, cementáltabb kalcit „frostwork" kora 6860 (6540-7180) év. Ez arra utal, hogy a barlangjárat kb. 6800-6900 évvel ezelőtt már légteres volt, és ez a rész a vadózus zónában húzódott *(l. még később)*. (A Kessler-teremben evaporatív módon létrejött karbonátos képződményeket nem sikerült azonosítani.)

A **Szemlő-hegyi-barlang** borsókövei a fentinél jóval változatosabb megjelenésűek és szerkezetűek. Apró, fehér, laza szerkezetű, tűs, gyengén cementált „frostwork" ebben a barlangban is megtalálható, ásványos összetétele általában kalcit és aragonit. A Kinizsi-szakasz felső, oldalsó részén található tömeges megjelenésű, repedezett, matt (fénytelen) fehér borsókő a mikropetrográfiai vizsgálataim alapján szorosan egymás mellett található aragonit tűkristályokból áll. A laminák gyakorlatilag koncentrikus héjszerűen egymáson lévő tűkristály rétegek. A képződmény stabilizotóp értékei a Szent Lukács-ágban vizsgált „frostwork"-höz hasonlóak, vagyis erősen negatív $\delta^{18}O$ és pozitív $\delta^{13}C$ jellemzi. A korábbihoz hasonlóan a szén értéke itt is a (termál)víz, párolgásra, az oxigéné pedig aránylag magas hőmérsékletű víz eredetre utalhat. UV-fluoreszcens mikroszkópban az aragonit-tűk nem fluoreszkáltak. A borsókőben megfigyelhető utólagos repedést kalcit tölti ki, amely azonban élénk fluoreszcencia jelenséget mutat. Ez későbbi, beszivárgó vízből kiváló kalcitkitöltésre utal. Az aragonittű-rétegek a fentiek alapján feltehetően termálvizes eredetűek, annak párolgásához kötődhetnek, bár lokális megjelenésük ezt megkérdőjelezi.

A „koneprusi rózsa" néven említett képződmények (Hosszú-folyosó vége) alapja aragonit kristálytűkből épül fel, és a tűpamacsok közti pórusokban és a tűk felszínén apró, saját alakú táblás baritkristályok növekednek. A kristálytűk közti pórusokat általában kalcitkristályok töltik ki. Röntgen pordiffrakcióval csak a kalcit jelenléte mutatható ki *(l. még alább)*. Ezek stabilizotóp értékei a fentihez képest kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és negatívabb $\delta^{13}C$ értékeket mutatnak, ami alacsonyabb hőmérsékletű vízből történő kiválást és esetlegesen a csapadékvíz hatását sejteti.

A barlang alsó szakaszán általánosan előforduló, többnyire sárga színű, ritkábban fehér közönséges borsókő belső, kezdeti szakasza fehér, aránylag laza szerkezetű, tűkristályszerű,

feltehetően aragonittűkből felépülő, és stabilizotóp mezeje a fentihez hasonló átmeneti értékeket mutat. Mivel a képződmény röntgen pordiffrakciós felvétele csak kalcit jelenlétét mutatta, pontosan nem eldönthető, hogy a kalcit mellett kis mennyiségben aragonitot is tartalmaz-e. A pásztázó elektronmikroszkópos felvételek alapján jellegzetes, stronciumot is tartalmazó kristálytűk ismerhetők fel. Ezek aragonitként is megőrződhettek, vagy neomorfózissal (aragonit-kalcit inverzióval, vö. FOLK 1965, TUCKER & WRIGHT 1990), a szöveti kép megőrzésével kalcittá alakulhattak. A hegyes elvégződésű, tűkristályos rétegeken megnyúlt, egymáshoz tömötten rendeződő oszlopos kalcitkristályos, helyenként baritot is tartalmazó rétegek találhatóak. Esetenként ezeket újabb tűkristályos rétegek követhetik. Vékonycsiszolatban "sztromatolit-szerkezet"-et mutató, mikrites, élénken fluoreszkáló laminák, és kevésbé vagy nem fluoreszkáló, oszlopos pátos kristályokból álló rétegek váltakoznak. Ez makroszkóposan egymásra épülő héjakként figyelhető meg. Az élénken fluoreszkáló részek szerves anyag jelenlétére utalnak, amit okozhat mikrobiális működés, vagy a felszínről beszivárgó vízzel érkező humin- és fulvosavak jelenléte *(l. korábban)*. A borsószerű forma alakját a kezdeti aragonittűk, és/vagy a mikrites "sztromatolit-szerű" szerkezet, és az ezek felületére merőlegesen, kifelé sugárirányban növő megnyúlt pátos kristályok, illetve ezek egymásra szuperponálódó helyzete adhatja. E borsókövek stabilizotóp mezeje általában jelentős eltérést mutat a korábbi típusokétól. Relatíve pozitívabb, kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és jóval negatívabb $\delta^{13}C$ értékek jellemzőek. Ez alapján e borsókő-típusok héjainak képződése valószínűleg a felszínről beszivárgó víz bepárlódásához kötődhet. A sárga színű borsókövek gyakran nem különíthetőek el élesen a rajtuk képződő sárga, halványsárga cseppkövektől. Ezek vékony, barna, mikrites laminái szintén élénken fluoreszkálnak, és mm-nél kisebb oszlopos kalcitkristályokból álló rétegekkel váltakoznak. A borsókövön képződő függőcseppkő alapvetően morfológiája alapján különíthető el, melyben a szöveti kép is jellegzetes, megnyúlt oszlopos kristályokat mutat. Ezek metszetben a függőcseppkőre utaló belső, szabályos kör alakú szekezetből, és annak felületéről sugárirányban kifelé növekedő kristályokból állnak. Ez alapján jól elkülöníthetőek a borsókő kezdeti, belső szakaszának szerkezeti képétől.

A borsókő gyakran jól fejlett, nagyobb méretű cseppkövekkel is váltakozhat. A Hosszú-folyosó végén a sorozat fehér, főként tűkristályokkal jellemezhető, borsóköves résszel kedődik (ún. "logotit", *l. még alább*), melyen sötétbarna cseppkőkéreg képződik. Ezt újabb borsóköves sáv követi, majd újabb sötétbarna cseppkő következik. A sorozat végét halványsárga, apró borsóköves sáv zárja. A borsőkövek és cseppkövek sötétbarna laminái is élénken fluoreszkálnak. A legbelső, átmeneti stabilizotóp mezőbe tartozó borsóköves, tűkristályos rész kivételével a többi szakaszt kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és pozitív (vagy 0-hoz közeli) $\delta^{13}C$ értékek jellemzik, ami a barna cseppkőre is igaz *(magyarázatát l. később)*. Ebben az esetben a képződményt létrehozó víz uralkodóan szintén a felszínről származhat.

A borsókő-oszlopok („logomitok", pl. Örvény-folyosó alja) és fenti megfelelőik („logotitok") szerkezete jellegzetes belső, és rajta fennőtt, jól elkülöníthető, külső, borsóköves részből állnak. A belső rész fehér, tűkristályok és kalcitkristályok, apró borsókövek bonyolult szerkezetéből áll. UV fényben kevésbé fluoreszkál, stabilizotóp értékei a borsókövek belső fehér részéhez hasonlóak. A külső szakasz borsókövekből a fentiekben ismertetett fehér, vagy sárga borsókövekből áll. A logomitokon vékony kalcitlemezek is megfigyelhetőek. A képződmények (belső részük)

helyzetükből adódóan feltehetően a termálvízzel, annak párolgásával hozhatók összefüggésbe, azonban nem kizárt a felszínről beszivárgó vizek hozzájárulása sem.

A fentiek alapján jól látható, hogy a borsókő, illetve „frostwork" képződhet a termálvíz párolgásához kötötten, illetve a felszínről beszivárgó vizek párolgásának következtében is. A barlangban jól elkülöníthetőek az előbbihez kapcsolódó aragonit-kristálytűkből álló borsókövek, és a tisztán beszivárgó vízhez köthető képződmények is. A kettő között azonban számos átmenet található, és a barlang fő járataira jellemző nagy mennyiségű, gyakran cseppkövekkel váltakozó borsókőkiválás létrejöttében véleményem szerint a termálvíz párolgása, és a beszivárgó víz együttes, időben és térben változó arányú hatásának eredménye. Létrejöttükben tehát összességében hipogén és epigén folyamatok is szerepet játszhattak.

6.6.4. Képződmény-együttesek

A korábban részletesen ismertetett barlangi kiválástípusok ritkán jelennek meg önálló képződményként; a járatok rétegsorában általában képződmény-együttesek jellemzőek.

A borsókövek gyakran képeznek cseppkővel közös kiválás-együttest. A párolgáshoz kötődő borsókő és a szivárgó, lefolyó, csepegő vízből képződő cseppkő rétegei általában váltakoznak, ami a beszivárgó víz csepegésintenzitásának és a huzat erősségének, valamint a termálvíz jelenlétekor a meleg víz párolgásának függvénye. A szöveti-szerkezeti képen belül az általában jellemző oszlopos kalcit ott árulkodó, ahol aragonit tűkristályok vagy azok maradványai is megfigyelhetők. A barit jelenléte is meghatározó lehet. A borsókő jellegzetes, „sztromatolit-szerű" szerkezete is segítheti az elkülönítést. UV fluoreszcens felvételeken mind a borsókő, mind a cseppkő mikrites laminái fluoreszkálnak.

A borsókőborítás alatt helyenként korábban képződött (általában barna színű) cseppkövek találhatók, illetve közben és alatta is megfigyelhetőek borsóköves vagy aragonit tűkristályos részek. Ez a beszivárgás intenzitás és a párolgás erősségének időbeli változását mutatja.

A karfiolszerű kalcitkérgeken belül (pl. Pettyes-terem) megjelenő vékony fehér karbonátkiválás (és rajta a fekete Mn-oxidos vékony csík) apró borsókövekre emlékeztet, és a rétegsoron belül más helyeken is jól nyomon követhető. A borsóköves kifejlődés a magasabban lévő szakaszokon látványosabb is lehet. A borsókő megjelenése a freatikus rétegsorban a vízszint időszakos csökkenésére utal, melynek során az adott járatszakasz a freatikus zónából a vadózus zónába került, majd a vízszintemelkedéssel ismét a freatikus zónabeli kalcitkéreg keletkezett. A borsóköves kiválás anomálisan élénken fluoreszkál, ami szerves anyag beépülésére utal (mikrobák tevékenysége és/vagy felszíni, talaj eredetű huminsavak, fulvosavak beépülése). A lumineszcencia jelensége pedig Mn^{2+} (és Fe^{2+}) ionok beépülését sejteti, amely reduktív körülmények között történhetett. A kalcitkérgen belül megjelenő, jellegzetes egyenes, vékony mikrites szerkezettel jellemezhető (fluoreszkáló) kalcitlemezek nyugodt tükrű víz felszínén lejátszódó karbonát kiválást jeleznek, melyek a freatikus zónába süllyedve a kalcitkéreg felszínén lerakódtak, és rajtuk további kalcitkéreg kiválás történt. Kormeghatározásaim alapján a Szemlő-hegyi-barlang karfiolszerű kalcitkérgei akár közel 360-390 ezer évesek is lehetnek *(l. 5.11 és 6.7.3 fejezetek)*, azonban a nagyobb mértékű vízszintváltozások miatt ezek rétegsora nem folyamatos, benne a kalcitkéregtől eltérő kiválástípusok is megjelennek. Amíg a Devils Hole (vö. KOLESAR & RIGGS 2004, COPLEN 2007) vastag karfiolszerű kalcitkérge

jelenleg is víz alatt képződik, és belőle 500 ezer éves folyamatos klímaváltozás nyomai vizsgálhatók, addig a Szemlő-hegyi-barlang kalcitkérgéből ezt legfeljebb csak a folyamatosan víz alatt fejlődő szakaszok kiválásait vizsgálva lehetne megtenni, ám azok is inkább a folyamatosan hűlő termálvizet jelzik, melyre az esetleges további klímabélyegek kis mértékben szuperponálódhatnak.

A klíma és tektonika által vezérelt vízszintváltozásokat a barlangban összességében megjelenő kiválástípusok, azok helyzete és paragenetikai sorrendje együttesen tükrözi.

A vékony kalcitlemezek központi része mikrites és fluoreszkál, míg a lemezek oldalsó (és alsó) peremein dendrites, „tollpihe-szerű" kristályok, kalcit trilet szubkristályok (vö. JAMTVEIT et al. 2006, JONES 2005, JONES & RENAUT 2010) figyelhetőek meg, felső részén rövid (zömök) oszlopos, illetve szabályos kalcit romboéderek, alsó részén pedig oszlopos kristályok jellemzőek. Ezek megjelenése sekély vízmélységet és alig telített vizet jelez, a nagyszámú vékony kalcitlemez pedig a gyakori összetöredezést és lesüllyedést mutatja. Ez a tó szegélye mentén magyarázható a gyakori, kismértékű (cm-es) vízszintingadozással, továbbá földrengés által keltett hullámzással, vízcsepp vagy törmelék darab vízbe hullásával is (vö. KOLESAR & RIGGS 2004). Az egymáshoz cementálódott, megvastagodott kalcitlemezek nagyobb vízmélységet és telítettséget jeleznek, ahol a vízfelszínről lesüllyedő vékony lemezeken nagyobb méretű oszlopos kristályok (kalcitkérgek) növekedtek. A vékony kalcitlemezeken a vadózus zónában borsókövek (vagy cseppkőkérgek) is létrejöhettek, mely a sekély víz eltűnését mutatja.

6.6.5. Redox viszonyok változását jelző bevonatok

A barlangjáratokban található vörös és fekete bevonat esetében már a terepi észleléskor oxidált állapotú Fe és/vagy Mn-oxid (-hidroxid) ásványok jelenlétét feltételeztem. (A fekete szín nem utal egyértelmű Mn-jelenlétre, hiszen POROS (2011), és POROS et al. (2012) munkájából tudjuk, hogy például a mészkő sztilolitos réteglapjai mentén jellemző fekete színű anyag az esetek többségében nem mangán-oxidos képződmény, hanem „bitumen", vagyis egykori szén-hidrogén migrációra utaló szerves anyag.) Az általam vizsgált kiválásmintákban pásztázó elektronmikroszkóppal ki lehetett mutatni a vas és/vagy mangán jelenlétét. Ugyanakkor ezek pontos ásványos összetételét nem sikerült meghatározni, aminek az az oka, hogy a bevonat Mn-oxid (és Fe-oxid) ásványai nanoszemcse-méretben vannak jelen, így röntgenamorfnak bizonyulnak. A pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken megfigyelhető oldódásnyomok, fonalak, szerkezetek mikrobiális jelenlétre, közreműködésre utalhatnak. Ez összhangban áll ERŐSS (2010), vagy például BODOR et al. (2017) munkáival, akik recens biofilmből olyan vas-oxi-hidroxidot (ferrihidritet) mutattak ki, amely még nem kristályos formában volt jelen. ERŐSS (2010) BORSODI et al. (2012) és ANDA et al. (2017) mikrobiológiai kutatásai szerint például a Molnár János-barlangban kemolitoautotróf életmódot folytató mikrobaközösségek élnek, melyek életműködésük során a víz vas- és mangántartalmát oxidálják, és energiájukat e folyamatokból nyerik. A bevonatok létrejötte tehát az oxidáció mellett, mikrobák közreműködésével zajlik. Ugyanezen élő szervezetek a víz kéntartalmát is oxidálják, illetve a közösség más tagjai pedig redukálják azt (szulfid oxidáció és szulfát redukció, *l. később*).

A **Molnár János-barlang** tavainak vízszintje fölötti légteres rész falain, kb. 80 cm-es sávban egységes sötétbarna, fekete bevonat található. Mivel ez a gipsz"töviseken", valamint a bevonatmentes gipszek esetében a képződmények alatt is megfigyelhető, feltételezem, hogy a kétféle kiválástípus képződése valószínűleg egyszerre zajlik. Az aláhajló fal bevonatáról helyenként „függőcseppkő-szerűen" lelógó nyálkaszerű anyagok (ún. sznottitok) mikrobák jelenlétét jelzik (vö. HILL & FORTI 1997, PALMER 2007). Míg a víz szintje feletti bevonatokon általában gipsz is észlelhető, a freatikus zóna Fe-Mn-oxidos képződményei gipszmentesek. Ez utóbbiak nem köthetőek szabályos vertikális helyzethez: a víz alatti részek falain általánosan megfigyelhetőek. ERŐSS (2010) szerint megjelenésük a felszín alatti vizek redox-viszonyainak lokális megváltozásához, oxidatív vagy reduktív vizek adott ponton történő beáramlásához, keveredéséhez köthető.

A Szemlő-hegyi-barlang karbonátos kiválásainak rétegsorában (karfiolszerű kalcitkérgek) vagy alattuk, a fehér borsókövek bázisán megjelenő Fe- és/vagy Mn-oxidos vékony kéregszerű sáv képződése, illetve az aljzati üledékekben megfigyelhető réteg fekete vagy vörös „elszíneződése" a redox viszonyok megváltozásához köthető, és bizonyos esetekben a kiválás idején (a fentiek alapján) mikrobák közreműködése is feltételezett.

6.6.6. A gipszek keletkezésmódja

A gipszek keletkezése a barlangokban pirit (markazit), vagy H_2S oxidációja, illetve a kénsavas víz karbonátos kőzettel való reakciója során történhet. A S-O kötések felbontása jellemzően mikrobák közreműködésével történik, amely nagyobb mértékű izotóp"cserét" eredményezhet. A kén oxidációja, illetve redukciója több lépésben játszódik le, ami többszörös izotóp frakcionációt eredményez ($SO_4 \rightarrow SO_3 \rightarrow H_2S \rightarrow S \rightarrow SO_4$). A folyamat előrehaladtával a reakciótermékek ^{32}S-ben dúsulnak (negatívabb $\delta^{34}S$ értékekkel rendelkeznek). A H_2S oxidációja oxigén jelenlétében spontán is megtörténhet, azonban mikrobák is szerepet játszhatnak benne. A Thiobacillus thiooxidans a H_2S-et kénné, majd szulfáttá (kénsav!) oxidálja. Szén-hidrogén jelenlétében a Desulfovibrio desulfuricans a szulfátot kén-hidrogénné redukálja. A fenti folyamatokat HILL (1987) a Guadalupe-hegység barlangjaiban (pl. Carlsbad Cavern) és környékén előforduló gipsz, kén és pirit előfordulásaiban vizsgálta. A szulfát redukáló és szulfid oxidáló mikrobák egy közösségen belül is előfordulhatnak, és életműködésük során egyik a másik által előállított kén formát használja fel (vö. BORSODI et al. 2012).

A hipogén barlangképződés egy formája a kénasavas barlangképződés. A gipszek kéntartalmának eredete a jellegzetes kénsavas jellegű barlangokban lehet a süllyedő üledékes medencében képződő szénhidrogénből származó H_2S. Amint HILL (1987, 1990, 1995, 2000) munkáiból is kiderül, az amerikai MVT (Mississippi Valley típusú) ércesedések és a kénsavas barlangképződés (Carlsbad Cavern) is szénhidrogén-tároló üledékes medence (Delaware-medence) és karbonátos kőzetekből felépülő hegység (Guadalupe-hegység) találkozásánál történt, és a szénhidrogének éréséhez és migrációjához, a karsztos kőzetekeben kialakult felszín alatti vízáramláshoz köthető. TEMOVSKI et al. (2013, 2018) a Provalata-barlang gipszeinek kialakulását kőszénből származó kénforráshoz köti. A víztükör feletti, H_2S oxidációjához kötött kénsavas

barlangképződést (vö. FORTI et al. 2002) a fenti példákon kívül sok helyen megfigyelték (pl. Lechuguilla-barlang, New Mexico, HILL 2000; Frasassi-barlangok, Olaszország, GALDENZI & MENICHETTI 1995; Cueva de Villa Luz, Mexikó, HOSE & PISAROWICZ 1999; Chat-barlang, Franciaország, AUDRA 2007; Cserna-völgyi barlangok, Románia, ONAC et al. 2009, 2011; Kraushöhle, Ausztria, PLAN et al. 2012).

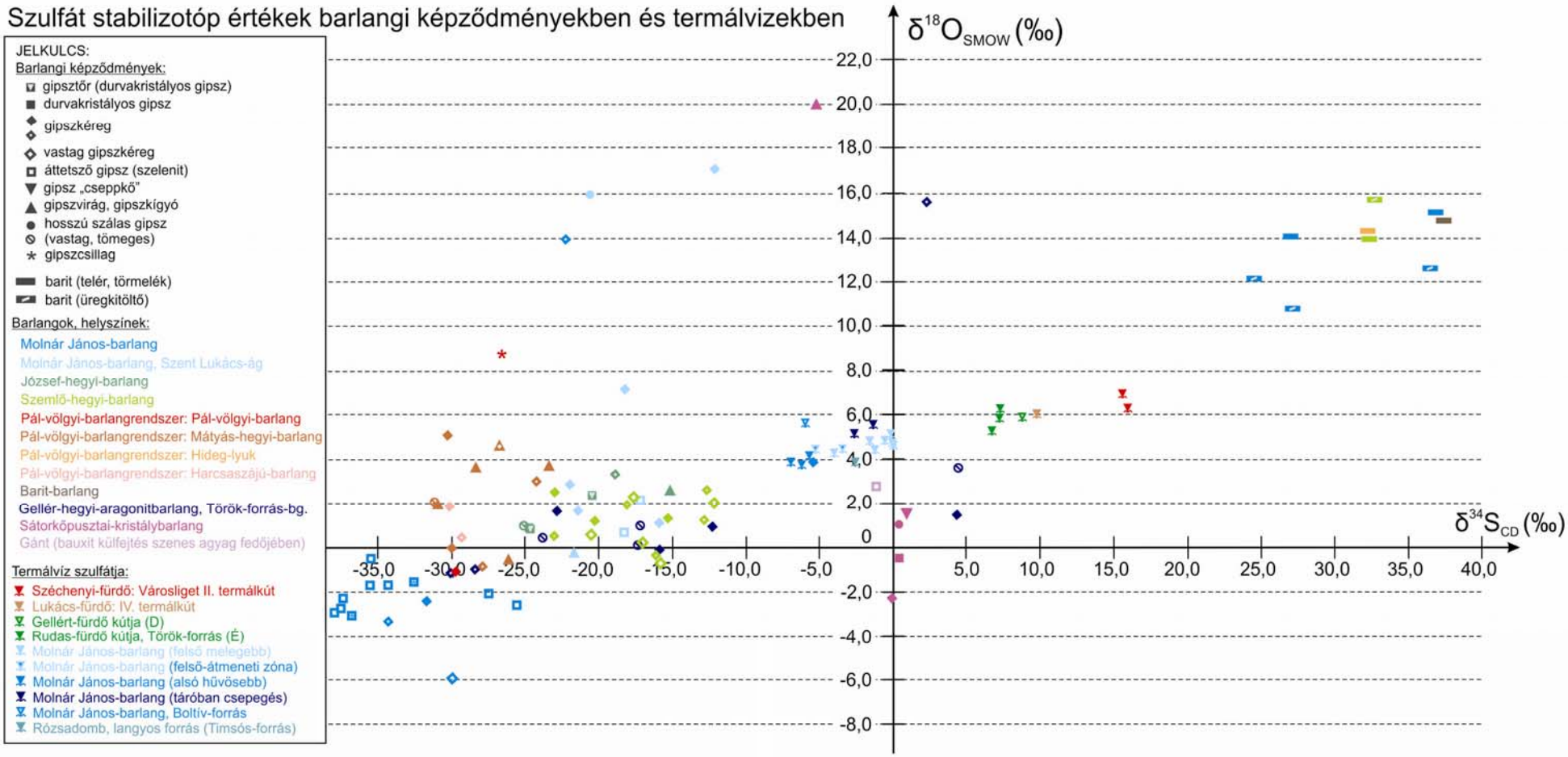
KESSLER (1936) az Óriás-folyosó gömbfülkéiben talált hófehér gipszkristályokat az egykor feltörő kénes források kiválásainak tulajdonította. LEÉL-ŐSSY (1995, 1997a, 2005) a budai barlangok gipsz előfordulásainak anyagát főként a fedő márga pirittartalmából származtatja, melyből a beszivárgó csapadékvíz szállítja a szulfátot a barlangjáratba. A gipsztőrök kialakulásánál azonban a meleg vizes eredetet is felveti. TAKÁCSNÉ BOLNER (2005a) a József-hegyi-barlang nagy mennyiségű gipsz előfordulását szintén a felszínről beszivárgó vizekhez, és azoknak a márga piritjéből eredő nagy szulfát-tartalmához köti.

A **gipsz** a **Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlangban** is a vadózus zónában fordul elő. Az utóbbi barlang gipszkiválásai alapvetően három csoportba oszthatók: (1) az oldott fal mállott, agyagos, illetve elváltozott külső részében, attól a barlangüreg felé növekedő, az üregben is megjelenő durvakristályos, áttetsző gipszkristályok (szelenitek); (2) az oldalfalat egyenletes vastagságban bekérgező, finom kristályos fehér gipszkérgek, gipszbevonatok; valamint (3) a vízszinttől távolabbi, vékony repedésekben, réteglap menti elválások között megjelenő vékony, fehér gipszkiválások. A Szent Lukács-ágban egy-egy helyen kis mennyiségben a gipszkéreggel társulva a fal irányából kifelé csavarodva, kristálylapok siklatásával növekedő gipszkígyók és az agyagos üledékben gipsz szálak is megfigyelhetők. A Kessler-teremben a repedésben képződött gipszeket leszámítva a többi kiválás jelentősen negatív $\delta^{34}S$ és kissé negatív $\delta^{18}O$ értékekkel jellemezhető. A Szent Lukács-ág gipszeire, megjelenési formától függetlenül, az áttetsző gipsz és a fehér gipszkéreg esetében is az előbbinél relatív pozitívabb $\delta^{34}S$ és már pozitív $\delta^{18}O$ értékek mutatkoznak. Az ezektől eltérő izotópmezőbe eső értékek a Kessler-terem esetében a terem főtéje közelében húzódó repedést kitöltő vékony fehér, tömött gipsz, valamint a kovás elváltozott zónánál, telérnél található gipsz(kéreg). Az előbbi kevésbé negatív $\delta^{34}S$ és megleletősen pozitív $\delta^{18}O$, az utóbbi pedig csak kissé negatív $\delta^{34}S$ és pozitív $\delta^{18}O$ értékekkel jellemezhető. A Szent Lukács-ágnál a bejáratnál megfigyelhető finomkristályos fehér gipszkéreg $\delta^{18}O$-ra nézve mutat kisebb eltérést a barlangrész többi gipsz értékétől. A tömegesen megjelenő, hosszú szálas gipsz $\delta^{18}O$ értékei kiugróan pozitívak, az oldott főte repedéseiben jelen lévő vékony, fehér gipsz pedig a többihez képest kevésbé negatív $\delta^{34}S$ és kiugróan pozitív $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkezik. A barlangból mért piritek közül a kőzetben található piritgumóból meglehetősen negatív, -28,3‰ $\delta^{34}S$, a pirites ásványtelérből pedig kevésbé negatív, -7,8‰ $\delta^{34}S$ értékeket sikerült kimutatni. Ezek összehasonlítási alapot nyújtanak a gipszek stabilizotóp adatainak elemzéséhez. Mindehhez figyelembe kell venni továbbá a víz kén-hidrogén tartalmát és SO_4^{2-} értékeit is. A barlangi és langyos források $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értékei az izotópmezőn belül egy csoportba tartoznak, és a hűvösebb vizekre relatíve negatívabb, a melegebbekre pozitívabb értékek jellemzőek. Kivételt képeznek a csepegő vizek, melyek a melegebb vizekhez képest is kissé pozitívabb $\delta^{18}O$ értékeket mutatnak. A Lukács termálkút $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értéke a többihez képest jelentősen pozitív tartományba esik. Jól látható, hogy a víz szulfátjának stabilizotóp értékei hőmérséklet érzékenységet mutatnak, valamint meghatározó fontosságú lehet a víz eredete, áramlási rendszeren belül betöltött szerepe, helyzete is *(l. fent)*. A langyos források és a Molnár János-barlang

vizei pirites alapkőzet repedéseit, üregeit töltik ki, ami meghatározó jelentőségű lehet a kén izotópok szempontjából, és negatív irányú eltolódást okozhat. A gipsz nem közvetlenül a termálvízben keletkezik, hanem közvetve, a termálvíz párolgásával, illetve annak a tó vízfelszíne fölött, a mállott falfelület mentén való kapilláris felkúszásával párlódhat be, ezáltal a befogadó kőzet piritjével lokálisan kölcsönhatás, kén izotóp „csere" játszódhat le. Ez a $\delta^{34}S$ értékét még negatívabb irányba tolhatja. A korábbiak alapján az is közismert (vö. HILL 1987), hogy a kénizotópok frakcionációjában életműködésükkel a kemolitoautotróf mikrobák is részt vesznek. Mivel a barlangból, egy adott közösségen belül, sikerült kimutatni szulfid oxidáló és szulfát redukáló alakokat is (BORSODI et al. 2012, ANDA et al. 2017), valószínű, hogy a folyamat nem csak egy irányban, hanem akár váltakozva is bekövetkezhet, vagyis az adott típusú mikrobák a másik által létrehozott „terméket" használják fel. Ezáltal pedig lokálisan H_2S termelődés is történhet, ami ezt követően oxidálódhat. Kimutatási határ körüli H_2S mennyiséget csak a Szent Lukács-ág bejárathoz közelebbi tavából és -30 m mélységből, illetve a langyos Timsós-forrásból sikerült mérni, relatív nagyobb mennyiségben pedig a Lukács IV. és V. termálkutak vizében volt jelen. Ez arra enged következtetni, hogy a mikrobák által termelt H_2S a barlangban csak lokális szinten van jelen, a nagy tömegű termálvízbe kerülve „hígulhat", illetve előbb-utóbb oxidálódik. A korábbi munkák (pl. HILL 1987) alapján közismert tény, hogy a mikrobák életműködésük során a ként felhasználva, annak stabilizotóp frakciójában is aktívan részt vesznek, így nem számítható pontosan, milyen irányú és mekkora izotóparány eltolódás történhetett. Ha a kén kiindulási értékének a piritgumó -28,3‰ $\delta^{34}S$-et vesszük, ahhoz képest a Kessler-teremben negatívabb, a Szent Lukács-ágban aránylag pozitívabb értékeket kapunk. A pirites telér -7,8‰ $\delta^{34}S$-jéhez, illetve a vizek szulfátjának $\delta^{34}S$-jéhez képest a Szent Lukács-ág értékei is negatívabbak, és csak a kovás elváltozott zónán megfigyelhető gipsz mutat annál pozitívabb értéket. A gipszek $\delta^{18}O$-ja a víz szulfátjáéhoz képest általában negatívabb, csak a repedéshez köthető gipszeknél, illetve a Szent Lukács-ág bejáratánál figyelhetőek meg annál pozitívabb értékek *(91. ábra)*. A fentiek alapján feltételezem, hogy a barlangban a vadózus zónában, a termálvíz szintje fölött a kőzet piritje oxidálódik, és lokálisan erősen kénsavas oldat keletkezik. Ez az oldat bepárlódik, és a párolgásnak, valamint a kőzet Ca-tartalmának köszönhetően gipsz válik ki. A durva kristályos áttetsző gipsz (szelenit) képződését inkább a piritgumókhoz, a finomkristályos gipsz keletkezését pedig a kőzet finom diszperz piritjéhez kötöm. Továbbá feltételezhető a termálvíz párolgása, és a lecsapódó pára pirites kőzettel történő reakciója, majd az oldat beszáradása is. Megfigyelhető, hogy a Kessler-teremben a csepegő vízzel érintett, nedvesebb falszakaszokon nincs gipszkiválás, csak a szárazabb felületeken, vagyis a gipsz kiválása csak adott nedvességtartalom *alatt* történik meg. A párolgással mind a kén, mind az oxigén stabilizotópok negatív irányba végbemenő frakcionációja lejátszódik. A Szent Lukács-ágban található gipszek kevésbé negatív $\delta^{34}S$ értékei arra utalnak, hogy itt a kőzet piritje mellett/helyett(?) a pirites erek szulfidja is lehet a gipsz kéntartalmának forrása. Az oxigén esetében a víznél negatívabb $\delta^{18}O$ gipszértékek szintén a termálvíz párolgására utalnak. Az átlagostól eltérő értékek többnyire a repedések mentén, magasabb helyzetben képződött gipszek esetében figyelhetők meg. Ezek a kén pirites telér-eredetére utalnak, a pozitívabb oxigén izotópok pedig a termálvíztől eltérő összetételű $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkező, felülről beszivárgó víz hatását sejtetik. A gipszek stabilizotóp értékeit tehát a közvetlen kiválási környezetben uralkodó körülmények határozzák meg.

A Szemlő-hegyi-barlang gipszei (a fentiekhez hasonlóan) meghatározott vertikális kiterjedési tartományon belül fordulnak elő. Ebben a barlangban csak az adott barlangjáratra jellemző, eltérő (~0,5-3 cm) vastagságú finomkristályos gipszkéreg található, illetve egy szakaszon (Április 3.-folyosó-Hópalota környéke) masszívabb gipsz is előfordul. Mivel a gipszkérgek egyenletesen borítják az alattuk található kőzetet/képződményeket, feltehetően az egykori víztükör felett, párolgásos úton keletkeztek. A kén forrása lehet(ne) a víz H_2S tartalma is, azonban a Molnár János-barlang vizsgálati eredményei alapján a kén-hidrogén előfordulás inkább csak lokális lehetett. A befogadó kőzet itt is a finom eloszlású piritet tartalmazó Szépvölgyi Mészkő, illetve az ugyancsak pirites bryozoás Budai Márga, melyet az azzal érintkező víz oxidálhatott, és kénsavas oldat jöhetett létre. Ez a karbonátos kőzettel, illetve képződményekkel érintkezve, annak Ca-tartalmát felhasználva, gipsz képződését eredményezte. A gipszkéreg növekedése belülről, a fal irányából történik, és fokozatosan tolja ki a korábbi gipszkéreg-részeket. A termálvízhez kötődő párolgás és a pirit oxidációból származó kén elméletet stabilizotópos eredmények támasztják alá. Ezek ugyanis a Szent Lukács-ág átlagos értékeivel esnek azonos mezőbe. Az oxigén esetében nem, csak a kénizotópoknál látható kisebb eltérés. Az előbbi forrása tehát, a Molnár János-barlang analógiájára, a termálvízhez köthető. A kénizotóp értékek az adott barlangszakasz helyzete és befogadó kőzete szerint csoportosulnak (mészkő: negatívabb, márga: aránylag pozitívabb $\delta^{34}S$). A stabilizotópok ebben a barlangban is az adott lokális, kiválási környezetre való érzékenységet mutatják. Feltételezésem szerint tehát a termálvíz párolgása során, a befogadó kőzet piritjének a páralecsapódás miatt kialakuló enyhén nedves környezetben való oxidációja kénsavas oldatot eredményez, s ennek a karbonáttal történő rekaciója következtében, aránylag már száraz környezetben keletkezhettek a gipszkérgek. A csepegő vizeknek köszönhetően nedvesebb falszakaszokon nem figyelhető meg gipsz, és egy adott járaton belül is látható, hogy míg a folyosó egyik oldalát gipsz borítja, a másik feléről hiányzik ez a kiválás-típus. (Az Április 3.-folyosó ÉK-i részén, a Hópalota közelében még vastag gipsz-előfordulás, a DNy-i részén pedig már a beszivárgó vizek hatására képződő cseppkövek, és a járat alján lokális állóvíz jellemző.)

A többi rózsadombi nagy barlangból, a Gellért-hegy néhány barlangjából és a Sátorkőpusztai-kristálybarlangból származó gipsz mintákból is végeztünk kén- és oxigén izotóp vizsgálatokat, azonban ezek részletes elemzése nem képezi doktori dolgozatom részét. Az alábbiakban egy nagyon rövid áttekintést adok, összehasonlítva a Molnár János-barlang és Szemlő-hegyi-barlang eredményeivel *(102. ábra)*. A többi rózsadombi barlang (köztük a József-hegyi-barlang és a Pál-völgyi-barlangrendszer egyes részei: Pál-völgyi-barlang, Mátyás-hegyi-barlang, Harcsaszájú-barlang, Hideg-lyuk) gipszeinek izotópmezeje egy csoportot képez a fenti két barlang negatív $\delta^{34}S$ értékeivel, és ebben az esetben a kén forrásaként alapvetően a piritet feltételezem. Ezzel szemben a Gellért-hegy dolomitban kialakult járatai (Török-forrás-barlangja, Gellért-táró kis ürege, valamint a Gellért-hegyi-aragonitbarlang alsó, mesterséges, dolomitban húzódó része) külön csoportot képez, mivel itt a $\delta^{34}S$ értékek pár a pozitív tartományba esnek. A Gellért-hegy barlangjai esetében a termálvíz magas H_2S-tartalma lehet a kén forrása (vö. POROS et al. 2010, ERŐSS et al. 2011a). A Dachsteini Mészkőben kialakult Sátorkőpusztai-kristálybarlang $\delta^{34}S$ értékei ugyancsak ebbe az utóbbi csoportba tartoznak. A barlang és környéke földtani helyzete alapján itt a kén forrásként a közeli szénmedence szenes rétegeinek kéntartalma is szóba jöhet. A Gellért-hegyi-aragonitbarlang magasabb szakaszából, az eocén alapbreccsában kialakult járatból származó gipsz $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értékei azonban a rózsadombi



102. ábra: A szulfát kén és oxigénizotópos méréseim eredményei gipszből, baritból és a víz szulfátjából

barlangok gipszkiválásaival mutatnak hasonlóságot. Ennek alapján itt a kén forrásaként az alapbreccsa és fedőkőzet esetleges pirittartalmát (is) feltételezem. A Gellért-hegy forrásaiból származó termálvíz szulfátja $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ tekintetében is a Lukács IV. termálkút és a langyos források, illetve a Molnár János-barlang értékei között található (a Lukács IV. kút értékeinél egy kicsit negatívabb). A Széchenyi-fürdő Városliget II. termálkútjának magas hőmérsékletű (76 °C-os) vizéből származó szulfát stabilizotóp értékei az előbbiekhez képest jelentősen pozitívabb értékekkel jellemezhetők. A fentiek alapján a hőmérséklettel egyenletesen nő a termálvíz $\delta^{34}S$ és $\delta^{18}O$ értéke is. Ez az összefüggés (részben) jó egyezést mutat SZABÓ (2009), illetve SZABÓ et al. (2009) eredményeivel, melyek alapján a langyos vizek kb. kb. -2 - -5‰ $\delta^{34}S$, a termálvizek kb. -10 - -17‰ $\delta^{34}S$, a hideg víz $\delta^{34}S$ értékei azonban kb. -2 -8‰ körüliek (az utóbbi tartományba esik az általam vizsgált, Molnár János-barlang tárójából gyűjtött csepegő vizek $\delta^{34}S$ értéke is). POROS et al. (2010), ERŐSS et al. (2011a), és MÁDLNÉ SZŐNYI et al. (2018) munkáiban publikált barit és gipsz kénizotóp értékek jó egyezést mutatnak a fentiekben ismertetett eredményekkel. Az általuk vizsgált, központi rendszerbe tartozó rózsadombi, a József-hegyi-barlangból és a Szemlő-hegyi-barlangból származó gipszek $\delta^{34}S$ értékei a -22 - -17‰ tartományba, a Molnár János-barlang gipszei pedig a -32 - -27‰ tartományba esnek. Az utóbbi negatív irányú izotóp eltolódására hívják fel a figyelmet. (A saját mérési eredményeim alapján a Molnár János-barlang gipszeinek $\delta^{34}S$ értékei -38‰ és -12‰, illetve -5,5‰ közötti, az inaktív, száraz barlangok $\delta^{34}S$ értékei pedig -31 és -12‰ közötti tartományba esnek.) További összehasonlítás itt a saját méréseimmel sajnos nem lehetséges, mert a gipszminták barlangon belüli gyűjtési helye és a pontos kiválástípus a publikációk alapján nem derül ki. A déli rendszer részét képező Török-forrás értékei -1,6-10,1‰ tartományba esnek, a Citadella-kristálybarlang gipszének $\delta^{34}S$ értéke pedig 2,3‰. A negatív irányba történő eltolódást ANDA et al (2015) munkája alapján a barlangból kimutatott mikrobiológiai hatásokkal magyarázzák, és közös genetikát feltételeznek. A központi rendszer (Rózsadomb) gipszeinek az előbbihez képest jóval negatívabb értékei esetében magyarázatként – ANDA et al. (2015, 2016) alapján – a pirit bakteriális oxidációját, és annak során bekövetkező negatív irányú $\delta^{34}S$ eltolódást feltételezik. MÁDLNÉ SZŐNYI et al. (2018) a déli rendszer vizeinek szulfátját evaporit összletekkel, a központi rendszer szulfátját pedig medenceeredetű kén-hidrogénnel hozza összefüggésbe, a rózsadombi langyos meteorikus vizek, források esetében pedig a szulfát forrásaként a fedő képződmények piritjét feltételezi. A központi rendszerből származó barit ásványok 25,3 és 38,1‰ közötti $\delta^{34}S$ értékekkel, a déli rendszerből származó minták pedig alig kevesebb, 22,7 és 23,7‰ $\delta^{34}S$ értékekkel rendelkeznek. A rózsadombi barlangokból vizsgált mintáim elemzései alapján a barit $\delta^{34}S$ értékei 24,5 és 37,3‰ közötti tartományban találhatók, mely jó egyezést mutat a fenti szerzők munkáiban publikáltakkal. POROS et al. (2010) a baritok kénforrásaként az idősebb evaporitokat feltételezi.

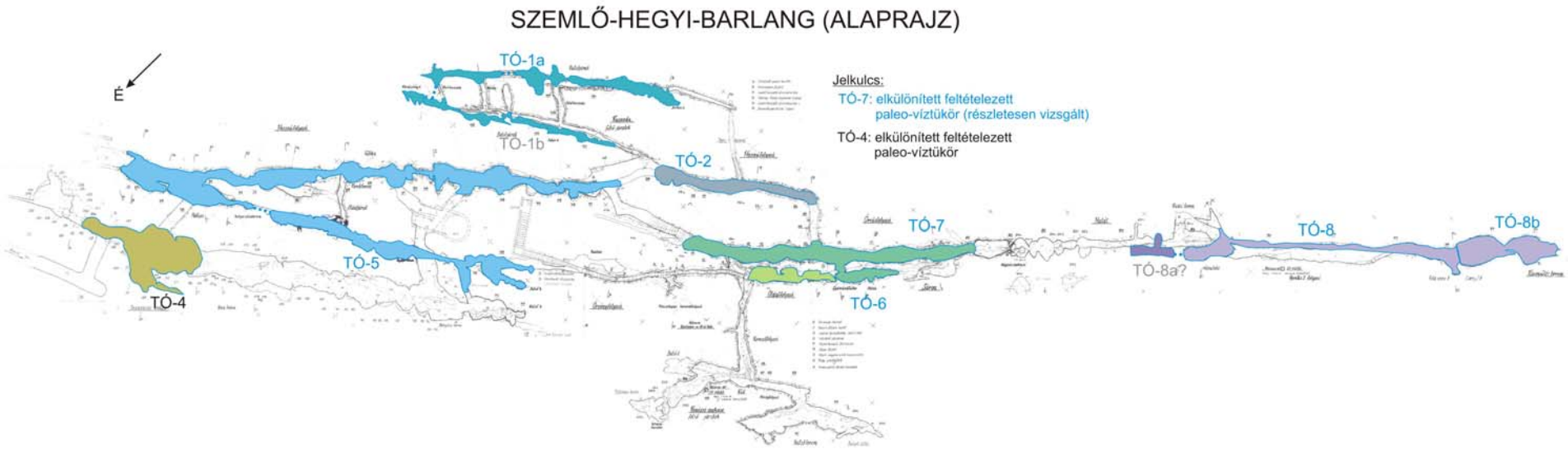
6.7. A BARLANGI KIVÁLÁSTÍPUSOK KORA, AZ EGYKORI TERMÁLVÍZ HELYZETE ÉS BECSÜLT HŐMÉRSÉKLETE

6.7.1. „Paleo-vízszintek" helyzetének és a tavak vízmélységének becslése

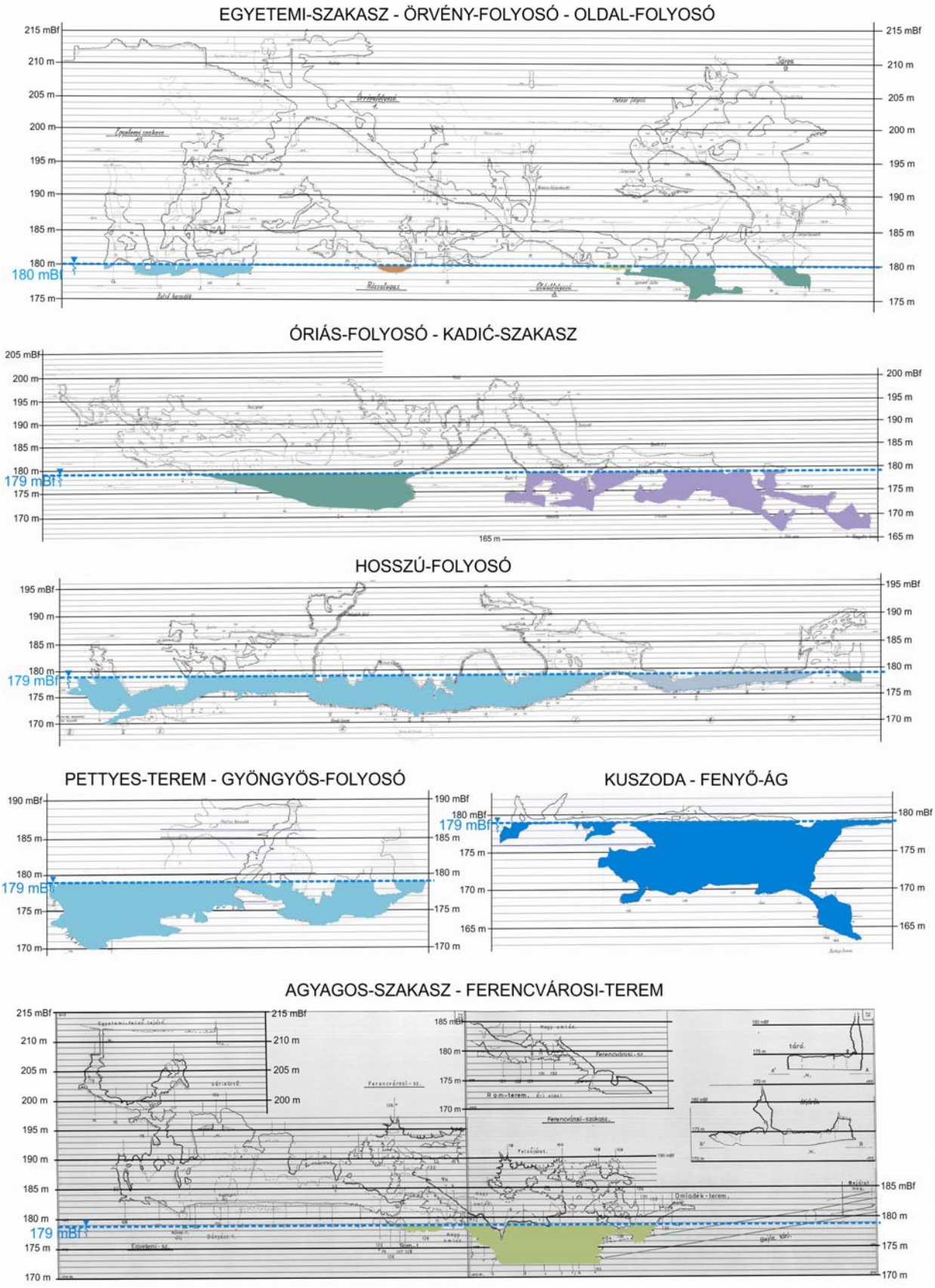
A feltételezett legmagasabb vízszint, ami a termálvizes képződmények kiválásának kezdetekor jelen lehetett, az egyes barlangszakaszokban az eltérő aljzati topográfia miatt eltérő mélységű tavakat eredményezhetett *(103–104. ábra)*. A Hosszú-folyosó nagyobb, ÉK-i szakaszában 179 mBf vízszintnél az egykori, feltételezett tó mélysége (az aljzat topográfia függvényében) 6 méter, illetve 8-9 méter lehetett. A folyosó gáttal elválasztott DNy-i részén ugyanakkor a víz becsült mélysége jóval kevesebb: csak 2-3 méter lehetett. Az ezzel párhuzamos Kuszoda Fenyő-ágában átlagosan 8-10 méter mély lehetett a tó, és a termálvíz szinte teljesen kitölthette a járatot; a Birkás-terem esetében pedig „kimélyülhetett" akár 15 méterig is. Ez azonban csak kis, aránylag szűk barlangszakaszt érint. A Hosszú-folyosó végétől a „gát" túloldalán, az Óriás-folyosó tava lehetett a legnagyobb (a folyosó méretei alapján) és szinte a legmélyebb is: kb. 8-9 méteres. A Kadić-szakaszban vízfelszín az Óriás-folyosó irányából nézve legközelebb (a „Gipszpalotát" és a Halál kereszthasadékát leszámítva) a Kadić-teremben jelenhetett meg, és DNy-ra a barlangszakaszban végig tó lehetett. Ennek mélysége helyenként a járat eltérő adottságaiból következően változhatott: Az Április 3.-folyosóban és a Hópalota szakaszán 6-7 méter, a Földszíve-terem esetében akár 12 méter. A Pettyes-teremben és a Gyöngyös-folyosóban 6-8 méter, az Egyetemi-szakasz alján azonban mindössze csak 1-2 méter mély tavat feltételezek. Az Agyagos-szakaszban a fentiek alapján (üledékkel kitöltött alsó járatrész) feltehetően nem volt nyílt vízfelszín, az omladék túloldalán, a Ferencvárosi-szakaszban viszont kb. 6-7 m mély tó valószínűsíthető. Az Örvény-folyosó aljában húzódó Oldal-folyosóban a képződmények helyzete alapján a víz szintje egy kicsit magasabban lehetett a többi szakaszhoz képest (kb. 182 mBf, 1,5-2 méter víz). A „gát túloldalán" ugyanakkor az Óriás-folyosó Gyémánt-fülkéjénél 179 mBf feltételezett (0,5-4 m vízmélység, a hasadékszerű járat különböző aljzatmélységű részeiben, a Meteor-folyosó és az Óriás-folyosó Sárga alját is beleszámítva).

6.7.2. Karbonátos barlangi kiválástípusok stabilizotóp értékei (és paleohőmérséklet becslése)

A $\delta^{18}O$ értékek a kiválási hőmérséklettel és a víz összetételével, míg a $\delta^{13}C$ értékek a vízben oldott karbonát (DIC) összetételével állnak kapcsolatban, ami függ a különböző eredetű oldott CO_2-tól, valamint attól, ami az elsődleges karbonátból beoldódott. Az előbbi esetben a negatívabb $\delta^{18}O$ általában meleg vízből történő kiválást jelez (CRAIG 1965). A pozitív és 0-hoz közeli, kevésbé negatív $\delta^{13}C$ értékek hosszú időn át tartó kőzet-víz kölcsönhatásra utalnak, és a tengeri C stabilizotópjával mutatnak kapcsolatot, illetve párolgás során is frakcionálódhatnak, eltolódhatnak a pozitív értékek felé. A negatívabb $\delta^{13}C$ talaj eredetű CO_2-ot és C izotópokat jelez (DEINES et al. 1974), és az eltolódás mértéke a C3-C4 növények (MCDERMOTT 2004) jelenlététől, mennyiségétől, illetve a beszivárgást követő kőzet-víz kölcsönhatás idejétől, mértékétől függ (vö. pl. SIKLÓSY et al. 2011).



103. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang járataiban (alaprajzi térkép)rekonstruált fél millió évvel ezelőtti „paleo vízfelszínek" vagy „paleo-tavak" (179-180 mBf), alaptérkép: HORVÁTH J. (1965)



104. ábra: A Szemlő-hegyi-barlang járataiban (hosszmetszet) rekonstruált fél millió évvel ezelőtti „paleo vízfelszínek" vagy „paleo-tavak" (179-180 mBf), alaptérkép: HORVÁTH J. (1965)

A ***Molnár János-barlang*** karbonátos képződményeit a freatikus zónában főként a durvakristályos üregkitöltő kalcitok, illetve telérkalcitok képviselik. A „Vulkánok" karbonátos kúpjai a Régi-rész lokálisan megjelenő, „travertínó-szerű" kiválásai. A kétféle kalcit stabilizotóp értékei a $\delta^{18}O$-ra nézve negatívak, $\delta^{13}C$-ra nézve pedig pozitívak. Az utóbbi hosszú kőzet-víz kölcsönhatásra utal. A „Vulkánok"-at felépítő karbonát negatívabb $\delta^{18}O$ értékeket képvisel a durvakristályos kalcitokéhoz képest, ami magasabb kiválási hőmérsékletet jelez. A járatokban megfigyelhető víz alacsonyabb hőmérsékletű, ami arra enged következtetni, hogy a kalcitok nem a jelenlegi termálvízből jöttek létre. A durvakristályos kalcit maximális kora egy minta mérési eredménye (SURÁNYI 2005) alapján 1,5 millió év, tehát annál fiatalabb. A „Vulkánok" korát Th szennyezettsége miatt nem sikerült meghatározni. Kiválásuk a katódluminoszkópos vizsgálat alapján reduktív állapotú vízből történhetett. A Lukács III. termálkúthoz kapcsolható travertínó $\delta^{13}C$ értéke kb. 0‰, $\delta^{18}O$ értéke a durvakristályos kalcit értékeihez hasonlóan negatív.

A ***Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának*** „evaporatív frostwork" képződményei (kalcit és dolomit) szintén a durvakristályos kalcitokhoz hasonló negatív $\delta^{18}O$ és pozitív $\delta^{13}C$ értékekkel rendelkeznek. Megjelenésük és mikropetrográfiai jellemzőik alapján a vadózus zónában, párolgás útján keletkeztek. Mivel ezeken a szakaszokon felszínről beszivárgó víz nem jelenik meg, a kiválás tisztán a termálvíz párolgásához köthető. Bár a párolgás izotóp frakcionációt eredményez, és a kiválásból mért stabilizotóp értékek az eredetihez képest eltolódhattak, a $\delta^{18}O$ értékek a meleg termálvíz hatását támasztják alá. A pozitív $\delta^{13}C$ értékek – a párolgás mellett –, a beszivárgó víz hiányát jelzik. A kalcitlemezek a fentiekhez képest azonban kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és kissé negatív $\delta^{13}C$ értékeket mutatnak. Itt a kiválási környezetet képező víz paraméterei is a vizsgálatok tárgyát képezték, melynek során feltételezett, hogy a hasadékban húzódó tó esetében közvetlenül nem látható felszíni eredetű víz hozzászivárgás és keveredés lehetséges. A tóban kiváló kalcitlemez aránylag pozitívabb $\delta^{18}O$ értéket mutat a másikhoz képest. A mindegyik kalcitlemeznél megfigyelhető, kissé negatív $\delta^{13}C$ értékek felszíni eredetű víz hozzákeveredésre utalnak, bár a bejárathoz közelebbi tó esetében ez egyéb paraméterek alapján nem mutatható ki. Feltételezhető azonban, hogy a negatívabb értékek mikrobiális közreműködés következtében alakultak ki. (Ennek megfejtése további vizsgálatok tárgyát képezheti.) A $\delta^{18}O$ értékek megfelelnek a jelenlegi víz hőmérsékletének, melyben a kalcitlemez kiválás a megfigyeléseim alapján valóban egy hét alatt megtörténik. A járatban (csepegő víz hiányában) cseppkövek nem találhatók. A fentiek alapján – a kérdéses kissé negatív $\delta^{13}C$ értékek kérdését leszámítva –, a kiválások stabilizotóp értékei jellemzően termálvizes eredetet mutatnak.

A ***Szemlő-hegyi-barlang****ban* helyzetéből adódóan mind a termálvizes freatikus, mind a vadózus zónában képződött karbonátkiválások, továbbá a beszivárgó hideg vízhez kötődő „szpeleotémák" is jelen vannak. A kiválástípusok képződési környezetének ismeretében a stabilizotóp értékek is elkülöníthetők és értelmezhetők.

A termálvízhez kötődő, freatikus zónában létrejövő kalcitkérgek, valamint a freatikus és vadózus zóna határán, a nyugodt tükrű tó vízfelszínén keletkező kalcitlemezek $\delta^{18}O$ értékeit a víz hőmérséklete, a kiválási hőmérséklet határozza meg, ezáltal a paleo-hőmérséklet becsléshez is ezeket az adatokat használtam fel *(l. korábban)*. Az egyes barlangszakaszokon belül minden helyszínen megfigyelhetőek negatívabb és kevésbé negatív értékek is, melyek azt jelzik, hogy a teljes barlangon belül jellemző volt a magasabb és alacsonyabb hőmérsékletű (hűlő) víz megjelenése is. A barlangon

belül a Kadić-szakasz DNy-i részén (és részben a Kuszodában és a Pettyes-teremben is) a többihez képest aránylag alacsonyabb hőmérsékletű vízből létrejött (kevésbé negatív $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkező) képződmények jelennek meg.

Az üregkitöltő durvakristályos kalcit és telérkalcit negatívabb $\delta^{18}O$ és pozitív $\delta^{13}C$ értékei részben átfedést mutatnak az előbbi kiválástípusok értékeivel. Az átfedő értékek hasonló hőmérsékletű vízből történő kiválásra utalnak. Az ezeknél negatívabb $\delta^{18}O$ értékek még magasabb hőmérsékletű víz egykori jelenlétét jelzik. A korábbiak alapján ezek a kalcitok a barlang fő járatainak kialakulása előtt jöttek létre, és a barlang oldódása később jellemzően a telérek mentén történt. A kisebb oldott üregben megjelenő durvakristályos kalcit belső részének $\delta^{18}O$ értékéhez képest a rajta megjelenő vékony kéreg pozitívabb értéket mutat.

Amíg a fenti durvakristályos, barlangnál feltehetően idősebb kalcitok kizárólag pozitív $\delta^{13}C$-vel jellemezhetőek, a karfiolszerű kalcitkérgek és kalcitlemezek pozitív és kissé negatív értékekkel is rendelkeznek. Mint a fentiekben látható, a pozitív $\delta^{13}C$ hosszú időn át tartó kőzet-víz kölcsönhatásra utal, a kalcitlemezek esetében azonban nem zárható ki a párolgás hatása sem. A negatív értékek azonban már a beszivárgó víz jelenlétére utalnak. Mivel a $\delta^{18}O$ értékek relatív negatívabbak, ebben az esetben a beszivárgó víz termálvízhez keveredése feltételezhető. A hozzákevedés lehetőségét mutatja, hogy a negatívabb $\delta^{13}C$ értékek a többihez képest kevésbé negatív $\delta^{18}O$ értékekkel párosulnak, vagyis a termálvíz hűlését a hozzákeveredő, csapadék eredetű beszivárgó víz tovább gyorsíthatta. Ezt a terepi megfigyelések során az Április 3.-folyosóban és DNy-i folytatásában észlelt nagy mennyiségű cseppkő jelenléte is alátámasztja.

A képződmények paragenetikai sorrendje, illetve a vizsgált kiválás-együttesek ugyanakkor arra utalnak, hogy nem folyamatosan hűlő rendszerről van szó, hanem hűlő, majd újra melegedő és ismét hűlő termálvízről van szó. Az adott szakaszok képződmény-együtteseinek izotóp- és számolt paleo-hőmérsékleti görbéi is erre utalnak. A kiválástípusok térbeli helyzete alapján ez a termálvízszint csökkenését és a víz hűlését (és beszivárgó vizek hozzákeveredését?), majd emelkedését és a barlangi tó melegedését, továbbá később a vízszint csökkenését és a tó hűlését (illetve felszínről beszivárgó hideg víz hozzákeveredését) lehet feltételezni. A hűlést elősegíthette a terület folyamatos emelkedésével együtt járó vertikális távolodás a hő forrásától *(l. még később)*.

A vadózus zóna képződményeinek eredete és a stabilizotópok értékei – a barlangban együtt megjelenő epigén és hipogén folyamatok nyomainak következtében –, nehezebben értelmezhetők. Ezeknek az értékeknek a stabilizotóp mezője ugyanis teljes átfedést mutat a fenti karfiolszerű kalcitkérgek és kalcitlemezek izotóp mezejével. A $\delta^{18}O$ azoknál kevésbé negatív, a $\delta^{13}C$ pedig pozitívabb és jóval negatívabb értékekkel is rendelkezik. Mindezek alapján a vadózus környezetben képződött „szpeleotémák” esetében termálvizes és beszivárgó hatással is számolni kell. A negatívabb $\delta^{18}O$ elvileg utalhat a magasabb vízhőmérsékletre, azonban főként a borsókövek és „evaporatív frostwork”-ök esetében azok értékét a párolgás közben bekövetkező izotóp frakcionáció nagymértékben befolyásolhatja. Ez igaz a $\delta^{13}C$ értékekre is. E kiválástípusoknál mind a pozitív, mind a negatív $\delta^{13}C$ megjelenik, és a $\delta^{18}O$ is széles tartományban mozog. A párolgás hatása miatt paleo-hőmérséklet becslésre ezek a típusok a fentiekkel ellentétben nem alkalmasak. A minták közötti jelentős stabilizotóp különbségek, továbbá a térbeli és (mikro)petrográfiai, UV fluoreszcens mikroszkópos megfigyelések és eredmények alapján feltételezhető, hogy a pozitív $\delta^{13}C$ és negatívabb $\delta^{18}O$ értékű borsókövek, „evaporatív frostwork”-ök keletkezése a termálvizes szakaszban, a meleg

víz párolgásához kötötten történt. Ezt a Molnár János-barlang Szent Lukács-ágának karbonátos kiválásainak hasonló paraméterei is alátámasztják. A nullához közeli, kissé negatív $\delta^{13}C$ átmeneti értékek esetében a termálvíz hatása még szintén feltételezhető, azonban ezeknél már a beszivárgó hideg víz is kisebb mértékben jelen lehet. A kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és negatívabb $\delta^{13}C$ értékek már a felszínről beszivárgó hideg víz eredetére és hatására utalnak. Mindezek alapján tehát elkülöníthetőek a termálvízhez kötődő, az átmeneti, termálvíz és beszivárgó víz párolgását egyaránt magukon viselő, és a beszivárgó hideg víz párolgásával létrejött borsókövek.

A fenti, felszíni beszivárgó vízhez kötődő borsókövek és cseppkövek izotóp mezeje összevethető az egyértelműen beszivárgó hideg vízből létrejött, Pál-völgyi-barlangból vizsgált cseppkövek (Búboskemence, Óriás-cseppkő; vö. VIRÁG et al. 2013e,f) stabilizotóp mezőjével.

A Szemlő-hegyi-barlang cseppkövei kevésbé negatív $\delta^{18}O$, és széles intervallumban elhelyezkedő $\delta^{13}C$ értékekkel rendelkeznek. A sötétbarna cseppkövekre a 0 körüli, pozitív vagy kissé negatív $\delta^{13}C$ értékek jellemzőek. A borsókövekkel együtt megjelenő, vagy azok jelenléte nélkül képződő sárga (vörösessárga) cseppkövek már negatívabb $\delta^{13}C$-vel rendelkeznek. Az utóbbiak az általános, cseppkövekre jellemző értékeket mutatják, melyeket a talaj eredetű CO_2 szénizotóp értékei határoznak meg. A felszínen a C3 vagy C4 növények jelenléte és életműködése, illetve a talajaktivitás mértéke határozza meg a kezdeti stabilizotóp arányt, mely a továbbiakban a kőzet repedésein leszivárgó víz kőzet-víz kölcsönhatásának mértéke szerint módosul. A sötétbarna cseppkövekre jellemző, az általánostól eltérő pozitív(abb) $\delta^{13}C$ értékek oka feltehetően a keletkezéskor a felszínen vékony, vagy hiányzó talajréteg, és/vagy a cseppkőképződés idején még nagyobb vastagságú fedőn átszivárgó víz hosszú kőzet-víz kölcsönhatása, és ezáltal a $\delta^{13}C$ fokozatos pozitív irányba tolódása lehet. A Pál-völgyi-barlang világossárga (Búboskemence, Óriás-folyosó sárga cseppkőkérge) és sötétbarna (Óriás-cseppkő) cseppköveire is a fenti $\delta^{13}C$ izotóp arányok jellemzőek. A Búboskemence késő-pleisztocén – holocén, a sötétbarna Óriás-cseppkő pedig középső-pleisztocén korú (VIRÁG et al. 2013e,f). A Szemlő-hegyi-barlang Hosszú-folyosójának végéből származó barna cseppkő, valamint a sárga, vörösessárga cseppkövek is ehhez hasonló időszakban jöttek létre *(l. korábban)*. Ez alátámasztja, hogy adott időszakban a két barlang felszínén hasonló környezet, klíma és növényzet lehetett jelen. A fedőrétegek vastagsága is nagyobb lehetett, ami a fokozatos kiemelkedés és erózió következtében lepusztulhatott, és jelenleg már vékonyabb a középső-pleisztocén vastagsághoz képest.

A *2. melléklet ábrái* alapján a PHARE 134/2 jelentésben (KLEB et al. 1993) közölt stabilizotópos adatok a Szépvölgyi Mészkő, mint befogadó kőzet $\delta^{18}O$ értékeinek tág intervallumát mutatják, és a $\delta^{13}C$ negatív értékek alapján is feltételezhető, hogy a kőzetet utólagos hatások is érhették. GYŐRI et al. (2011), POROS (2011) és POROS et al. (2012) ősmaradvány és kőzet vizsgálatainak eredményei, a kevésbé negatív $\delta^{18}O$ és pozitív $\delta^{13}C$ eredményeikkel jól elkülönült stabilizotóp-mezőben foglalnak helyet. NÁDOR (1991), NÁDOR in KLEB et al. (1993), BENKOVICS et al. (1995), FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) és NAGY (2008) kőzetekből mért $\delta^{18}O$ értékei is az előbbi, jól lehatárolható kőzetminták értékeivel esik egybe. Ezek a kiindulási, adott típusú kőzetekre (Dachsteini Mészkő, Szépvölgyi Mészkő, Budai Márga) jellemző értékek. GYŐRI et al. (2011), POROS (2011) és POROS et al. (2012) munkája alapján a korai kalcitcement is jól elkölöníthető a hidrotermás telérkalcitokból mért értékektől, melyek alapvetően pozitív $\delta^{13}C$ és erősen negatív $\delta^{18}O$ értékekkel jellemezhetők. Az aránylag tág intervallum ellenére a szerzők a szkalenoéderes kalcitokat a miocén hidrotermás

esemény regionális hatásának tulajdonítják. Az egyes kőfejtők és barlangok stabilizotóp értékei között nem tapasztalható lényeges eltérés. NÁDOR (1991), NÁDOR in KLEB et al. (1993), FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991), NAGY S. (2008), valamint KLEB et al. 1993) munkáiban közölt kalcitok stabilizotóp értékei is a fenti, tág $\delta^{18}O$ tartományon belül foglalnak helyet, melyek eredete a fentiekkel azonos lehet. A saját mintáimból származó, durvapátos üregkitöltő és telérkalcitból végzett stabilizotóp vizsgálati eredmények (Szemlő-hegyi- és Molnár János-barlang) is a fenti izotópmezőben foglalnak helyet. A barlangi képződmények közül FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) és KLEB et al. (1993) Pál-völgyi-barlangból vizsgált mintái – egy apadási színlőborda és kalcitlemez kissé negatív $\delta^{13}C$ értékét leszámítva – pozitív $\delta^{13}C$ és negatív $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkeznek, és a Szemlő-hegyi-barlang termálvizes képződményeivel közös izotóp-mezőbe tartoznak. A Ferenc-hegyi-barlang borsókövei FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991), NÁDOR in KLEB et al. (1993), BENKOVICS et al. (1995), illetve KLEB et al. (1993) munkáiban is negatívabb $\delta^{18}O$ és pozitív $\delta^{13}C$ értékekkel rendelkeznek, ami a Szemlő-hegyi- és Molnár János-barlang borsóköveinek hasonló értékei alapján termálvíz párolgásos eredetre utal. Az Erdőhát úti-barlang hidromagnezit borsóköve is ebbe a tartományba esik NÁDOR (1991). Ugyanakkor NAGY (2008) a Ferenc-hegyi-barlangban olyan borsókövet is talált, amely negatív $\delta^{13}C$ és kevésbé negatív $\delta^{18}O$ értékeket képvisel. A Ferenc-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlang kalcitkérgének és kalcitlemezeinek NÁDOR in KLEB et al. (1993), BENKOVICS et al. (1995), és KLEB et al. (1993) eredményei az általam mért azonos kiválástípusok stabilizotóp értékeivel mutatnak hasonlóságot. KLEB et al. (1993), illetve NÁDOR in KLEB et al. (1993) és BENKOVICS et al. (1995) Szemlő-hegyi-barlangból származó borsókő-értékei között pozitív és negatív $\delta^{13}C$ értékek is megfigyelhetők, melyek a saját elemzéseimhez hasonlóan eltérő eredetre utalhatnak (termálvíz vagy beszivárgó víz párolgása). A József-hegyi-barlang képződményeiből mért stabilizotóp értékek (LEÉL-ŐSSY 1997a) a Szemlő-hegyi-barlang azonos kiválástípus-értékeivel mutatnak hasonlóságot, ami alapján a termálvíz és a beszivárgó csapadékvíz hatása is megfigyelhető. Az „üveggömb" borsókövek negatív $\delta^{13}C$ és kevésbé negatív $\delta^{18}O$ értékei beszivárgó hideg víz eredetre utalnak. A fentiek alapján a jelen dolgozatban közölt mérési eredményeim jól beilleszthetők a korábbi munkákban publikált stabilizotóp mezőkbe, és eddig kevésbé ismert összefüggésekre is rávilágíthatnak, melyek felhasználhatók a többi barlang kiválásainak további értelmezéséhez is.

6.7.3. Az U-Th kormeghatározás tanulságai

A ***Molnár János-barlang Szent Lukács-ága*** jellemzően a termálvíz szintje feletti, vadózus zónában található légteres üreg. A bejárati járatszakaszból jobbra nyíló oldalágban a gipszkéreg alatt, illetve mellette és vertikálisan fölötte kalcit és aragonit, dolomit ásványokból álló „evaporatív" kiválások, apró fehér borsókövek, porózus „frostwork" található, legnagyobb mennyiségben és kifejlődésben az oldaljárat bejáratától számított legtávolabbi, legmagasabb pontján. A végpontról gyűjtött, cementáltabb kalcitos „frostwork" kora 6860 (6540-7180) év, ami alapján feltételezhető, hogy ez a barlangszakasz már kb. 6500-7000 évvel ezelőtt (részben) a víztükör szintje felett húzódhatott.

A ***Szemlő-hegyi-barlang*** képződményeinek helyzetének ismerete fontos kiindulási alapot jelent a kormeghatározás által kapott eredmények értelmezésénél. A karfiolszerű kalcitkéreg kora jelzi,

hogy az adott barlangszakasz abban az időben még a termálvíz-tükör szintje alatt, vagyis a freatikus zónában helyezkedett el. A vékony kalcitlemezek megmutatják azt az időszakot, amikor az adott barlangjárat már nyílt víztükörrel rendelkezett (freatikus és vadózus zóna határa), és a tó vízfelszíne sima, nyugodt lehetett. A vízszint csökkenése/emelkedése, a földrengések hatása, továbbá a lecseppenő vízcsepptől vagy a belehulló kődarabtól hullámzóvá váló vízfelszínű tóban *(l. korábban)* az addig felszínen lebegő kalcitlemezek lesüllyedtek az aktuális aljzatra vagy oldalfalra, és ott fennakadtak. A jelenlegi helyzetük tehát ritkán jelzi az eredeti kiválás helyét, általában az magasabb helyzetben volt, mint a jelenlegi. A legmagasabban fellelhető papírvékony kalcitlemezek azonban jó közelítéssel kirajzolják a tó egykori peremét. A freatikus zónába lelebegő kalcitlemezek a korábban bemutatott módon továbbvastagodtak, azaz karfiolszerű kalcitkéreg borította be az eredeti lemezeket. A borsókő és „evaporatív frostwork" víztükör feletti, légteres barlangszakaszt jelez, amikor az adott járatrészt már nem töltötte ki termálvíz. Keletkezéséhez szükséges a víz bepárlódása, vagyis alatta bizonyos mélységben melegebb termálvíz feltételezhető, és/vagy erős levegőáramlás, barlangi huzat, mely az adott falszakaszt szárítja. A borsókő gyakran társul cseppkővel, mely egyértelműen a felszínről történő csapadékvíz beszivárgás bizonyítéka, melynek keletkezése már szintén légteres járatszakaszt feltételez.

A barlangnál idősebbnek feltételezett **durvakristályos üregkitöltő kalcit**ból is készült korhatározás. A Pettyes-terem és Ferencvárosi-terem közti táró üregéből származó durvapátos, áttetsző kalcitkristály kora igen tág intervallumot fed át, és csak annyi mondható el róla biztosan, hogy még nem állt be a bomlási egyensúly, vagyis a minta fiatalabb, mint 1,5 millió év. (Helyzetéből adódóan a kb. 280 000 évet nem tartom valószínűnek.) A katódluminoszkópos vizsgálat alapján a reduktív környezetben kivált kristályokat utólagos hatások érhették, és a mikrorepedésekbe esetlegesen utólag bejutó fluidum urán-tartalma a képződmény eredeti korát is módosíthatta. Korábban már említettem, hogy a Molnár János-barlang víz alatti szakaszából vizsgált durvakristályos kalcit maximális kora SURÁNYI (2005) mérése alapján szintén 1,5 millió évesnek (illetve annál fiatalabbnak) bizonyult, melyben még nem állt be a bomlási egyensúly.

A (leg)magasabb helyzetben (általában 177-180 mBf) található **papírvékony kalcitlemezek** kora több esetben is idősebbnek bizonyult 500 000 évnél, vagy 480-500 ezer év körülinek adódott. Ezek az idős korok nagy hibával terheltek, ezért csak annyi feltételezhető, hogy kb. félmillió évvel ezelőtt megindult a barlangban a karbonátos kiválások képződése. Ezek a gátak pereme környékén vékony kalcitlemezek lehettek, melyek nyugodt, sima víztükrű tavak jelenlétére, és a vízfelszín közeli kigázosodás, CO_2 eltávozás (járat kiszellőzés) lehetőségére utalnak. Mivel a „gátakon" nem figyelhetőek meg, de a peremük alatt néhány cm-rel már megjelennek, feltehetően a „gátak" víz fölé kerülésekor, a tavak vízfelszínének elkülönésével indulhatott meg a karbonátkiválás.

A **karfiolszerű kalcitkéreg** koradatai a legmagasabb vékony kalcitlemezek koradataihoz képest fiatalabbnak bizonyultak. A Hosszú-folyosó – Virágoskert oldalfülkéjéből származó kalcitkéreg (173 mBf) kora alapján több mint 390-400 ezer évvel ezelőtt már a víz alatti szakaszokon is történt kalcitképződés. Ezt SZANYI (2007) hasonló megvastagodott kalcitlemez koradata is alátámasztja, amely a vékony kalcitlemez víz alatti továbbvastagodásának idejét mutatja. Vertikálisan 2-3 méteren belül előforduló, szintén víz alatt megvastagodott kalcitlemezekből a fenti munkákban hasonló korokat sikerült kimutatni (kb. 370-440 ezer év), melyből azt sikerült megállapítani, hogy a termálvíz hosszú időn keresztül tartózkodott a járatban (Hosszú-folyosóban). Ezt saját koradataim is

megerősítik, hiszen a magvastagodott kalcitlemezek közül a Hosszú-folyosó Omladék-termében a kalcitlemez kúpok alsó (vélhetően legidősebb) részéről származó lemez kora kb. 370 ezer évesnek bizonyult. A legfelső, borsókő alatt található vékony kalcitlemez azonban már csak kb. 140 ezer éves, ami (a stabilizotóp értékeivel egybevetve) arra utal, hogy ebben az időszakban szintén termálvizes tó lehetett a járatban, azonban mivel a kalcitlemezek vékonyak, a vízborítás nem sokkal később megszűnhetett, és utána már vadózus zónabeli borsókövek képződtek rajtuk. A két eltérő korú kalcitlemez közti időszakban folyamatos tó jelenlétét (más analógiák alapján) nem feltételezem, azonban annyi valószínű, hogy kb. 140 ezer évvel ezelőtt hagyhatta el a víz végleg ezt a járatszakaszt (~176 mBf). A mélyebb helyzetben (~ 170 mBf) húzódó Pettyes-terem vastag karfiolszerű kalcitkérgének koradatai alapján a víz alatti karbonátkiválás ezen a szakaszon az előbbiekhez képest később, kb. 360 ezer évvel ezelőtt kezdődött, akkor már ebben a térbeli (vertikális) helyzetben is telített víz lehetett jelen. A kalcitkéreg kiválás a katódluminoszkópos vizsgálat alapján oxidatív körülmények között zajlott, majd feltehetően vízszintcsökkenés következett be, melynek következtében az időszakosan szárazra kerülő részen borsókőképződés történt. A vékony fehér, borsókövekre hasonlító fehér sávok ugyanis élénken fluoreszkálnak, ami szerves anyag jelenlétére utal (mikrobiális működés és/vagy talaj eredetű huminsavak-fulvosavak bejutása a felszínről). Katódluminoszkópban lumineszkálnak, ami reduktív körülmények között zajló mangán (és vas?) jelenlétére utal. A sávok felszínén látható vékony fekete csík feltehetően Mn-oxid, ami a környezet ismét oxidatívvá válását jelzi. Az anomális sávokat követően, 260-270 ezer évvel ezelőtt újabb vízszint-emelkedés történhetett, hiszen ezek a korok a freatikus kalcitkéreg lamináinak méréséből származnak. A kiválássor felső része kb. 70-80 ezer éves, amit vadózus zónabeli borsókő/cseppkő réteg zár le, vagyis a termálvíz ekkor már eltűnt a Pettyes-teremből. Ezt az 50-55 ezer évvel ezelőtt a karfiolszerű kalcitkérgen képződött sötétbarna cseppkő kora is alátámasztja. A Pettyes-terem aljzatán található borsókövek kb. 230 ezer éves korát jelen munkámban nem tudom értelmezni, hiszen ezek vadózus zónabeli genetikája ellentmond az előbbi kiválástípusból mért értékeknek. Elvileg lehetett további vízszintcsökkenés a vastag karfiolkéreg belső szerkezete és sávjai alapján is, azonban ezt a borsókövön újabb vízszint-emelkedésnek kellett volna követnie, ami az aljzati borsókő esetében nem észlelhető. Hasonlóan anomális, és a jelen kutatás szintjén nem értelmezhető a 174-175 mBf vertikális helyzetből, oldalfalról származó 290 ezer éves borsókő belső kora sem, hiszen ezen sem észlelhető freatikus karfiolszerű kalcitkéreg jelenlétére utaló kiválás. Ezek a korok lehetnek mérési hibák is, illetve a kapott kor (középső-pleisztocén) bizonytalanságából származó hibák tovább árnyalják a helyzet összetettségét. A fenti minta külső, cseppköves borsókő külső héjának kora már csak 13-14 ezer év.

A Virágoskert melletti oldalüreg (gömbfülke) karfiolszerű kalcitkérgének korához (kb. 390 ezer év) képest a Virágoskert oldalfalából 2 mérrel magasabb helyzetből mintázott kalcitkéreg kora csupán kb. 110 ezer év, ami a többi, hasonló kiválástípus korához képest szokatlanul fiatal. A borsókövek és kéregszerű kiválások sorozatából álló képződmény-együttes további koradatai (kb. 72 ezer év, 59 ezer év és 27 ezer év) már feltehetően a légteres szakasz, vadózus zóna képződményeinek, borsóköveinek létrejöttéhez kötődnek. A Hosszú-folyosó végén, az üledékeken található karfiolszerű kalcitkéreg kora kb. 285 ezer év (177-178 mBf), ami stabilizotópos értékek alapján is a pettyes-termi karfiol vízszintemelkedés idején létrejött részének megfelelője. Ez alatt az üledékben figyelhető meg a korábbi tektonikára utaló, az üledék repedéseit kitöltő vékony kalcitér,

tehát a tektonikus esemény és szerkezeti jelenség több mint 285 ezer évvel ezelőttre tehető. Kb. 243 ezer évvel ezelőtt a járat 178 mBf magassága már a freatikus zónában volt, azonban alatta feltehetően jelen volt a termálvíz. A mennyezeten párolgásos eredetű aragonittű-pamacsok, „frostwork" képződmények jöttek létre a termálvizes, részben már légteressé vált járatban. Mivel a rajta található borsókövek fluoreszkálnak, feltehetően a felszínről beszivárgó, huminsavakat és fulvosavakat szállító víz is megjelenhetett. Később, kb. 227 ezer évvel ezelőtt már biztos nyoma van a felszíni eredetű vízbeszivárgásnak, mivel a „frostwork"-ön sötétbarna cseppkőkéreg képződött. Ezt borsóköves sáv követi, ami a beszivárgás intenzitásának csökkenésére, illetve a párolgás szerepének növekedésére utalhat, amit akár vízszint-emelkedés, vagy intenzív barlangi levegőáramlás, barlangi „huzat" is eredményezhet. Kb. 182 ezer évvel ezelőtt a felszíni és barlangi körülmények ismét a barna cseppkő képződésének kedveztek. 41 ezer évvel ezelőtt, a barna cseppkő felszínén apró borsóköves kéreg jött létre.

A Kuszoda Fenyő-ágában több vékony kalcitlemez generáció is jelen van. A 178 mBf magasságban húzódó felső szakaszban az idős (kb. 480 ezer éves) kiválás van jelen, ahol a járat légteressé válása valószínűleg a többi járathoz képest alacsonyabban húzódó főte miatt itt később következhetett be. A legmélyebben húzódó Birkás-terem aljzatán kb. 222 ezer éves, vékony kalcitlemezek, és az alsó végponton 191 ezer éves kalcitkéreg található. Ezek jelenléte arra utal, hogy kb. 190 ezer évvel ezelőtt a víz a terem alján még jelen volt.

Az Egyetemi-szakasz alján található Köves-terem Zebra-fülkéjének üledéksora (178-179 mBf) feletti kalcitlemezek kora idősebb, mint 500 ezer év, azonban alattuk és az üledékek fölötti részen fiatalabb (kb. 290 ezer éves) kalcitkristályok jelennek meg. Ezek a többi koradat alapján a vízszintemelkedés idején, (vagy azt közvetlenül megelőzően) jöhettek létre.

Az Oldal-folyosó vékony kalcitlemezei (~180 mBf) több mint fél millió évesek, azonban tőlük néhány méterre (a „gát" túloldalán), az Óriás-folyosó Gyémánt-fülkéjének tetejénél (~179 mBf) a vékony kalcitlemez már csak kb. 280 ezer éves. A stabilizotóp eredményeket és további helyszíni megfigyeléseket is figyelembe véve a vékony kalcitlemezek feltehetően itt is két generációt képviselnek: a tófelszínek elkülönése idején, valamint az újbóli vízszintemelkedés idején létrejött lemezekét. Az Óriás-folyosó alsó szakaszán, a mai 172 mBf szintben a vékony lemeznél kicsit idősebb: kb. 295 ezer éves megvastagodott kalcitlemezt korolt SZANYI (2007). A korok nagy bizonytalansága alapján azonban ezek a lemezek egyidősek is lehetnek. A kb. 173 mBf-en található gömbfülke aljából származó, gipszkéreggel borított vastag kalcitlermez a fentieknél fiatalabb, kb. 200 ezer éves. Ebben az időszakban a vastag lemez alapján szabad tükrű, nyugodt felszínű, mélyebb tó lehetett, melynek az alsó részén a kalcitlemez kalcitkéreg növekedéssel tovább vastagodott. A folyosó ÉK-i felső részén, kb. 181-182 mBf helyzetben, kb. 60 ezer évvel ezelőtt a vadózus zónában képződött fehér színű borsókő figyelhető meg, melynek bázisán fekete színű bevonat látható.

A Kadić-szakasz bevezető, magasabb helyzetben (180-190 mBf) húzódó részében az „evaporatív frostwork" kiválások a vadózus zóna jelenlétére utalnak. A nagyobb méretű „kristály-bokrok" kora több mint 500 ezer év, ami a képződmények vertikális megjelenéséből adódóan lehetséges, hiszen magasabban található, mint a vékony kalcitlemezek és karfiolszerű kalcitkérgek alapján feltételezett „legmagasabb" vízszint, vagyis ez a szakasz akkor már a vízszint feletti helyzetben lehetett. A Kadić-terem felső szakaszán, egy gömbfülke peremén a kb. 87 ezer éves apró „frostwork" képződmények

szintén a vadózus zóna jelenlétét, továbbá a párolgás és/vagy barlangi huzat szárító hatását feltételezik.

A Kadić-szakasz hasadékszerű barlangjáratán belül a mélyebb részen elhelyezkedő Hópalota kis termének (kb. 172-173 mBf) aljzatán felhalmozódott vastag kalcitlemezek kora SZANYI (2007) mérése alapján 285 ezer évesnek bizonyult, a kalcitkéreg kora pedig – saját méréseim alapján – kb. 246 ezer év. A stabilizotóp mérési eredményekkel és a többi minta eredményével egybevetve a vizsgált kalcitlemezek és kalcitkérgek is a vízszint-emelkedést követően jöhettek létre, és szintén nyugodt vízfelszínnel rendelkező, mélyebb tó jelenlétét feltételezik, ahol a kalcitlemez felhalmozódás és víz alatti kalcitkéreg képződés hosszabb ideig zajlott. A karbonátos képződményeken gipszkéreg található.

A Kadić-szakasz DNy-i végében, a Csengő-terem aljzatán félmillió évnél idősebb vékony kalcitlemezek találhatók, melyek a kezdeti karbonátkiválási fázisba tartoznak. A mélyebb helyzetű Közgyűlés-terem-beliek (167-168 mBf) már egy másik generáció kiválásai, a kalcitkéreg kb. 228 ezer, a terem aljzatán lévő vékony kalcitlemezek pedig kb. 186 ezer évesek, vagyis több mint 220 ezer évvel ezelőtt a teremnek ez a szakasza freatikus zónában húzódott, és a víz 186 ezer évvel ezelőtt is még jelen volt. A Földszíve-terem aljában (~167 mBf) lévő vékony kalcitlemezek kb. 9400 évesek, míg a rajtuk lévő cseppkőkéreg 6000 éves. A stabilizotóp értékek alapján ezek a kalcitlemezek már feltehetően nem a termálvízhez kötődnek, hanem lokálisan megjelenő langyos vízű kis sekély tó felszínén válhattak ki. Később a tó vize eltűnt, hiszen 6000 évvel ezelőtt a már vadózus zónában képződő cseppkőkéreg jelenik meg. Erre a DNy-i barlangrészre a többi szakaszhoz képest aránylag nagy mennyiségű beszivárgó víz a jellemző, ami a járatban megjelenő, szokatlanul nagy mennyiségű és méretű cseppkő jelenlétében is megmutatkozik. A „paleo-tavak" képződményeinek kiválási hőmérséklete is alacsonyabb lehetett a nagy mennyiségű hideg csapadékvíz hozzákeveredése miatt.

Hasonlóan részletes, különböző kiválástípusokra kiterjedő kormeghatározás egy adott barlangrészeken belül eddig csak a József-hegyi-barlangból történt (LEÉL-ŐSSY 1997a). A Szemlő-hegyi-barlang egymással párhuzamos, ÉK-DNy-i irányú, hasadékszerű, vertikálisan hasonló mélységig és magasságig kiterjedő járataiban, az egyes szakaszokban egymáshoz hasonló körülmények közt vizsgálhatók a képződmények, ezáltal a különböző járatokban bekövetkező vízszintváltozások is összehasonlíthatók. A kiválástérképezéskor azonosított és elkülönített „paleo-vízfelszínekhez" tartozó járatszakaszok képződményeit a lehetőségek szerint azonos megközelítéssel és módszerekkel vizsgáltam, hogy az eredmények alapján a különböző „tavak" képződményei és története összehasonlítható legyen. A képződmények helyzete, típusa és kora egy adott járatszakaszon belül rámutat arra, hogy mindig az adott kérdésnek megfelelő kiválástípus vizsgálata a szükséges, és a képződmények teljes történeten belüli környezetjelző szerepe is kiemelkedően fontos lehet.

6.7.4. Az egykori termálvíz szintjének és hőmérsékletének időbeli változása

Az üregben és telérekben megjelenő, azt részben vagy teljesen kitöltő durvakristályos kalcit, kalcit szkalenoéder barlangjáratokhoz viszonyított helyzetéből adódóan a barlangképződést megelőzően jöhetett létre, azonban az már vitatott, hogy a kiválás mikor történt. POROS (2011), POROS et al. (2012), illetve GYŐRI et al. (2011) a telérekben megjelenő kalcit kiválását a repedés létrejöttét követően, 11-14 millió évvel ezelőtt, a miocén hidrotermás esemény részének tekinti. Ez a kalcitkristályok legkorábbi keletkezési lehetősége. A kiválás később is megtörténhetett, azonban feltételezésük alapján a felnyíló repedések nem maradtak „üresek", hanem az azokat kitöltő fluidumból kiválás történt. A fentiek alapján a kiválási hőmérséklet változatos és magas lehetett, és alapvetően reduktív állapot uralkodott, amit a kalcittal táruló pirit jelenléte is mutat. A Szemlő-hegyi-barlang telérkalcitjainak a stabilizotóp értékek alapján számolt kiválási hőmérséklete kb. 56-66 °C lehetett, amit GYŐRI et al. (2011) fluidzárvány vizsgálati eredményei is megerősítenek. (A stabilizotóp értékek alapján a Pettyes-terem-Ferencvárosi-terem összekötő tárójából származó kalcit szaklenoéderek esetében a 33-37 °C is elképzelhető, azonban ennek tényleges bizonyítása további vizsgálatokat igényel.) A repedéskitöltő kalcitok esetében a fenti folyamatot tartom valószínűnek, azonban a kisebb, oldott üregeket kitöltő kalcit és barit keletkezése később, akár a pliocén – kora pleisztocén idején is bekövetkezhetett. Ezek a kalcitok ugyanis eltérő morfológiával, megjelenéssel és kristályméretekkel rendelkeznek, és részben eltérő kiválási hőmérsékletet mutatnak. (A Szemlő-hegyi-barlangban 74-77 °C-os értékek is adódtak, a Molnár János-barlang kalcitjai pedig 36 °C, 56 °C és 44 °C-okat mutatnak. Az előbbi barlang fő irányra merőleges ÉNy-DK irányú járatait 52-53 °C-os és 54-56 °C-os számolt kiválási hőmérsékletű kalcit jellemzi.) Az adott üreget, a keskeny járat falát egységesen vastagon bekérgezik, és rajtuk bizonyos helyzetekben, járatirányok mentén barit kristályok találhatók. A Molnár János-barlangban végzett vizsgálatok alapján is bizonyított, hogy ezek nem a jelenlegi termálvíz kiválásai. A kormeghatározások alapján a Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlang üregkitöltő durvapátos kalcit kristályai maximum 1,5 millió évesek, és az egyensúlyi görbék alapján kb. 1 millió évesek lehetnek, a rajta található barit pedig még ennél is fiatalabb (vö. jelen kutatási eredmények és SURÁNYI 2005). A József-hegyi-barlangból LEÉL-ŐSSY (1997a) által vizsgált, kis oldott üregekben elhelyezkedő idősebb kalcit-szkalenoéderek kora pedig kevesebb, mint 1,2 millió év. Fontos azonban megjegyezni, hogy a kristályokat esetleg későbbi hatások is érhették, melyek során az újabb oldatokkal érkező U-tartalom módosíthatta („fiatalíthatta") a mérés során kapott kort. A fő barlangképződést megelőzően a fentiek alapján repedésekben és üregekben karbonátra telített oldatok akár több időszakban, hosszú időn keresztül is jelen lehettek. A kristályok megjelenése és tulajdonsága aránylag nagyobb mélységet és állandó fizikai-kémiai környezetet, kis telítettséget feltételez. Az oldott üregek jelenléte (melyben később a kalcit kivált) ugyanakkor a fluidum időszakos telítetlen, oldóképes állapotát is feltételezi, mely eltérő paraméterű oldatok keveredésével, nagyobb mennyiségű oldóképes CO_2 jelenlétével, illetve a vízhőmérséklet változásával (hűlésével) valósulhatott meg. Az üregekben a pátos kalcit- és baritkristályok kiválása a nagymértékű keveredési korrózió és barlangképződés előtt történt, vagyis az ásványok korának további vizsgálata a rózsadombi barlangok kioldódásának kezdetére adhat további információt.

Ezt követően, a Budai-hegység kiemelkedésének és a Duna mélyebbre vágódásának, valamint a felszíni lepusztulás fokozódása következtében a környéken, háttérterületen felszínre kerülő karbonátos kőzetek repedésein keresztül egyre nagyobb arányú lehetett a beszivárgás, és a meteorikus komponens aránya az áramlási rendszeren belül is egyre fokozódott *(l. korábban)*. A termálvízzel keveredve a keveredési korrózió mértéke felerősödött, és intenzív oldódás, jelentős méretű járatok képződése zajlott a repedések, illetve a kalcittal kitöltött ásványtelérek mentén.

A terület tovább emelkedése során a barlangon belül a vízszint és a hőmérséklet is csökkent, de a folyamatos keveredés hatására telítetlen, oldóképes maradt.

A kutatási eredményeim alapján a középső-pleisztocénben, kb. 0,5 millió évvel ezelőtt jelentős változás következhetett be a barlang és a kiválások képződésében. Az egyenetlen aljzatú barlangjáraton belül, a vízszintcsökkenés következtében a legmagasabb helyzetű, kimelkedő részek kb. a jelenlegi 180 mBf szintben „gátakként" választhatták el egymástól a járatokban jelen lévő vízfelületeket. Ezzel „paleo-vízfelszíneket" hoztak létre. A „gát-szerű" magaslatokkal elválasztott víztükrű termálvizű tavak a repedéseken keresztül természetesen kommunikálhattak egymással, amint az a Molnár János-barlangban is megfigyelhető (vö. búvárok által kilélegzett buborékok megjelenése a Szent Lukács-ág tavaiban). A tófelszínek elkülönülésével a keveredési korrózió jelentősége jelentősen csökkenhetett, vagy akár meg is szűnhetett, és a folyamatos CO_2 kigázodás és párolgás következtében a víz karbonátra nézve egyre telítettebbé válhatott.

A Szemlő-hegyi-barlang ÉK-DNy-i járataiban a „gátak" pereme alatt néhány centiméterrel (kb. a jelenlegi 178-179 mBf szintben) papírvékony kalcitlemez felhalmozódás található. A vízfelszínen történő vékony kalcitlemez kiválása a Szent Lukács-ág tavaiban is megfigyelhető, azonban a víz alatt kalcitkéreg megjelenése (még) nem észlelhető. Ezeken a részeken a Szemlő-hegyi-barlangban sem jellemző a karfiolszerű kalcitkéreg. A vékony kalcitlemezek cementáció nélkül, nagy számban (>100 db) halmozódtak egymásra. Ez alapján a „gátak" környékén a víz sekély lehetett, és kismértékű, néhány mm-es vízszint-ingadozás gyakran bekövetkezhetett (vö. KOLESAR & RIGGS 2004), melynek következtében a tó szegélye mentén gyakori kalcitlemez lesüllyedésre utaló bélyegek figyelhetők meg. A feltételezett tó mélyebb részein nem látható ilyen nagy számú kalcitlemez, vagyis a belsőbb részeken a kalcitlemezek hosszabb időn keresztül lebeghettek a nyugodt tükrű tó felszínén, és a lesüllyedés ritkábban következett be. Az utóbbi lemezek egymáshoz cementálódtak, és rajtuk már kalcitkéreg továbbnövekedés is megfigyelhető. A koradatok alapján már több mint 500 ezer évvel ezelőtt, vagy 500 ezer év körül (vékony) kalcitlemez képződés folyt, azonban a karfiolszerű kalcitkérgek, kalcitlemez-megvastagodások kora ennél többé-kevésbé fiatalabb. Ez alapján azt feltételezem, hogy a tó vízszint közeli helyzetében a fokozott CO_2 kigázosodás következtében már kalcitlemez képződés folyt, a tó mélyebb szakaszain azonban még telítetlen viszonyok lehettek. A víz hőmérséklete a tó felszínén ekkor az egész barlangban 37 °C körüli lehetett (a Hosszú-folyosó végén elérhette a 41 °C-ot is). Később, a folyamat előrehaladtával a kevésbé mély szakaszok vize is egyre telítettebb lett, és a lesüllyedt kalcitlemezekre, illetve közéjük kalcitkéreg vált ki. Ezt a Hosszú-folyosóban a 370-440 ezer év körüli karfiolszerű kalcitkéreg, illetve vastag kalcitlemez koradatok mutatják. A Pettyes-teremben, illetve a mélyebb helyzetű „termekben" azonban a kalcitkéreg képződés még később következett be (kb. 360 ezer éve), ami alapján a termálvíz a mélyebb szakaszokon csak később vált túltelítetté. A karfiolszerű kalcitkéreg kb. 31-36 °C-os vízből jöhetett létre, melynek hőmérséklete fokozatosan csökkent tovább, kb. 28-29 °C-ra. Mintegy 290-300 ezer

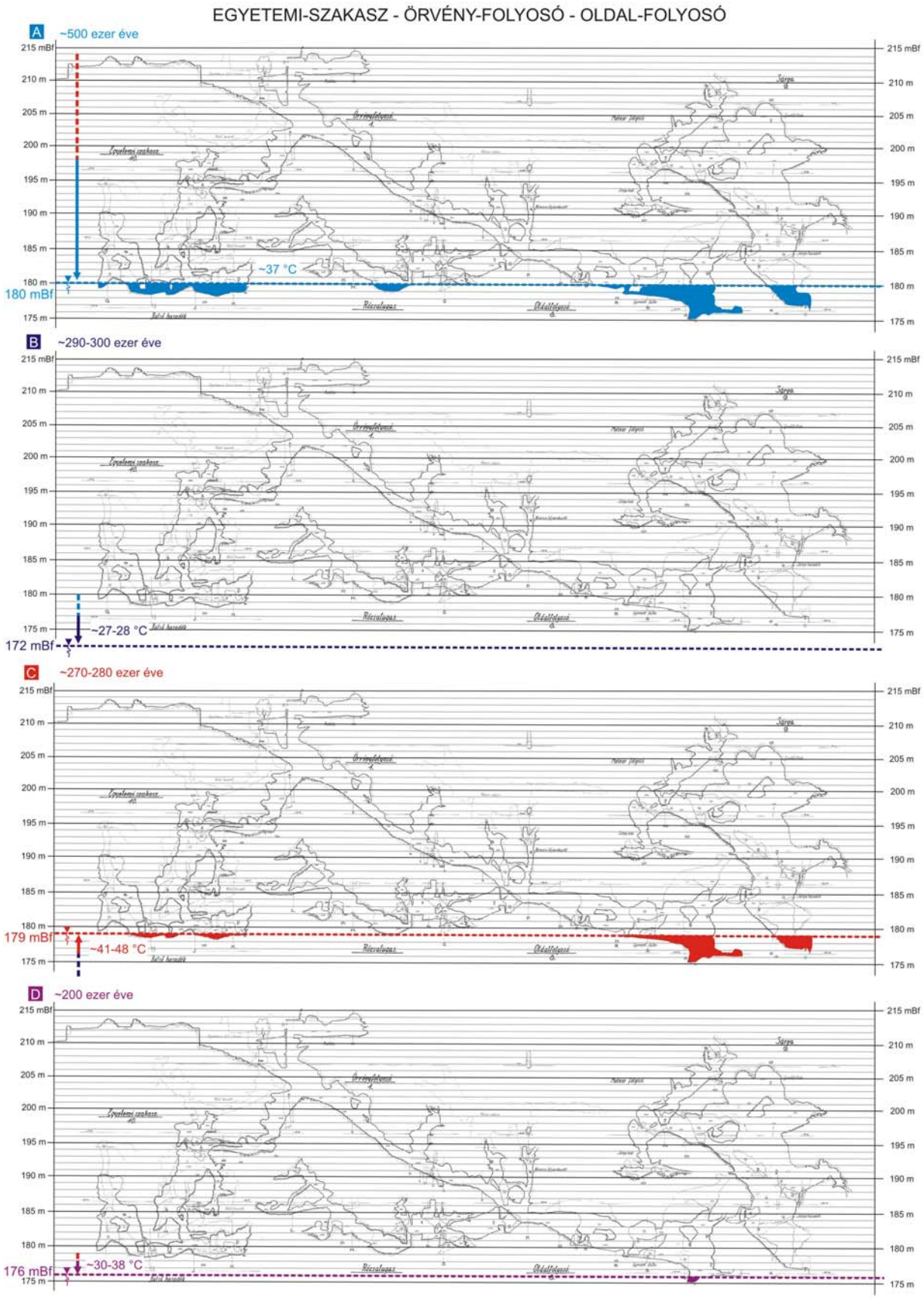
évvel ezelőtt a termálvíz szintje a jelenlegi 172-173 mBf szintre csökkenhetett. Ezt a borsókőszerű képződmények rétegsoron belüli megjelenése és az anomális sávok jelenléte is jelzi. Ekkor a víz hőmérséklete már csak 27-28 °C lehetett. Ezt követően a vízszint akár 5-6 métert is emelkedhetett, hiszen például 178-179 mBf-en újabb vékony kalcitlemezek jelennek meg, melyek kora kb. 280 ezer év, és a víz felszínének kb. 47-48 °C-os hőmérsékletét jelzik (Oldal-folyosót és Óriás-folyosót elválasztó „gát" szegélye). A Pettyes-terem vékony, fehér, borsóköves, fekete, mangán-oxidos csíkkal is jellemezhető anomális sávját követő újabb karfiolszerű kalcitkiválás kora kb. 260-265 ezer év; a víz hőmérséklete itt is nagymértékben megemelkedhetett, és 40-41 °C lehetett. A terem 174-175 mBf szintjén lévő kalcitkéreg kiválási hőmérséklete is 41 °C-nak adódott, ami arra utal, hogy ez az utóbbi kiválás a megemelkedett vízszint idején jött létre. A Hosszú-folyosó végének kalcitkérge is kb. 285 ezer éves, és azon az üledékes rétegsoron figyelhető meg, melyben vékony repedéseket és benne kalciteret sikerült észlelni. Ezáltal a mikrotektonikai hatásra utaló jelenség minimális kora is megállapítható. A víz hőmérséklete itt 36-37 °C lehetett. A folyosó ezen szakaszán hasonló helyzetben, üledéksor tetején található kalcitkéreg 52-53 °C, majd 43-44 °C kiválási hőmérsékletet jelez. A Hosszú-folyosó más szakaszaiból (pl. Virágoskert) is sikerült 32-33 °C-ot követően, a vízszintemelkedéshez kötve 41-44 °C-os hőmérsékletet becsülni. A Kuszoda Fenyő-ágának karfiolszerű kalcitkérgei szintén 41-42 °C-os vízből jöhettek létre. A Hópalota kb. 246 ezer éves karfiolszerű kalcitkérge, illetve vastag kalcitlemezei 46-47 °C-os vízből válhattak ki. A terepi megfigyelések és a többi vizsgálat alapján is feltételezhető, hogy a kezdeti, fokozatosan csökkenő termálvízből csak aránylag alárendelt mennyiségű és vastagságú karfiolszerű kalcitkéreg képződés történhetett. A jelenleg látható nagy mennyiségű és vastagságú, a 178 mBf alatt mindenütt előforduló képződmény a kb. 280 ezer évvel ezelőtti vízszintemelkedést követően jöhetett létre. A karfiolszerű kalcitkéreg rétegsorokon belül vékony kalcitlemezek is észlelhetők, ami a nyugodt vízfelszínű, szabad víztükrű tó jelenlétét, és annak felszínén a kalcitkéreggel egyidejű kalcitlemez keletkezést bizonyítja.

Néhány helyen a rétegsoron belül (pl. Pettyes-terem) további, vízszint csökkenésre és újbóli emelkedésre utaló, borsókőre emlékeztető, majd kalcitkéreg kiválások is megjelennek, azonban ezek már csak kisebb mértékű vízszint-ingadozásra, és 2-3 °C-os hőmérséklet változásra utalnak. A barlangban általánosságban fokozatos vízszint- és hőmérsékletcsökkenés tapasztalható. Az Óriás-folyosó 173 mBf szintjének oldalfülkéjében például kb. 200 ezer éves, 30 °C-os vízből képződött, megvastagodott kalcitlemez található, és a többi barlangrészen is általában 30-38 °C-on kivált kalcitok jellemzők. A „termálvizes időszak" vége felé már csak 21-25 °C körüli lehetett a víz hőmérséklete.

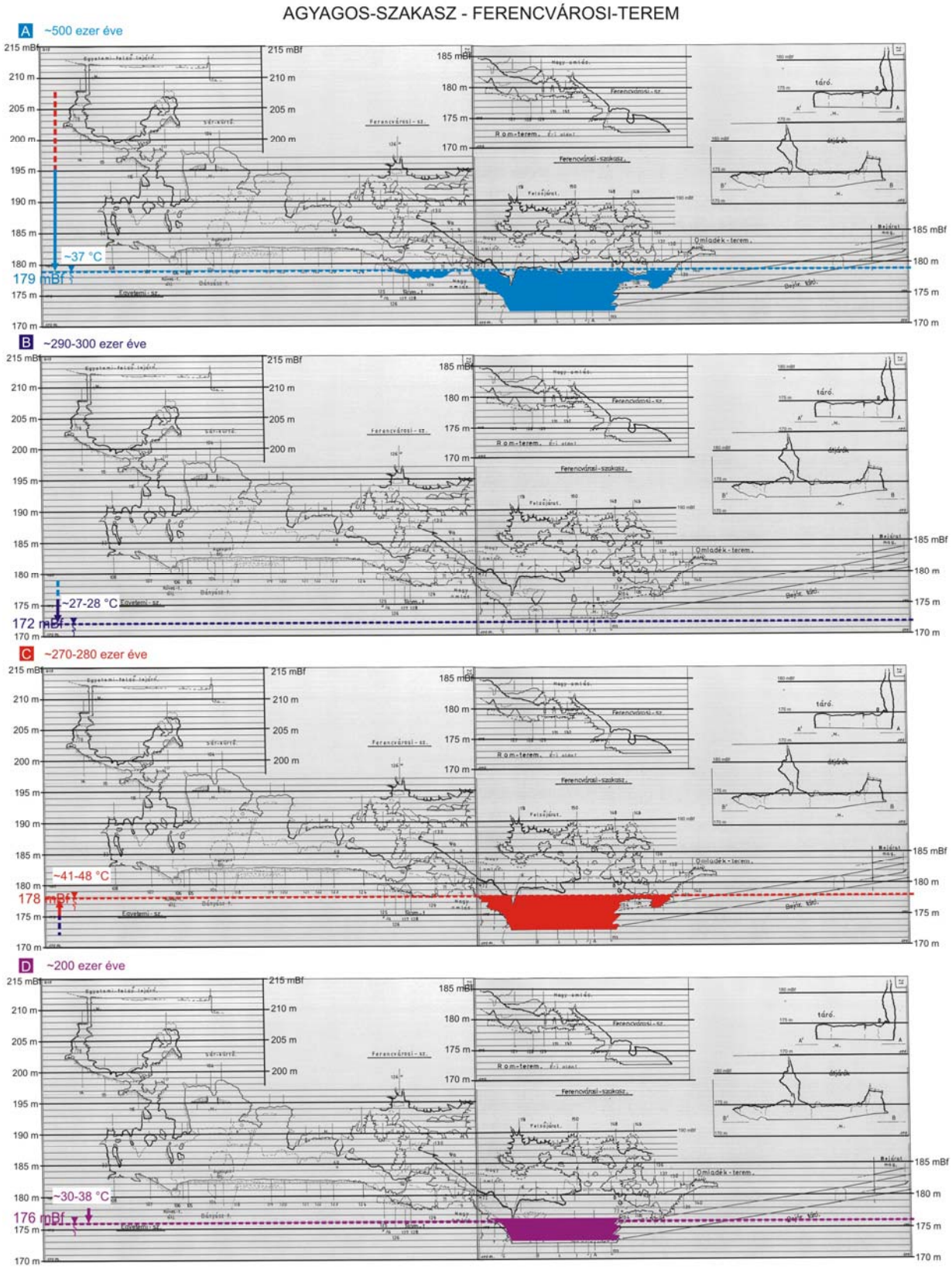
A vízszint csökkenéssel együtt megfigyelhető hőmérsékletcsökkenés oka a terület fokozatos emelkedésével a hő forrásától való fokozatos távolodás is lehet, amit tovább fokozhatott a felszíni eredetű, beszivárgó csapadékvíz hozzákeveredése is. A Hosszú-folyosó végén a termálvizes képződmények (pl. a 285 ezer éves karfiolszerű kalcitkéreg), és a vadózus zónabeli kiválások: köztük az átmeneti „helyzetet" képviselő kb. 243 ezer éves „frostwork" és a rajta képződött, 227 ezer éves barna cseppkövek szinte egyszerre vannak jelen, ami szintén arra utal, hogy az adott barlangjáratban a termálvízhez már a felszínről hideg víz juthatott be és keveredhetett hozzá. Ennek mértéke és jelentősége barlangrészenként eltérő lehetett.

A folyamat előrehaladtával már csak a barlang alsó részeiben, főként a mélyebbre nyúló kisebb barlangtermekben lehetett jelen az ekkor már langyosabb termálvíz. A Hosszú-folyosó Omladék-termében, a „Karácsonyfa" kalcitlemez kúpjának felső részéből származó kalcitlemez (~ 176 mBf) kb. 143 ezer éves kora és 35 °C-os kiválási hőmérséklete a hasonló helyzetű és korú képződményekhez képest eltérést mutat. A közeli, alsóbb helyzetű Pettyes-teremben (~171 mBf) 77 ezer évvel ezelőtt már biztosan vadózus zónabeli környezet volt jellemző. A további, vizsgált korú képződmények közül a Kuszoda Fenyő-ágának aljában húzódó Birkás-terem kb. 222 ezer éves vékony kalcitlemeze (164 mBf) 36 °C-os, magasabban, 168-169 mBf részéből származó kalcitlemeze pedig 20-21 °C-os vízből válhatott ki. A 169 mBf aljzatról származó, borsókővel borított kalcitlemez szintén 20-21 °C-os hőmérsékleten válhatott ki. Az előbbi, 36 °C-os hőmérsékletre utaló kalcitlemez magasabbról is odajuthatott, azonban papírvékony szerkezete és helyzete alapján a képződésekor a víz szintje nem sokkal lehetett magasabban jelenlegi helyénél, tehát annak hőmérsékletét is jelezheti. A terem alsó elvégződéséből származó kalcitkéreg kora kb. 191 ezer év, kiválási hőmérséklete 23-24 °C. Mivel későbbi állóvíz jelenlétre utaló kiválástípus és kor nem ismert, feltételezhető, hogy a kb. 21-23 °C-os víz ez után hagyta el a járatot (a képződmény minimum kora alapján 168 ezer év után). A Kadić-szakasz DNy-i részén, a Közgyűlés-teremben (~168-169 mBf) 228 ezer éve a freatikus zónában, 31 °C-os vízből karfiolszerű kalcitkéreg kiválása zajlott. Az alsó vékony kalcitlemezek helyzetük alapján a 20-21 °C-os sekély vizű tóból azelőtt képződtek, mielőtt a víz elhagyta a járatot: ezek kora kb. 186 ezer év (minimum koruk 165 ezer év). A Birkás-terem képződményének 168 ezer éves minimum korával összevetve feltételezhető, hogy a kb. 164-167 mBf helyzetű, legalsó barlangrészeket kb. 160 ezer évvel ezelőtt hagyta el a kb. 20-23 °C-os „termálvíz". A járatok aljában húzódó sekély vizű tavak hőmérséklete, – és talán mBf helyzete is – lokálisan már különbözhetett egymástól, és ezek elzáródott, akár már (részben) függő vízszintű tavak lehettek. Amint fent már említettem, a termálvíz hűlését a hozzákeveredő, csapadék eredetű beszivárgó hideg víz tovább fokozhatta. Ezt a terepi megfigyelések során az Április 3.-folyosóban és DNy-i folytatásában észlelt nagy mennyiségű cseppkő jelenléte is alátámasztja. A cseppkőképződésnek valószínűleg kedvezett az a helyzet is, hogy a víz itt a többi barlangszakaszhoz képest jóval vastagabb fedőrétegen szivárog át. Ebben a barlangrészben korábban, a termálvíz jelenléte idején is nagyobb mennyiségű csapadékvíz hozzákeveredés lehetett. A Földszíve-terem karfiolszerű kalcitkérgét például már „csak" 24-25 °C-os víz hozhatta létre.

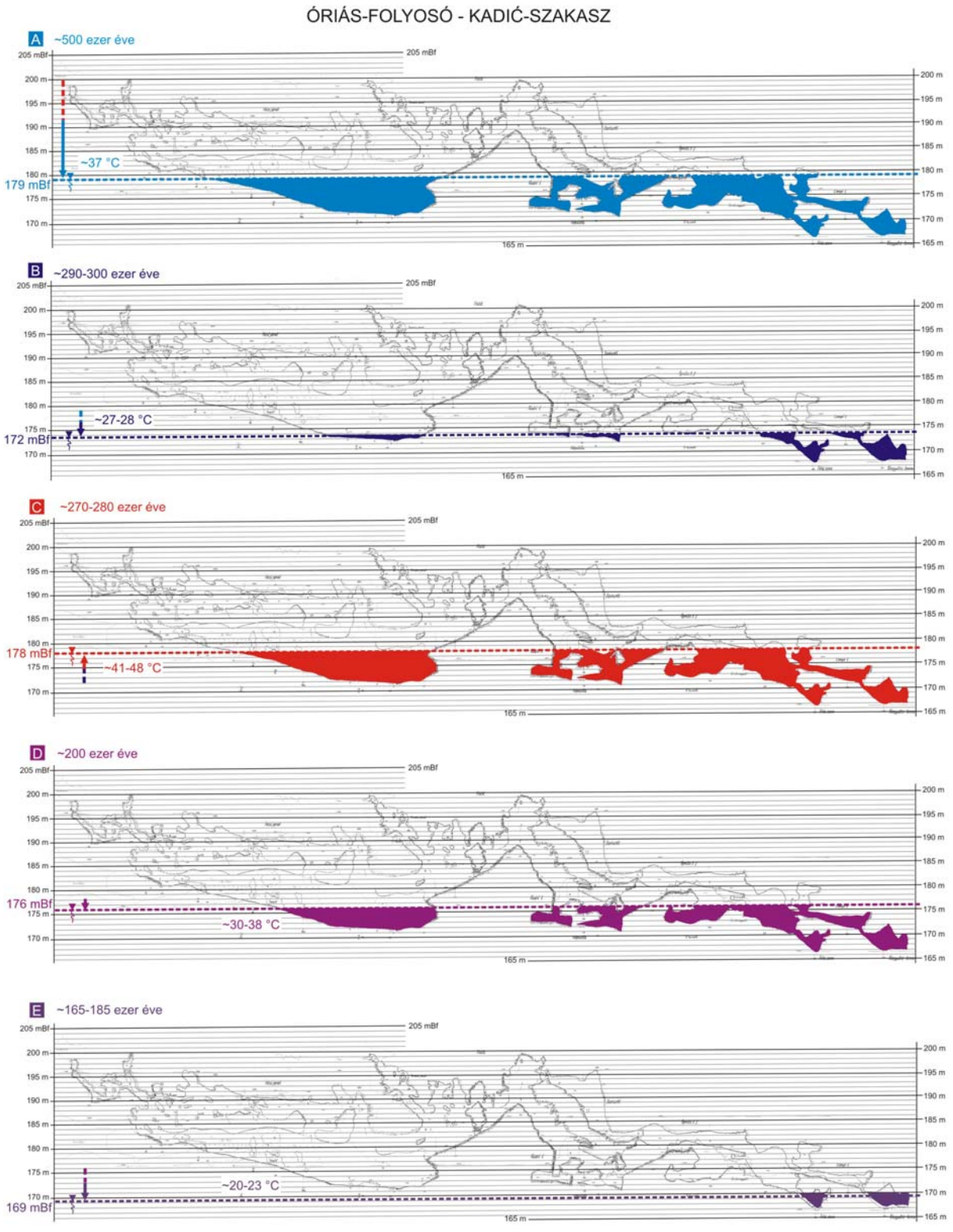
A borsókő- és cseppkőképződmények kora alapján a barlang fő járatszintje kb. 50-70 ezer évvel ezelőtt már a vadózus zónában húzódhatott. A Földszíve-teremben a vörösessárga cseppkőkéreg alatti vékony kalcitlemezek mindössze kb. 9400 évesek, és kb. 14-15 °C-os hőmérsékletű, sekély állóvíz jelenlétére utalnak. Ez a víz lehetne a középső-pleisztocén termálvíz „itt maradt, jelentősen lehűlt függő vízszintje" is, ugyanakkor az észlelt terepi jelenségek nem indokolják ezt. Az intenzíven csepegő vizek időszakos pocsolyák formájában a Közgyűlés-teremben is megmaradnak, illetve az Április 3-folyosó aljában, a Gombszaggatóban állandó vizű tavat formálnak. A víz felszínén jelenleg nem észlelhető kalcitlemez képződés. A Pál-völgyi-barlangban, illetve a József-hegyi-barlangban (Üvegpalota) a csepegő vizekből összegyűlt tó felszínén azonban vékony mészhártya jön létre. Valószínűnek tartom, hogy kb. 9400 évvel ezelőtt is hasonló, beszivárgó vízből összegyűlt, sekély (fél m mély) tó tölthette ki a Földszíve-terem alját, és ennek felszínén kalcitlemez képződés folyt. A



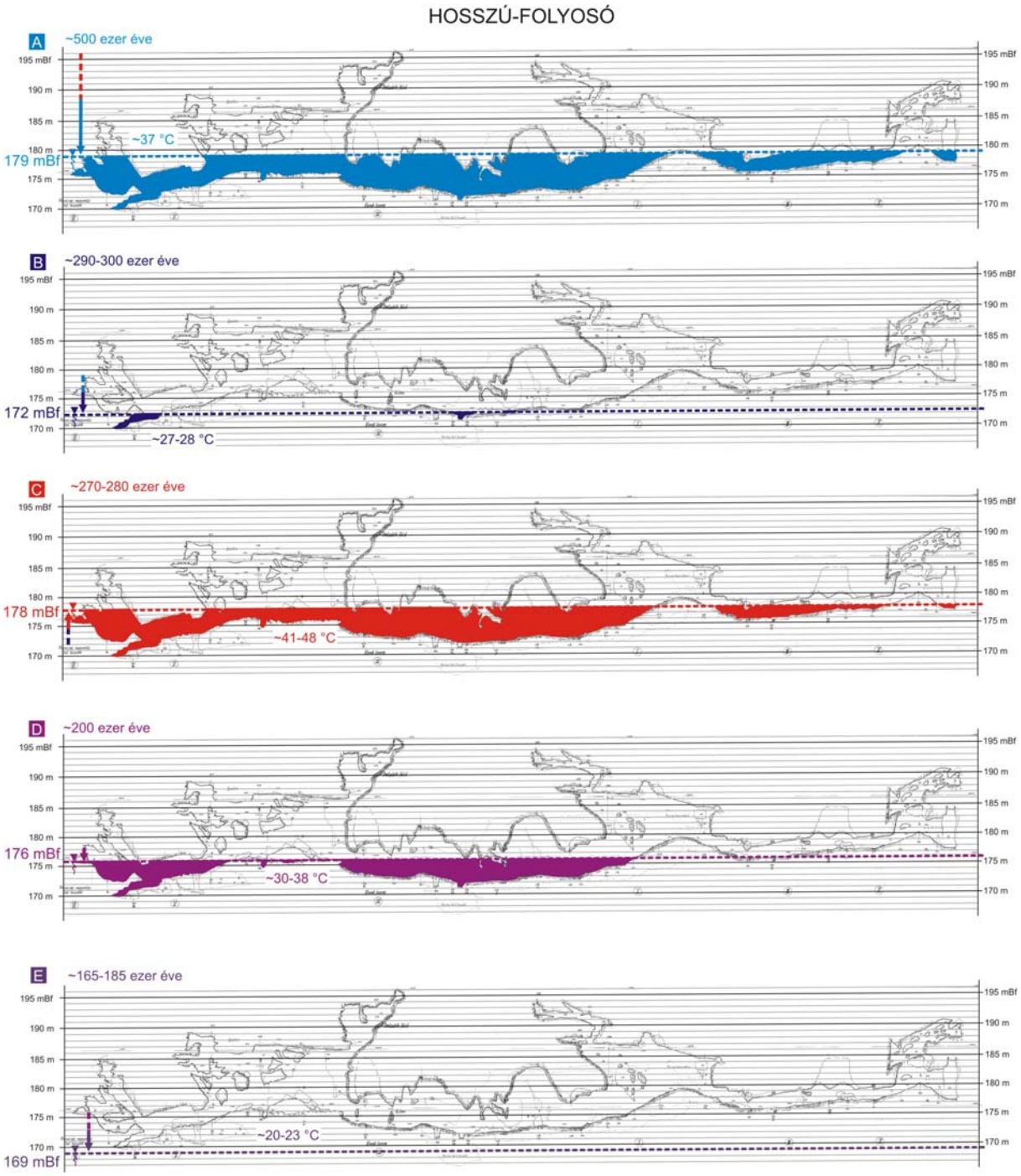
105. ábra. Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Egyetemi-szakasz – Örvény-folyosó – Oldal-folyosó (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)



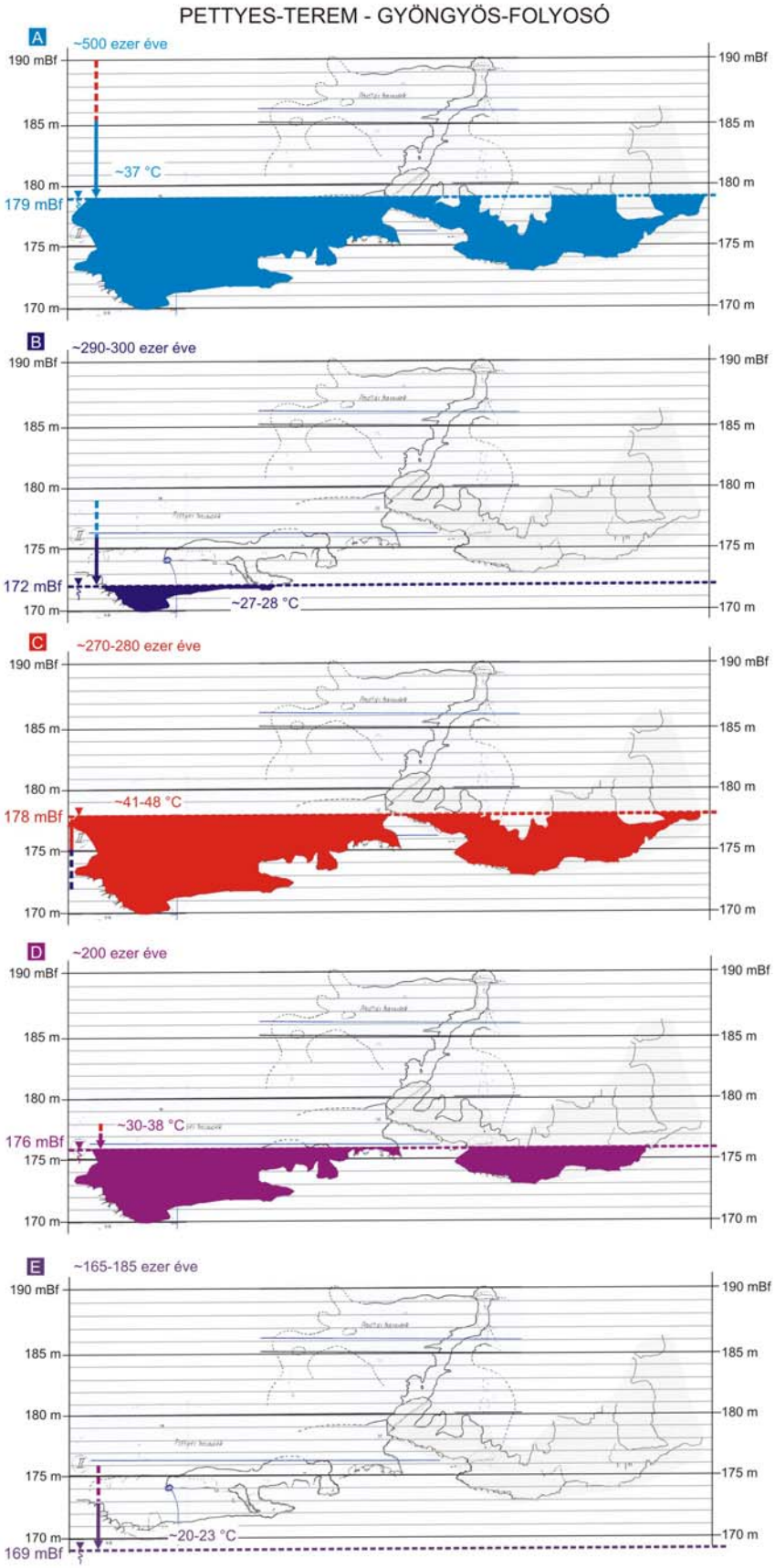
106. ábra. Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Agyagos-szakasz – Ferencvárosi-terem (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)



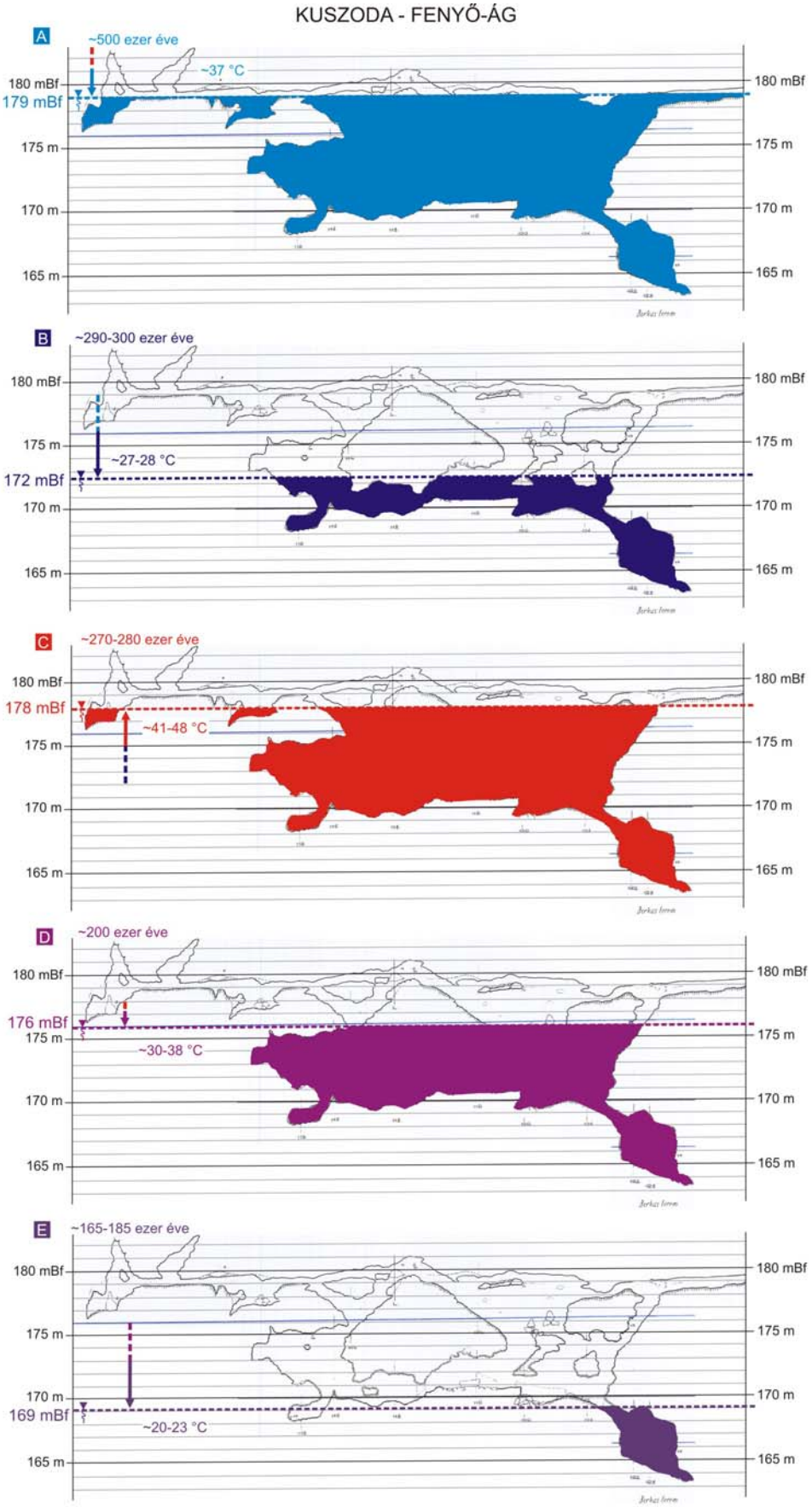
107. ábra. Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Óriás-folyosó – Kadić-szakasz
(különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)



108. ábra. Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Hosszú-folyosó
(különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)



109. ábra. Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Pettyes-terem – Gyöngyös-folyosó (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)



110. ábra. Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Kuszoda– Fenyő-ág
(különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)

tó maximum 6300 évvel ezelőttig lehetett jelen, ugyanis 6000 évvel ezelőtt (5720-6270 év közötti korral) már a vadózus zónában lévő aljzaton, a kalcitlemezeken cseppkőkéreg képződés történt.

A vízszint feltételezett időbeli és hőmérsékleti változását az egyes hasadékszerű járatokon belül külön-külön térképlapokon mutatom be, ahol jól kirajzolódik a barlangszakaszok vízzel kitöltöttségének és vertikális képződmény gyakoriságának mértéke *(105–110, 111. ábra)*.

A vízszint kb. 280 ezer évvel ezelőtti, barlangban észlelt 5-6 méteres emelkedését és hőmérsékletének ezzel együtt történő melegedését klimatikus és/vagy tektonikus események is kiválthatták. A klímaváltozással járó vízszintemelkedést a tágabb környezet éghajlatának csapadékossá válása, illetve az intergalciális során bekövetkező felmelegedés és ennek következtében meginduló hó- és jégolvadás is kiválthatta, ami regionális vízszint-emelkedéssel járt. Elvileg a folyó vízhozamának emelkedése is növelheti a felszín alatti víz szintjét és hőmérsékletét abban az esetben, ha a folyómederben megcsapolódó meleg szökevényforrásokra gyakorolt hidrosztatikai nyomása által azokat „visszaduzzasztja" (vö. PÁLL-SOMOGYI 2010). A nemzetközi klímagörbét figyelembe véve ebben az időszakban megfigyelhető erre utaló klímaváltozás esemény, azonban ennek mértéke önmagában még nem indokolja az egyszer bekövetkező, ilyen nagymértékű regionális vízszint-emelkedést, hiszen az előtte és utána észlelhető hasonló klímaesemények ekkora változást nem okoztak. A tektonika szerepe is feltételezhető. A Rózsadombtól K-re, a peremvető működése elvileg létrehozhatott a Kiscelli Agyag „mélyebbre zökkenése" általi vízszint- és hőmérséklet-emelkedést (FODOR L. szóbeli közlése). RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2018) a Gerecse északi peremén kimutatott egy kb. 300 ezer évvel ezelőtt bekövetkezett Duna-meder mélyebbre vágódási eseményt.

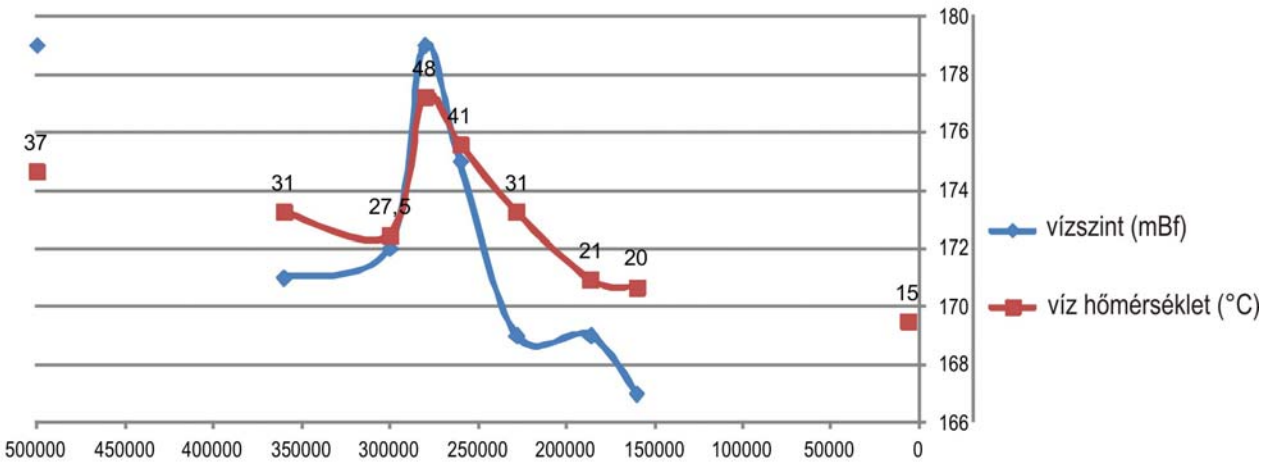
KELE (2009), és KELE et al. (2011) rózsadombi travertínó korai a Szemlő-hegyi-barlang feletti zónából (220–240 mBf) több mint 500 ezer évesek, a barlangjáratokkal vertikálisan egybeeső részekről pedig kb. 367 ezer (193 mBf), 356 ezer (174 mBf), 346 ezer (170 mBf) és 247 ezer (169 mBf) éves forráskúp és lejtő fáciesű travertínók találhatók. Ezek a barlang fokozatosan csökkenő (vízszint elemkedés előtti) termálvizéhez köthető forrástevékenység nyomait mutatják. A Kiscelli-fennsík kb. 189 ezer éves (137 mBf), jellemzően tavi fáciesű, nagy vastagságú édesvízi mészkő előfordulása a barlangjáratokat fokozatosan elhagyó vízből a felszínen kivált karbonátlerakódásként is értelmezhető.

A József-hegyi-barlang fő járatszintje a Szemlő-hegyi-barlanghoz képest mélyebb helyzetben, 158-160 mBf szintben található. Itt helyezkednek el a barlang legnagyobb terű részei is (pl. Kinizsi-pályaudvar). LEÉL-ŐSSY (1997a) munkája alapján a barlangban az első jellegzetes termálvizes kiválások, a kalcitlemezek 400–500 ezer évvel ezelőtt keletkeztek, és a karsztvíz szintje 400 ezer évvel ezelőtt a fő járatszint közelében (kb. 160 mBf-en) helyezkedhetett el. A víz szintje folyamatosan lejjebb helyeződött, és mintegy 65 ezer éve süllyedt a barlang 115 mBf szinten húzódó legalsó pontja alá. A feltételezett nagymértékű vízszint-változás (több mint 70 méteres vízszint-emelkedés) alapja a felszínről, a József-hegyi kilátó alapjából származó édesvízi mészkő, forrásmészkő koradata volt. Ez a kiválás ismeretlen helyzetű részből származik, és az adat a KELE (2009), illetve KELE et al. (2011) által korolt rózsadombi travertínó adatokkal sem egyeztethető össze. Ha a travertínó korát nem számítjuk bele, a barlangon belül már csak néhány méter vízszint-emelkedés mutatható ki, aminek mértéke összevethető a Szemlő-hegyi-barlangban észlelt vízszint

emelkedésével. A Kinizsi-pályaudvar felrepedezett aljú üledéke mutatja, hogy a termálvíz szintje időszakosan a terem alatti szakaszon húzódott. A riss-würm interglaciálishoz kötött termálvízszint emelkedés a Kinizsi-pályaudvar és a Fagylaltos-folyosó alsó részét újra elöntötte, és az üledék száradási repedéseiben kiválás történt: a néhány mm vastag kalcitkéreg pszeudomorfóza kora kb. 210 ezer év (LEÉL-ŐSSY 1997a). Ez fiatalabbnak bizonyul a Szemlő-hegyi-barlangból kimutatott (kb. 280 ezer évvel ezelőtti) vízszint-emelkedés koránál. Mivel az általam vizsgált kiválásokban későbbi, kisebb mértékű vízszint oszcillációra utaló jelenségek is megfigyelhetők, talán ezek vethetőek össze a József-hegyi-barlangból kimutatott vízszint-emelkedéssel. Ez az utóbbi vízszintemelkedés a Szemlő-hegyi-barlangon belül a kiválások és a járat topográfiai helyzete alapján biztosan a 170 mBf feletti szintben történt, a József-hegyi-barlangban azonban kb. 160 mBf szintben zajlott. Az utóbbi barlang fő járatszintje, legnagyobb méretű járatai is több mint 10 méterrel mélyebben találhatók a Szemlő-hegyi-barlangéhoz képest. A két barlang közti különbség oka feltehetően az eltérő felszíni topográfiához igazodó, ezáltal eltérő domborzatú felszín alatti víztükör és a hozzá kötődő oldódási-kiválási jelenségek különbözősége lehet. A József-hegyi-barlang DK-re, feltehetően a rétegdőléshez és a litológiai sajátosságokhoz is igazodva, aránylag mélyebb helyzetben található a Szemlő-hegyi-barlanghoz képest, és a Rózsadomb pereméhez, illetve a Dunához is közelebb helyzekedik el. A Dunával közvetetten kapcsolatban álló felszín alatti víztükör ingadozása ezen a József-hegyi-barlang esetében intenzívebben mutatkozhat a Szemlő-hegyi-barlanghoz képest, és az eltérő víztükör domborzat is okozhatja a két barlangon belül egymáshoz képest eltérő tengerszint feletti magasságban észlelt, hasonló oldódási jelenségeket és kiválásokat. Az eltérés oka differenciált emelkedés is lehetne, azonban a járatok aránylag közeli helyzete alapján ezt kevésbé tartom valószínűnek. A 65 ezer évvel ezelőtti 115 mBf helyzetű vízszint nem áll ellentmondásban a Szemlő-hegyi-barlang 164 mBf helyzetű, legalsó barlangrészét kb. 160 ezer évvel ezelőtt elhagyó termálvíz szintjével. A József-hegyi-barlang 125 mBf szintből korolt 110 ezer éves kalcitlemez korával sem mutatkozik ellentmondás, azonban itt már aránylag nagyobb különbség fedezhető fel a két barlang vizsgált adatai között. A József-hegyi-barlang előbbi kalcitlemeze a nagy vertikális kiterjedésű barlangjárat magasabb helyzetű részéből is származhat, vagyis nem kizárt, hogy a vízfelszín magasabb helyzetben húzódhatott, amikor a kalcitlemez létrejött, és onnan lebegett le arra a részre, ahol végül megőrződött.

A Szemlő-hegyi-barlang kb. 500 ezer éves (vagy annál idősebb), 180 mBf alatti (178-179 mBf) helyzetben található vékony kalcitlemezei a Ferenc-hegyi-barlang SZANYI (2007) által korolt, 180 mBf helyzetből származó vékony kalcitlemezek szintén több mint 500 ezer éves korával jó hasonlóságot mutatnak. A Pál-völgyi-barlang sajátos, DK felé fokozatosan mélyülő járatrendszerének köszönhetően a kalcitlemezek vertikálisan nagy területet fognak át (148-214 mBf), melyen belül SZANYI (2007) főként a 160-165 mBf közti kalcitlemez és apadási színlő-borda előfordulásokat részletesen vizsgálta, egészen a 148,5 mBf szintig. Eredményei alapján a karsztvízszint legalább 200 ezer éven keresztül a mai 160-165 mBf magasságában volt. Ezt követően rövid idő alatt 10–15 m-t süllyedt, és kb. 310 ezer évvel ezelőtt már a jelenlegi ~150 mBf szintben lévő járatokban húzódott. Fokozatos kiemelkedést és vízszint-csökkenést feltételezve, a kiemelkedési ütem 500 és 280 ezer év között 0,06–0,3 mm/év, 280–70 ezer év között pedig gyorsabb: átlagosan 0,16 mm/év lehetett (SZANYI et al. 2009). Összességében SZANYI (2012) adatai kétütemű, relatív lassúbb, majd kissé gyorsabb mozgást mutattak ki (Pál-völgyi-barlang: 0,15 mm/év az utóbbi 351 ezer évben, Szemlő-

hegyi-barlang: 0,21 mm/év az elmúlt 289 ezer évben, József-hegyi-barlang: 0,32 mm/év az utóbbi 217 ezer és 66 ezer éves intervallumban). A kiemelkedési ütemek közötti töréspont az egyes barlangoknál eltérő időpontra tehető. Ennek oka a fenti, József-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlang összehasonlításánál részletezett eltérő helyzet is lehet. KELE et al. (2011) rózsadombi travertínókon végzett vizsgálati eredményei (0,20-0,25 mm/év) jó egyezést mutatnak a fenti barlangi kiválásokon végzett elemzésekkel (0,15-0,32 mm/év az elmúlt kb. 350 ezer év alatt). Szanyi (2007) a kiemelkedési ráta számításainál fokozatos kiemelkedést és vízszint csökkenést feltételezett, azonban a Pál-völgyi-barlang koradatait összevetve a tengerszint feletti magasság értékeikkel szembetűnő, hogy azok azonos mBf szintben helyenként különböznek egymástól. Ny-ról K-i irányban adott szinten egyre fiatalabb értékek figyelhetők meg. A P20 minta 10 méterrel magasabban található a hasonló korú mintákhoz képest, ami azzal magyarázható, hogy a képződése az újra megemelkedett termálvízszinthez kötötten történt. A kiválás kora – a középső-pleisztocén képződményekre jellemző nagy kor bizonytalanságokkal együtt – jó egyezést mutat a Szemlő-hegyi-barlang vízszintemelkedés idején képződő kiválásainak korával, vagyis a Szemlő-hegyi-barlangból kimutatott vízszintemelkedés a fentiek alapján a Pál-völgyi-barlang képződményei alapján is észlelhető. A két barlang közti mBf helyzetbeli különbség okainak feltárása és a Szemlő-hegyi-barlang új koradatai és ismeretei alapján a kiemelkedési ütemek esetleges újra értelmezése további kutatások tárgyát képezheti.



111. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang vízszint és hőmérséklet változása az elmúlt 500 ezer évben

7. A SZEMLŐ-HEGYI- ÉS MOLNÁR JÁNOS-BARLANGOT ÉRT HIPOGÉN ÉS EPIGÉN HATÁSOK; ESEMÉNYTÖRTÉNET

A térinformatikai vizsgálatok a nagyobb léptékű összefüggésekre mutatnak rá. A barlangjáratokat jelölő poligonok csapásirányának és a barlangokban megfigyelhető, a tektonikához köthető jelenségek ásványtelérek (kalcitos-pirites-baritos telérek) összehasonlító elemzése is megerősítette, hogy a miocén hidrotermás események ásványtelérek és a pleisztocén barlangjáratoknak a képződése is ugyanazon a tektonika által meghatározott szerkezeti zónáknak, töréseknek, repedéseknek a mentén (főként a késő-oligocén – kora-miocén idején működött Ferenc-hegyi oldalelmozduláshoz és további tektonikai fázisokhoz kapcsolódóan) történt. A Szemlő-hegyi-barlang esetében a pleisztocén barlangképződés főként az ÉK-DNy-i irányú repedések mentén zajlott, míg az ÉNy-DK-i irány mentén jelenleg is (kismértékű) kondenzvíz korróziós oldódás tapasztalható. A Ferenc-hegyi-, Szemlő-hegyi-barlang és József-hegyi-barlang járatainak helyzetét főként a tektonika által létrehozott repedések határozták meg, míg a Pál-völgyi-barlangrendszer K-i zónája (így pl. a Mátyás-hegyi-barlang) és a Molnár János-barlang esetében a szerkezeti elemek mellett a kőzetrétegek DDK-i 20-30°-os dőlése is fontos szerepet játszott. A járatok gyakoriságeloszlása alapján több kitüntetett üregesedési szint is látható, melyek közül a nagy barlangokat is magukba foglaló magasság-intervallumok a jelentősebbek. Ezek jó összefüggésben állnak a termálvizes barlangi kiválások és travertínók térbeli megjelenésével, melyeknek helyzete a klimatikus és tektonikus hatások együttes eredménye.

Az aktív termálkarsztos Molnár János-barlang példáján, recensen is jól tanulmányozhatók a hipogén barlangképződés folyamatai és jelenségei, melyek támpontot adhatnak a többi, már kiemelt topográfiai helyzetben lévő, inaktív „száraz” rózsadombi barlang oldásformáinak, üledékeinek és képződményeinek vizsgálatához. A Szemlő-hegyi-barlang járataiban mind a hipogén, mind a felszíni eredetű, epigén folyamatok jelenségei jelen vannak, melyek időbeli és típusbeli elkülönítését végeztem el.

A Molnár János-barlangot kitöltő termálvíz a barlangon belül vertikálisan eltérő fizikai-kémiai paraméterekkel rendelkezik. A felső 5-10 méteren aránylag meleg, 27 °C-os, magas oldott anyag tartalmú víz helyezkedik el a 20 °C-os, alacsonyabb oldott anyag tartalommal jellemezhető, langyosabb víz komponens fölött, vagyis a víztest hőmérsékleti és szalinitás sztratifikációt mutat. Az előbbihez hasonló értékekkel a barlang K-i részén meleg víz „beáramlás”, míg az ÉNy-i részen (továbbá a Régi-részen is) langyos víz beáramlása észlelhető. A kétféle víz a kb. 10-15 méteres mélységben, egy opálos zónát létrehozva (termoklin és haloklin) keveredik, ahol átmeneti értékek jellemzők. A mélyebb zónában a víz lassú áramlása figyelhető meg, a víz fölé nyúló levegős termekben pedig nyugodt víztükrű tó formájában van jelen. A Kessler-terem tava és a Szent Lukács-ág sekély tavai repedéseken, üledékpórusokon keresztül egymással kapcsolatban vannak. A barlangba lokálisan beszivárgó víz hatása a nagy térfogatú terekben nem, azonban a sekélyebb tó vizében már észlelhető. A Szemlő-hegyi-barlangban jelenleg már csak felszíni eredetű (epigén) beszivárgás jellemző.

Az oldásformák víz alatti létrejötte a Molnár János-barlangban jól megfigyelhető, ahol a keveredési korrózió, a vízben feláramló CO_2 buborékok, valamint a víz lassú áramlása főként

áramlási kagylókra emlékeztető formákat, kezdetleges üstöket hoz létre. A jobban fejlett, nagyobb méretű gömbfülkék a víztükör feletti kondenzvíz korrózióval keletkeznek. A Szemlő-hegyi-barlangban a fenti megfigyelések alapján elkülöníthetők a feltehetően víz alatti oldásformák (áramlási kagylók vagy „scallopok", kisebb üstszerű formák, buborékáramlási csatornák), illetve a kondenzvíz korrózióval, a termálvíz szintje fölött létrejött nagyobb méretű gömbfülkék, melyek a mészkő főtéjében mennyezeti záróformaként is megjelennek. A gömbfülkékben megjelenő termálvizes eredetű, freatikus zónában képződött kiválások a vízszint oszcilláció nyomainak tekinthetők, ugyanis a gömbfülkék a vadózus zónában, kondenzvíz korrózióval oldódtak ki, a felületükön található víz alatti kiválások azonban a vízszint megemelkedését követően képződtek. A fő járatirányra merőleges, ÉNy-DK-i irányú hasadékok mentén a mélyebb, feltehetően még aktív termálvizes (ismeretlen) szakaszok felől jelenleg is hipogén eredetű, CO_2-dús meleg levegő feláramlás észlelhető, mely a képződmények felületét egységesen visszaoldja (a formák peremén pedig „evaporatív frostwork" képződése zajlik).

A Molnár János-barlang üledékét főként az adott hely alapkőzetének kőzetoldási maradéka, vagy a kovás elváltozott zóna anyaga képezi, külső üledékbehordás nyomai nem észlelhetők. A szemcseméretre a befogadó kőzet függvényében kőzetliszt és agyag, valamint kis mennyiségben homok a jellemző, és uralkodóan kvarcból és változó arányú kaolinitből áll. Egyes szakaszokon (a redox állapottól függően) pirit és illit is megjelenik. A Szemlő-hegyi-barlang esetében a Hosszú-folyosó üledéke szintén kőzetoldási maradék, továbbá a közbetelepülő agyagos „tufaréteg" áthalmozott anyaga. Az üledékek nagyobb arányban tartalmaznak agyagfrakciót, a kőzetliszt aránylag kevesebb, ásványos összetételére a kvarc és kaolinit jellemző. Az Oldal-folyosó üledékéhez az Örvény-folyosón és/vagy Kinizsi-szakaszon keresztül bekerült felszíni eredetű anyag is hozzá keveredhetett (plagioklász, piroxén és amfibol, valamint kevert illit-szmektit, földpát és csillám), így ott időszakos felnyílás vagy repedéseken keresztül beszűrődő üledék nyomai észlelhetők, ami feltehetően a Tardi és/vagy Kiscelli Agyagból származik. A barlangban az üledék a mélyedésekben nagyobb vastagságban, a sekélyebb, kiemeltebb részeken vékonyabb és cementáltabb állapotban található, és felszínét szinte minden esetben karbonátos képződmények (kérgek, bevonatok) borítják.

A Molnár János-barlang Kessler-termében, és a bevezető segédtáróban észlelhető jelenségek alapján a „kovás" porózus elváltozott zónák kialakulására felállított modell szerint a miocén pirites-kalcitos ásványtelérek oxidációja során lokálisan erősen kénsavas oldat jön létre, mely a márga karbonáttartalmát oldja, az agyagásványokkal történő reakciónak köszönhetően pedig az üregekben kaolinit és kvarc válik ki. Lokálisan alunit és jarosit is észlelhető. A pirit vastartalma az erősen savas oldatban Fe^{3+} formájában a zóna pereme felé vándorol, majd annak fokozatos semlegessé válása során ferrihidrit formájában kiválik, és goethitté alakul. A segédtáró építése során feltárult, még reduktív viszonyokkal jellemezhető szürke márgában lévő néhány cm széles pirites-kalcitos ásványtelér a barlangüreg mállott, agyagos falában már nem követhető tovább, hanem a fenti színzónás (középen fehér, majd a két oldal irányába sárga és vörös), szinte karbonátmentes, kvarcban és kaolinitben gazdag, porózus elváltozott zónaként jelentősen kiszélesedve (1-2 m) folytatódik. Az elváltozás rossz állékonysága miatt omlások és járatfelharapódzás látható a teremben és a víz alatti szakaszokon is. Az ásványtelér piritjét a zóna mentén fokozatosan hematit és goethit váltja fel, melynek átmenete is jól megfigyelhető. A zóna mentén gyakran gipsz is megjelenik, mely a pirit oxidációjakor felszabaduló kénsavas víz karbonáttal történő reakciója során, párolgás útján válik ki.

A folyamat kénsavas oldásként is felfogható, a barlangképződéssel egy időben, O_2-dús vizes oldat jelenlétében játszódik le, és a barlangképződéssel egyidejűleg, illetve ezt követően, jelenleg is zajlik. Ez a jelenség (folyamat) a terület már kiemelt helyzetű barlangjainak márgában létrejött járataiban is sokfelé megfigyelhető. A Szemlő-hegyi-barlang mészkőben húzódó járataiban nem észlelhető, azonban a márgában kialakult DNy-i szakaszban végig jellemző. Itt a kovás elváltozás kipergésével, felharapódzásával magasba nyúló kürtők jöttek létre.

A Molnár János-barlang víz alatti szakaszán, feltehetően az eltérő redox állapotú vizek keveredési helyén, (a reduktív állapotú víz oxidációja következtében) jelenleg intenzív Fe-Mn-oxid kiválás zajlik. Az üregkitöltő durvapátos kalcit és barit kristályok a barlangképződést időben kissé megelőző, vagy annak a kezdetén bekövetkezett, mélyebb víz alatti karbonát és szulfát kiválását jelzik. Nem a jelenlegi körülmények között jöhettek létre a „Vulkánok" karbonát kiválásai sem. A víz alatt intenzív karbonát- és szulfátásvány képződés jelenleg nem észlelhető. A tó víztükre feletti vadózus zónában azonban Fe-Mn-oxidos és szulfátos ásványtársulás jellemző. Az előbbiek a vízszint felett határozott vertikális kiterjedésű bevonatként, az utóbbiak az agyagos, oldott falban áttetsző, durvakristályos gipsz"tövisekként" (szelenitekként), a falon finomkristályos fehér gipszkéregként, és alárendelten gipsz szálakként, gipszkígyókként vannak jelen. Ahol felszíni beszivárgás észlelhető, onnan a gipszkiválások hiányoznak. A szulfátásványok keletkezése főként a termálvíz párolgásához köthető, a márga piritjének vagy a benne húzódó piriterek oxidációjához lokálisan kötődő kénsavas oldásnak és kiválásnak tulajdonítható. A Kessler-terem fenti képződményeihez képest már főként a vadózus zónában húzódó Szent Lukács-ágban változatos karbonátos kiválás-együttes is megfigyelhető. A sekély, aránylag nagy párolgási felszínnel rendelkező nyugodt, sima víztükör tetején intenzív vékony kalcitlemez képződés zajlik. A lemezek a víz alá lesüllyedve megőrződnek, azonban víz alatti kalcitkiválás, a kalcitlemezek tovább vastagodása nem észlelhető. A vadózus zónában részben a gipsz parageneziséhez kötődve dolomit, huntit, továbbá aragonit és kalcit is megjelenik. Ezek jellegzetes „evaporatív frostwork" formában, apró borsókövekként, tűpamacsokként vannak jelen, és képződésük a kondenzvíz korrózió folyamatához, párolgáshoz, illetve valószínűleg mikrobiális közreműködéshez köthető. A végpontról gyűjtött, dolomittal társuló, cementáltabb kalcitos „frostwork" kora 6860 (6540-7180) év, ami alapján feltételezhető, hogy ez a barlangszakasz már kb. 6500-7000 évvel ezelőtt (részben) az akkori víztükör szintje felett húzódhatott. A gipszekhez kis mennyiségben célesztin is társul. Mivel ezek keletkezése a termálvíz párolgásához kötődik, hipogén eredetű kiválásokként azonosíthatók. Felszíni vízbeszivárgás a képződmények környezetében nem észlelhető.

A Szemlő-hegyi-barlangban a járatoknál idősebb kalcitok repedéseket tölthetnek ki, melyek a miocén hidrotermás esemény részeként jöhettek létre (vagy fiatalabbak). Később a pleisztocén barlangképződés is főként ugyanezen repedések mentén zajlott. A barlangban helyenként megfigyelhető üregkitöltő durvapátos kalcit, továbbá az ÉNy-DK-i hasadékok mentén jellemző, járatbekérgező kalcit és barit ásványok feltehetően később, a barlangképződést megelőzően vagy annak korai szakaszában (maximum 1,5 millió évvel ezelőtt) jöhettek létre. A Szemlő-hegyi-barlang képződményeire a hipogén és epigén hatások egyaránt hatottak, melyek azonosítása és szétválasztása összetett feladatnak bizonyult. A barlangban nagy mennyiségben jelen lévő középső- és késő-pleisztocén képződményekre főként karbonátos ásványtársulás jellemző, azonban néhány szakaszon nagyobb mennyiségű gipszkéreg előfordulása is megfigyelhető. Az utóbbi kiválása feltehetően a

vadózus zónában, a termálvíz feletti szakaszon, annak párolgásával, a kőzet piritjének oxidációjával jött létre. A képződmény egyenletes vastagságban borítja az alatta található oldásformákat és/vagy képződményeket, a gipszkéreg és az alatta lévő karbonát kontakt zónájában pedig lokálisan dolomit és célesztin jellemző. Dolomit a porózus borsókő üregeiben is megjelenik, és feltehetően mikrobiális közreműködéssel, barlangi kiválásként jött létre. A vadózus zónában termálvíz párolgásához, valamint kondenzvíz korrózióhoz és párolgás-CO_2 kigázosodás folyamatához kötődve keletkezhetett az „evaporatív frostwork" és borsókőkiválások egy része, melyet a stabilizotóp értékek is alátámasztanak. A borsókőben gyakran aragonit is található, vagy teljesen abból épül fel. Az aragonittűs és kalcitkristályos sávok gyakran váltakoznak benne, és főként a kalcitos rétegeken belül barit is megfigyelhető. Ezek az aragonit kristálytűkön saját alakú, apró kristályokként vannak jelen, és a szabadon maradt kristályközi pórusokban, valamint rajta kalcitkristályok válnak ki. Gyakoriak az átmeneti helyzetben lévő borsókövek, melyeknél a felszínről beszivárgó víz és a termálvíz együttes hatása érvényesülhetett. A stabilizotóp mezőn belül jól elkülönülnek a beszivárgó víz párolgásának következtében létrejött borsókövek. Az utóbbi két esetben a kiválástípusok gyakran halványsárga cseppkövekkel váltakozhatnak. A barlangon belül a legintenzívebb cseppkőképződés a DNy-i, a többi szakaszhoz képest vastagabb fedővel jellemezhető járatban történik. Cseppkőképződés nemcsak a barlang végleges „szárazzá válása" után, hanem a termálvíz jelenléte idején is történt. A termálvizes eredetű kalcitlemezek, karfiolszerű kalcitkérgek kora, valamint a cseppkövek kora bizonyítja, hogy a beszivárgás és cseppkőképződés epigén karsztos folyamata már abban az időben is zajlott, amikor a járat aljában még hipogén karsztos hatás érvényesült. Ezeknek a cseppköveknek a színe sötétbarna, és stabilizotóp értékeik alapján beszivárgásuk idején (180-220 ezer évvel ezelőtt) a vastagabb fedőrétegeknek köszönhetően hosszú időtartamú kőzet-víz kölcsönhatás érvényesülhetett. A termálvíz freatikus zónájában a falat és oldásformákat egyenletes vastagságban bekérgező karfiolszerű kalcitkéreg, a nyugodt, sima tükrű tó vízfelszínén pedig vékony kalcitlemez képződhetett, amely a víz hullámzásával mélyebbre süllyedt és az aljzaton felhalmozódott. Amennyiben ez csak néhány cm-es vízmélységben történt, vékony, cementálatlan kalcitlemezek felhalmozódása történt, ha pedig nagyobb mélységbe süllyedt, kalcitkéreg vált ki a lemezekre és cementálta azokat.

A Szemlő-hegyi-barlang kiválásainak térképezése alapján rekonstruált „paleo vízfelszínek", „paleo tavak" formájában, nem egységes vízfelületként voltak jelen az ÉK-DNy-i hasadékszerű fő járatok aljában. Vízfelületük kb. 179-180 mBf magasságban húzódhatott, és az egyes vízfelületeket kiemelkedések, „gátak" választhatták el egymástól. Ezt megelőzően valószínűleg a keveredési korrózió és az állandó víz-utánpótlódás következtében a termálvíz telítetlen volt, kiválás nem történt, azonban a vízfelszínek elkülönülésével kialakult „paleo-tavak" vize kb. 500 ezer évvel ezelőtt túltelítetté válhatott, és a fokozott vízfelszín közeli CO_2-kigázosodásnak köszönhetően megindulhatott a kalcitlemez képződés. Ekkor a víz hőmérséklete (a $\delta^{18}O$ adatok segítségével számolt kiválási hőmérséklet értékek alapján) kb. 37 °C-os lehetett. Ezt a legmagasabb helyzetben lévő vékony kalcitlemezek jelzik. A karfiolszerű kalcitkéreg képződése, és a lesüllyedt lemezek megvastagodása (vagyis a termálvíz mélyebb részeken karbonátra nézve telítetté válása) csak később kezdődött meg, a relatíve kevésbé mély részeken (kb. 390-410 ezer év). A Budai-hegység fokozatos emelkedésének, és a Duna-meder bevágódásának köszönhetően fokozatos vízszintcsökkenés ment végbe, amit a kalcitlemezek és a karfiolszerű kalcitkérgek keletkezési helyének, a karbonátra

túltelített víznek egyre mélyebbre kerülése követett (a telített víz kb. 360 ezer évvel ezelőtt 31°C-os lehetett, és a jelenlegi 171 mBf szintben freatikus kalcitkéreg képződés folyt), miközben a vízszint feletti részeken vadózus zónabeli kiválások (pl. borsókövek) jöttek létre. Kb. 290-300 ezer évvel ezelőtt a 27-28 °C-os termálvíz szintje a jelenlegi 171-172 mBf szintre csökkenhetett. Ezt a borsókőszerű képződményeknek a paragenetikai sorrenden belüli megjelenése, és anomálisan lumineszkáló és fluoreszkáló sávok jelenléte is jelzi. Feltehetően klimatikus és/vagy tektonikus hatások együttes eredményeként kb. 280 ezer évvel ezelőtt a víz hőmérséklete és a vízszint akár 5-6 métert is emelkedhetett, a mai 178-179 mBf szintre, és a víz felszínének hőmérséklete akár 47-48 °C-os lehetett. Ezért újabb vékony kalcitlemezek megjelenése észlelhető, és főként ebben az időszakban keletkezhettek a járatok alján nagy mennyiségben jelen lévő karfiolszerű kalcitkérgek is (az utóbbiak: kb. 260 ezer év, 40-41 °C-os vízhőmérséklet; jelenleg 174-175 mBf). A kalcitkérgeken belül vékony kalcitlemezek is kimutathatók. Ezek a vízfelszíni kalcitlemez képződés és a víz alatti kalcitkéreg kiválás egyidejű meglétét mutatják. Ezt követően fokozatos vízszintcsökkenés és hűlés tapasztalható, azonban a „rétegsorokon" belül kisebb mértékű oszcilláció, és 2-3 °C-os hőmérsékletváltozás kimutatható. A „termálvizes időszak" vége felé már csak 21-25 °C körüli lehetett a víz hőmérséklete. A folyamat előrehaladtával már csak a barlang alsó részeiben, főként a mélyebbre nyúló kisebb barlangtermekben lehetett jelen az ekkor már langyosabb termálvíz. Az egyik helyen 222 ezer évvel ezelőtt 36 °C-os vízből kalcitlemez (164 mBf), 191 ezer éve 23-24 °C-os vízből az alsó végponton kalcitkéreg képződött. Egy másik szakaszon (~168-169 mBf) 228 ezer évvel ezelőtt 31 °C-os vízből karfiolszerű kalcitkéreg kiválása zajlott, a rétegsor tetején található, a legkésőbbi keletkezésű vékony kalcitlemezek (kb. 186 ezer év) pedig 20-21 °C-os sekély vizű tóból pedig azelőtt jöttek létre, mielőtt a víz elhagyta a járatot. A minimum korok alapján a kb. 164-167 mBf helyzetű, legalsó barlangrészeket kb. 160 ezer évvel ezelőtt hagyta el a kb. 20-23 °C-os „termálvíz". A víz hűlését a hozzákeveredő, csapadék eredetű beszivárgó hideg víz tovább fokozhatta. A 227 ezer éves sötétbarna cseppkövek mutatják, hogy a középső-pleisztocénben, amikor a járat alsóbb részén még jelen volt a termálvíz, a „szárazzá" vált üregekben már felszíni eredetű beszivárgás lehetett. A borsókő- és cseppkőképződmények kora alapján a barlang fő járatszintje kb. 50-70 ezer évvel ezelőtt már a vadózus zónában húzódhatott. A Földszíve-teremben a vörösessárga cseppkőkéreg alatti vékony kalcitlemezek kb. 9400 évesek, és kb. 14-15 °C-os hőmérsékletű, sekély vizű tóból keletkeztek, ami feltehetően a termálvíztől függetlenül később kialakult, beszivárgó vízből összegyűlt állóvíz lehetett. 6000 évvel ezelőtt a kalcitlemezeken már vadózus zónabeli cseppkőkéreg képződés történt.

A Szemlő-hegyi-barlangra felvázolt fenti eseménytörténet, a vízszint-változások rekonstruálása a komplex, többféle kiválástípusra együttesen kiterjedő, részletes paragenetikai sorrend felállítását is magába foglaló terepi és laboratóriumi, műszeres vizsgálatok alkalmazásával valósulhatott meg.

ÖSSZEFOGLALÁS

Doktori kutatásomban a Budai-termálkarszt rózsadombi barlangjai közül a topográfiailag már kiemelt helyzetben lévő Szemlő-hegyi-barlang járatainak szerkezetét, oldásformáit, képződményeit és üledékeit vizsgáltam és hasonlítottam össze a jelenleg is aktív Molnár János-barlang folyamataival és jelenségeivel. Munkám során igyekeztem elkülöníteni a termálvíz (hipogén) és a felszínről beszivárgó víz (epigén) eredetű hatásait, valamint külön kezelni a víz alatti, a vízfelszíni és légteres kiválásokat. A kiválások és a barlangi üledékek komplex ásvány-kőzettani- és izotópgeokémiai vizsgálati eredményeit és radiometikus koradatait térképileg és szelvényen ábrázolva érdemben tudtam hozzájárulni e két fontos barlang történetének részletesebb megismeréséhez. Legfontosabb megállapításaim az alábbiak:

A Molnár János-barlangot kitöltő termálvíz 20 és 27 °C-os hőmérsékletű komponenseinek keveredése és oldó hatása jelenleg is zajlik, melynek köszönhetően a freatikus zónában csak Mn-Fe-oxidos bevonat, valamint a fő járatképződés előtt létrejött, durvapátos kalcit és barit kristályok figyelhetők meg. A kalcit visszaoldódása, illetve a pirit oxidációja észlelhető. A kovás elváltozott zónák létrejöttéhez az utóbbi folyamat során felszabaduló kénsav a márga karbonát-tartalmát oldó, agyagásványokkal reakcióba lépve kvarcot, kaolinitet és jarositot létrehozó hatása szükséges, és a vas oxidációjával goethit válik ki. Az üledéket részben az elváltozott zóna anyaga, részben a kőzet oldási maradéka (kvarc, a kőzettípusból adódó változó mennyiségű kaolinit és kis mennyiségű illit) képezi. A víz alatti szakaszokon áramlási kagylók és üstszerű formák, a vízszint felett pedig gömbfülkék is jellemzőek. A Kessler-terem légteres részében a Mn-Fe-oxidos bevonat mellett a kőzet pirit oxidációjához és a termálvíz párolgásához köthető áttetsző, durvakristályos gipsz, és alárendelten fehér, finomkristályos gipszkéreg jelenik meg. A Szent Lukács-ágban a fentieken kívül, karbonátos kiválások is megfigyelhetők: „evaporatív frostwork" formájában kalcit és aragonit, a gipsszel közös paragenezist alkotó huntit és mikrobiális közreműködéssel képződő dolomit, valamint cölesztin. A sekély tavak vízfelszínén kalcitlemez képződés játszódik le. Az oldalág legmagasabb végpontja a vadózus zónában keletkező apró borsókőszerű „evaporatív frostwork" koradata alapján 6500-7000 évvel ezelőtt már az akkori víztükör szintje fölött húzódhatott. A barlangban a felszínről beszivárgó víz hatása alárendelt.

A Szemlő-hegyi-barlangban a hipogén jelenségekkel együtt epigén hatások nyomai is megfigyelhetők. Az oldásformákra a víz alattiakon túl, a felsőbb szakaszokon jelentős méretű, kondenzvíz korrózióval létrejött gömbfülkék jellemzők. Az üledékek nagyrészt kőzetoldási maradékból származnak, azonban a Molnár János-barlanghoz képest a kvarc mellett jelentős kaolinit dúsulás észlelhető, ami az agyagos „tufaréteg" áthalmozódásából származhat. Egyes szakaszokon a barlangjárat főtéjének felszín közeli helyzete, valamint az üledék lokális összetételbeli különbsége felszínre nyílás vagy repedések menti üledékbemosódást jelezhet. Az ásványtípusok megjelenése a Molnár János-barlangéhoz hasonló, azonban a karbonátos kiválások (főleg kalcit) meghatározó mennyiségben vannak jelen.

Felismertem, hogy a Szemlő-hegyi-barlangban, termálkarsztos fázis idején, a freatikus zónában létrejött karfiolszerű kalcitkérgek, a barlangi tó felszínén keletkező kalcitlemezek, és a vadózus zónában képződő borsókő, a felszínről beszivárgó vízből kialakult cseppkő és a víz bepárlódásához kötődő borsókő képződmények helyzetének részletes térképezése és a fenti szpeleotémák vizsgálata lehetővé teszi a termálvízszint és a vízhőmérséklet változásának rekonstrukcióját. Adataim azt mutatják, hogy az addig oldódással, keveredési korrózióval jellemzett barlangszakaszok ÉK-DNy-i irányú, hasadékszerű járataiban 500 ezer évvel ezelőtt „gátakkal" egymástól elválasztva kialakult, termálvizes tavak felszínén, a 37°C-os vízből a CO_2 kigázosodás hatására vékony kalcitlemez kiválás zajlott (jelenlegi tszf. magasságát tekintve 179 mBf-en). Az aljzatra lesüllyedt lemezek megvastagodása csak később (390-410 ezer évvel ezelőtt) kezdődött meg a mélyebb részeken. A Budai-hegység fokozatos emelkedésének, és a Duna-meder bevágódásának köszönhető fokozatos vízszintcsökkenés azt eredményezte, hogy a kalcitlemezek és a karfiolszerű kalcitkérgek víz alatti keletkezési helyének tengerszint feletti magassága lejjebb vándorolt. Eközben a vízszint feletti részeken vadózus zónabeli kiválások (pl. borsókövek) jöttek

létre. A koradatok szerint, 290-300 ezer évvel ezelőtt, a 27-28 °C-os termálvíz szintje a korábbi állapothoz képest kb. 7-8 m relatív süllyedést mutat (a jelenlegi 172 mBf szintre csökkent), és a járatok döntő része légteressé válhatott. Feltehetően klimatikus és/vagy tektonikus hatások együttes eredményeként, 280 ezer évvel ezelőtt a vízszint (akár 5-6 métert is) emelkedhetett: elérhette a mai 178-179 mBf-nek megfelelő szintet, és a víz hőmérséklete is megemelkedett: a vízfelszín közeli rész 47-48 °C-os lehetett. Ebben a tartományban újabb vékony kalcitlemezek megjelenése észlelhető, és főként ebben az időszakban keletkezhettek a járatok alján nagy mennyiségben jelen lévő karfiolszerű kalcitkérgek is (260 ezer éve, 40-41 °C-os vízből, a mai 174-175 mBf szinten). A termálvizes időszak vége felé már csak 21-25 °C körüli lehetett a víz hőmérséklete. A folyamat előrehaladtával, a kalcitkérgek és vékony kalcitlemezekből vett minták adatai szerint már csak a barlang alsó részeiben, főként a mélyebbre nyúló kisebb barlangtermekben lehetett jelen a langyos víz (186 ezer éve 20-21°C-os víz, jelenlegi 168 mBf; illetve 191 ezer éve 23-24°C-os víz, 164 jelenlegi mBf). A minimum korok alapján a ma 164-167 mBf helyzetű, legalsó barlangrészeket kb. 160 ezer évvel ezelőtt hagyta el véglegesen a 20-23 °C-os termálvíz. A víz hűlését a hozzákeveredő, csapadék eredetű beszivárgó hideg víz tovább fokozhatta. A 227 ezer éves sötétbarna cseppkövek mutatják, hogy a középső-pleisztocénben, amikor a járat alsóbb részén még jelen volt a termálvíz, a „szárazzá" vált üregekben már felszíni eredetű beszivárgás lehetett. A borsókő- és cseppkőképződmények kora alapján a barlang fő járatszintje kb. 50-70 ezer évvel ezelőtt már a vadózus zónában húzódhatott.

SUMMARY

In my doctoral research, I studied the structure, solution forms, formations and deposits of the passages of the topographically exposed Szemlő-hegy Cave, a member of the Rózsadomb caves in the Buda thermal karst area. I compared these characteristics with processes and phenomena of the active Molnár János Cave. It was important to separate the influences of the thermal (hypogene) water and the infiltrating (epigene) water from the surface as well as to handle the underwater, surface and cave-air speleothems. I presented the results of the complex mineralogical-petrographical and isotope-geochemical analyses as well as the radiometric age-dating of speleothems and cave deposits on maps and profiles. These are important contributions to the deeper understanding of the development of the two caves. My major conclusions are as follows:

The mixing and the dissolution effect of the 20 °C and 27 °C components of the thermal water filling Molnár János Cave is going on even today; this explains why only Mn-Fe-oxide coating and coarse sparitic calcite and barite crystals formed before the development of the main passages can be seen in the phreatic zone. The re-dissolution of calcite and the oxidation of pyrite can be observed. In the latter process, sulphuric acid evolves that dissolves the carbonate content of the marl and reacts with the clay minerals producing quartz, kaolinite and jarosite, which is needed for the formation of siliceous altered zones, and goethite precipitates with the oxidation of the iron. The deposit is partly made of the material of the altered zone and partly the dissolution residual (quartz, varying amount of kaolinite depending on the rock type and small amount of illite) of the rock. In the underwater sections, flow shells and cauldron-like forms, while above the water even spherical niches are characteristic. In addition to the Mn-Fe-oxide coating, translucent, coarse-crystal gypsum and subordinately white, fine-crystal gypsum crust can be observed in the airy part of the Kessler Chamber, which is related to the oxidation of the pyrite and the evaporation of the thermal water. In the Szent Lukács Passage, besides the above, also carbonate speleothems can be seen: calcite and aragonite in the form of evaporative frostwork, huntite forming common paragenesis with gypsum, dolomite formed by microbial influence, and celestite. On the water surface of shallow lakes, calcite rafts develop. On the basis of the dating of the tiny, popcorn-

like evaporative frostwork developing in the vadose zone, the highest endpoint of the side branch may have been above the surface of the water already 6500–7000 years ago. The role of the infiltrating water from the surface is subordinate.

Together with hypogene occurrences, the traces of epigene effects can also be observed in Szemlő-hegy Cave. The dissolution forms, not only those underwater, are characterized by spherical niches of significant size formed by the corrosion of condensing water in the upper reaches. The deposits mostly come from the remnants of dissolving rocks, but – compared with Molnár János Cave – quartz and significant enrichment of kaolinite is observed, which may originate from the redeposition of the clayey "tuff layer". The closeness of the roof of the passage to the surface in certain sections and the differences in the local composition of the deposit may indicate opening to the surface or sediment supply along the fissures. The appearance of mineral types is similar to those in the Molnár János Cave, but the carbonate (mainly calcite) speleothems are present in determining quantity.

I have demonstrated that the detailed mapping of the location of the mammillary crusts developed in the phreatic zone in thermal karstic phase and the calcite rafts developing on the surface of the cave lake, and the cave coralloids (popcorns) forming in the vadose zone, the dripstones evolving from the water infiltrating from the surface and the popcorn forms related to the evaporation of the water in Szemlő-hegy Cave as well as the study of the above speleothems make it possible to reconstruct the changes in the thermal water level and water temperature. My data show that thin cave rafts precipitated due to the outgassing of CO_2 from the 37 °C surface water of the thermal lakes separated by "dams" (at 179 m above the present Baltic m.s.l.) 500 thousand years ago in the NE–SW running fissure-like passages, which sections were formerly characterized by dissolution and mixing corrosion. The cave rafts sunken to the base began thickening only later (390–410 thousand years ago) in the deeper parts. The gradual rising of the Buda Hills and the incision of the Danube resulted in the gradual decrease of the water level, which meant that the elevation above sea level of the original underwater site of the calcite rafts and the mammillary crusts moved downward. In the meantime, vadose-zone speleothems (e.g. cave coralloids) developed in the parts above the water level. The dating shows that, compared to the former state, the level of the 27–28 °C thermal water had a relative sinking of 7 to 8 m 290–300 thousand years ago (to today's 172 m above the present Baltic m.s.l.) and that the majority of the passages nay have become airy. Presumably, due to the combined result of climatic and/or tectonic effects, the water level may have risen (even by 5 to 6 m) 280 thousand years ago: it may have reached today's 178–179 m above the present Baltic m.s.l.; the temperature of the water may have risen too: the part close to the surface may have been 47–48 °C. In this range, the appearance of newer thin cave rafts can be observed, and the large amount of mammillary crusts on the bottom of passages may have developed mainly in this period (260 thousand years ago, from 40–41 °C water at today's 174–175 m above the present Baltic m.s.l. Towards the end of the thermal-water period, the water temperature may have been only 21–25 °C. Analysis of the samples taken from the calcite crusts and the thin calcite rafts shows that, with the progress of the process, lukewarm water may have been present only in the lower parts of the cave, mainly in the smaller halls in the deep (20–21°C water 186 thousand years ago at 168 m above the present Baltic m.s.l.; 23–24 °C water 191 thousand years ago at 164 m above the present Baltic m.s.l.). On the basis of minimum ages, the thermal water of 20–23 °C finally left the lowest parts of the cave (164–167 m above the present Baltic m.s.l.) ca. 160 thousand years ago. The cooling of the water may have been speeded up by mixing with the infiltrating cold water from rainwater. The 227 thousand-year old dark brown dripstones show that in the Middle Pleistocene, when thermal water was present in the lower part of the passage, the "dried" hollows may have received infiltrating water from the surface. The dating of the cave coralloids and dripstones indicates that the main passage already ran in the vadose zone 50–70 thousand years ago.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Hálás köszönettel tartozom mindkét Témavezetőmnek a számomra rendkívül izgalmas doktori téma kiírásáért, a doktori évek kutatómunkája alatt biztosított szakmai és emberi segítségért, bíztatásért, támogatásért, a hasznos tanácsokért és a türelmükért. Az eltelt néhány évben a gyakorlatban mindketten segítettek, azonban adminisztrációs alapon **Dr. MINDSZENTY Andrea** 2011 augusztusától 2015 októberéig, **Dr. LEÉL-ŐSSY Szabolcs** pedig 2015 novemberétől volt a témavezetőm. Hatalmas köszönettel tartozom *Dr. LEÉL-ŐSSY Szabolcs*nak, hogy a doktorandusz éveim alatt végig minden helyzetben támogatott, a nehézségek alatt is vállalta a velem közös munkát, valamint széleskörű barlangos múltjából és tapasztalatából adódóan sok segítséget kaphattam Tőle, és a kutatási engedélynek köszönhetően (melynek a kutatásvezetője volt), megvalósíthattam a terepi vizsgálatokat és mintagyűjtést. Köszönöm, hogy segített abban, hogy a doktori munkámat befejezhessem, és a disszertációm elkészülhessen. Hálásan köszönöm *Dr. MINDSZENTY Andrea*nak már a doktori kutatást megelőző közös munkát és támogatást is, melynek kapcsán mind szakmailag, mind emberileg rengeteget tanulhattam tőle. Közös kutatómunkánkból „nőtte ki" magát a doktori téma is, amiben igazán izgalmas és számomra érdekes területtel foglalkozhattam. Köszönöm a barlangok és a téma iránti őszinte érdeklődését, lelkesedését és a sok hasznos, a témát előrevivő szakmai beszélgetést, ötletet, tanácsot és bíztatást, valamint együtt gondolkodást, melyekkel hatékonyan lendítette tovább a kutatási munkámat.

Köszönöm **Dr. SURÁNYI Gergely**nek a lehetőséget az U-Th kormeghatározásokért (mely kapcsán a konzulensem is volt): a segítségét a kémiai feldolgozásban (MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport Radiometriai Laboratórium), ahol a minták feltárását és elválasztását elvégezhettem, a mérések végzését az MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont Részecske- és Magfizikai Intézetben (régebben KFKI), és az eredményekből a korhatározás hibaszámítását is.

A szén- és oxigénizotóp, illetve víz stabilizotóp mérések lehetőségét az MTA CsFK Földtani és Geokémiai Intézet Stabilizotóp Laboratóriumában köszönöm **Dr. DEMÉNY Attilá**nak. A karbonátos minták mérésének elvégzését **HEGYI István**nak, a vízminták mérését és elemzését pedig **Dr. CZUPPON György**nek köszönöm. A $\delta^{18}O$ eredményekből végzett paleohőmérséklet, kiválási hőmérséklet számításokban **DR. KELE Sándor**t illeti köszönet.

Az MTA ATOMKI HEKAL Izotóp-, Klíma- és Környezetkutató Központjában (ICER) végzett mérések lehetőségének megteremtését és végigvitelét **Dr. PALCSU László**nak és **Dr. MOLNÁR Mihály**nak hálásan köszönöm. A kén- és oxigénizotópok mérésekért **Dr. FUTÓ István**t és **Dr. TURI Mariann**t, a karbonát és víz nyomelem mérésekért pedig **Dr. BRAUN Mihály**t illeti köszönet.

Hálásan köszönöm **SZIKSZAY László**nak (ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék) a terepi vízmintavételben és mérésekben, a vízminták laboratóriumi elemzésében, a kőzet- és üledékminták laboratóriumi feldolgozásában, az üledék szemcseeoszlás mérésében nyújtott segítségét. Az utóbbi vizsgálatra a lehetőséget **Dr. SZALAY Zoltán**nak (ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék) köszönöm. A vékonycsiszolat-készítés módszerének tanításáért **Dr. JÓZSA Sándor**t és **SZIKSZAY László**t illeti köszönet. A kén-hidrogén mérésekben és terepi vízmintázásban köszönöm **ZIHNÉ Dr. PERÉNYI Katalin** segítségét (ELTE TTK Kémiai Intézet Analitikai Kémiai Tanszék), a

módszer elsajátításáért pedig **Dobosy Péter**t és **Jurecska Laurá**t illeti köszönet. A terepi és laboratóriumi vízelemzések eredményeiből a PHREEQC geokémiai modellező programmal végzett számításokat **Dr. Bíró Lóránt**nak köszönöm.

Az ásványtani vizsgálatokban nyújtott segítséget **Dr. Németh Tibor**nak köszönöm (ELTE TTK Ásványtani Tanszék), aki az agyagpreparátum készítés módszerében és a kérdéses röntgen porfelvételek kiértékelésében is segített. A röntgen porfelvételekből készített diagramokban **Keresztes Mária** munkáját köszönöm. **Tóthné Király Judit**ot a röntgen diffraktométeren végzett mérésekért illeti köszönet. Az ásványtani kérdésekben **Dr. Weiszburg Tamás**hoz is bizalommal fordulhattam, akinek hasznos szakmai tanácsaiért és bíztatásáért is nagyon hálás vagyok. Köszönöm **Bendő Zsolt**nak az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszéken a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokban nyújtott rendgeteg segítségét és a módszer elsajátításának lehetőségét. A későbbiekben **Tóth Ágoston, Kovács Zoltán** és **Fehér Kristóf** segített. A katódluminoszkópos vizsgálatokban **Dr. Mindszenty Andrea** segített, az UV-fluoreszcens mikroszkópos vizsgálatok és a mikroszkóp kezelés módszerének elsajátításáért **Dr. Hips Kingá**t és **Dr. Győri Orsolyá**t illeti köszönet.

A barlangi terepi mintavételezések lehetőségét a KTF:607-5/2014 számú (2017. december 31-ig érvényben lévő) kutatási engedély teremtette meg, melynek kutatásvezetője **Dr. Leél-Őssy Szabolcs**, kutatásvezető helyettese pedig **Dr. Surányi Gergely** volt. A Molnár János-barlang víz alatti szakaszain végzett mintavételezésért elsősorban **Dr. Szieberth Dénes**t illeti köszönet. Az Ő szakmai irányításával a mintavételezésben és mérésekben, valamint a víz alatti felvételek készítésében **Spanyol József**, **Müllner László** és **Nagy Gyula** segített, a feltételek megteremtését pedig **Hosszú Attilá**nak köszönöm. A víz feletti szakaszok mintavételezésében és a térképezésben (a Kessler-teremben és a Szent Lukács-ágban) elsősorban **Kiss Klaudiá**t illeti köszönet, valamint **Vörös Péter, Ast Hajnalka** és **Beke Barbara** segített. A Szemlő-hegyi-barlangban a terepi munkában **Kiss Klaudia, Hegedűs András, Vörös Péter, Beke Barbara, Bíró Lóránt, Váci Gergely János, Balázs Brigitta Réka,** valamint **Timkó Attila** és **Kollár Magdolna** segítettek. A meteorológiai mérések lehetőségét és kivitelezését köszönöm **Dr. Weidinger Tamás**nak (ELTE TTK Meteorológiai Tanszék); a terepi munkában továbbá **Tordai Ágoston** és **Lukács Dávid** segített. A kovás elváltozott zónák témakörében köszönöm **Vörös Péter** barlangi és laborfeldolgozásban végzett munkáját (akinek a szakdolgozati témája volt), a sok közös, konstruktív szakmai beszélgetést és együtt gondolkodást, és a téma iránti lelkesedését. **Hegedűs András** a lézeres térképező műszer használatában és szakmai barlangos beszélgetésekben, tanácsaival, ötleteivel, közös együtt gondolkodásával szintén sokat segített. A termálkutak és források vízmintázása a **Budapest Hévizei és Gyógyfürdői Zrt** (**Kovács László** üzemeltetési igazgató és **Balogh Éva** Energia- és Vízgazdálkodási Osztály vezetője) engedélyével valósult meg.

Köszönöm **Ast Hajnalká**nak és **Kiss Klaudiá**nak a rengeteg segítséget és bíztatást, lelkes együtt gondolkodást és közös munkát, melyet az ArcGIS programban a térinformatikai feldolgozások során, illetve a barlangi munka és mintafeldolgozások kapcsán nyújtottak, a közös terepbejárásokat és azok során végzett felméréseket. **Dr. Mari László**nak a további térinformatikai segítséget, **Dr. Telbisz Tamás**nak a GEOrient program megmutatását és a járatirány elemzések során nyújtott segítséget, **Dr. Timár Gábor**nak és **Dr. Molnár Gábor**nak a vetületi rendszer nélküli barlangtérképek georeferálásában, **Zihné Dr. Perényi Katalin**nak a Szemlő-hegyi-barlang térképi és felmérési

adataiból történő polygon szerkesztésben nyújtott segítséget köszönöm. **Dr. ALBERT Gáspár**nak köszönöm a barlangfelmérések, térképek adatai alapján történő térfogatmodellezés, porozitás modellezés kapcsán végzett közös munkát köszönöm. A „Barlangtani Intézet" (jelenleg Vidékfejlesztési Minisztérium Tájvédelmi, Barlangvédelmi és Ökoturisztikai Osztály) munkatársaitól (főként **EGRI Csabá**tól és **KOVÁCS Richárd**tól) az Országos Barlangnyilvántartás adatainak (aktuális barlang adatok, barlang térképek, polygonok, archív leírások, dokumentumok) felhasználásában rengeteg segítséget kaptam, melyet ezúton is hálásan köszönök. Köszönöm a barlangi fénykép felhasználási lehetőséget **HEGEDŰS András**nak, **EGRI Csabá**nak, **KOVÁCS Richárd**nak és **SZABÓ Zoltán**nak.

Köszönöm a hasznos és a kutatás szempontjából építő jellegű szakmai beszélgetéseket és segítséget (a fentieken kívül) **Dr. SZABÓ Csabá**nak (nyomelemek, kénizotópok geokémiája), **Marjan TEMOVSKI**nak (gipszek stabilizotóp geokémiája), **Dr. DEMÉNY Attilá**nak (karbonátok stabilizotóp geokémiája), **Dr. FODOR László**nak és **Dr. BEKE Barbará**nak (szerkezetföldtan), **TÓTH Ádám**nak és **HAVRIL Tímeá**nak (hidrogeológia), **NÉMETH Alexandrá**nak (barlangi képződmények szövete), **Dr. HAAS János**nak és **Dr. PÓSFAI Mihály**nak (dolomit témakör), **Dr. HIPS Kingá**nak és **Dr. POROS Zsófiá**nak, valamint **Dr. RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiá**nak és **Dr. NOVOTHNY Ágnes**nek. **Dr. SZUNYOGH Gábor**nak, **TAKÁCSNÉ BOLNER Katalin**nak és **KRAUS Sándor**nak a barlangos témákban való hasznos beszélgetéseket és segítséget, **KISS Jenő**nek a Szemlő-hegyi-barlang feltáró kutatásával kapcsolatos információit és térképeit köszönöm. Nemzetközi konferenciákon és terepbejáráson hasznos tanácsokat és szakmai segítséget kaptam Tőlük: **Philippe AUDRA, Christopher SPÖTL, Lukas PLAN, Derek FORD, Andrea MARTÍN-PÉREZ, Enrico CAPEZZUOLI**.

Köszönöm a rendszeres baráti beszélgetéseket, kávézást és bíztatást, valamint az értekezés készítése közben nyújtott technikai segítséget **SZIKSZAY László**nak, **Dr. BEKE Barbará**nak és **Dr. PETRIK Attilá**nak, valamint **KELEMEN Péter**nek. Köszönöm a további bíztató szavakat **Dr. POGÁCSÁS György**nek és **Dr. MÓGA János**nak.

Köszönöm **Dr. PÁLFY József**nek, hogy tanszékvezetőként lehetővé tette, hogy ösztöndíjas éveim után a tanszéken befejezhessem a doktorimat, és lehetőségeihez mérten támogatott és bíztatott. Köszönöm továbbá az ***Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék***, illetve az ***MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport*** minden oktatójának, kutatójának és doktoranduszának, hallgatójának a segítségét.

Végül nagyon köszönöm Családom biztatását, kitartását, támogatását, türelmét és a hátteret, melyet a doktori éveim alatt és a disszertáció készítése kapcsán kaptam Tőlük.

A vizsgálatokat a doktori kutatásom kezdetén az **OTKA 72590 K** projekt („Budapest városgeológiai tanulmányok") támogatta. A kutatási témámhoz kapcsolódó munkám eredményeinek egy részét az Eötvös Kiadó gondozásában megjelentetett zárókötetben (MINDSZENTY A. (szerk.) 2013) is publikálhattam. Később a kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a **GINOP-2.3.2.-15-2016-00009** azonosítószámú **'IKER'** pályázatban. A konferencia részvételeimet részben a **Papp Simon Alapítvány** támogatta. A doktori munkám befejezése az Emberi Erőforrások Minisztériuma **ÚNKP-17-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Program**jának támogatásával valósulhatott meg.

IRODALOMJEGYZÉK

ADAMKÓ P., LEÉL-ŐSSY SZ. (1984): Budapest új csodája: a József-hegyi-barlang. – *Karszt és Barlang* **1984/I,** pp. 1–8.

AFFEK, H.P., ZAARUR, S. (2014): Kinetic isotope effect in CO_2 degassing: insight from clumped and oxygen isotopes in laboratory precipitation experiments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **143,** pp. 319–330.

AFFEK, H.P., MATTHEWS, A., AYALON,A., BAR-MATTHEWS, M., BURSTYN, Y., ZAARUR, S., ZILBERMAN, T. (2014): Accounting for kinetic isotope effects in Soreq Cave (Israel) speleothems. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **143,** pp. 303–318.

ALBERT G. (2010): A budapesti Pál-völgyi-barlang üreg- és pórustérfogatának modellezése. – *Földtani Közlöny* **140/3,** pp. 263–280.

ALBERT, G., VIRÁG, M., ERŐSS, A. (2015): Karst porosity estimations from archive cave surveys – studies in the Buda Thermal Karst System (Hungary). – *International Journal of Speleology* **44 (2)**, pp. 151–165. http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.44.2.5

ALFÖLDI L. (1978): *Budapest hévizei.* – Kandidátusi dolgozat, Budapest, 156 p.

ALFÖLDI L. (1979): Budapesti hévizek (a kandidátusi dolgozat kivonata). – *VITUKI Közlemények* **XX,** 102 p.

ALFÖLDI L. (1981): A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. – *Hidrológiai Közlöny* **1981/9,** pp. 397–403.

ANDA, D., BÜKI, G., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., BORSODI, A. (2014): Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Diana-Hygieia Thermal Spring (Budapest, Hungary). – *Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica* **61 (3)**, pp. 329–346. DOI: 10.1556/AMicr.61.2014.3.7

ANDA, D., MAKK, J., KRETT, G., JURECSKA, L., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J., BORSODI, A. (2015): Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary). – *Extremophiles* **19**, pp. 787–797. DOI 10.1007/s00792-015-0754-1

ANDA, D., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J., BORSODI, A.K. (2017): Comparison of bacterial and archaeal communities from different habitats of the hypogenic Molnár János Cave of the Buda Thermal Karst System (Hungary). – *Journal of Cave and Karst Studies* **79/2,** pp. 113–121. DOI: 10.4311/2015MB0134

ANDRE, B.J., RAJARAM, H. (2005): Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems. – *Water Resour Res* **41,** W01015

ARP, G., BISSETT, A., BRINKMANN, N., COUSIN, S., DE BEER, D., FRIEDL, T., MOHR, K.I., NEU, T.R., REIMER, A., SHIRAISHI, F., STACKEBRANDT, E., ZIPPEL, B. (2010): Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. – In: PEDLEY, H.M., ROGERSON, M. (eds.): *Tufas and Speleothems. Unravelling the Microbial and Physical Controls,* Geological Society Special Publication No. 336, London, pp. 83–118.

AUDRA, P. (2007): Epigene and hypogene karst and speleogenesis. Operative research and valorization. – Habilitation Thesis, University of Nice Sophia-Antipolis, 278 p.

AUDRA, P., HOBLEA, F., BIGOT, J.-Y., NOBECOURT, J.-C. (2007): The role of condensation-corrosion in thermal speleogenesis: study of a hypogenic sulfidic cave in Aix-Les-Bains, France. – *Acta Carsologica* **36/2,** pp. 185–194.

BAKALOWICZ, M.J., FORD, D.C., MILLER, T.E., PALMER, A.N., PALMER, M.V. (1987): Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. – *Geological Society of America Bulletin* **99,** pp. 729–738.

BAKER, P.A., KASTNER, M. (1981): Constrains on the formation of sedimentary dolomites. – *Science* **213,** pp. 214–216.

BALÁZS D. (1961): A Szabadság-barlang. – *Karszt és Barlang* **1961/II**, pp. 61–75.

BALÁZS D. (1965): A karsztkorrózió általános kémiai vonatkozásai. – *Karszt és Barlang* **1965/II,** pp. 51–60.

BALÁZS D. (1966): A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban. – *Hidrológiai Közlöny* **46/4,** pp. 179–185.

BÁLDI T. (1983): *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 292 p.

BÁLDI T., BÁLDINÉ BEKE M. (1986): A Magyar Paleogén Medencék fejlődése. – *Őslénytani Viták* **33,** pp. 95–145.

BÁLDI T., BÁLDINÉ BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M., NAGYMAROSY A. (1976): A Hárshegyi Homokkő kora és képződési körülményei. – *Földtani Közlöny* **106/4,** pp. 353–386.

BÁLDI T., NAGYMAROSY A. (1976): A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. – *Földtani Közlöny* **106/3,** pp. 257–275.

BÁLDINÉ BEKE M. (2003): A magyarországi eocén transzgressziók ideje: a nannoplankton biosztratigráfiai és magnetosztratigráfiai eredmények együttes értékelése. – *Földtani Közlöny* **133,** pp. 437–440.

BENKOVICS L., TÖRÖK Á., NÁDOR A. (1995): A Ferenc-hegyi vonulat barlangjainak geológiája. – *Karszt- és Barlangkutatás* **X,** pp. 193–210.

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* **12/3-4,** pp. 201–211.

BENNETT, P.C., ENGEL, A. (2005): Microbial contributions to karstification. – In: GADD, G.M., SEMPLE, K.T., LAPPIN-SCOTT, H.M. (eds.): *Micro-organisms and Earth Systems. Advances in Geomicrobiology*. Society for General Microbiology (SGM) Symposium 65, Cambridge University Press, pp. 345–363.

BERGMANN CS., LEÉL-ŐSSY SZ., FEHÉR K., FÓRIZS I. (2011): Vízvizsgálatok a Molnár János-barlangban. – *Karsztfejlődés* **XVI,** pp. 223–245.

BERHIDAI GY. (1964): Budapest barlangjai. – In: SCHAFARZIK F., VENDL A., PAPP F. (szerk.): *Geológiai kirándulások Budapest környékén.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest, pp. 86–100.

BERKESI L. (1965): A Mátyáshegyi-barlang tavának kéthetes vizsgálata. – *Karszt és Barlang* **1965/II,** pp. 79–82.

BÍRÓ T. (2012): Vulkanogén homokkő-előfordulások vizsgálata a Budai-hegység felső-eocén összleteiben. – Szakdolgozat, ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, 85 p.

BÍRÓ T., JÓZSA S., KARÁTSON D., SZENTHE I. (2013): A budai Mátyás-hegy bryozoás márga összletébe települt vulkanogén képződmény kőzettani-vulkanológiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **143/3,** pp. 239–250.

BISCHOFF, J.L., JULIA, R., SHANKS, W.C., ROSENBAUER, R.J. (1994): Karstification without carbonic acid; bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. – *Geology* **22,** pp. 995–998.

BISSING, P., GOLDSCHEIDER, N., MAYORAZ, J., SURBECK, H., VUATAZ, F.D. (2006): Carbogaseous spring waters, coldwater geysers and dry CO_2 exhalations in the tectonic window of the Lower Engadine Valley, Switzerland. – *Eclogae Geol Helv* **99,** pp. 143–155.

BLACK, D.M. (1953): Aragonite rafts in Carlsbad Caverns, New Mexico. – *Science* **117 (3030),** pp. 84–85.

BODOR P. (2014): A rózsadombi megcsapolódási terület felszín alatti vizeiben bekövetkező időbeli változások vizsgálata. – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 96 p.

BODOR P., ERŐSS A., MÁDLNÉ SZŐNYI J., CZUPPON GY. (2014): A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolata a rózsadombi megcsapolódási területen. – *Karsztfejlődés* **XIX,** pp. 63–75.

BODOR P., ERŐSS A., MÁDLNÉ SZŐNYI J., KOVÁCS J. (2015): A csapadék hatása a rózsadombi források utánpótlódási és megcsapolódási területén. – *Földtani Közlöny* **145/4,** pp. 385–396.

BODOR, P., ANDA, D., BURKUS, V., ÓVÁRI, M., HORVÁTH, Á., KUZMANN, E., HOMONNAY, Z., FUTÓ, I., MAKK, J., BORSODI, A., MINDSZENTY, A., MÁDL-SZŐNYI, J. (2017): Evolution of bacterial biofilms and chemical precipitates in thermal springs depending on flow kinetics (Buda Thermal Karst, Hungary). – In: POSAVEC, K., MARKOVIĆ, T. (eds.): 44th Annual Congress of the International Association of Hydrogeologists (IAH), „Groundwater Heritage and Sustainability", Books of Abstracts, 25 to 29. September 2017, Dubrovnik, Croatia, p. 317.

BOGNÁR L. (1986): Ásványérdekességek kristálybarlangjainkból. – *Ásványgyűjtő Figyelő* **III,** pp. 16–18.

BORBÁS I. (1934): A Szépvölgy és barlangjai morfológiája. – *Barlangvilág* **IV/3-4,** pp. 25–51.

BORSODI, A., KNÁB, M., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. (2012): Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary. – *Geomicrobiology Journal* **29,** pp. 611–627.

BOTTRELL, S.H., GUNN, J., LOWE, D.J. (2000): Calcite dissolution by sulfuric acid. – In: KLIMCHOUK, A.B., FORD, D.C., PALMER, A.N., DREYBRODT, W. (eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers.* National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, pp. 156–157.

BÖGLI, A (1963): Beitrag zur Enstehung von Karsthöhlen. – *Die Höhle,* pp. 63–68.

BÖGLI, A. (1964): Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. – *Erdkunde* **18/2,** pp. 83–92.

BÖGLI, A. (1965): The role of corrusium by mixed water in cave forming. – In: STEKL, O. (ed.): *Problems of the Speleological Research,* Czechoslovakia. Academy of Science, Prague, pp. 125–131.

BÖGLI, A. (1971): Corrosion by mixing of karst waters. – *Trans. Cave Res. Group G.B.* **13/2,** pp. 109–114.

BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. – *Springer-Verlag,* Berlin*,* 292 p.

BREEMEN, N. VAN (1988): Redox processes of iron and sulfur involved in the formation of acid sulfate soils. – In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A., SCHWERTMANN, U. (eds.): *Iron in Soils and Clay Minerals.* NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences, Vol 217, pp. 825–841.

BROOKINS, D.G. (1988): Eh-pH Diagrams for Geochemistry. – Springer-Verlag, Berlin

CHENG, H., EDWARDS, R.L., HOFF, J., GALLUP, C.D., RICHARDS, D.A., ASMEROM, Y. (2000): The half-lives of uranium-234 and thorium-230. – *Chemical Geology* **169/1,** pp. 17–33.

CHOLNOKY J. (1925): Elnöki megnyitó. – *Földrajzi Közlemények* **LIII/1-3,** pp. 141–145.

CHOLNOKY J. (1944): Budapest, a legérdekesebb barlangok városa. – Posztumusz tanulmány. – *Karszt és Barlang* **1982/I,** pp. 9–16.
CHOVANECZ T. (1977): Ipari vízvizsgálatok. – *Műszaki Könyvkiadó,* Budapest, 296 p.
COPLEN, T.B. (2007): Calibration of the calcite-water oxygen-isotope geothermometer at Devils Hole, Nevada, a natural laboratory. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71,** pp. 3948–3957.
CRAIG, D.H. (1988): Caves and other features of Permian Karst in San Andres Dolomite, Yates Field Reservoir, West Texas. – In: JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W. (eds.): *Paleokarst.* Springer-Verlag New York, pp. 342–363.
CRAIG, H. (1965): The measurements of oxygen isotope paleotemperatures. – In: TONGIORGI, E. (ed.): Stable *Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures.* Consiglio Nazionale delle Recherche, Laboratoria de Geologia Nucleara, Pisa, pp. 161–182.
CRAMER, H. (1929): Einige Beiträge zur Geologie und Morphologie ungarischer Karstgebiete. III. Das Budaer Gebirge. – *Mitteilungen über Höhlen- und Karstforschung* **1929/3**
CZUPPON, GY., DEMÉNY, A., LEÉL-ŐSSY, SZ., ÓVÁRI, M., MOLNÁR, M., STIEBER, J., KISS, K., KÁRMÁN, K., SURÁNYI, G., HASZPRA, L. (2018): Cave monitoring in the Béke and Baradla Caves (Northeastern Hungary): implications for the conditions for the formation cave carbonates. – *International Journal of Speleology* **47,** pp. 13–28.
CSONDOR, K., ERŐSS, A., HORVÁTH, Á., SZIEBERTH, D. (2016): Radon as a natural tracer for underwater cave exploration. – *Journal of Environmental Radioactivity* **173,** pp. 51–57.
CSONDOR K., ERŐSS A. HORVÁTH Á., SZIEBERTH D. (2017): Természetes nyomjelzők alkalmazása a Molnár János-barlangban. – *Karsztfejlődés* **XXII,** pp. 35–45.
DEÁK I. (2004): *A Csévi-szirtek barlangjainak geológiai viszonyai és fejlődéstörténete.* – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 92 p.
DEÁK, J. (1978): Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. – *Isotope Hydrology* **1978/1,** pp. 221–249.
DEINES, P., LANGMUIR, D., HARMON, R.S. (1974): Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. – *Geochimica and Cosmochimica Acta* **38,** pp. 1147–1164.
DEMÉNY, A., CZUPPON, GY., SIKLÓSY, Z., LEÉL-ŐSSY, SZ., LIN, K., SHEN, C.-C., GULYÁS, K. (2013): Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. – *Quaternary International* **293,** pp. 150–156.
DÉRI-TAKÁCS, J., ERŐSS, A., KOVÁCS, J. (2015): The chemical characterization of the thermal waters in Budapest, Hungary by using multivariate exploratory techniques. – *Environmental Earth Sciences* **74 (12),** pp. 7475–7486. DOI: 10.1007/s12665-014-3904-3
DRAVIS, J.J., YUREWICZ, D.A. (1985): Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy. – *Journal of Sedimentary Petrology* **55/6,** pp. 795–804.
DREYBRODT, W. (1990): The role of dissolution kinetics in the development of karstification in limestone: A model simulation of karst evolution. – *Journal of Geology* **98,** pp. 639–655.
DUBLYANSKY, Y.V. (1987): Teoretyicseszkoje mogyelirovanyije gyinamiki formirovanyija gidrotermokarsztovüh polosztyej. – Metodü izucsenyija geologicseszkih javlenyij, Novoszibirszk, pp. 97–111.
DUBLYANSKY, Y.V. (1991): A Budai-hegység hidrotermás paleokarsztja – a folyadékzárvány vizsgálatok első eredményei. – *Karszt és Barlang* **1991/I–II,** pp. 19–24.
DUBLYANSKY, Y.V. (1995): Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. – *Environmental Geology* **25,** pp. 24–35.
DUBLYANSKY, Y.V. (2000a): Hydrothermal speleogenesis – Its settings and peculiar features. – In: KLIMCHOUK, A.B., FORD, D.C., PALMER, A.N., DREYBRODT, W. (eds.): *Speleogenesis.* Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, pp. 292–297.
DUBLYANSKY, Y.V. (2000b): Hydrothermal Speleogenesis in the Hungarian Karst. – In: KLIMCHOUK, A.B., FORD, D.C., PALMER, A.N., DREYBRODT, W. (eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers.* National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, pp. 298–303.
DUBLYANSKY, Y., SPÖTL, C. (2009): Identifying paleo water-rock interaction during hydrothermal karstification: a stable isotope approach. – In: KLIMCHOUK, A., FORD, D.C. (eds.): *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins.* Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Simferopol, Special Paper 1, pp. 45–49.
EGEMEIER, S.J. (1981): Cavern development by thermal waters. – *Nat Speleol Soc Bull* **43,** pp. 31–51.
EILER, J.M. (2007): "Clumped-isotope" geochemistry. – The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. – *Earth and Planetary Science Letters* **262/3-4,** pp. 309–327.

ENGEL, A.S. (2007): Observations on the biodiversity of sulfidic karst habitats. – *Journal of Cave and Karst Studies* **69/1,** pp. 187–206.

ENGEL, A.S., STERN, L.A., BENNETT, P.C. (2004): Microbial contributions to cave formation: new insights into sulfuric acid speleogenesis. – *Geology* **32/5,** pp. 369–372.

ERHARDT, I., ÖTVÖS, V., ERŐSS, A., CZAUNER, B., SIMON, SZ., MÁDL-SZŐNYI, J. (2017): Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). – *Journal of Hydrogeology* **125/6,** pp. 1871–1891.

ERNST L. (1965): A keveredési korrózió kérdéséhez. – *Karszt és Barlang* **1965/II,** pp. 61–63.

ERNST, L. (1976): Bemerkung zu einer neuen Hypothese über die Enstehung von hydrothermalen „Kugelnischen". – *Die Höhle* **27** Jg., p. 160.

ERNST L. (1983): Kritikai megjegyzés a hidrotermális gömbfülkék keletkezésének egy hipotéziséhez. – *Karszt és Barlang* **1983/I-II,** p. 48.

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, Budapest, 171 p.

ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MÜLLER, I. (2006): Conclusions from a negative tracer test in the urban thermal karst area, Budapest, Hungary. – In: TELLAM, J.H., RIVETT, M.O., ISRAFILOV, R.G. (eds.): *Urban groundwater management and sustainability, NATO Science Series IV. Earth and Environmental Sciences* **Vol. 74,** Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 289–298.

ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., CSOMA, É.A. (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. – *Central European Geology* **51/3,** pp. 267–281.

ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., CSOMA, A.É. (2010): *The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary.* EMR Final Report, SIEP Rijswijk, 120 p.

ERŐSS A., MÁDLNÉ SZŐNYI J. (2011): Pávai-Vajna Ferenc és a hipogén barlangképződés. A budai barlangokra vonatkozó új modellek a hidrogeológiai kutatások tükrében. – *Hidrológiai Tájékoztató* **2011,** pp. 85–86.

ERŐSS, A., POROS, ZS., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P., CSOMA, A.É. (2011a): Role of karstic and basinal fluids in porosity evolution in the Buda Hills, Hungary. – *AAPG International Conference and Exhibition 2011,* Following Da Vinci's footsteps to future energy resources, Innovations from Outcrops to Assets, Milan, Italy, Paper 1071554.

ERŐSS A., MÁDLNÉ SZŐNYI J., CSOMA A. É., MINDSZENTY A., KRAUS S., KALINOVITS S. (2011b): Egyszerű kísérlet a Budai Termálkarszt megcsapolódási zónájában található barlangok oldódási folyamatainak vizsgálata céljából. Pilot experiment for the investigation on dissolution at the Buda Thermal Karst discharge zone. – In: HAZSLINSZKY T. (ed.): 100 éves a szervezett magyar barlangkutatás (Budapest, 2010. május 7-9.), MKBT, Konferencia előadások, pp. 26–27.

ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., BORSODI, A., KNÁB, M., CSOMA, ÉA., MINDSZENTY, A. (2011c): Results of in situ dissolution experiment to understand hypogenic karstification processes, Buda Thermal Karst, Hungary. – In: BERTRAND, C., CARRY, N., MUDRY, J., PRONK, M., ZWAHLEN, F. (eds.): *Proceedings of the H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology,* Besançon, France, pp. 161–164.

ERŐSS, A.**,** MÁDL-SZŐNYI, J., SURBECK, H., HORVÁTH, Á., GOLDSCHEIDER, N., CSOMA, A.É. (2012a): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Journal of Hydrology* **426–427,** pp. 124–137.

ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., CSOMA, A.É. (2012b): Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. – In: MALOSZEWSKI, P., WITCZAK, S., MALINA, G. (eds.): Groundwater Quality Sustainability. *IAH Selected Papers on Hydrogeology* **17,** CRC Press - Taylor and Francis Group, London, pp. 119–133. http://dx.doi.org/10.1201/b12715-12

FAIRCHILD, I.J., BAKER, A. (2012): *Speleothem Science. From Process to Past Environments.* – Blackwell Quaternary Geoscience Series, Wiley-Blackwell, 432 p.

FAIRCHILD, I.J., FRISIA, S., BORSATO, A., TOTH, A.F. (2007): Speleothems. – In: NASH, D.J., MCLAREN, S.J. (eds.): *Geochemical Sediments and Landscapes.* Blackwell Publishing, pp. 200–245.

FAUGRE, G. (1977): *Principles of isotope geology.* – Wiley New York, pp. 197–225.

FIRESTONE, R.B., SHIRLEY, V.S., BAGLIN, C.M., CHU, S.Y.F., ZIPKIN, J. (1996): *Table of isotopes.* – A Wiley-Interscience Publication.

FISCHER, W.R. (1988): Microbiological reactions of iron in soils. – In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A., SCHWERTMANN, U. (eds.): *Iron in Soils and Clay Minerals,* NATO ASI Series Ser.C.Math. and Phys. Sci. 217, pp. 715–743.

FODOR, L., LEÉL-ŐSSY, SZ., TARI, G. (1991): En-echelon fractures in a dextral shear zone – tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budapest, Hungary). – *Terra Nova* **4,** pp. 165–170.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. (1994): Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. – *Földtani Közlöny* **124/2,** pp. 129–305.

FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. – In: PRAY, L.C., MURRAY, R.C. (eds.): *Dolomitization and Limestone Diagenesis.* Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 13, pp. 14–48.

FORD, D.C. (1988): Charasteristics of dissolution cave systems in carbonate rocks. – In: JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W. (eds.): *Paleokarst.* Springer-Verlag New York, pp. 25–57.

FORD, D.C. (1995): Some thoughts on hydrothermal caves. – *Cave and Karst Science* **22 (3),** pp. 107–118.

FORD, D.C., TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1991): Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. – *Karszt és Barlang* **1991/I–II,** pp. 11–18.

FORD, D.C., WILLIAMS, P.W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology.* – Unwin Hyman, London, 601 p.

FORD, D.C., WILLIAMS, P.W. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology.* – John Wiley & Sons, Chichester, 562 p.

FORTI, P., GALDENZI, S., SARBU, S.M. (2002): The hypogenic caves: a powerful tool for the study of seeps and their environmental effects. – *Continental Shelf Research* **22,** pp. 2373–2386.

FRISIA, S. (2015): Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimate studies. – *International Journal of Speleology* **44,** pp. 1–16.

FRISIA, S., BORSATO, A., FAIRCHILD, I.J., MCDERMOTT, F. (2000): Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and Southwestern Ireland. – *Journal of Sedimentary Research* **70/5,** pp. 1183–1196.

FRISIA, S., BORSATO, A. (2010): Karst. – In: ALONSO-ZARZA, A.M., TANNER, L.H. (eds.): *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes.* Elsevier, Amsterdam, pp. 269–318.

FÜREDI V. (1993): Hidromagnezit és cinnabarit (?) előfordulása a Pál-völgyi-barlangban. – Kézirat. In: KISS A., TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1993): Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1992. évi munkájáról, MKBT, pp. 88–91.

GADÓ P. (1965): A Szemlőhegyi-barlangban talált kristályszálról készült röntgenvizsgálat eredménye. – *Karszt és Barlang* **1965/I,** pp. 19–20.

GALDENZI, S., MARUOKA, T. (2003): Gypsum deposits in the Frasassi Caves, Central Italy. – *Journal of Cave and Karst Studies* **65(2),** pp. 111–125.

GALDENZI, S., MENICHETTI, M. (1995): Occurrence of hypogenic caves in a karst region: examples from Central Italy. – *Environmental Geology* **26,** pp. 39–47.

GÁNTI T. (1962): A borsókőszerű képződményekről. – *Karszt és Barlang* **1962/I**, pp. 15–17.

GATTER I. (1984): A karbonátos kőzetek érkitöltéseinek és a barlangok hévizes kiválásainak folyadékzárvány vizsgálata. – *Karszt és Barlang* **1980/II.,** pp. 9–18.

GEYH, M.A., SCHLEICHER, H. (1990): *Absolute Age determination: Physical and Chemical Dating Methods and Their Applications.* – Springer-Verlag, 503 p.

GHOSH, P., ADKINS, J., AFFEK, H.P., BALTA, B., GUO, W., SCHAUBLE, E.A., SCHRAG, D., EILER, J.M. (2006): ^{13}C–^{18}O bonds in carbonate minerals. A new kind of paleothermometer. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70/6,** pp. 1439–1456.

GINÉS, J., FORNÓS, J.J., GINÉS, A., MERINO, A., GRÀCIA, F. (2014): Geologic constraints and speleogenesis of Cova des Pas de Vallgornera, a complex coastal cave from Mallorca Island (Western Mediterranean). – *International Journal of Speleology* **43 (2),** pp. 105–124.

GOLDSCHEIDER, N., MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A., SCHILL, E. (2010): Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. – *Hydrogeology Journal* **18,** pp. 1303–1318.

GONZALEZ, L.A., LOHMANN, K.C. (1988): Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. – In: JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W. (eds.): *Paleokarst.* Springer-Verlag New York, pp. 81–101.

GREGG, J.M., BISH, D.L., KACZMAREK, S.E., MACHEL, H.G. (2015): Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. – *Sedimentology,* pp. 1–21. doi: 10.1111/sed.12202

GUNN, J., BOTTRELL, S.H., LOWE, D.J., WORTHINGTON, S.R.H. (2006): Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. – *Hydrogeology Journal,* **14,** pp. 868–881.

GYALOG L. (1996): *A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása.* – MÁFI Alkalmi Kiadványa

GYŐRI O., POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L., SZABÓ R. (2011): Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenezistörténete. – *Földtani Közlöny* **141/4,** pp. 341–361.

HAAS, J. (1988): Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geologica Hungarica* **31/3-4,** pp. 299–312.

HAAS J. (szerk.) (1993): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei – Triász, pp. 49-51; 68-70; 77-80.

HAAS J., KORPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDINÉ FILÁCZ E. (2000): Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. – *Földtani Közlöny* **130/3,** pp. 371–421.

HAVRIL, T., MOLSON, J.W., MÁDL-SZŐNYI, J. (2016): Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences. – A numerical investigation based on the Buda Thermal Karst analogue. – *Marine and Petroleum Geology* **78,** pp. 738–749. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001

HAZSLINSZKY T., NÁDOR A., SZABLYÁR P. (1993): AJÁNLÁS a budai Rózsadomb és környéke termálkarsztja UNESCO Világörökség-listára történő felterjesztéséhez. – *MKBT,* Budapest, 64 p.

HEGEDŰS A., LACZKOVITS G. (2013) A Szemlő-hegyi-barlang kiépítése, idegenforgalmi jelentősége és a barlangterápia. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”).* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 280–281.

HEGEDŰS A., SZABÓ Z. (2014) A barlangok felmérése. – Tanfolyami jegyzet 6, *MKBT Oktatási Szakosztály,* 205 p.

HILL, C..A. (1973): Cave minerals. – Huntswill, USA, 175 p.

HILL, C.A. (1987): Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. – *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin* **117,** 150 p.

HILL, C.A. (1990): Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas. – *AAPG Bulletin* **74/11,** pp. 1685–1694.

HILL, C.A. (1995): Sulphur redox reactions, native sulfur, Mississippi Valley type deposits, and sulfuric acid karst, Delaware Basin, New Mexico and Texas. – *Environmental Geology* **25,** pp. 16–23.

HILL, C.A. (2000): Overview of geological history of cave development in the Guadalupe Mountains, New Mexico. – *Journal of Cave and Karst Studies* **62(2),** pp. 60–71.

HILL, C.A., FORTI, P. (1997): Cave minerals of the World. – *National Speleological Society,* Huntsville, Alabama, USA, 463 p.

HOFMANN K. (1871): A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1,** pp. 199–273.

HORVÁTH J. (1965): A Szemlőhegyi-barlang 1961-62. évi felmérése. – *Karszt és Barlang* **1965/I,** pp. 21–30.

HORVÁTH J., SZUNYOGH G. (2008): A Szemlő-hegyi-barlang felfedezése és kutatástörténete. – *Karszt és Barlang* **2004-2005,** pp. 73–76.

HOSE, L.D., PISAROWICZ, J.A. (1999): Cueva de Villa Luz, Tabasco, Mexico: reconnaissance study of an active sulfur spring cave and ecosystem. – *Journal of Cave and Karst Studies* **61,** pp. 13–21.

IVANOVICS, M., HARMON, R. (1982): *Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems.* – Clarendon Press, Oxford, 571 p.

JAKUCS L. (1948): A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. – *Hidrológiai Közlöny* **XXVIII/1-4,** pp. 53–58.

JAKUCS L. (1950): Újabb hozzászólások a Budai-hegység hidrotermáinak eredetéhez. – *Hidrológiai Közlöny* **30,** pp. 233–235.

JAKUCS L. (1971): *A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés varienciái.* – Földrajzi monográfiák VIII, Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.

JAKUCS L. (1994): A Budai-hegység hidrotermális karsztja. – *Földrajzi Értesítő* **XLIII/3-4,** pp. 235–246.

JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W. (eds.) (1988): *Paleokarst.* – Springer-Verlag, New York, 416 p.

JAMTVEIT, B., HAMMER,ØANDERSSON, C., DYSTHE, K.D., HELDMANN, J., FOGEL, M.L. (2006): Travertines from the Troll thermal springs, Svalbard. – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **86/4,** pp. 387-395.

JASKÓ S. (1936): A Ferenchegyi-barlang. – *Földtani Értesítő*, **1936/1**

JASKÓ S. (1948): A mátyáshegyi barlang. – *Beszámoló vitaülésekről* **10, 3. szakülés,** pp. 133–144.

JASKÓ S. (1979): Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben. – *Földtani Közlöny* **109/2,** pp. 199–210.

JONES, B. (2005): Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite travertines from Lýsuhóll, Snæfellsnes, Iceland. – *Sedimentology* **52,** pp. 1277–1301.

JONES, B. (2010): The preferential association of dolomite with microbes in stalactites from Cayman Brac, British West Indies. – *Sedimentary Geology* **226,** 94–109.

JONES, B., RENAUT, R.W. (2010): Calcareous spring deposits in continental settings. – In: ALONSO-ZARZA, A.M., TANNER, L.H. (eds.): *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, pp. 177–224.

KACZMAREK, S.E., SIBLEY, D.F. (2014): Direct physical evidence of dolomite recrystallization. – *Sedimetology* **61,** pp. 1862–1882.

KADIĆ O. (1931): Budapest – barlangváros. – *Turisták Lapja* **XLIII,** pp. 249–250.

KADIĆ O. (1933): A Szemlőhegyi barlang kutatásának eredményei. – *Barlangvilág* **III/3-4,** pp. 1–6.
KADIĆ O. (1936): Budapest a barlangok városa. – Különlenyomat a *Földtani Értesítő Új folyam* **I/4** és következő számaiból (**II/4-ig**), Magyar Barlangkutató Társaság, Budapest, 20 p.
KALINOVITS S. (1984): Molnár János-barlang. – *Magyarország barlangtérképei* **5.** Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 13 p.
KALINOVITS S. (2000): A Molnár János-barlang. – In: KORPÁS L. (ed.): Budapest, a barlangok fővárosa (Millenniumi Barlangnap 2000. június 23-25.), MKBT, Budapest, pp. 43-45.
KALINOVITS S. (2003): Molnár János-barlang. – In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai.* Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 260–263.
KALINOVITS S. (2006): A Molnár János-barlang új szakaszainak felfedezése. – *Karszt és Barlang* **2002-2003,** pp. 3–10.
KARÁDI V., PELIKÁN P., HAAS J. (2016): A Budai-hegység felső-triász medence kifejlődésű dolomitjainak conodonta biosztratigráfiája. – *Földtani Közlöny* **146/4**, pp. 371–386.
KARDOS A. (2011): *A Gellért-hegy barlangjai.* – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 102 p.
KÁRPÁT J. (1983): Mátyás-hegyi-barlang. – *Magyarország barlangtérképei* **3.** Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 36 p.
KÁRPÁT J. (szerk.) (1985): Jelentés az Acheron Barlangkutató Csoport 1984-ben végzett munkáiról. – Kézirat, MKBT adattár, pp. 81–87.
KÁRPÁT J. (szerk.) (1986): Jelentés az Acheron Barlangkutató Csoport 1985-ben végzett munkáiról. – Kézirat, MKBT adattár, pp. 35–41.
KÁZMÉR M. (1985a): A budai felső-eocén mészkő mikrofácies modellje. – *Őslénytani Viták* **31**, pp. 59–65.
KÁZMÉR, M. (1985b): Microfacies pattern of the Upper Eocene limestones at Budapest, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* **25,** pp. 139–152.
KELE S. (2009): *Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések.* – Doktori disszertáció, ELTE-TTK és MTA Geokémiai Kutatóintézet, Budapest, 176 p.
KELE, S., SCHEUER, GY., DEMÉNY, A., SHEN, C-C., CHIANG, H.-W. (2009): U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) travertine. – *Central European Geology* **52/3–4,** pp. 199–224.
KELE S., SCHEUER GY., DEMÉNY A., SHEN, C-C., CHIANG, H.-W. (2011): A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **141/3,** pp. 293–312.
KELE, S., BREITENBACH, S.F.M., CAPEZZUOLI, E., NELE MECKLER, A., ZIEGLER, M., MILLAN, I.M., KLUGE, T., DEÁK, J., HANSELMANN, K., JOHN, C.M., YAN, H., LIU, Z., BERNASCONI, S.M. (2015): Temperature dependence of oxygen- and clumped isotope fractionation in carbonates: a study of travertines and tufas in the 6–95 °C temperature range. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **168,** pp. 172–192.
KELE S., BAJNAI D. (2017): Kapcsolt izotópok (clumped isotopes) a földtudományi kutatásokban. – *Földtani Közlöny* **147/2,** pp. 177–194.
KEREKES J. (1944): A Buda környéki hévizes barlangokról. – *Földrajzi Zsebkönyv*, pp. 21–33.
KESSLER H. (1931): A Szemlőhegyi cseppkőbarlang. – *Turisták Lapja* **XLIII,** pp. 250–252.
KESSLER H. (1934): Az új Ferenc-hegyi aragonit-barlang. – *Turisták Lapja* **XLVI,** pp. 9–12.
KESSLER H. (1936): Barlangok mélyén. – *Franklin Társulat,* Budapest, 134 p.
KIM, S.-T., O'NEIL, J.R. (1997): Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61,** pp. 3461–3475.
KISS A., TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1987): Újabb jelentős feltárások a Pál-völgyi-barlangban. – *Karszt és Barlang* **1987/I–II,** pp. 3–8.
KITLINSKA A.B. (2018): *A Szemlő-hegyi-barlang Agyagos-szakasz üledékeinek vizsgálata.* –Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 89 p.
KLEB, B., BENKOVICS, L., DUDKO, A., GÁLOS, M., JUHÁSZ, E., KERTÉSZ, P., KORPÁS, L., MAREK, I., NÁDOR, A., TÖRÖK, Á. (1993): Complex geological investigations and drillings in the surroundings of Rózsadomb. Geological, petrophysical, tectonic and palaeokarst analysis and evaluation. – *PHARE 134/2. Project Report,* Department of Engineering Geology, Technical University, Budapest, 341 p.
KLIMCHOUK, A. (2007): *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective.* – Special Paper No.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 p.
KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N., DREYBRODT, W. (eds.) (2000): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers.* – National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, 527 p.

KLIMCHOUK, A., FORD, D.C. (eds.) (2009): *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins.* – Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1, Simferopol, 292 p.

KLIMCHOUK, A., PALMER, A.N., DE WAELE, J., AULER, A.S., AUDRA, P. (eds.) (2017): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World,* Springer, Cham, pp. 279–298.

KOLESAR, P.T., RIGGS, A.C. (2004): Influence of depositional environment of Devils Hole calcite morphology and petrology. – In: SASOWSKY, I.D., MYLROIE, J. (eds.): *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Kluwer Academic, Plenum Publishers, New York, pp. 227–241.

KORDOS L. (1976): A szpeleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. – *Karszt és Barlang* **1976/I–II,** pp. 15–20.

KORPÁS, L. (1998): Paleokarst Studies in Hungary. – *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary,* **Vol. 195,** 138 p.

KORPÁS L. (szerk.) (2000): *Budapest, a barlangok fővárosa.* – Millenniumi Barlangnap 2000. június 23-25., MKBT, Budapest, 65 p.

KOVÁCS J., MÜLLER P. (1980): A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. – *Karszt és Barlang* **1980/II,** pp. 93–98.

KOVÁCS, J., ERŐSS, A. (2017): Statistically optimal grouping using combined cluster and discriminant analysis (CCDA) on a geochemical database of thermal karst waters in Budapest. – *Applied Geochemistry* **84,** pp. 76–86. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.05.009

KÓSA A. (1963): A szögligeti Rejtek-zsomboly. – *Karszt és Barlang* **1963/II**, pp. 66–70.

KRAUS S. (1978): *A budapesti Szemlőhegy és Ferenchegy hévizes eredetű üregrendszereinek tektonikai vizsgálata.* – Szakdolgozat, ELTE TTK Általános Földtani Tanszék, Budapest, 94 p.

KRAUS S. (1982): A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. – *Karszt és Barlang* **1982/I,** pp. 29–34.

KRAUS S. (1988): Eocén őskarsztos üregek a Mátyás-hegyi-barlangban. – *Karszt és Barlang* **1988/II,** pp. 79–80.

KRAUS S. (1990): A budai barlangok hévizes karbonátkiválásai. – *Karszt és Barlang* **1990/II,** pp. 91–96.

KRAUS S. (1993): A Szemlő-hegyi-barlang vízszintváltozásai. – *Karszt és Barlang* **1993/I–II,** pp. 47–53.

KRAUS S. (2000): Beszámoló a 2000. évi (főleg) karszt- és barlangkutatásaimról. – Kutatásjelentés, 56 p.

KRAUS S. (2006): Újabban megismert barlangi kiválások. – *Karszt és Barlang* **1995-1996,** pp. 9–12.

KRAUS S. (2011): *Barlangföldtani barangolások Budán.* – Magánkiadás, Buda, 108 p.

LAPTYEV, F. F. (1939): Agresszivnoje vodi na karbonatnüje porodi, gipszi i betoni. – Karszt, geofizika, Leningrád - Moszkva

LEÉL-ŐSSY CS., LEÉL-ŐSSY SZ., ADAMKÓ P. (2007): A Citadella-kristálybarlang. – *Karszt és Barlang* **2007/I-II,** pp. 67–78.

LEÉL-ŐSSY S. (1957): A Budai-hegység barlangjai. – *Földrajzi Értesítő* **VI/2,** pp. 155–169.

LEÉL-ŐSSY SZ. (1995): A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. – *Földtani Közlöny* **125/3-4**, pp. 363–432.

LEÉL-ŐSSY SZ. (1997a): A József-hegyi-barlang (Budapest) termálkarsztos keletkezése és fejlődése. – Kandidátusi értekezés, MTA, 114 p.

LEÉL-ŐSSY SZ. (1997b): A József-hegyi-barlang ásványai. – *Karszt és Barlang* **1997/I-II,** pp. 45–54.

LEÉL-ŐSSY SZ. (2005): A budai termálkarsztos barlangok genetikája és értékei. – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei.* Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21-24., MKBT, pp. 45–53.

LEÉL-ŐSSY SZ. (2014): Kristálybarlang a nagyváros alatt. A budapesti József-hegyi-barlang. – *GeoLitera,* SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, 190 p.

LEÉL-ŐSSY, SZ. (2017): Caves of the Buda Thermal Karst.– In: KLIMCHOUK, A., PALMER, A.N., DE WAELE, J., AULER, A.S., AUDRA, P. (eds.): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World,* Springer, Cham, pp. 279–298.

LEÉL-ŐSSY, SZ., SURÁNYI, G. (2003): Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **46/4,** pp. 407–436.

LEÉL-ŐSSY, SZ., SZANYI, GY., SURÁNYI, G. (2011): Minerals and Speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary). – *International Journal of Speleology* **40/2,** pp. 191–203.

LEÉL-ŐSSY SZ., VIRÁG M. (2018): Az utóbbi 20 év barlangkutatási eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). – *Földtani Közlöny* **148/1**, pp. 45–74.

LIPPMANN, F. (1973): *Sedimentary carbonate minerals.* –Springer-Verlag, New York, 228 p.

LIS, G., WASSENAAR, L.I., HENDRY, M.J. (2008): High-Precision Laser Spectroscopy D/H and $^{18}O/^{16}O$ measurements of microliter natural water samples. – *Analytical Chemistry* **80,** pp. 287–293.

LOEPPERT, R.H. (1988): Chemistry of iron in calcareous systems. – In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A., SCHWERTMANN, U. (eds.): *Iron in Soils and Clay Minerals.* NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences, Vol 217, pp. 689–713.

LUDWIG, K. (2003): Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for ^{230}Th/U Geochronology. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **52,** pp. 631–656.

MACHEL, H.G. (2001): Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings. – *Sedimentary Geology* **140,** pp. 143–175.

MAKK, J., TÓTH, E., ANDA, D., PÁL, S., SCHUMANN, P., KOVÁCS, A.L., MÁDL-SZŐNYI, J., MÁRIALIGETI, K., BORSODI, A.K. (2016): Deinococcus budaensis sp. nov., a mesophilic species isolated from biofilm sample of a hydrothermal spring cave. – *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology* **66(12),** pp. 5345–5351.

MARI L. (2000): A felszínborítás változásának hatása a Budai-hegység mintaterületének példáján. – In: A táj változásai a Kárpát-medencében a történelmi események hatására, Budapest - Gödöllő, pp. 39-41.

MARI, L., FEHÉR, K. (1999): The impacts of land use change on the Buda hydrothermal-karst: a study of Szemlő-hegy cave. – In: BÁRÁNY-KEVEI, I., GUNN, J. (eds.): Essays in the ecology and conservation of karst, IGU Comission Sustainable Development and Management of Karst Terrains, Spec. Issue of *ACTA Geographica Szegediensis Tom.* **XXXVI**, pp. 104-111.

MARTINI, J.E. (1987): Contribution to the mineralogy of the Cango caves. – *South African Speleol. Assoc. Bull.* **28,** pp. 18–28.

MÁDLNÉ SZŐNYI J., LEÉL-ŐSSY SZ., KÁDÁR M., ANGELIUS B., ZSEMLE F., ERŐSS A., KALINOVITS S., SEGESDI J., MÜLLER I. in MINDSZENTY A. (2001): A Budai Termálkarszt-rendszer hidrodinamikájának vizsgálata nyomjelzéssel. – Kézirat. ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest

MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. (2011): Hypogenic karstification processes and products in flow system framework. – In: *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology,* Besançon, France, pp. 315–318.

MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. – In: *Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development,* 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, pp. 71–75.

MÁDLNÉ SZŐNYI J., ERŐSS A., VIRÁG M. (2013a): A hipogén karsztosodás folyamatai a felszín alatti vízáramlások tükrében. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe").* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 81–83.

MÁDLNÉ SZŐNYI J., CZAUNER B., SIMON SZ., ERŐSS A., ZSEMLE F., PULAY E., HAVRIL T. (2013b): Hidrogeológia. – Elektronikus jegyzet, ELTE TTK, 170 p.

MÁDL–SZŐNYI, J., PULAY, E., TÓTH, Á., BODOR, P. (2015): Regional underpressure: a factor of uncertainty in the geothermal exploration of deep carbonates, Gödöllő Region, Hungary. – *Environmental Earth Sciences* **74(12),** pp. 7523–7538.

MÁDL–SZŐNYI, J., TÓTH, Á. (2015): Basin–scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. – *Hydrogeology Journal* **23(7),** pp. 1359–1380.

MÁDL-SZŐNYI, J., TÓTH, Á. (2017): Topographically Driven Fluid Flow at the Boundary of Confined and Unconfined Sub-basins of Carbonates: Basic Pattern and Evaluation Approach on the Example of Buda Thermal Karst. – In: RENARD, P., BERTRAND, C. (eds): *Advances in Karst Science, EuroKarst 2016,* Neuchâtel, Springer, Cham, pp. 89–98.

MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A., TÓTH, Á. (2017): Fluid Flow Systems and Hypogene Karst of the Transdanubian Range, Hungary – With Special Emphasis on Buda Thermal Karst. – In: KLIMCHOUK, A., PALMER, A.N., DE WAELE, J., AULER, A.S., AUDRA, P. (eds.): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World,* Springer, Cham, pp. 267–278.

MÁDLNÉ SZŐNYI J., ERŐSS A., HAVRIL T., POROS ZS., GYŐRI O., TÓTH Á., CSOMA A., RONCHI, P., MINDSZENTY A. (2018): Fluidumok, áramlási rendszerek és ásványtani lenyomataik összefüggései a Budai-termálkarszton. – *Földtani Közlöny* **148/1,** pp. 75–96.

MÁRTON, E., FODOR, L. (2003): Tertiary paleomagnetic results and structural analyses from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the ALCAPA unit. – *Tectonophysics* **363,** pp. 201–224.

MAZZULLO, S.J. (2000): Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. – *Journal of Sedimentary Research* **70/1,** pp. 10–23.

MCCREA, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *The Journal of Chemical Physics* **18,** pp. 849–857.

MCDERMOTT, F. (2004): Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. – *Quaternary Science Reviews* **23,** pp. 901–918.

MCGARRY, S.F., BAKER, A. (2000): Organic acid fluorescence: applications to speleothem paleoenvironmental reconstruction. – *Quaternary Science Reviews* **19,** pp. 1087–1101.

MINDSZENTY A. (szerk.) (2013): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”).* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311 p.

MINDSZENTY A., MÁDLNÉ SZŐNYI J., PETHŐ S.L., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z., VARGA R. (2000): A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring optimalizálása. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról. – Kézirat, ELTE-TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.

MOLNÁR J. (1869): A hévvizek Buda környékén. – *Math. és Természettudományi Közlemények* **VII,** MTA, pp. 163–244.

MÜLLER P. (1971): A metamorf eredetű széndioxid karsztkorróziós hatása. – *Karszt és Barlang* **1971/II,** pp. 53–56.

MÜLLER P. (1974): A melegforrás barlangok és gömbfülkék képződéséről. – *Karszt és Barlang* **1974/I,** pp. 7–10.

MÜLLER P. (1983): Válasz Ernst Lajos kritikai megjegyzésére.– *Karszt és Barlang* **1983/I–II,** p. 49.

MÜLLER P., MAGYAR I. (2008): A budai pannóniai képződmények. – *Földtani Közlöny* **138/4,** pp. 345–354.

NÁDOR A. (1991): *A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük.* – Doktori disszertáció, ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 171 p.

NÁDOR, A. (1992): Palaeokarstic features in Triassic-Eocene carbonates – Multiple unconformities of a 200 million year karst evolution, Buda Mountain, Hungary. – *Zbl. Geol. Palaeont.,* Stuttgart, Teil I.H. **11/12,** pp. 1317–1329.

NÁDOR, A., KORPÁS, L., JUHÁSZ, E. (1993): Paleokarsts controlled by high-frequency sea level changes, Buda Mountains, Hungary. – A *MÁFI Évi Jelentése* 1991-ről, pp. 111–127.

NAGY B., PELIKÁN P. (1976): Metacinnabarit és cinnabarit a csillaghegyi Róka-hegyen. – *MÁFI Évi Jelentés 1973-ról,* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 51–55.

NAGY S. (2008): *A Budai-hegység hidrotermás folyamatainak szerepe a Bátori-barlang és a Ferenc-hegyi-barlang kialakulásában.* – Diplomamunka, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest, 91 p.

NAGYMAROSY A. (1987): A Pusztaszeri úti alapszelvény. – *MÁFI Kiadvány,* Budapest, 5 p.

NAGYMAROSY A. (1998a): Magyarországi eocén. – In: KARÁTSON D. (szerk.): Pannon Enciklopédia Magyarország földje, *Kertek 2000 Kiadó,* Budapest, pp. 110–112.

NAGYMAROSY A. (1998b): Magyarországi oligocén. – In: KARÁTSON D. (szerk.): Pannon Enciklopédia Magyarország földje, *Kertek 2000 Kiadó,* Budapest, pp. 113–115.

NAGYMAROSY, A., BÁLDINÉ BEKE, M. (1988): The position of the Paleogene Formations of Hungary in the standard Nannoplankton zonation. – *Annales Univ.Sci.Bud. de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **28,** pp. 3–25.

ONAC, B., FORTI, P. (2011): State of the art and challenges in cave minerals studies. – *Studia UBB Geologia* **56 (1),** pp. 33–42.

ONAC, B.P., SUMRALL, J., TĂMAŞ T., POVARĂ, I., KEARNS, J., DÂRMICEANU, V., VERES, D., LASCU, C. (2009): The relationship between cave minerals and H_2S-rich thermal waters along the Cerna Valley (SW Romania). – *Acta Carsologica* **38/1,** pp. 27–39.

ONAC, B.P., WYNN, J.G., SUMRALL, J.G. (2011): Tracing the sources of cave sulfates: a unique case from Cerna Valley, Romania. – *Chemical Geology* **288,** pp. 105–114.

OOMORI , T., KANESHIMA, H, MAEZATO, Y. (1987): Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10-50 °C. – *Mar. Chem.* **20,** pp. 237–336.

PÁLL-SOMOGYI K. (2010): A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire. – *Hidrológiai Tájékoztató* **2010,** pp. 23–24.

PALMER, A.N. (1995): Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks. In: BUDD, A.D., SALLER, A.H., HARRIS, P.M. (eds.): Unconformities and porosity in carbonate strata, *AAPG Memoir* **63,** pp. 77–101.

PALMER, A.N. (2000): Hydrogeologic control of cave patterns. – In: KLIMCHOUK, A.B., FORD, D.C., PALMER, A.N., DREYBRODT, W. (eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers.* Huntsville, Alabama, USA, pp. 77–90.

PALMER, A.N. (2007): Cave Geology. – *Cave Books,* Dayton, Ohio, 454 p.

PANOŠ, V. (1960): A Budai-hegység hévforrásos karsztja és különleges lerakódásai. – *Hidrológiai Közlöny* **40/5,** pp. 391–395.

PARKHURST, D.L., APPELO, C.A.J. (1999): User's guide toPHREEQC (version 2) – A computer program forspeciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. – *U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report* **99-4259,** 312 p.

PÁSZTOR D. (2016): *Hipogén karsztosodási indikátorok a Gellért-hegyi Aragonit-barlangban.* – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 98 p.

PÁVAI-VAJNA F. (1930): A forró oldatok, gőzök és gázok szerepe a barlangképződésnél. – *Hidrológiai Közlöny* **10,** pp. 115–122.

PENTECOST, A. (2005): *Travertine.* – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 445 p.

PÉCSI, M., SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F., HAHN, GY., PEVZNER, M.A. (1985): Neogene–Quarternary geomorphological surfaces in the Hungarian Mts. – In: KRETZOI, M., PÉCSI, M. (eds.): *Problems of the Neogene and Quarternary,* Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 51–63.

PÉTER D. (2005): *A Szépvölgyi Mészkő és a Budai Márga határképződményeinek vizsgálata a Rózsadombon.* – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 145 p.

PINGITORE, N.E., EASTMAN, M.P. (1986): The coprecipitation of Sr^{2+} with calcite at 25 °C and 1 atm. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **50,** pp. 2195–2203.

PLAN, L., TSCHEGG, C., DE WAELE, J., SPÖTL, C. (2012): Corrosion morphology and cave wall alteration in an Alpine sulfuric acid cave (Kraushöhle, Austria). – *Geomorphology* **169-170,** pp. 45–54.

PLÓZER I. (1972): A Malom-tavi Molnár János-barlang vízalatti járatainak kutatása. – *Karszt és Barlang* **1972/I-II,** pp. 13–17.

PLÓZER I. (1974): A magyarországi búvár-barlangkutatás története és bibliográfiája. – *Karszt és Barlang* **1974/II,** pp. 55–64.

PLUMMER, L.N. (1975): Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater. – *Geol. Soc. Amer. Memoirs* **142,** pp. 219–236.

PLUMMER, L.N., WIGLEY, T.M.L. (1976): Dissolution of calcite in CO_2- saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure. – *Geochim Cosmochim Acta* **40/2,** pp. 191–202.

PLUMMER, L.N., WIGLEY, T.M.L., PARKHURST, D.L. (1978): Kinetics of calcite dissolution in CO_2-water systems at 5 °C to 60 °C and 0.0 to 1.0 atm CO_2. – *American Journal of Science* **278/2,** pp. 179–216.

POLYAK, V.J. (1992): *The mineralogy, petrography, and diagenesis of carbonate speleothems from caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico.* – Unpub. M.S. Thesis, Texas Tech. University, 165 p.

POLYAK, V.J., PROVENCIO, P. (2001): By-product materials related to H_2S-H_2SO_4 influenced speleogenesis of Carlsbad, Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. – *Journal of Cave and Karst Studies* **63/1,** pp. 23–32.

POLYAK, V.J., MCINTOSH, W.C., PROVENCIO, P., GÜVEN, N. (2006): Alunite and natroalunite tell a story – the age and origin of Carlsbad cavern, Lechuguilla Cave, and other sulfuric-acid type caves of the Guadalupe Mountains. – In: New Mexico Geological Society Guidebook, 57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, pp. 203–210.

POROS, ZS. (2011): *Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary – selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks.* – PhD Dissertation, Eötvös L. University, Budapest, 141 p.

POROS, ZS., GYŐRI, O., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F. (2009): Reconstruction of paleofluid migration pathway by recognition of Mississippi Valley-type characteristics in the associated mineralization (Buda Hills, Hungary). – In: 27th IAS Meeting of Sedimentologists, 2009 September, Alghero, Olaszország, p. 318.

POROS, ZS., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P., CSOMA, A.É. (2010): Mixing of karstic and basinal fluids affecting hypogene cave formation and mineralization in the Buda Thermal Karst, Hungary. – In: 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, IMA2010, 21 to 27 August 2010, Budapest, Hungary, *Acta Mineralogica Petrographica* Abstract Series **6**, p. 465.

POROS, ZS., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PIRONON, J., GYŐRI, O., RONCHI, P., SZEKERES, Z. (2012): Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **101,** pp. 429–452.

ROSHOLT, J.N., ANTAL, P.S. (1962): *Evaulation of the Pa^{231}/U – $^{230}Th/U$ method for dating Pleistocene carbonate rocks.* – United States Geological Survey Professional Paper 450, pp. 108–111.

RÓNAKI L. (1980): A borsókő mint huzatindikátor. – *Karszt és Barlang* **1980/II**, pp. 103–104.

RUDNICKI, J. (1989): Relation between natural convection and cave formation in hydrothermal karst. – Proceedings of the 10th International Congress of Speleology (13-20. August 1989, Budapest), **I,** pp. 14–16.

RUNNELS, D.D. (1969): Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters. – *Jour. of Sed. Petr.* **39,** pp. 1188–1201.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. (2007): *Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the central Pannonian Basin: A quantitative geomorphloogical, geochronological and structural analysis.* – PhD Theses, Vrije Universiteit Amsterdam – Eötvös L. University, Budapest, 149 p.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E., DUNAI, T.J. (2005a): Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. – *Tectonophysics* **410,** pp. 157–172.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T.J., BADA, G., FODOR, L., HORVÁTH, E. (2005b): Middle to Late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend (Pannonian Basin), using in situ produced ^{3}He. – *Tectonophysics* **410,** pp. 173–187.

RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ., HORVÁTH E. (2005c): A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén 3He kitettségi kor mérések alapján. – *Földtani Közlöny* **135/3,** pp. 373–403.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., CSILLAG, G., FODOR, L., BRAUCHER, R., NOVOTHNY, Á., THAMÓ-BOZSÓ, E., VIRÁG, A., PAZONYI, P., TIMÁR, G., TEAM, A. (2018): Pliocene to Quaternary uplift rates quantified by the integration of multiple new and revised terrace age data, Danube River, Hungary, Central Europe. – Geophysical Research Abstracts, Vol 20, EGU2018

SÁSDI L. (1993): A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. II. Termális hatást tükröző paleokarsztok. – *Karszt és Barlang* **1993/I–II,** pp. 39–46.

SÁSDI L. (2005a): Gázbuborékok áramlásának szerepe a barlangok kialakításában. The flow of gas bubbles in the role of the formation of caves. – In: HAZSLINSZKY T. (ed.): Hévizes barlangok genetikája és képződményei. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából (Budapest, 2004. június 21-24.), MKBT, Előadások, pp. 85–91.

SÁSDI L. (2005b): A Mátyás-hegyi-barlang üledékes kitöltésének vizsgálata. The examination of the depositional sediments of the Mátyás-hegy Cave. – In: HAZSLINSZKY T. (ed.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei*. Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából (Budapest, 2004. június 21-24.), MKBT, Előadások, pp. 92–99.

SCHAFARZIK F. (1921): Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. – *Hidrológiai Közlöny* **I,** pp. 9–14.

SCHAFARZIK F., VENDL A. (1929): Geológiai kirándulások Budapest környékén. – *Magyar Királyi Földtani Intézet, Stadium Sajtóvállalat,* Budapest, 341 p.

SCHERF E. (1922): Hévforrások okozta kőzetváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda-Pilisi hegységben. – *Hidrológiai Közlöny* **II,** pp. 19–88.

SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1980): A budai hévforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól napjainkig. – *Hidrológiai Közlöny* **60/11**, pp. 492–501.

SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1988): A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – *Földrajzi Tanulmányok* **20,** Akadémiai Kiadó, Budapest, 129 p.

SCHRÉTER Z. (1912): Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **XIX/5,** pp. 181–231.

SELF, C.A., HILL, C.A. (2003): How speleothems grow: an introduction to the ontogeny of cave minerals. – *Journal of Cave and Karst Studies* **65(2),** pp. 130–151.

SIKLÓSY Z., DEMÉNY A., LEÉL-ŐSSY SZ., SZENTHE I., LAURITZEN, S.-E., SHEN, C.-C. (2011): A cseppkövek kormeghatározása és azok paleoklimatológiai jelentősége. – *Földtani Közlöny* **141/1,** pp. 73–87.

SPÖTL, C., DUBLYANSKY, Y., MEYER, M, MANGINI, A. (2009): Identifying low-temperature hydrothermal karst and paleowaters using stable isotopes: a case study from an alpine cave, Entrische Kirche, Austria. – *International Journal of Earth Sciences* **98,** pp. 665–676.

SPÖTL, C., VENNEMANN, T.W. (2003): Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. – *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17,** pp. 1004–1006.

STIEBER J. (2011): Barlangi aeroszol mintavétele és elemzése. High precisity analysis of composition of the cave aerosol with various methods. – In: HAZSLINSZKY T. (ed.): 100 éves a szervezett magyar barlangkutatás (Budapest, 2010. május 7-9.), MKBT, Konferencia előadások, pp. 111–120.

STIEBER J. (2016): A Szemlő-hegyi-barlang aeroszol-monitoring programjának eredményei. – *Karszt és Barlang* **2012-14,** pp. 71–78.

SURÁNYI G. (2005): *Módszerfejlesztés az $^{234}U/^{230}Th$ izotóparány mérésén alapuló uránsoros kormeghatározás terén.* – PhD értekezés, ELTE TTK Geofizikai Tanszék, Budapest, 93 p.

SURÁNYI, G., DOMBRÁDI, E., LEÉL-ŐSSY, SZ. (2010): Contributions of geophysical techniques to the exploration of the Molnár János Cave (Budapest, Hungary). – *Acta Carsologica* **39/3,** pp. 565–576.

SZABÓ J. (1858): Pest-Buda környékének földtani leírása. – *Természettudományi Pályamunkák* **IV,** MTA, 58 p.

SZABÓ V., FÓRIZS I., HAŁAS, S., PELC, A., DEÁK J. (2009): A budapesti hévizek szulfátjának eredete stabilizotópos mérések alapján. – *Geotudományok. A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat* **77,** pp. 73–81.

SZANYI GY. (2007): *Budai barlangok kalcitkiválásainak uránsoros kormeghatározása.* – Diplomamunka, ELTE TTK Geofizikai Tanszék, Budapest, 58 p.
SZANYI GY., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ŐSSY SZ., VARGA ZS. (2009): A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. – *Földtani Közlöny* **139/4,** pp. 353–366.
SZANYI GY., LEÉL-ŐSSY SZ., SURÁNYI G., BADA G., VARGA ZS. (2010): Kalcitlemez koradatok a Rózsadomb környéki barlangokból. – *Karszt és Barlang* **2009/I-II,** pp. 27–40.
SZANYI, GY., SURÁNYI, G., LEÉL-ŐSSY, SZ. (2012): Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages. – *Quaternary Geochronology* **14,** pp. 18–25.
SZENTHE I. (1970): Sikeres feltáró eredmények a Vecsem-bükki-zsombolyban. – *Karszt és Barlang* **1970/I**, pp. 15–16.
SZENTHE I. (1984): Egyes barlangok keletkezése. – Kézirat.
SZIEBERTH D. (2015): Hidrológiai vizsgálatok a Molnár János-barlangban. – In: Molnár János-barlang, Kutatásjelentés 2015, Kézirat, pp. 15–24.
SZUNYOGH G. (1982): A hévizes eredetű gömbfülkék kioldódásának elméleti vizsgálata. – *Karszt és Barlang* **1982/II,** pp. 83–88.
SZUNYOGH G. (1984): A gömbfülkék kondenzvíz-korróziós kialakulásának elméleti fizikai leírása. – *Karszt és Barlang* **1984/I,** pp. 19–24.
SZUNYOGH G. (1987): A hévizes eredetű gömbfülkék víztükör alatti kioldódásának elméleti vizsgálata. – *Karszt és Barlang* **1987/I–II,** pp. 29–31.
SZUNYOGH, G. (1989): Theoretical investigation of the development of spheroidal niches of thermal water origin. Second approximation. – In: KÓSA, A. (ed.): *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology,* 13-20. August 1989, Budapest, **III,** pp. 766–768.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1985): A Beremendi-kristálybarlang. – *Karszt és Barlang* **1985/I–II**, pp. 3–12.
TAKÁCS-BOLNER, K. (1989): Regional and special genetic marks of the Pál-völgy Cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. – In: KÓSA, A. (ed.): *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology,* 13-20. August 1989, Budapest, **III,** pp. 819–822.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1990): A Pál-völgyi-barlang üledékkitöltésének vizsgálatai. – In: KISS A., TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1989. évi munkájáról, MKBT, pp. 44–52.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1993a): Karszt- és barlangvédelem. – In: Ajánlás a budai Rózsadomb és környéke termálkarsztja UNESCO Világörökség-listára történő felterjesztéséhez, *MKBT,* pp.45–46.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1993b): Ritka karbonátkiválás-típusok. – *Karszt és Barlang* **1993/I–II,** pp. 29–38.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1994): Két, kevéssé ismert barlangi képződmény: tányéros sztalagmitok és apadási színlők. –In: KISS A., TAKÁCSNÉ BOLNER K.: Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1993. évi munkájáról, MKBT, pp. 47–59.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1998): Külső szakértők által végzett speciális vizsgálatok a Pál-völgyi-barlangban. – In: KISS A. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. (szerk.): Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1997. évi munkájáról, MKBT, pp. 48–51.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2002): A kénsavas oldatok hatására képződő barlangok ismérvei és hazai előfordulási lehetőségei. – Kézirat, MKBT jelentés, 5 p.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2003): Pál-völgyi-barlang. – In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai.* Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 264–272.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2005a): A rózsadombi barlangok morfológiájának és ásványegyüttesének összehasonlító elemzése. Comparative analysis on the morphology and mineralogy of Rózsadomb caves. – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei.* Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21-24., MKBT, pp. 125–131.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2005b): A Pál-völgyi-barlang képződmény-ritkaságai. Rare speleothems found in Pál-völgy Cave. – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *Hévizes barlangok genetikája és képződményei.* Nemzetközi konferencia a Pál-völgyi-barlang felfedezésének 100. évfordulója alkalmából, Előadások, Budapest, 2004. június 21-24., MKBT, pp. 118–124.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2011): A Rózsadomb barlangjainak szerepe a magyar szpeleológia fejlődésében. The Rózsadomb caves and their contribution to the development of Hungarian speleology. – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *100 éves a szervezett magyar barlangkutatás,* Konferencia előadások, Budapest, 2010. május 7-9., MKBT, pp. 162–171.
TAKÁCSNÉ BOLNER K., KRAUS S. (1989): A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei. – *Karszt és Barlang* **1989/I–II**, pp. 61–66.

TAKÁCSNÉ BOLNER K., TARDY J. (2003): A Budai Termálkarszt barlangvilága. – *A Földgömb* **XXI/5,** pp. 18–29.

TELBISZ T., MÓGA J. (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén. – *Karsztfejlődés* **X,** pp. 245–265.

TELBISZ T., MARI L., KOHÁN B. (2006a): A Karas-szurdok (Aninai-hegység) környékének digitális domborzatelemzése és a helyszínen végzett GPS-es töbör-felmérések tanulságai. – *Karsztfejlődés* **XI,** pp. 117–131.

TELBISZ T., MÓGA J., KÓSIK SZ. (2006b): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík délnyugati részén. – *Karsztfejlődés* **XI,** pp. 133–152.

TELBISZ T., MARI L., KOHÁN B., ČALIČ, J. (2007): A szerbiai Miroč-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata. – *Karsztfejlődés* **XII,** pp. 71–90.

TELBISZ T., NAGY B. (2008): Termokarsztos mélyedések vizsgálata töbörmorfometriai módszerekkel, űrfelvételek alapján. – *Karsztfejlődés* **XIII,** pp. 215–238.

TELEGDI-ROTH K. (1927): Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén. – *Földtani Közlöny,* pp. 32–41.

TEMOVSKI, M., AUDRA, P., MIHEVC, A., SPANGENBERG, J.E., POLYAK, V., MCINTOSH, W., BIGOT, J.-Y. (2013): Hypogenic origin of Provalata Cave, Republic of Macedonia: a distinct case of successive thermal carbonic and sulfuric acid speleogenesis. – *International Journal of Speleology* **42(3),** pp. 235–246.

TEMOVSKI, M., FUTÓ, I., TÚRI, M., PALCSU, L. (2018): Sulfur and oxygen isotopes in the gypsum deposits of the Provalata sulfuric acid cave (Macedonia). – *Geomorphology,* (in press.) doi:10.1016/j.geomorph.2018.05.010

THRAILKILL, J.V. (1965): Studies in the excavation of limestone caves and the deposition of speleothems. – Unpublished PhD Dissertation, Princeton UniversityNew Jersey, 193 p.

THRAILKILL, J. (1968): Chemical and Hydrologic Factors in the Excavation of Limestone Caves. – *Geological Society of America Bulletin* **79,** pp. 19–46.

TÓTH, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. – *Journal of Geophysical Research* **68(16),** pp. 4795–4812.

TÓTH, J. (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the cases, processes and manifestations. – *Hydrogeology Journal* **7/1,** pp. 1–14.

TÓTH, J. (2009): *Gravitational System of Groundwater flow: Theory, Evaluation, Utilization.* – Cambridge University Press, USA, New York, pp. 91–102.

TREMAINE, D.M., FROELICH, P.N., WANG, Y. (2011): Speleothem calcite farmed in situ: modern calibration of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ paleoclimate proxies in a continuously-monitored natural cave system. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **75,** pp. 4929–4950.

TUCKER, M. (1988): *Techniques in Sedimentology.* – Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 p.

TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology.* – Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.

VAJNA GY. (1975): Az Esztramos-hegy barlangjai. – Miskolci Herman Ottó Múzeum Közleményei 14, pp. 125–139.

VARGA P. (1985): Mészturbidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban. – *Őslénytani viták* **31,** pp. 93–99.

VENDEL M., KISHÁZI P. (1964): Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-Középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. – *MTA Műszaki Tudományok Közleményei Osztályának Közleményei* **32**, pp. 393–417. és **33**, pp. 205–234.

VERESS M., PÉNTEK K., HORVÁTH E.T. (1992): Keveredési korróziós barlangok kioldódástörténetének vizsgálata a Sűrű-hegyi Ördög-lik példáján. – *Karszt és Barlang* **1992/I–II,** pp. 21–26.

VIRÁG M. (2008): *A Szemlő-hegyi-barlang csepegő vizeinek vizsgálata a rózsadombi törmeléktakarón át történő beszivárgás értékelése céljából.* – Diplomamunka, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 153 p.

VIRÁG M., KÁLMÁNFINÉ AST H., MARI L. (2013): A Szépvölgy és a Rózsadomb környékének urbanizációja a barlangfelfedezések tükrében. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe").* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 199-205.

VIRÁG M. (2014): *A rózsadombi barlangok térinformatikai elemzése.* – Szakdolgozat, ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, 103 p.

VIRÁG M. (2016): Történeti áttekintés a budai barlangok keletkezéséről – a klasszikus karsztfejlődéstől a hipogén barlangképződésig. – *Karszt és Barlang* **2012-14,** pp. 24–46.

VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., SURÁNYI, G., LEÉL-ŐSSY, SZ. (2011): Infiltration history of the last 50 thousand years as reflected by the anatomy of a flowstone type speleothem precipitated from dripwaters of the

Pálvölgy-Mátyáshegy Cave System (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). – In: CAPEZZUOLI, E., BROGI, A., RICCI, M., BERTINI, A. (eds.): *Rend. Online Soc. Geol. It.* **Vol. 16,** pp. 39–41.

VIRÁG M., MÁDLNÉ SZŐNYI J. (2013): A Szemlő-hegyi-barlang csepegővizeinek vizsgálata a rózsadombi törmeléktakaró beszivárgásmódosító hatásának értékelése céljából. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”).* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 239–243.

VIRÁG M., MINDSZENTY A. (2013): Periglaciális folyamatok nyomai a Budai-hegység negyedidőszaki üledékeiben. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”).* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 49–54.

VIRÁG M., SZABÓ Z. (2013): Molnár János-barlang – a rendszer jelenleg is aktív tagja. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 228–232.

VIRÁG M., LEÉL-ŐSSY SZ., MINDSZENTY A. (2013a): Szpeleológiai adottságok. A felszín alatti víz oldóhatásának tanúi: a budai barlangok. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”).* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 104–111.

VIRÁG M., TAKÁCSNÉ BOLNER K., LEÉL-ŐSSY SZ. (2013b): Barlangi kiválástípusok (szpeleotémák). – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 248–252. (110. fotótábla, p. 249.)

VIRÁG M., MINDSZENTY A., LEÉL-ŐSSY SZ., SURÁNYI G. (2013c): Gellérthegyi-aragonitbarlang. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 181–186.

VIRÁG M., SURÁNYI G., KARDOS A., MINDSZENTY A. (2013d): A Gellért-hegyi kisbarlangok vízszintjelző kiválásai. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 257–259.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., MOLNÁR M., LEÉL-ŐSSY SZ. (2013e): A Búboskemence cseppkőlefolyás. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 245–248.

VIRÁG M., TAKÁCSNÉ BOLNER K., SURÁNYI G. (2013f): A Budai-hegység legidősebb vizsgált cseppköve: az Óriás-cseppkő. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 243–245.

VIRÁG M., KÁLMÁNFINÉ AST H., MINDSZENTY A. (2013g): Barlangszintek, barlangi kiválások és travertínók térbeli jellemzése. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”).* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 259–263.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDŐ ZS. (2013h): A Városliget-II. fúrás (Széchenyi fürdő) ásványkiválásainak tanulságai a Budai Termálkarszt barlangjai számára. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 270–274.

VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., BENDŐ, ZS., HEGEDŰS, A. (2013i): Unusual speleothems from a non-spelean environment – Mineral precipitates of the Széchenyi Spa (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). – In: MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A., MINDSZENTY, A., TÓTH, Á. (eds.): *International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions – In honour of Professor József Tóth in celebration of his 80th birthday,* 4-7 September 2013, ELTE, Budapest, Hungary, p. 140.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDŐ ZS. (2013j): Az Ősforrás kalcitlemezei. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 188–191.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., WEIDINGER T., MOLNÁR M., BENDŐ ZS., TANOS P., MÁDLNÉ SZŐNYI J. (2013k): A Rudas fürdő travertínója. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 191–199.

VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., BENDŐ, ZS., WEIDINGER, T., MOLNÁR, M., PÁLL-SOMOGYI, K., MÁDL-SZŐNYI, J., VERES, V. (2013l): Anthropogenically modulated hydrological changes recorded by a ~120 years old flowstone-like travertine (Rudas Spa, Budapest, Hungary). – In: MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A., MINDSZENTY, A., TÓTH, Á. (eds.): *International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions – In honour of Professor József Tóth in celebration of his 80th birthday,* 4-7 September 2013, ELTE, Budapest, Hungary, p. 138.

VIRÁG M., HEGEDŰS A., SURÁNYI G. (2014): Szpeleotéma-térképezéssel az egykori termálvizek nyomában. – In: VERESS M., ZENTAI Z. (szerk.): *Karsztfejlődés XVII.* Absztrakt kötet, 2014.május 30 - június 1, Bük-Szombathely, p. 13.

VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., KISS, K., KELE, S., CZUPPON, GY., PALCSU, L., SURÁNYI, G., BRAUN, M., WEIDINGER, T., HEGEDŰS, A., LEÉL-ŐSSY, SZ. (2015): Superimposition of hypogenic and epigenic karst processes documented by speleothems of the Szemlő-hegy Cave (Budapest, Hungary). – In: *Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology,* International Association of Sedimentologists, Polish Geological Society, 22-25 June 2015, Krakow, Poland, p. 564.

VIRÁG, M., MINDSZENTY, A., KELE, S., CZUPPON, GY., SURÁNYI, G., BRAUN, M., PALCSU, L., FUTÓ, I., HEGEDŰS, A., KISS, K., SZIEBERTH, D., LEÉL-ŐSSY, SZ. (2016): Study of speleothems and other thermal-karst features in the caves of Rózsadomb (Budapest, Hungary). – In: OTONICAR, B., GOSTINČAR, P. (eds.): *Paleokarst – 24th International Karstological School "Classical Karst",* Abstract & Guide Book, 13-17 June 2016, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Slovenia, p. 34.

VIRÁG, M., VÖRÖS, P., MINDSZENTY, A., NÉMETH, T., BENDŐ, ZS., LEÉL-ŐSSY, SZ. (2017): Altered zones as evidences for an unusual sulphuric acid related carbonate dissolution in the Buda Thermal Karst (Hungary). – In: GOSTINČAR, P. (eds.): *Milestones and Challenges in Karstology – 25th International Karstological School "Classical Karst",* Abstract & Guide Book, 19-23 June 2017, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Slovenia, p. 57.

VÖRÖS P. (2013): *Kovás elváltozások vizsgálata rózsadombi barlangokban.* – Diplomamunka, NyME-SEK-TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, és ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 78 p.

VÖRÖS P., VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDŐ ZS., NÉMETH T., LEÉL-ŐSSY SZ. (2013): Eocén kőzeteket átszelő repedéskitöltésekhez kapcsolódó elváltozott zónák a budai barlangokban. – In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe"),* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 34-39.

WEIDINGER T., VIRÁG M., TORDAI Á., LUKÁCS D., LEÉL-ŐSSY SZ., MINDSZENTY A. (2017): Barlangklimatológiai mérések a Budai-termálkarszton. – In: CSERNY T., ALPEK B.L. (szerk.): *HUNGEO 2017, „Bányászat és környezet – harmóniában", Tanulmánykötet,* Magyarhoni Földtani Társulat, pp. 110–115.

WEIN GY. (1977): A Budai-hegység tektonikája. – *MÁFI Alkalmi Kiadvány,* Budapest, 66 p.

WHITE, W.B., BRENNAN, E.S. (1989): Luminescence of speleothems due to fulvic acid and other activators. – Proceeding of 10th International Congress of Speleology, 13-20 August 1989, Budapest, Vol.1, pp. 212–214.

WOLK GY. (2003): Úton-útfélen: Ha megindul az iszapfal. – *National Geographic Magyarország* **I/6,** pp. 20–30.

WORTHINGTON, S.R.H., FORD, D.C. (1995): High sulfate concentrations in limestone springs: An important factor in conduit initiation? – *Environmental Geology* **25,** pp. 9–15.

ZUPAN HAJNA, N. (2003): Incomplete solution: weathering of cave walls and the production, transport and deposition of carbonate fines. – Carsologica, ZRC, Postojna, 167 p.

www.termeszetvedelem.hu

Ábrajegyzék, táblázatok

1. ábra:	A Rózsadomb és környékének domborzata, barlangjai, travertínó előfordulásai és forrásai (barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás, források: Magyarország forrásainak katasztere 1997, OVF-VITUKI Rt Hidrológiai Intézet, termálkutak: LORBERER 1991, travertínók: SCHEUER & SCHWEITZER 1988, KELE 2009 után GPS méréssel; in VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013; VIRÁG 2014)
2. ábra:	A rózsadombi nagy barlangok helyzete (térkép alap: GoogleEarth IKONOS űrfelvétel, barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás, térinformatikai feldolgozás: VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013, VIRÁG 2014)
3. ábra:	A Budai-hegység fedetlen földtani térképe (a negyedidőszaki képződmények elhagyásával, kivétel: travertínók); térkép alapok: FODOR in MINDSZENTY et al. 2000 és WEIN 1977 alapján térinformatikai feldolgozás: VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013
4. ábra:	A Budai-hegység földtani képződményeinek rétegoszlopa (in VIRÁG in MINDSZENTY (szerk.) 2013)
5. ábra:	A Rózsadomb földtani felépítése és jelentősebb barlangjáratainak helyzete (ALBERT et al. 2015 alapján)
6. ábra:	Kiemelt karbonátos hegység és üledékes medence hidrogeológiai áramlási rendszerének elvi modellje (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH 2015)
7. ábra:	A Rózsadomb és környéke hidrogeológiai modellje (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017)
8. ábra:	A Molnár János-barlang kutatástörténeti térképe (a); a Molnár János-barlang bejárati zónájának alaprajzi térképe (b); (in VIRÁG & SZABÓ 2013)
9. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang kutatástörténeti térképe (in VIRÁG M. in MINDSZENTY A. (szerk.) 2013)
10. ábra:	A Rózsadombi nagy barlangok járatirányai (térképen és rózsadiagramon; földtani térkép: FODOR (in MINDSZENTY et al. 2000) alapján, barlang adatok: Országos Barlangnyilvántartás); VIRÁG (2014)
11. ábra:	A Rózsadomb barlangszintjei, barlangi kiválásai és travertínói (VIRÁG et al. 2013g, VIRÁG 2014)
12. ábra:	A Molnár János-barlang poligon térképe (forrás: Országos Barlangnyilvántartás)
13. ábra:	A Molnár János-barlang vázlatos térképe
14. ábra:	A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai.(b) Tengeri sün; (a–d) Chlamys kagylók; (e–f) Durvakristályos kalcittal és barittal bélelt üregek; (g) Kalcit-barit telér; (h–k) Kalcittal és barittal bekérgezett barlangüreg (fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel)
15. ábra:	A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. Jellegzetes járatszelvények és „scallop”-okra emlékeztető oldásformák (a–d, f fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel; e,g fotók: Peter Gaertner)
16. ábra:	A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. Jellegzetes járatszelvények és „scallop”-okra emlékeztető oldásformák, gömbfülkék; a réteglapok mentén és a járat felületén fekete Mn-oxid bevonat (a fotó: Peter Gaertner; b–j fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel)
17. ábra:	A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. (a–c) Fekete Mn-oxidos bevonat; (d) Fe-Mn-oxidos bevonat; (e–j) Üledékek (a–e, g,h fotók: www.youtube.com, Filmdzsungel; f,i fotók: Peter Gaertner)
18. ábra:	A Molnár János-barlang víz alatti szakaszai. (a–c) Fekete Mn-oxidos, Fe-oxidos bevonat a meleg víz „beáramlás” környékén (Omlásveszély); (d–f) „Vulkánok” karbonátos kúpok; (g–l) Jellegzetes üstszerű, „scallopok”-ra emlékeztető oldásformák, bennük CO_2 gázfelhalmozódással (fotók: Szieberth D.)
19. ábra:	Molnár János-barlang: Kessler-terem. (a, d, e) A terem látképe; (b) A terem végében lévő omladék, kovás elváltozott zóna; (c) Vízszint feletti kiválások: gipsz kristályok (gipsz „tövis” és gipszkígyó), kvarc, agyag, és Mn-Fe-oxidos bevonat a falon a vízszint felett; (f–g) Oldásformák, Mn-Fe-oxidos bevonat és gipsz”tövisek” az agyagos falon (d,e fotók: Egri Csaba; b fotó: Szabó Zoltán)
20. ábra:	Molnár János-barlang. (a–d) Seprűs-ág víz feletti szakasza: kovás elváltozott zóna, gömbfülkék; (e–g) Kessler-terem: terem végében omlás, kovás elváltozott zóna (e); gömbfülkék, oldásformák, Mn-Fe-oxidos bevonat és gipsz”tövisek” az agyagos falon (f–g) (a–d fotók: Szieberth Dénes; e fotó: Szabó Zoltán)
21. ábra:	Molnár János-barlang: Kessler-terem: Oldásformák, gömbfülkék, Fe-Mn oxidos bevonat és gips”tövisek”. terem végében omlás, kovás elváltozott zóna (e); gömbfülkék, oldásformák, Mn-Fe-oxidos bevonat és gipsz”tövisek” az agyagos falon. (a) Terem végében omladék és oldásformák; (b,d–f) Terem hátsó oldott üregének gömbfülkéi; (c) Magasba vezető oldásforma, gömbfülke; (g) Búvár merülőbázisnál oldásforma (a fotó: Szabó Zoltán)

22. ábra:	Molnár János-barlang: Kessler-terem: Ásványkiválások. (a–e) Barlangnál idősebb vastag, durvakristályos repedéskitöltő kalcit, benne fehér, finomkristályos gipszkéreg; (f–h, m) Részben oxidált pirit telér (goethitté, hematittá); (i–j) Oxidált pirites, kalcitos telér (és felület); (k) Szálasan visszaoldott kalcitkristály „halmaz"; (l) Üde pirites-kalcitos ér a segédtáróban; (n–o) Kovás elváltozott zóna, apró kristályos halványsárga táblás barit benne (d fotó: Szabó Zoltán)
23. ábra:	Molnár János-barlang: Kessler-terem: Ásványkiválások. (a) Sötétbarna-fekete Fe-Mn-oxidos bevonat a víz szintje fölött; (b) Sznottitok; (c, e) Gipsz"tövisek", áttetsző gipsz"csillagok" (szelenitek); (d) Falról elvált gipsz helye; (f) Finomkristályos gipsz; (g,i) Áttetsző, durva kristályos gipsz; (h) Gipszkígyó
24. ábra:	Molnár János-barlang: Kessler-terem: Ásványkiválások. (a) Gipszkígyó; (c,d) Gipsz kiválások; (b) Oldalfalon képződmények; (e) Gipsz"tövisek"; (f) Üregben kalcit, barit és Fe-Mn-oxidos bevonat; (g–h) Áttetsző durvakritályos gipsz a kvarcos, agyagos „üledékben"
25. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Ásványkiválások. (a) 1. tóban kalcitlemezek, oldalfalon Mn-Fe-oxidos bevonat, felette karbonátásványok (kalcit, aragonit, dolomit), rajta gipszkéreg; (b–d) Finomkristályos gipszkéreg, alatta karbonátásványok (kalcit, aragonit, dolomit), rajta huntit; (e) Fekete Mn-Fe-oxidos bevonat; (f) Jelenleg képződő kalcitlemezek a tóban; (g) Evaporatív karbonátkiválások
26. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Ásványkiválások. (a) 1. tóban kalcitlemezek, oldalfalon Mn-Fe-oxidos bevonat, felette karbonátásványok (kalcit, aragonit, dolomit), rajta gipszkéreg; (b) 2. tóban keletkező kalcitlemezek; (c) 1. tó felszínén recensen képződő vékony kalcitlemezek; (d) időszakos tó felszínén képződő kalcitlemezek és (bekérgezett) buborékok; (e) A 2 tavat a vízszint megemelkedése idején időszakosan összekötő tó; (f) Alacsonyabb vízálláskor a járat alját kitöltő agyag és kalcitlemezek
27. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Ásványkiválások, gipsz típusok. (a) Részben mesterségesen bontott járat, az oldalfalon Mn-Fe-oxidos bevonat, a főtében oldásforma,, karbonátos képződmények és vékony fehér gipszkéreg; (b) Főte részlete; (c) Goethitté oxidált pirit ér; (d–e) agyagos járat és üledék pórusait bekérgező finomkristályos gipsz; (f–j) Bejárati akna alján az üreget bekérgező gipsz (durvább és finomabb kristályok)
28. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: Gipsz kiválások típusai. (a) Bejárati akna alján megjelenő gipszkéreg és gipszkígyó; (b) Üreget borító vastagabb gipszkéreg; (c) Pórusokban megjelenő finomkristályos gipsz; (d) Finomkristályos, tömegesen megjelenő szálas gipsz (és karbonát); (e) Részben visszaoldódott, faltól elváló gipszkéreg, 1. tó felett; (f) Gipszkéreg, alatta evaporatív karbonátkiválások (kalcit, aragonit, dolomit); (g) Kis üregben finomkristályos gipsz és gipsz szálak; (h) Kovás elváltozott főtében áttetsző, megnyúlt gipsz"kígyó"
29. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: oldaljárat és képződményei. (a) Az oldaljárat oldott főtéje, a repedésekben és az oldalfalon gipsz, lejjebb Mn-Fe-oxidos bevonat; (b) Vízszint fölötti Mn-Fe-oxidos bevonat, felette gipszkéreg; (c) Gipszkéreg és rajta huntit kiválás; (d–e) Az oldaljárat végpontján, fent jól fejlett evaporítív „frostwork", apró borsókő (kalcit, aragonit, dolomit), rajta gipszkére;, főte kiválásmentes; (f) Finomkristályos gipszkéreg és alatta karbonátkiválások; (g) Gipszkígyó (g fotó: Kovács Richárd)
30. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág: oldaljárat és oldásformái. (a–b) Gömbfülke és benne gipszkéreg; (c–e) Oldott és repedezett főte, a repedésekben vékony gipszkéreg; (f–h) Oldott és repedezett járat, a falról leváló agyagos darabok
31. ábra:	Molnár János-barlang: Szent Lukács-ág. (a) József-hegyi-tárób ól nyíló bontott bejárat; (b–c) Agyagos falban durvakristályos áttetsző gipsz (szelenit), rajta finomkristályos fehér gipszkéreg; (d) Bejárati „ablakkal" szemközti szakasz kovás elváltozott zónája és gipszképződményei; (e, i) kovás elváltozott zóna; (f–h) Részben goethitté oxidált pirites telér; (j) gömbfülkeszerű oldásforma a főtében
32. ábra:	A Molnár János-barlang vázlatos térképe (üledék, kőzet és kiválás mintavételi helyszínek)
33. ábra:	A Molnár János-barlang vázlatos térképe (vízmintavételi és mérési helyszínek)
34. ábra:	A Molnár János-barlang víz hőmérséklet és mélység profilja helyszíni mérés alapján
35. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang alaprajza és hossz szelvényei (a jelentősebb járatok nevével), HORVÁTH J. (1965) alapján
36. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang kiépített szakasza. (a–b, f) Hosszú-folyosó hasadékszerű oldott járata; (d) Mária-terem Tű-foka (keresztirányú kalcittelér szűkíti); (c) Óriás-folyosó; (e) Ferencvárosi-terem Anyósnyelv (terem középső tengelyében szelektíven körbeoldott ásványtelér); (h) Pettyes-terem gömbfülkéi; (g) Virágoskert; (i–j) Kiépítéskor lemélyített aljzat és „feltárás" a Hosszú-folyosóban; (k) Omladék a Ferencvárosi-teremben

37. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang felső és alsó járatszintjei. (a–c) Örvény-folyosó mennyezeti gömbfülkéje, képződménymentes oldásformái és alsó, képződménygazdag szakasza (Oldal-folyosó); (d–f) Egyetemi-szakasz felső és alsó képződménygazdag része; Agyagos-szakasz Bányász-akna; (g–i) Kinizsi-szakasz ásványtelér menti oldásformái, gömbfülkéi; (j–m) Gyöngyös-folyosó oldásformái és képződményei
38. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang Kadić-szakaszának járatai és képződményei (a–b) Csengő-terem; (c) Közgyűlés-terem; (d) Lejárat a Közgyűlés-terembe; (e–f) Április 3.-folyosó; (g–i) Hópalota (fotók: Hegedűs A.)
39. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang Kuszoda szakaszának és Fenyő-ágának oldásformái és képződményei. (a) Belső hasadék; (h) Kúszójárat kereszthasadék; (b–g) A Fenyő-ág alsó, képződménygazdag szakaszai és a Birkás-terem; (i–k) A Fenyő-ág felső, oldásformákkal, gömbfülkékkel tagolt képződménymentes részei (a–g fotók: Hegedűs A.)
40. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang gipsz kéződményei. (a) Vastag gipszkéreg a Kadić-szakasz kereszthasadékában; (b–d) A korábbi képződményeket és/vagy kőzetet egyenletesen beborító gipszkéreg maradványok az Óriás-folyosó végében és a Gyémánt-fülkében; (e) Vékony gipszkéreg a Hosszú-folyosó végének kanyarjában; (f–g) A Hópalota gipszkérgei. (h–j) Az Április 3-folyosó vastag gipszkérgei; (k–m) Gipszkéreg a Kadić-teremben; (n) Az Óriás-folyosó és Kadić-szakasz hosszmetszete a gipsz előfordulásokkal
41. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang termálvizes képződményei. (a) Vékony kalcitlemezek; (b) Víz alatt továbbvastagodott kalcitlemezek; (c, g) Borsókővel borított kalcitlemez kúpok („barlangi karácsonyfa”); (d) Alul vastag, felfelé fokozatosan vékonyodó kalcitlemezek); (e–f) Oldalfalon, képződményeken fennakadt kalcitlemezek; (h) Kalcitlemezek a karfiolszerű kalcitkérgen; (i) Kiépítéskor kereszbevágott képződmény-együttes; (j–l) Karfiolszerű kalcitkéreg és keresztmetszete (c,f,g,h fotók: Hegedűs A.)
42. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang termálvizes, légteres képződményei. (a) Apró kristálytűk (kalcit, aragonit, gipsz: „evaporatív frostwork” kezdemény); (b–c) „Evaporatív frostwork”, aragonit tűpamacs, kristálybokor; (c) perem; (d) aragonittűket bekérgező borsókő képződmények („koneprusi rósza”); (e–f) „porózus borsókő”; (g–j) Közönséges borsókő; (k) Aragonittűkből álló borsókő; (l–m) Mn-oxidos kiválás, bevonat a borsókövek bázisán; (n) Borsókő oszlop („logomit”) kezdemény; (o) Kifejlett borsókő oszlopok (j fotó: Hegedűs A.)
43. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang cseppkőképződményei. (a–e, j) Vörös színű (Fe-oxidtól színezett?) cseppkövek; (f) Középső-pleisztocén sötétbarna cseppkő; (g) Földszíve vörös cseppkőlefolyása; (h–i) Sötétbarna és sárga cseppkő,a felszíne részben visszaoldott; (k) Betoncseppkő (szalmacseppkő sztalaktit); (l–m) Fehér és sárga színű, matt cseppkövek; (n) Barlangi gyöngy; (o) Borsóköveken fiatal sárga sztalaktitok (n fotó: Hegedűs A.)
44. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang oldásformái. (a–b, d) Kereszthasadékok menti meleg, CO_2-dús levegő feláramlás által okozott kondenzvíz korróziós visszaoldódás (és kiválás); (e) Borsókőben visszaoldott feláramlási cső; (f) Oldott gömbfülke; (g) Oldásformában „evaporatív” kiválások; (h) Oldásformák; (i) Kipreparálódott ásványtelér a hasadék tengelyében, aszimetrikus gömbfülke; (c) Gömbfülkék és bennük termálvizes képződmények, a terem tengelyében ásványtelér
45. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang járatainál idősebb ásványtelérek és üregek. (a, i) Telérkalcit maradék porozitással és tömötten; (b) Üregben durvakristályos farkasfog kalcit; (c) Kereszthasadékban vastag kalcittelér, benne oldott üreg; (d–e, h) Kereszthasadékban vastag kalcittelér mentén oldott üreg, a kalciton „csuklya”-ként barit kiválások; (j, k) Üregben kalcitkritályok; (f) Mesterséges táró által harántolt kalcittelér és gömbfülke
46. ábra:	A Pettyes-terem karfiolszerű kalcitkéreg vastagságának változása a vertikális helyzet függvényében
47. ábra:	A kalcitlemezek vastagságának változása a vertikális helyzet függvényében
48. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlanban végzett képződménytérképezés alapján készített elvi ábra: a barlangi kiválások, üledékek és oldásformák helyzete (a); a hipogén és epigén kiválások és folyamatok paragenetikai sorrendje, vázlatos eseménytörténete (b)
49. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang üledékei.(a–f) Hosszú-folyosó végében gömbfülke kalcitkérge alatti üledék (vízszintesen sorozat), H3/50; (g) Hosszú-folyosó vége, kanyarban vékony kalcitlemezek alatti üledék; (h) Hoszú-folyosó vége V. üledéksor; (i–j) Hosszú-folyosó Virágoskert üledékek (VKHL); (k–l) Kalcitkéreg alatt üledékek, a képződmény alja visszaoldódott (VKHL)
50. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang üledékei.(a–b) Oldal-folyosóVI/a és b; (c) A Kinizsi-szakasz tetejének üledékes „telére”; (d) Agyagos „tufa”réteg; (e) Mesterséges táró által harántolt kalcittelér és gömbfülke, benne üledék (oldási maradék?)
51. ábra:	Karfiolszerű kalcitkéreg vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang)
52. ábra:	Vékony kalcitlemezek vékonycsiszolati szöveti képei.(a–f) Mikrites belső, kezdeti képződmény és körülötte/rajta mikropátos kalcitkristályok (Molnár János-barlang Szent Lukács-ág); (g–h) Mikrites

	alaplemez és rajta mikropátit kalcitkristályok (Szemlő-hegyi-barlang)
53. ábra:	Vastag kalcitlemezek vékonycsiszolati szöveti képei. Jól látható a kezdeti vékony kalcitlemez mikrites alaplemeze és körülötte a mikropátit kristályok, rajta pedig a továbbvastagodott kéreg oszlopos kalcitkristályai
54. ábra:	Borsókövek vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang). (a, c) Borsókő szakaszai; (b, d) Borsókő tűs és oszlopos RFC szövetű szakaszai; (e) Sztromatolit-szerű mikrites sávok; (f) Borsókő belső és külső szakasza; (g) Borsókő mikrites belső része, peremén tűs kristályok és rajta gipszkéreg; (h) Aragonit tűkből felépülő borsókő (Kinizsi-szakasz)
55. ábra:	Cseppkövek vékonycsiszolati szöveti képei (Szemlő-hegyi-barlang). (a, c) Sztalaktit külső sávjai (nyitott oszlopos) és belső kristályos része; (b) Sztalaktit és rajta borsókő jól elkülöníthető szövete; (d) Sztalaktit belső mozaik? pátos és külső oszlopos szövete; (e–f) Vörös cseppkőlefolyás oszlopos szövete, laterális kristálynövekedés és Fe-oxidos sávok; (g) Sötétbarna cseppkő megnyúlt oszlopos szövete; (h) Betoncseppkő sztalagmit nyitott oszlopos szöveti képe
56. ábra:	A Pettyes-terem karfiolszerű kalcitkéreg kiválás-együttesének felvételei. a) Minta fotó; b) Jellegzetes vékonycsiszolati képek; c) Minta sorozat felvételek (1. és 2. sorozat függőlegesen, lentről felfelé és balról jobbra haladva)
57. ábra:	Durvakristályos kalcit mikroszkópi képe (látható és UV fényben)
58. ábra:	Karfiolszerű kalcitkéreg mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
59. ábra:	Karfiolszerű kalcitkéreg mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
60. ábra:	A Pettyes-terem kiválás-együttesén belül megjelenő borsókő sávjainak mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
61. ábra:	Vékony és vastag kalcitlemezek mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben; kalcitlemezek közepe nyíllal jelölve)
62. ábra:	Borsókövek mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
63. ábra:	Borsókövek mikroszkópi szöveti képe (a–f), kalcitkéreg és borsókő (g–h), (látható és UV fényben)
64. ábra:	Borsókő szakaszainak mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
65. ábra:	A Kinizsi-szakasz aragonittűs borsókövének mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
66. ábra:	A Hosszú-folyosó borsókő és cseppkő képződmény-együttesének (a–f), valamint az Oldal-folyosó porózus borsókövön megjelenő gipsz kiválásának (g–h) mikroszkópi szöveti képe (látható és UV fényben)
67. ábra:	Durvakristályos üregkitöltő kalcit zónás lumineszcenciát mutató CL képe (a) részlete (b), kristálylapok között tompább lumineszcencia (c–d, f), Szemlő-hegyi-barlang; Molnár János-barlang „Vulkánok” karbonátkúpjának tömeges lumineszcenciája (e); Szemlő-hegyi-barlang: Pettyes-terem képződmény-együttesen belül anomálisan lumineszkáló „borsóköves sávok” (g–h)
68. ábra:	Kovás elváltozott zónák a rózsadombi barlangokban. A) Üde kalcitos-pirites ér és kovás elváltozott zóna átmeneti helyzete a Molnár János-barlang segédtárója és Kessler-terme határán; b) Több méter széles kovás elváltozott zóna (Molnár János-barlang, Kessler-terem); c) Elváltozott zóna részlete, az eredeti ásványtelér középen nyíllal jelölve (Pál-völgyi-barlang, Kőhíd-terem); Kovás elváltozott zóna és mészkőben kialakult oldásformák határa (Mátyás-hegyi-barlang, Nagy-terem); e) Kovás elváltozott zóna (Szemlő-hegyi-barlang. Sün-kürtő); f) Kovás elváltozott zóna, a közepén barit telér (Ferenc-hegyi-barlang); g) Kovás elváltozások (Mátyás-hegyi-barlang, Dóm); h) Ásványtelérek mentén létrejött kovás elváltozott zóna (Pál-völgyi-barlang); i–j) Oxidálódott goethites ér mészkőben és márgában (Mátyás-hegyi-barlang, Ebédlő); k) Oxidálódott pirit gumó „fészek”, oldott gömbfülke mészkőben (Mátyás-hegyi-barlang, Ebédlő); l) Liesegang-sávok a kovás elváltozott zónában, márgában a pirites gumók mentén (Mátyás-hegyi-barlang, Ebédlő); m) Oxidált markazit „golyó” (Hideg-lyuk); n) Gömbfülkék kioldódása a korábbi ásványtelérek mentén, mészkőben (Szemlő-hegyi-barlang, Örvény-folyosó)
69. ábra:	Kovás elváltozott zónák a rózsadombi barlangokban. a) Elváltozott zóna fehér sávjában képződött kaolinit (kaol) és kvarc/kova (q) (Pál-völgyi-barlang) e) Kioldódott kagylóhéj helyén képződött kvarc/kova (q) (Mátyás-hegyi-barlang); c) Üde pirit (pyr)kristályok (Molnár János-barlang, víz alatti szakasz); Részben gethitté (gth) és hematittá (hem) oxidálódott pirites (pyr) ér (Molnár János-barlang, Kessler-terem); e) Jarosit (Molnár János-barlang, Kessler-terem); f–g) Részben korrodálódott/erodálódott barit (brt) az elváltozott zóna közepén (Hideg-lyuk); h) Goethit (gth) az elváltozott zóna vörös sávjában; i) Pirit utáni goethit (gth) pszeudomorfóza
70. ábra:	a) Karfiolszerű kalcitkéreg metszete (Szemlő-hegyi-barlang); b) Kalcitlemez és rajta kalcitkéreg tovább

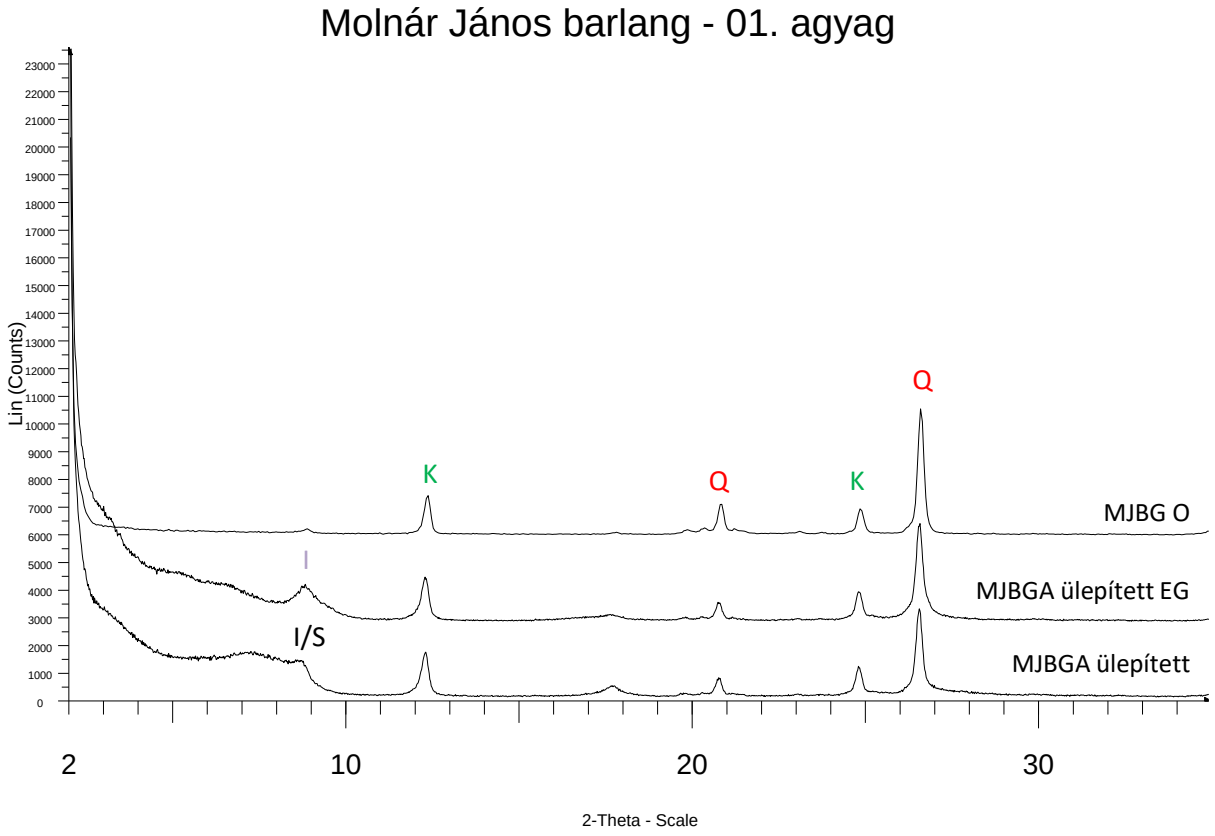
	vastagodás (metszet, Szemlő-hegyi-barlang); c–h) Kalcitlemezek: c) Vékony kalcitlemez felülete (kalcit romboéderek és a szegélyen dendrites, tollpihe-szerű kalcitkristályok); d) Kalcitlemez térbeli helyzete; e) Kalcitlemez belső alap romboéderei és dendrites, tollpiheszerű kalcitkristály tovább növekedései a szegélyen (nevezéktan: JONES 2005, JONES & RENAUT 2010); f) Kalcit dendrites kristályok trilet szubkristályai; g) Kalcit trilet szubkristályok; h) Kalcitlemez kezdeti, belső alap romboéderei
71. ábra:	Borsókő. a) Borsókő belső sávjai (Szemlő-hegyi-barlang): kalcit- (cc) és aragonit- (ar) tűk, közte apró barit (brt); b) Borsókő bázisa (kezdeti aragonittűk: ar), és rajta tovább növekedő kalcit- (cc) kristályok; c) Aragonittűk (ar) részlete; d) Aragonit- (ar) tűk között képződő kalcit- (cc) és táblás barit- (brt) kristályok; e) Aragonit (ar) tűkön növekedő táblás barit (brt) részlete; f) Porózus borsókő pórusaiban képződött barit (brt), dolomit (dol) és agyagásványok (a); g) A pórusokban képződött dolomit (dol) és barit (brt) részlete; h) Feltehetően mikrobiális közreműködéssel képződött? dolomit- (dol) kristályok; i) Aragonittűk (ar) részlete; j–k) Aragonittűk (ar) és a pórusaikban képződő kalcit (cc), Kinizsi-szakasz; l) Borsókő oldalmetszete(oszlopos kalcit kristályok, cc); m–n) Borsókő felületi képe (cc)
72. ábra:	Gipsz és vas-mangán-oxid (-hidroxid) kiválások. a) Gipszkéreg (gp) és kalcitkiválások kontakt zónájában: dolomit (dol) és szmektit (sm) (Szemlő-hegyi-barlang); b) Gipszkéreg (gp) kontakt zónájának pórusaiban cölesztin (cel) és szmektit (sm) (Szemlő-hegyi-barlang); c) Cölesztin (cel) (Szemlő-hegyi-barlang); d) Kalciton (cal) vas-mangán-oxidos (Fe-Mn-ox) kiválás és agyagásványok (a), a kalcitkristályok felületének visszaoldódásával; e) Mangán-oxidos (Mn-ox) kiválás, bevonat (Molnár János-barlang, Szt Lukács-ág); f) Sznottit felületének ásványkiválásai: Mn-Fe-oxidos (Mn-Fe-ox) bevonat, agyagásványok (a), gipsz (gp), kvarc (q) és visszaoldott kalcitkristály (cc) (Molnár János-barlang); g–h) Visszaoldott felületű durvakristályos kalcit (Molnár János-barlang, víz alatti zóna); i) Kalcit (cc) visszaoldódása a Fe-oxidos kiválás határán
73. ábra:	A vizsgált kőzetek karbonát és oldási fázisának megoszlása
74. ábra:	A Molnár János-barlangból származó üledékek karbonát és oldási maradék aránya
75. ábra:	A Molnár János-barlang mészkövének oldott külső, és üde belső részének oldási maradék aránya
76. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang üledékeinek karbonáttartalma
77. ábra:	A Molnár János-barlang üledékeinek szemcseeoloszlása (fent); minta szemcseeloszlásának sűrűség függvénye és eloszlás függvénye, 3 párhuzamos mérés alapján (lent)
78. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang üledékeinek szemcseeolszlása (fent); SZ1 minta szemcseeloszlásának sűrűség függvénye és eloszlás függvénye, 3 párhuzamos mérés alapján (lent)
79. ábra:	A Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlang karbonátos képződményeinek nyomelem tartalma
80. ábra:	A Molnár János-barlang vízvizsgálati eredményei
81. ábra:	A Molnár János-barlang vízmintáiból vizsgált nyomelemek
82. ábra:	A Molnár János-barlang és a langyos források vizének stabilizotóp értékei és hőmérséklete
83. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang termálvizes, freatikus zónában és a víz szintjén létrejött képződményeinek stabilizotóp értékei
84. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang vadózus zónában létrejött borsókő és cseppkő képződményeinek stabilizotóp értékei (összehasonlítva más barlang cseppkő izotópmezejével)
85. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang alaprajz (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok); PE/18; Gyöngyös-folyosó; H2/22a (függőleges tengely: hőmérséklet; kék: Kele et al. 2015, piros: Affek & Zaarur 2014)
86. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Hosszú-folyosó (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)
87. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Óriás-folyosó – Kadić-szakasz (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)
88. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Kuszoda – Fenyő-ág (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)
89. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Pettyes-terem – Gyöngyös-folyosó (karbonát $\delta^{18}O$ alapján számolt képződési hőmérséklet adatok)
90. ábra:	A Molnár János-barlang és a Lukács termálkút karbonátos képződményeinek stabilizotóp értékei

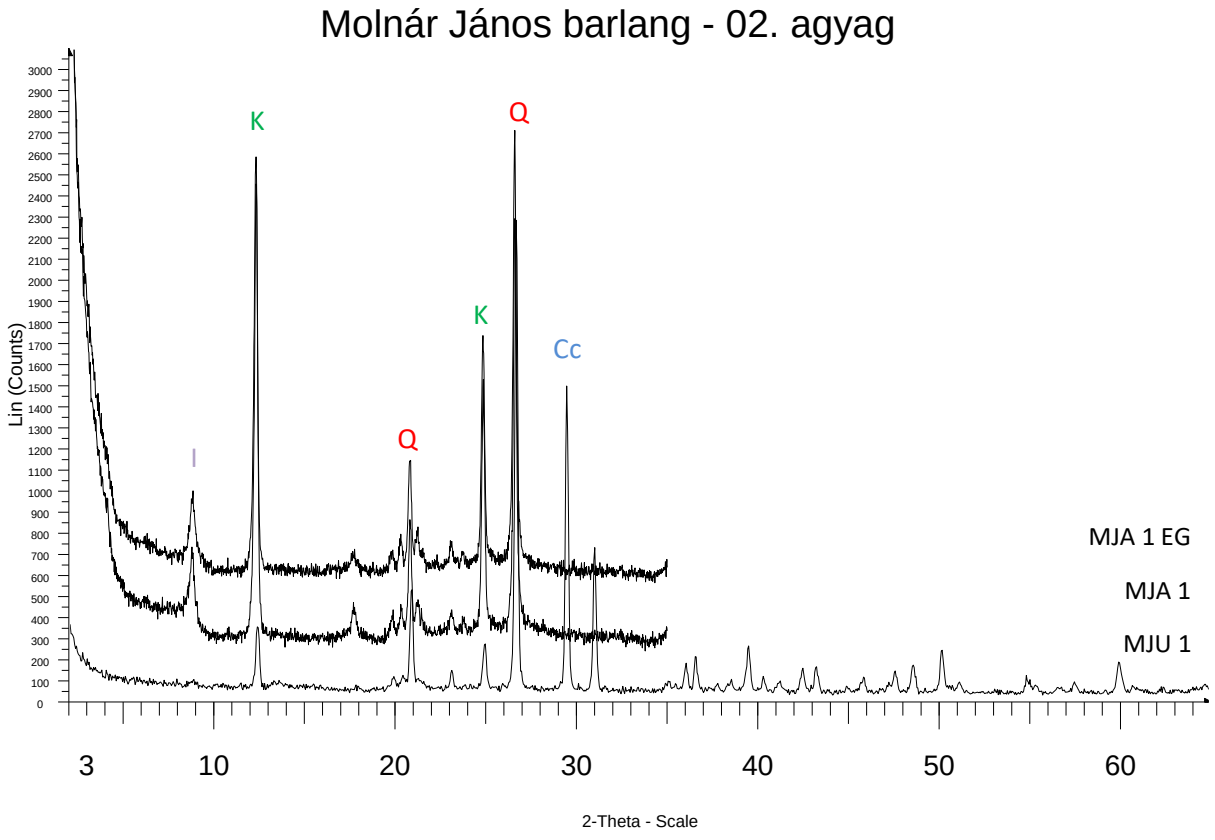
91. ábra:	A Molnár János-barlang és a forrásainak, valamint a Lukács-termál vizének szulfátjából, a barlang gipsz képződményeiből és barit kristályaiból mért stabilizotóp értékek
92. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang gipsz képződményeiből és barit kristályaiból mért stabilizotóp értékek
93. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Óriás-folyosó – Kadić-szakasz (U-Th korok és minták)
94. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Hosszú-folyosó (U-Th korok és minták)
95. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Egyetemi-szakasz – Örvény-folyosó – Oldal-folyosó (U-Th korok és minták)
96. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Kuszoda – Fenyő-ág (U-Th korok és minták)
97. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Pettyes-terem – Gyöngyös-folyosó (U-Th korok és minták)
98.a ábra:	A Molnár János-barlang Szent Lukács-ágából vizsgált „frostwork” kora
98.b ábra:	A minták U-tartalma és kora
99. ábra:	A mészkőben kialakuló gömbfülkék és a kovás elváltozott zónák keletkezésének elvi modellje (VÖRÖS et al. 2013, VIRÁG et al. 2017)
100. ábra:	A karbonátos ásványkiválások „evaporációs sora”: a Ca-Mg-CO_2-H_2O fázisdiagramja a Mg^{2+}/Ca^{2+} koncentráció aránya, illetve a CO_2 parciális nyomása függvényében (LIPPMANN 1973 in HILL & FORTI 1997)
101. ábra:	Az „evaporatív” karbonátos kiválások és aragonittűk képződése (1: kalcit, 2: aragonit tűk, 3: huntit, hidromagnezit „csomók”; FORD & WILLIAMS 2007)
102. ábra:	A szulfát kén és oxigénizotópos méréseim eredményei gipszből, baritból és a víz szulfátjából
103. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang járataiban (alaprajzi térkép)rekonstruált fél millió évvel ezelőtti „paleo vízfelszínek” vagy „paleo-tavak” (179-180 mBf), alaptérkép: HORVÁTH J. (1965)
104. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang járataiban (hosszmetszet) rekonstruált fél millió évvel ezelőtti „paleo vízfelszínek” vagy „paleo-tavak” (179-180 mBf), alaptérkép: HORVÁTH J. (1965)
105. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Egyetemi-szakasz – Örvény-folyosó – Oldal-folyosó (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)
106. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Agyagos-szakasz – Ferencvárosi-terem (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)
107. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Óriás-folyosó – Kadić-szakasz (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)
108. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Hosszú-folyosó (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)
109. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Pettyes-terem – Gyöngyös-folyosó (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)
110. ábra:	Szemlő-hegyi-barlang hosszmetszet: Kuszoda – Fenyő-ág (különböző időszakok rekonstruált „paleo vízfelszínei”)
111. ábra:	A Szemlő-hegyi-barlang vízszint és hőmérséklet változása az elmúlt 500 ezer évben

I.táblázat:	Szpeleotéma szövet-típusok mikroszkópos sajátosságai és jellemzői (FAIRCHILD et al. 2007, FRISIA & BORSATO 2010: Figure 7, FAIRCHILD & BAKER 2012, FRISIA 2015) alapján
II.táblázat:	U–Th mérések eredményei
III.táblázat:	A budai barlangok ásványkiválásai (KRAUS 1990, 1993, 2006; LEÉL-ŐSSY SZ. 1995, 1997b, 2005, 2014; TAKÁCSNÉ BOLNER 2005a, 2011 munkái és újabb eredmények alapján összeállította: VIRÁG M. in VIRÁG et al. 2013b, módosítva és kiegészítve (hivatkozások a szövegben); nevezéktan: HILL & FORTI 1997 és PALMER 2007 nyomán)

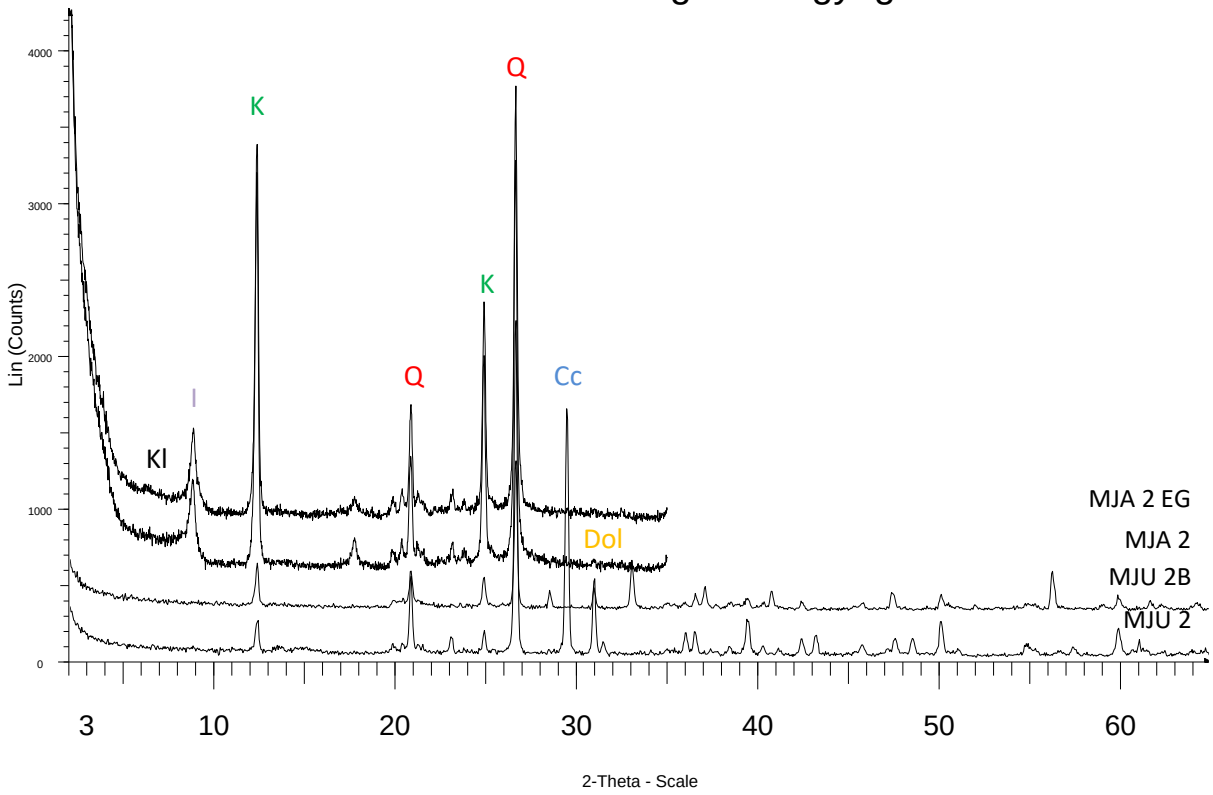
<u>Melléklet 1:</u> XRD vizsgálatok eredményei

<u>Jelkulcs:</u> Q: kvarc, K: kaolinit, I: illit, I/S: illit/szmektit, sm: szmektit, cc: kalcit, dol: dolomit, kl: klorit, bar: barit, gp: gipsz, ar: aragonit, hun: huntit

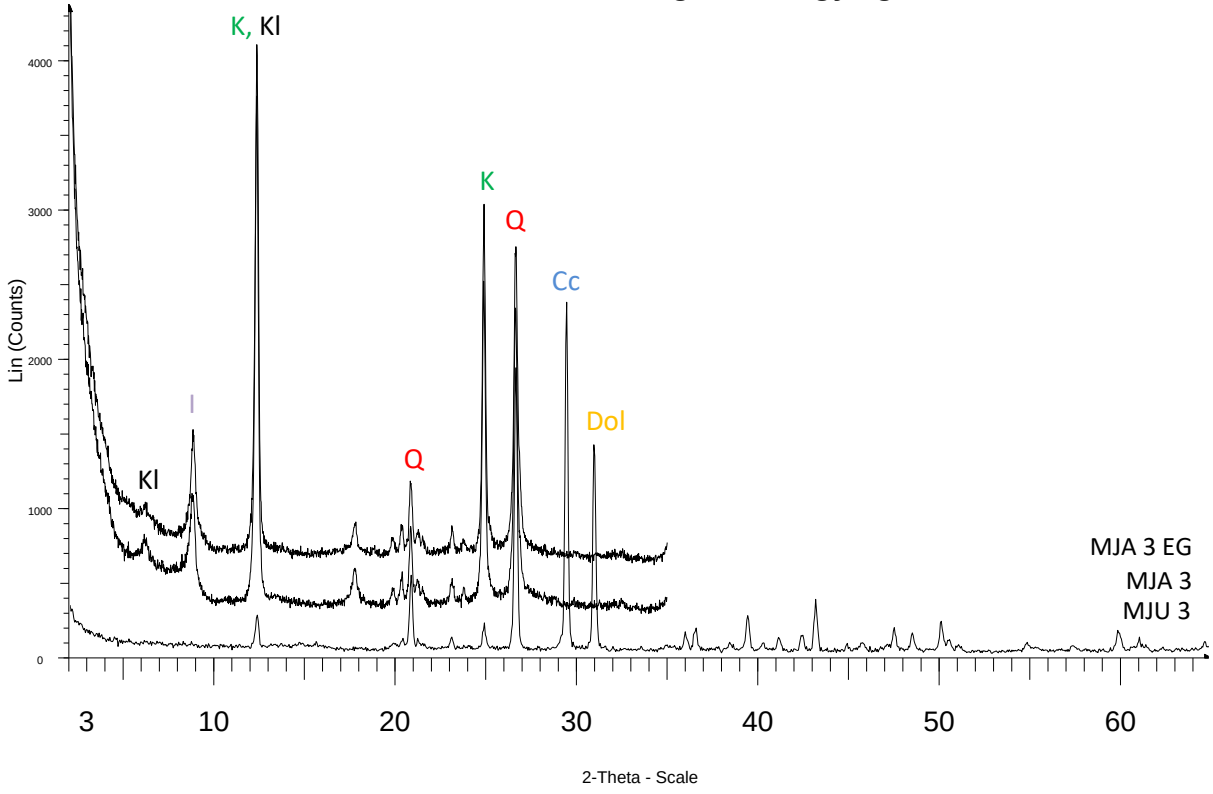




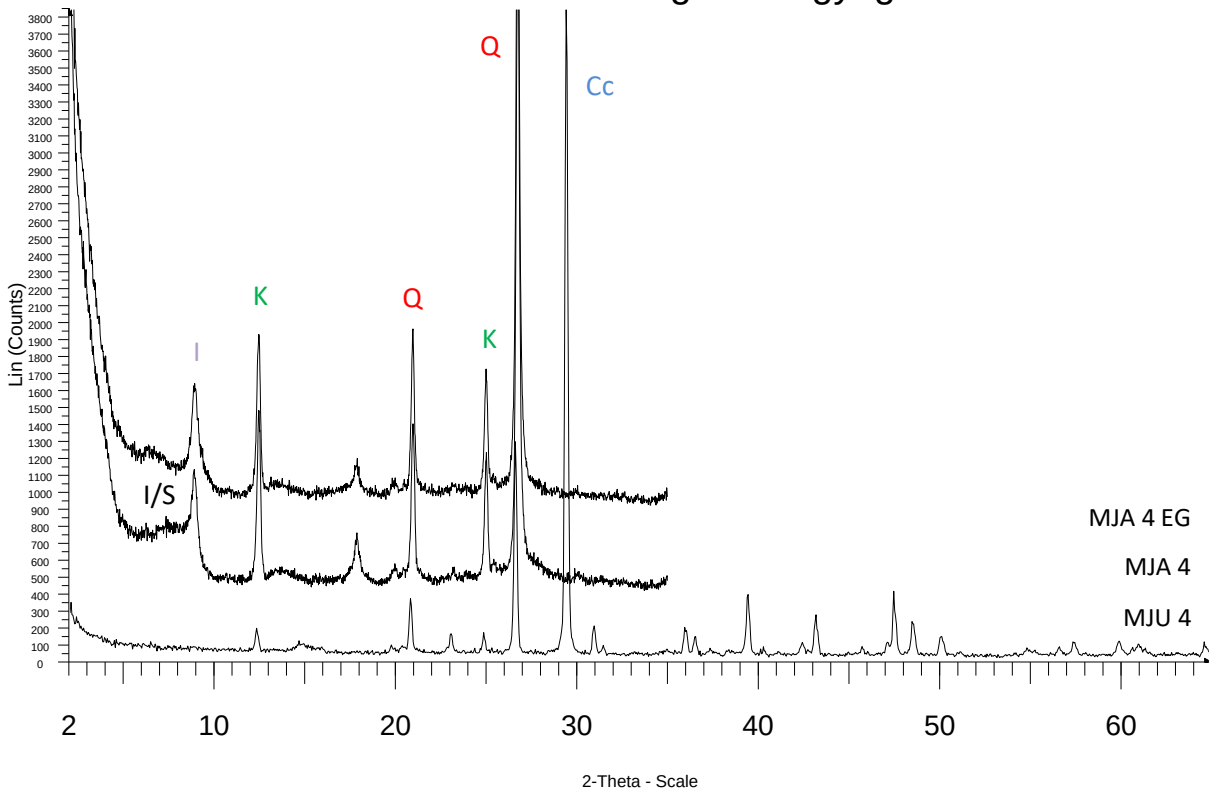
Molnár János barlang - 03. agyag



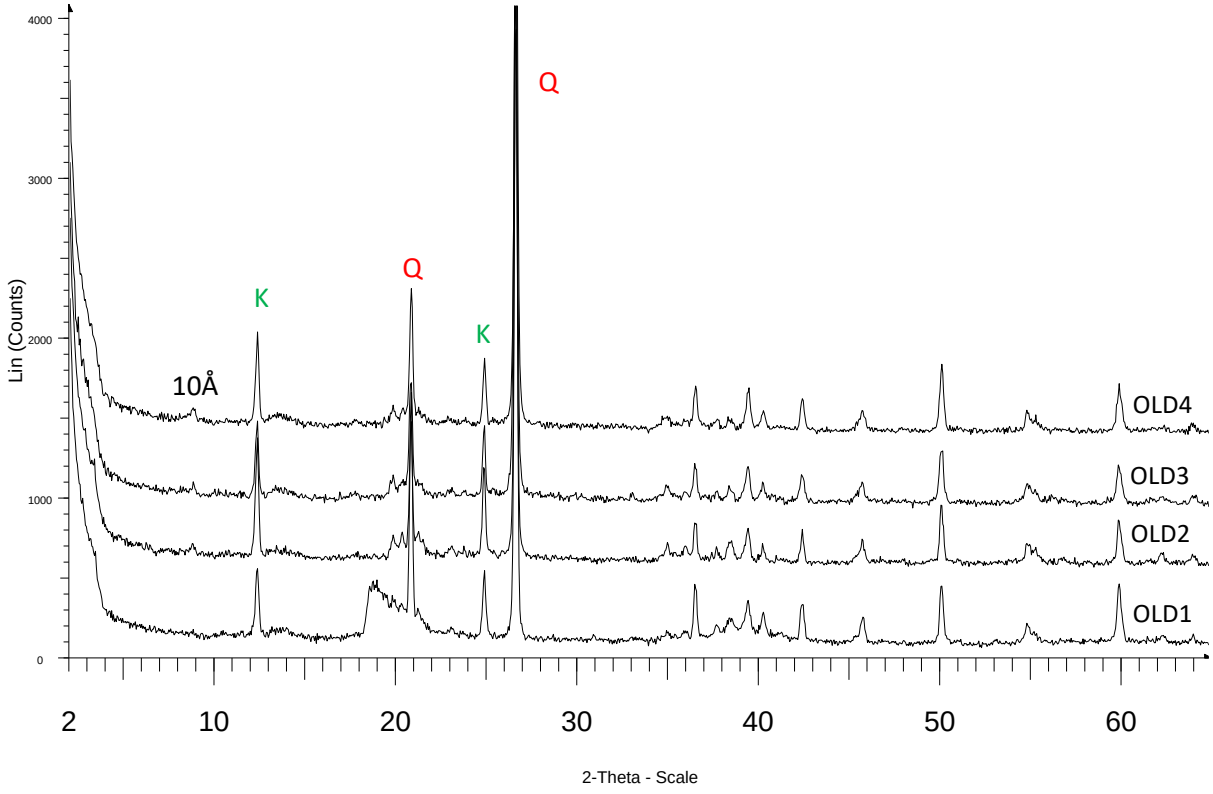
Molnár János barlang - 04. agyag



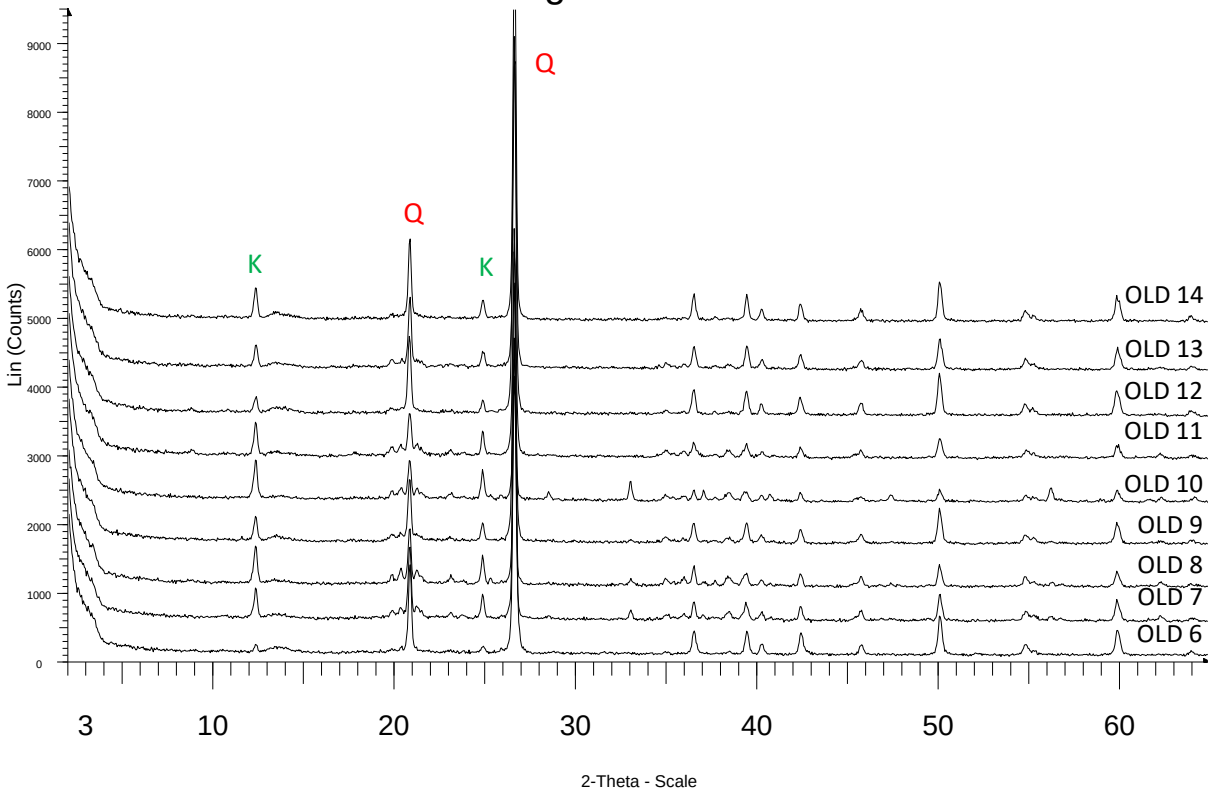
Molnár János barlang - 05. agyag



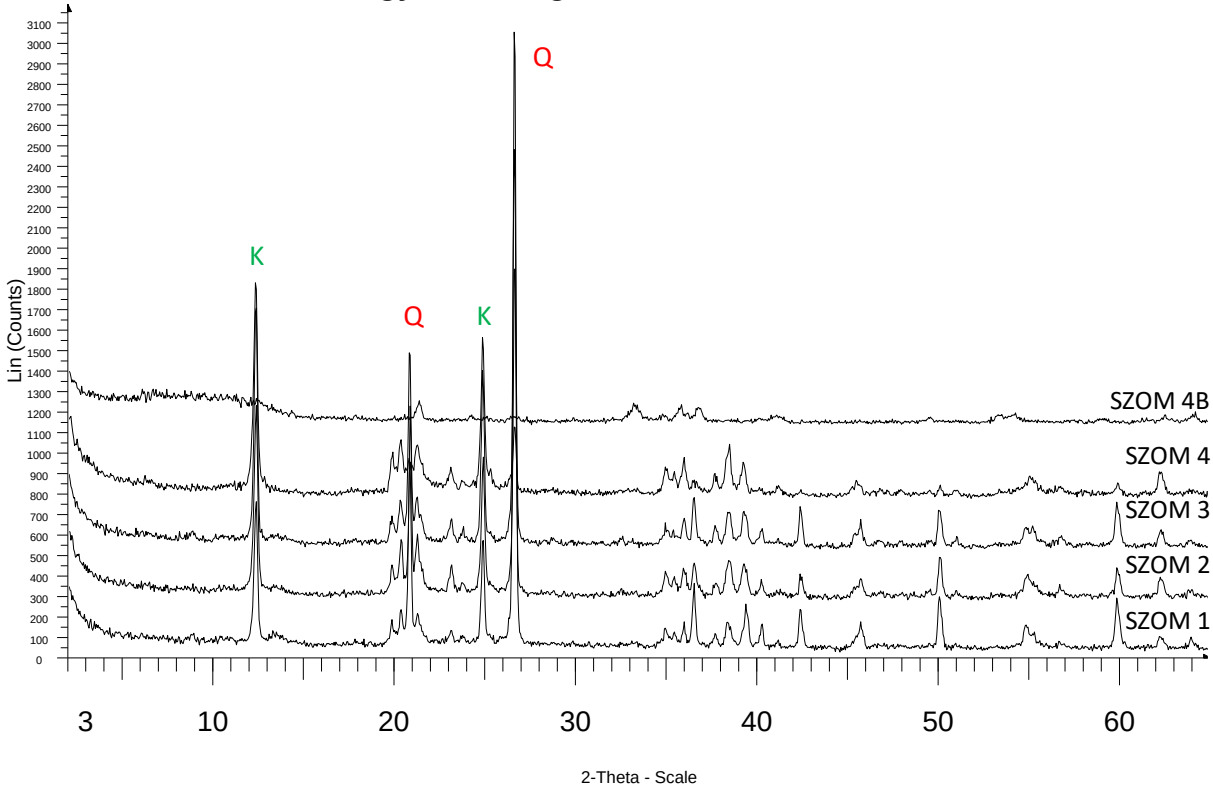
06. általános kõzetoldási maradék



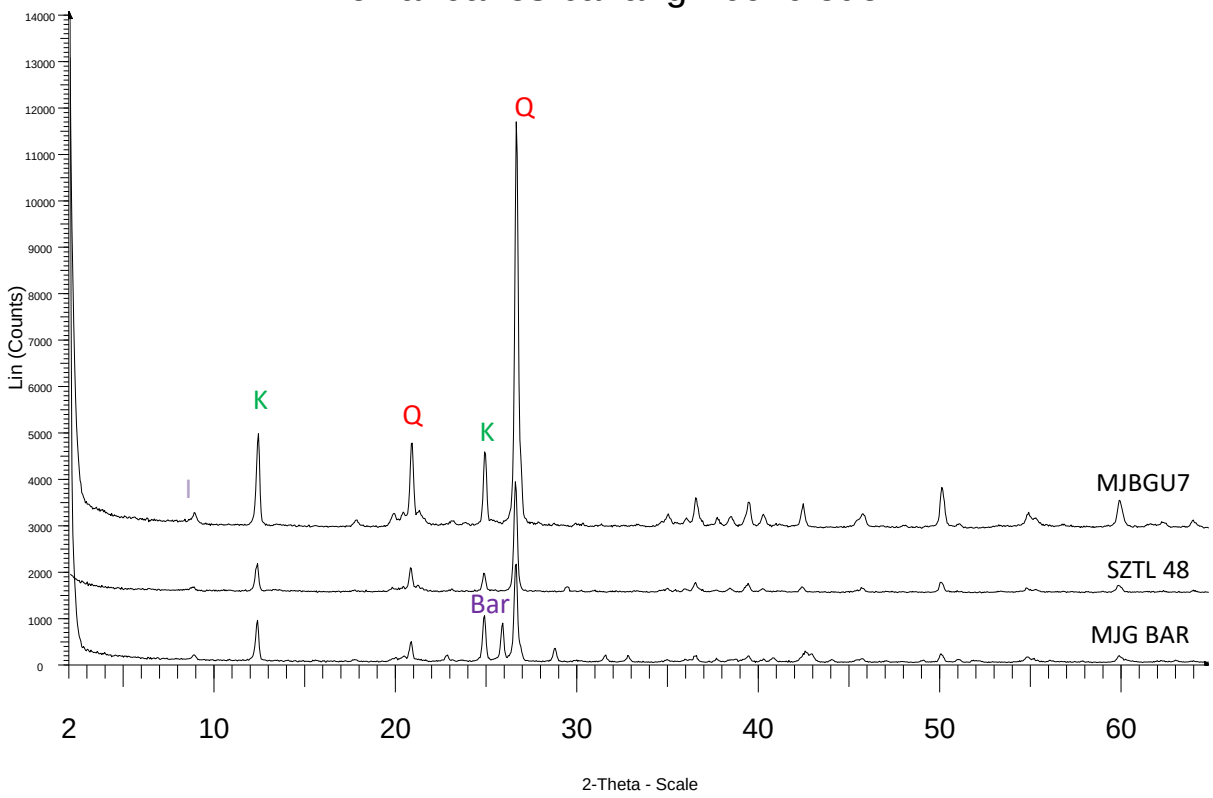
Molnár János barlang - 07. kõzetoldási maradék



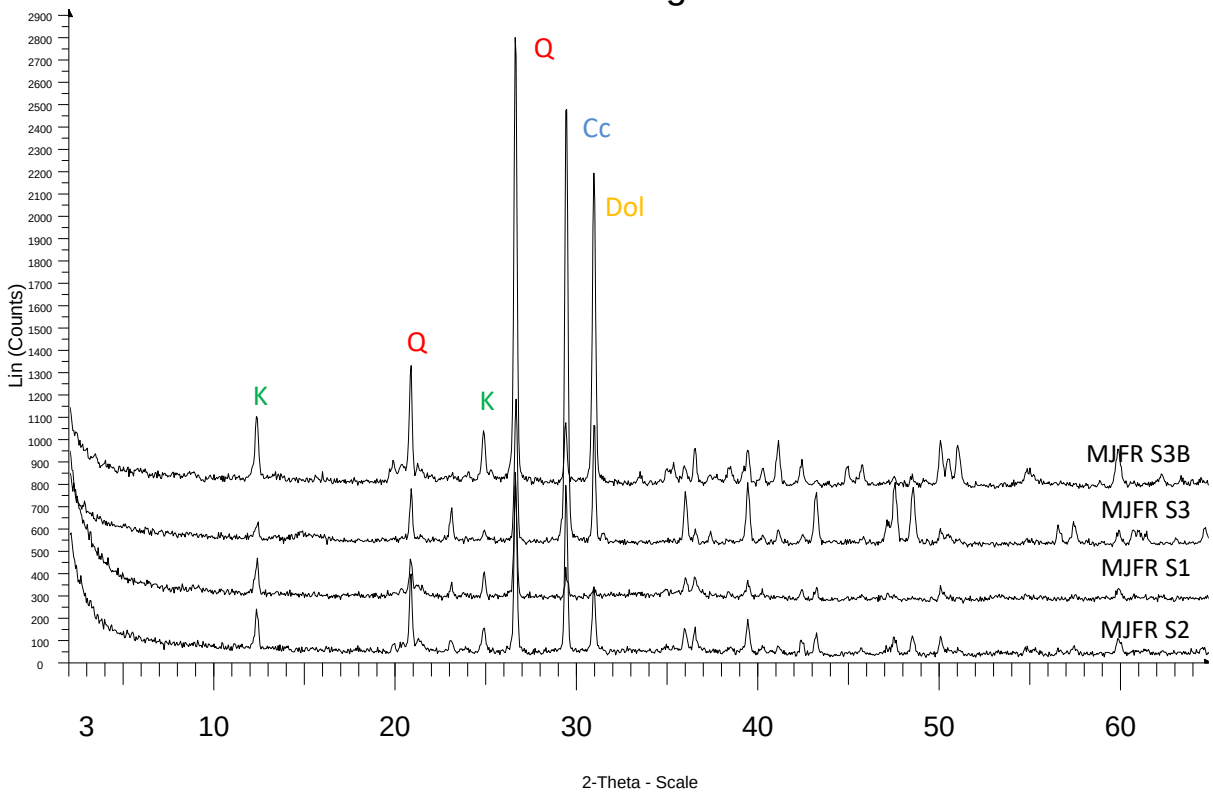
Szemlõ-hegyi-barlang - 08. kõzetoldási maradék



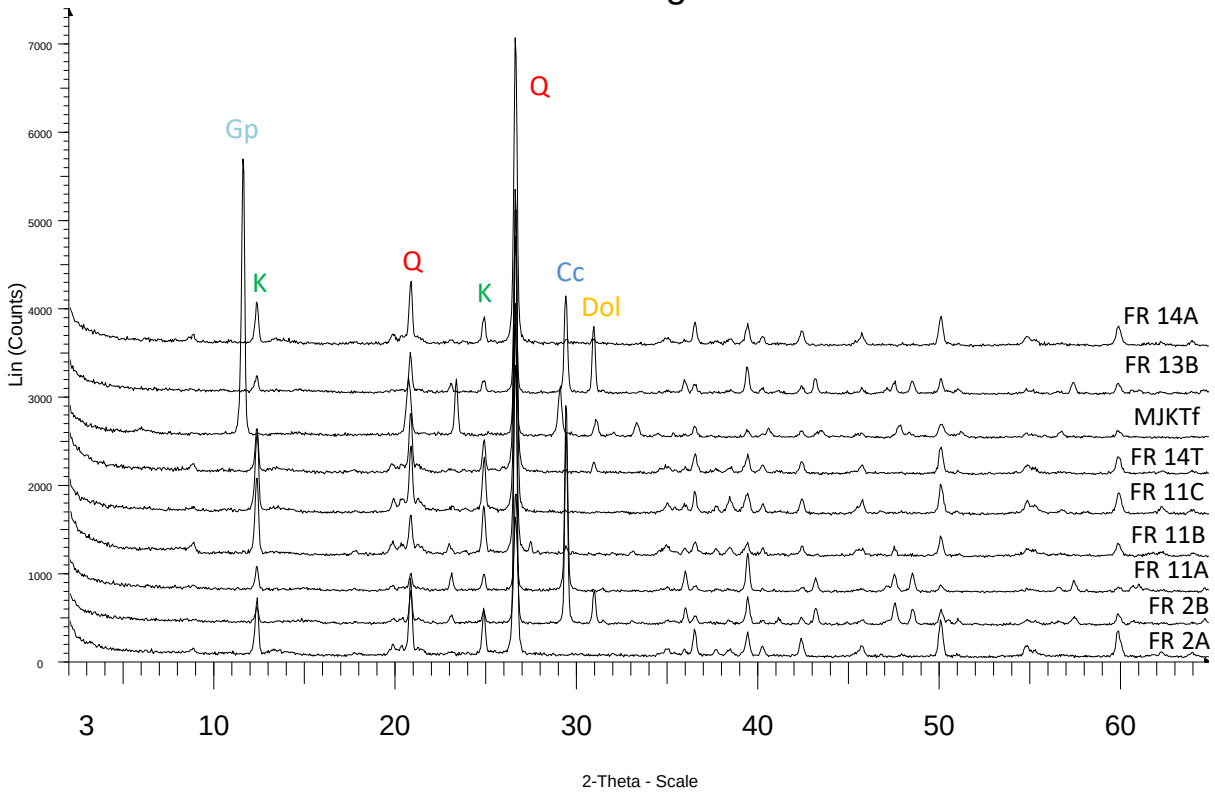
Molnár János barlang - 09. üledék



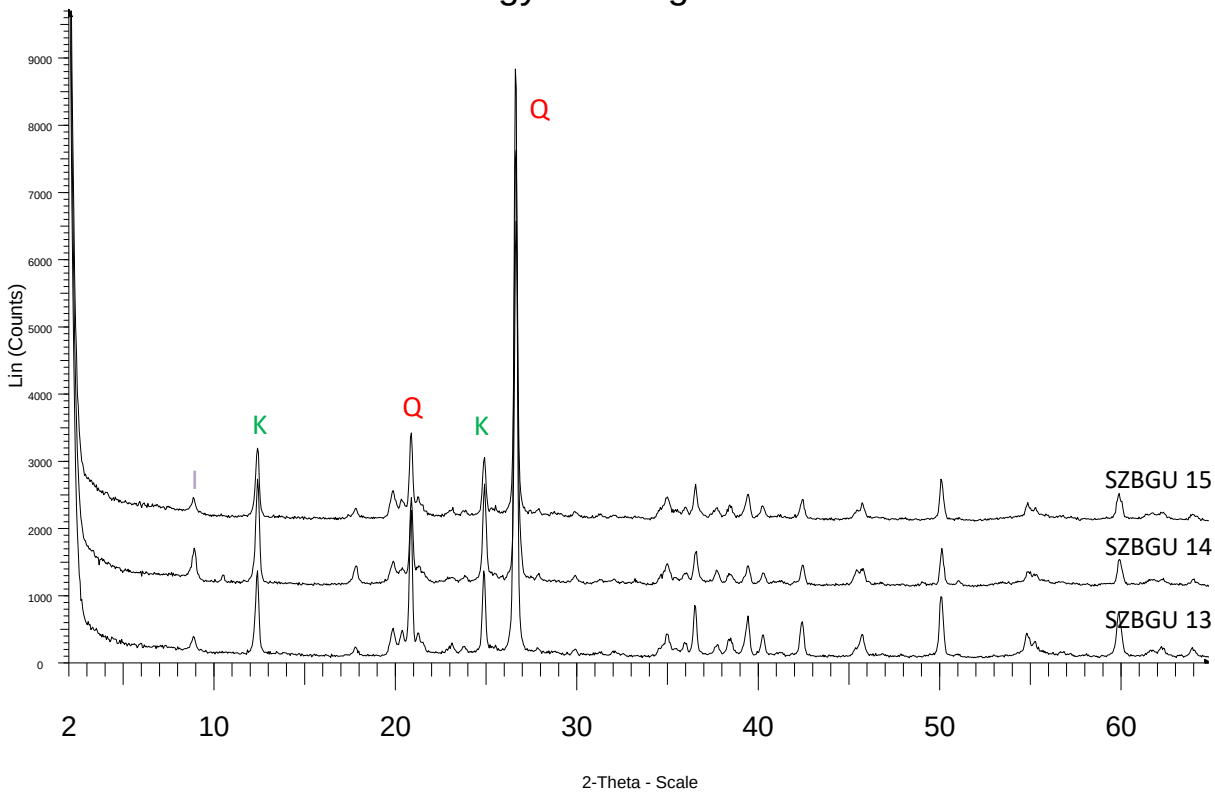
Molnár János barlang - 10. üledék



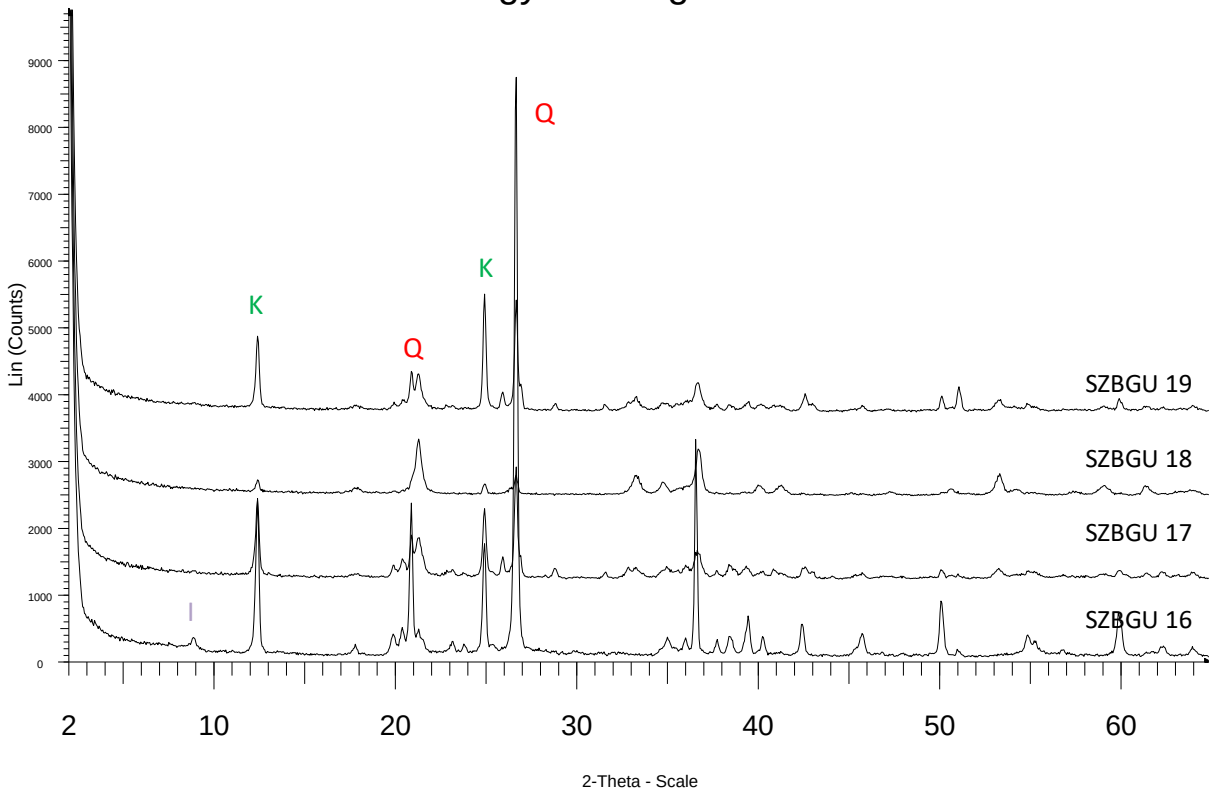
Molnár János barlang - 11. üledék



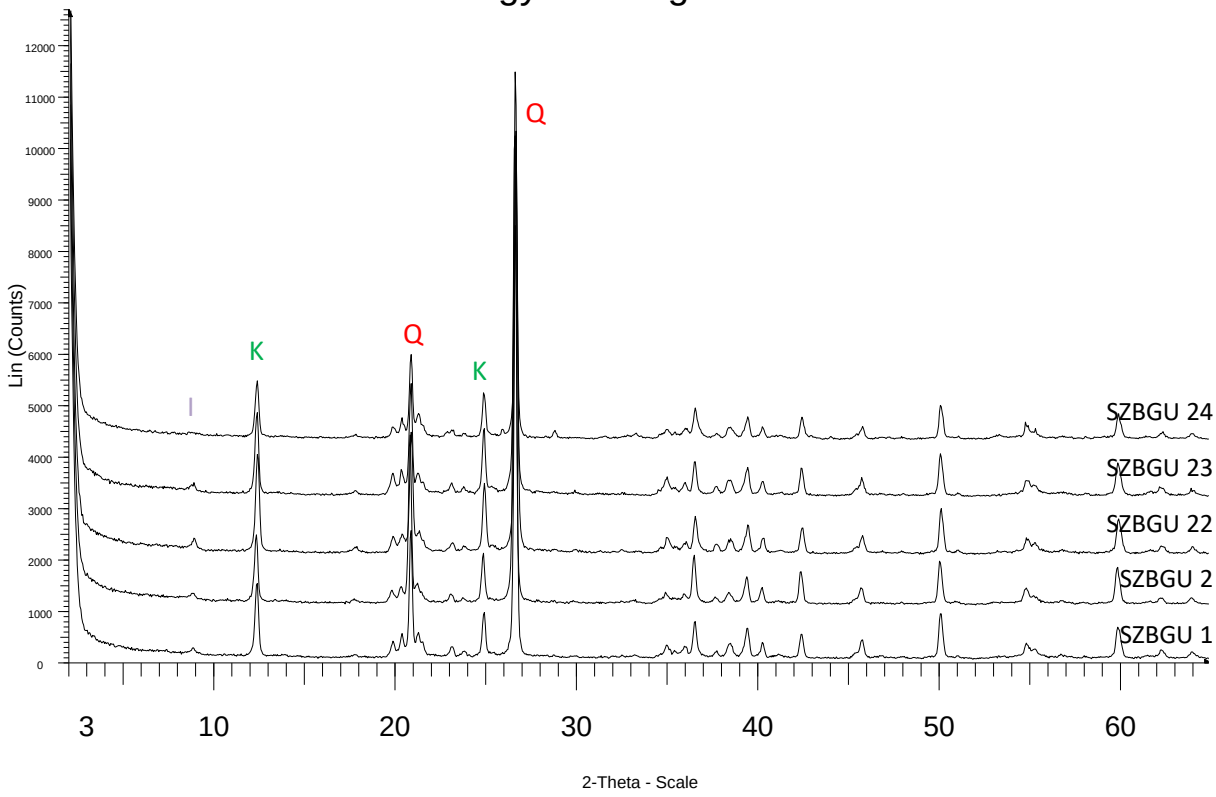
Szemlõ-hegyi-barlang - 12. üledék



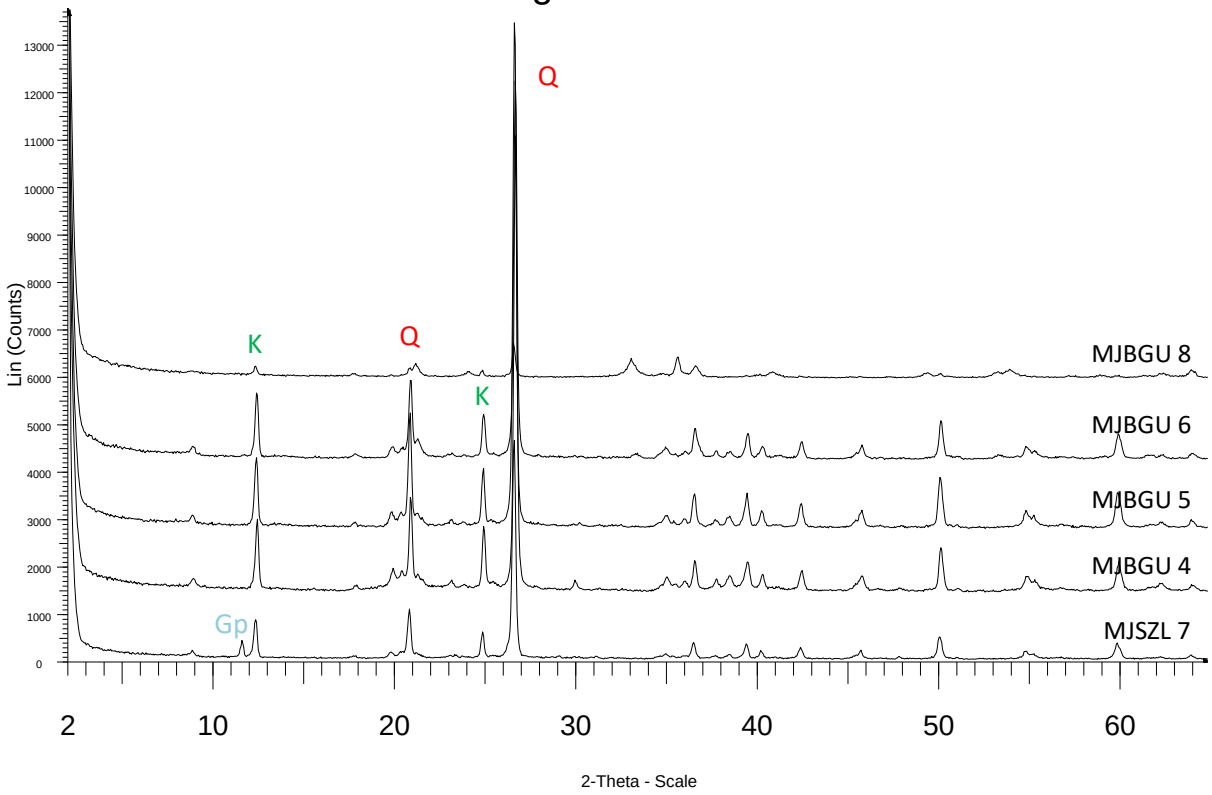
Szemlõ-hegyi-barlang - 13. üledék



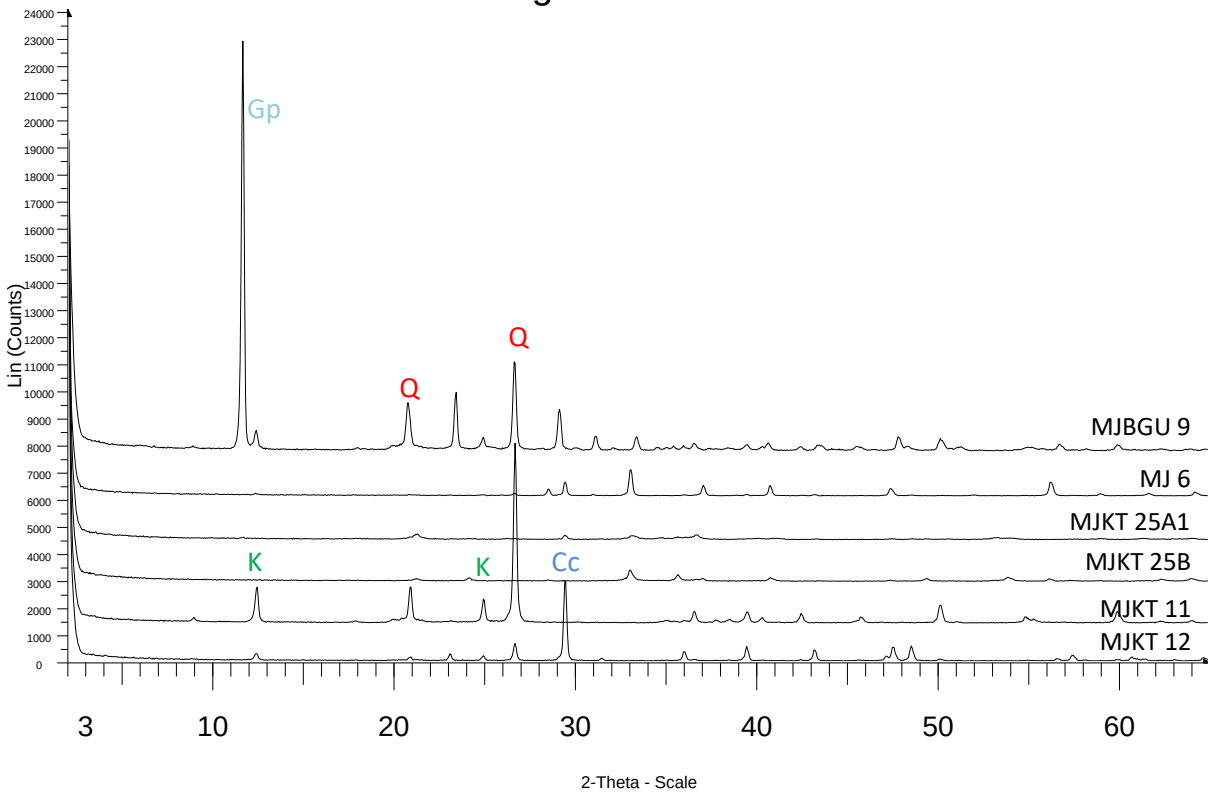
Szemlõ-hegyi-barlang - 14. üledék



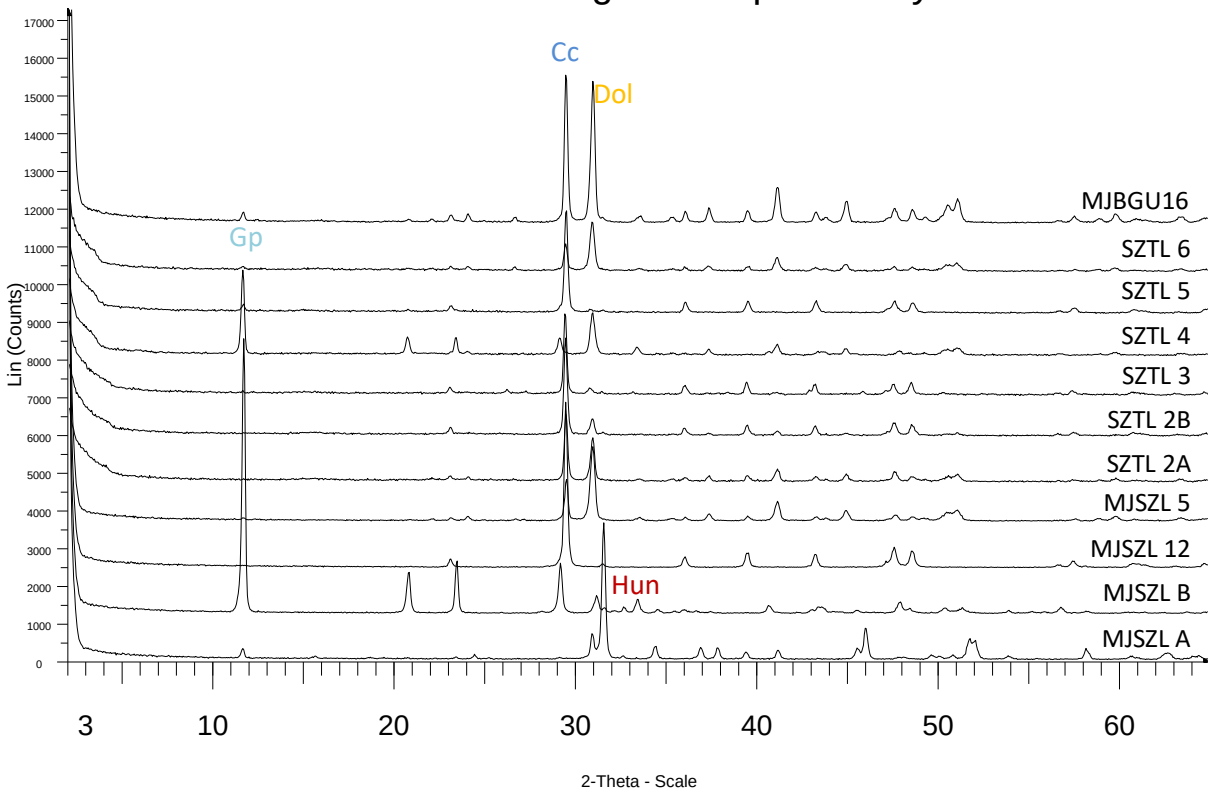
Molnár János barlang - 15. kovás elváltozott zóna



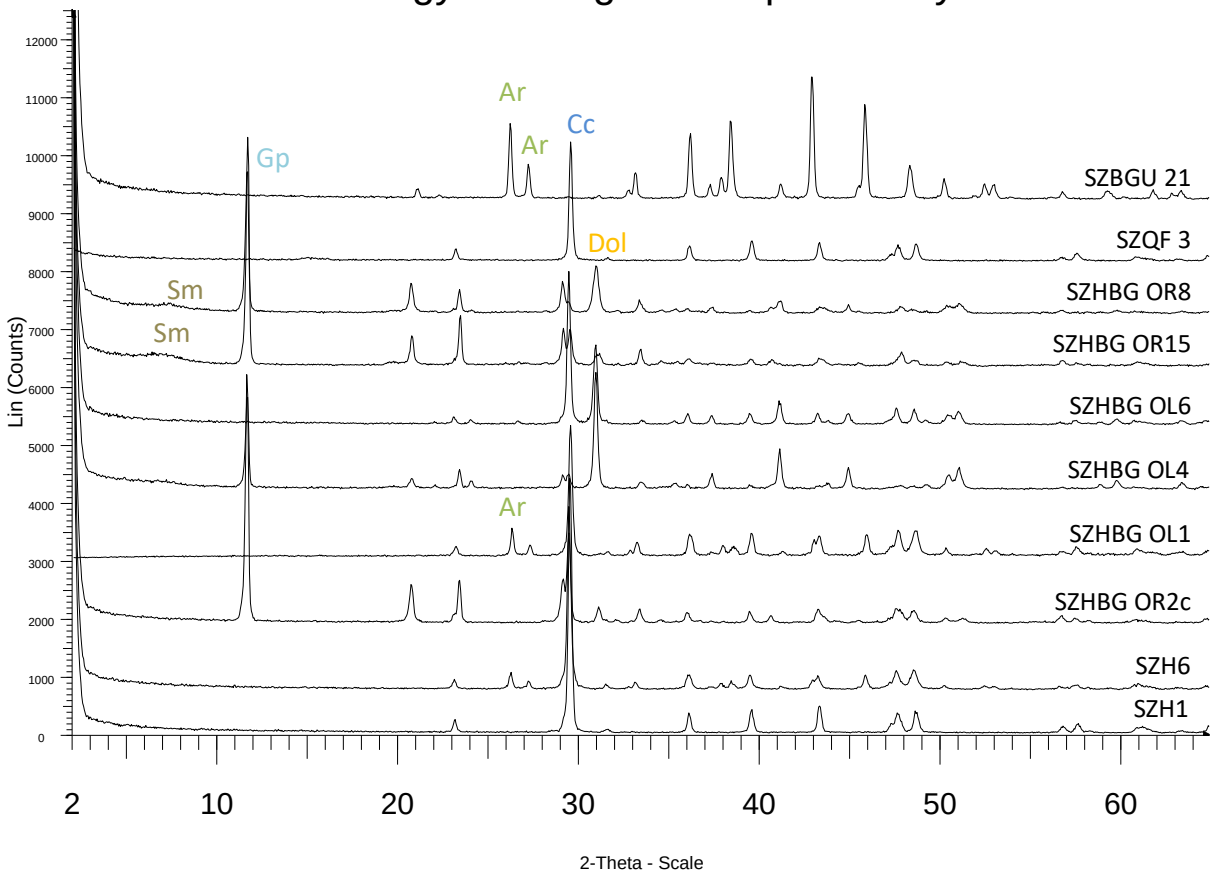
Molnár János barlang - 16. kovás elváltozott zóna



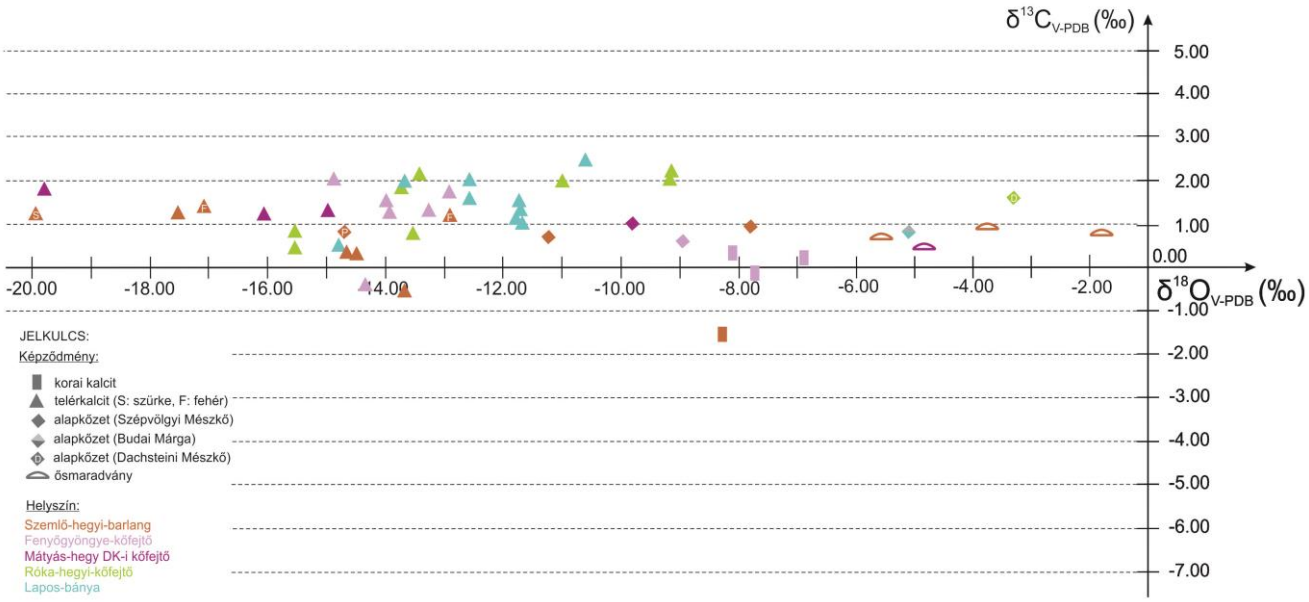
Molnár János barlang - 17. képzõdmények



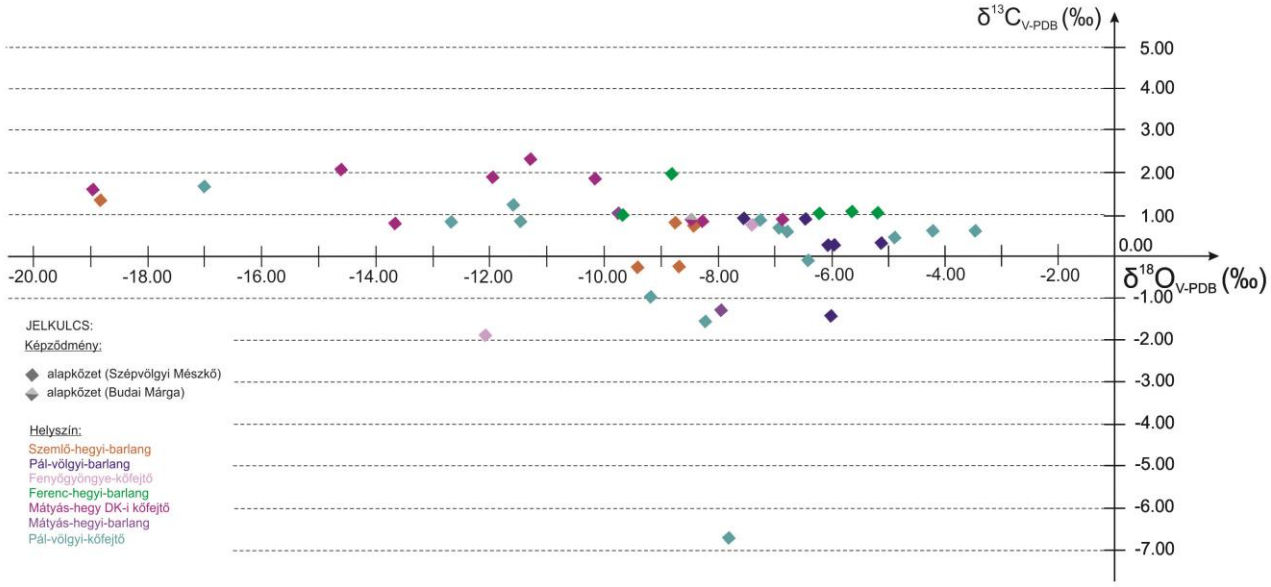
Szemlõ-hegyi-barlang - 18. képzõdmények



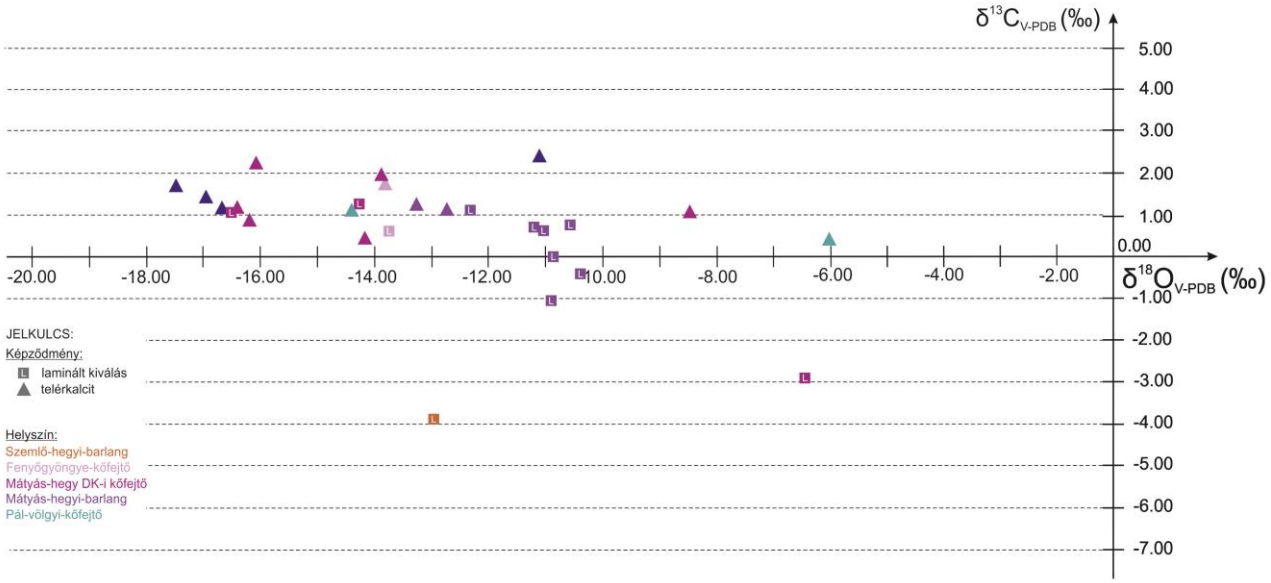
<u>Melléklet 2:</u> Karbonát stabilizotóp eredmények (irodalmi adatok alapján):



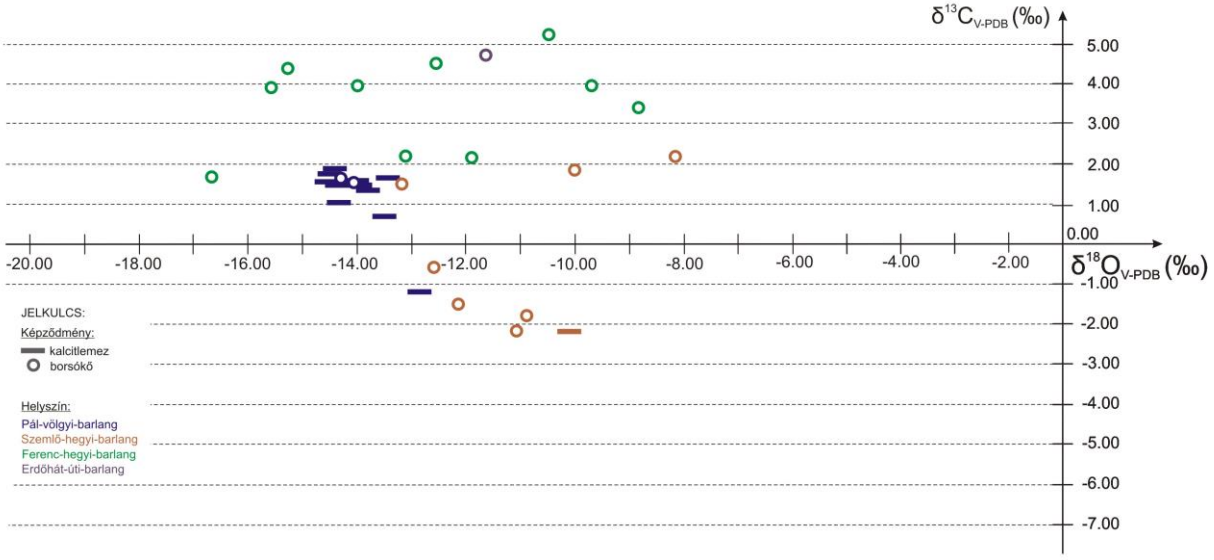
Karbonát stabilizotóp eredmények
Győri et al. (2011), Poros (2011) és Poros et al. (2012) alapján



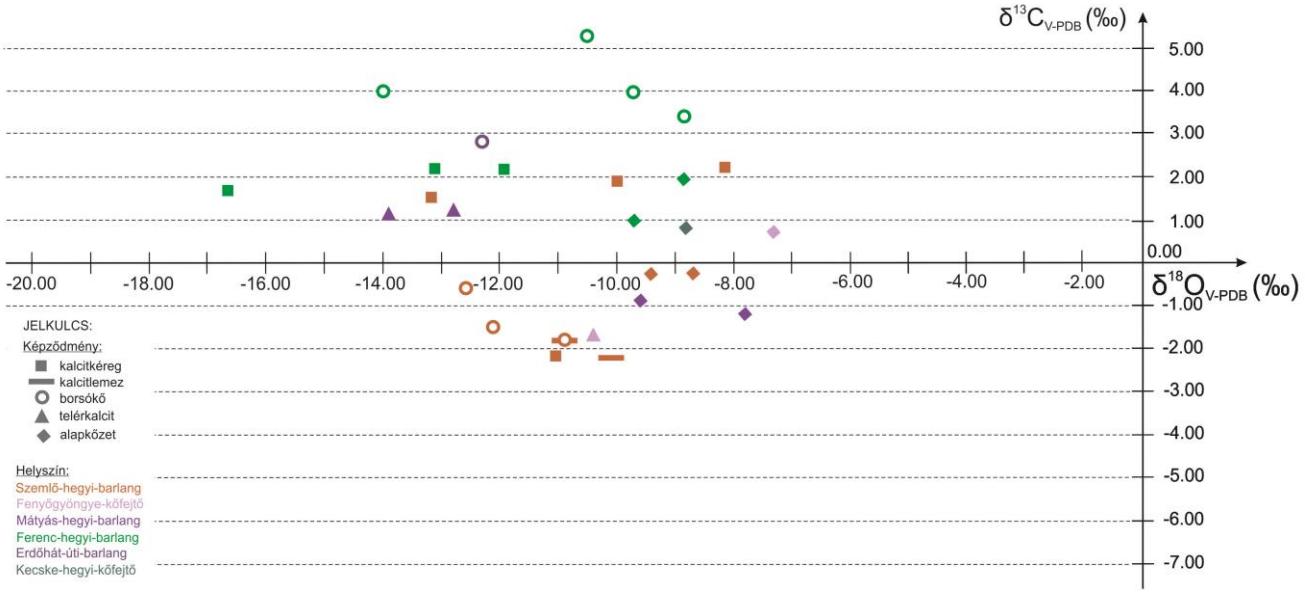
Karbonát stabilizotóp eredmények
Kleb et al. (1993) alapján



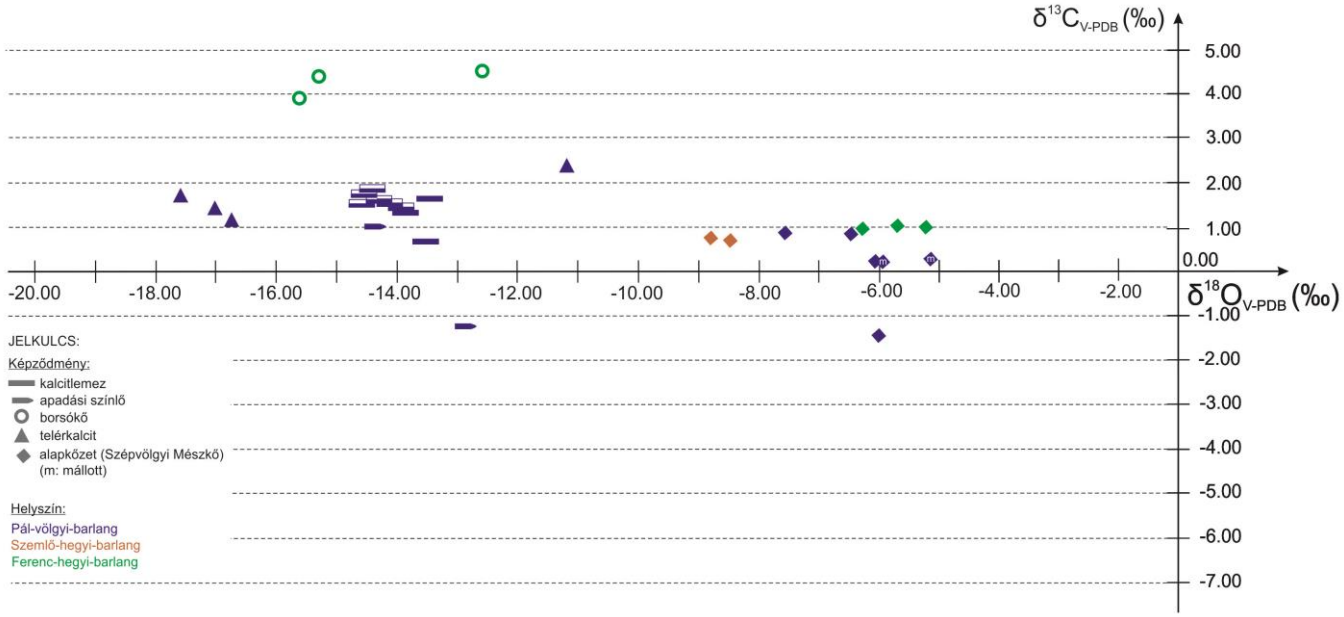
Karbonát stabilizotóp eredmények
Kleb et al. (1993) alapján



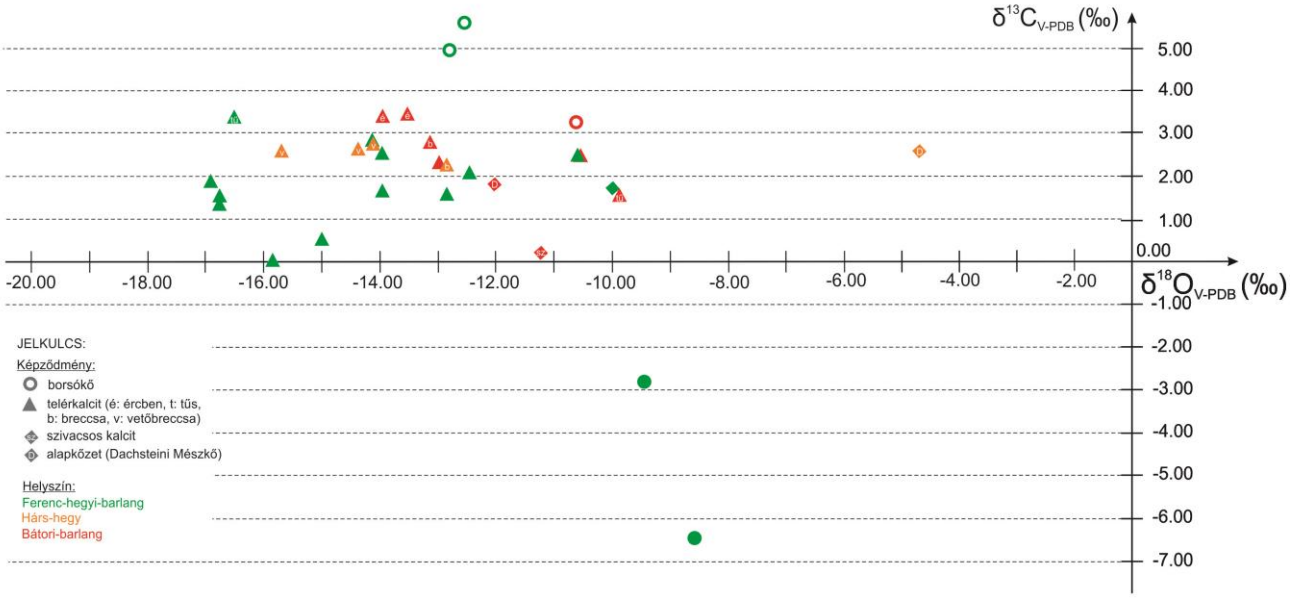
Karbonát stabilizotóp eredmények
Kleb et al. (1993) alapján



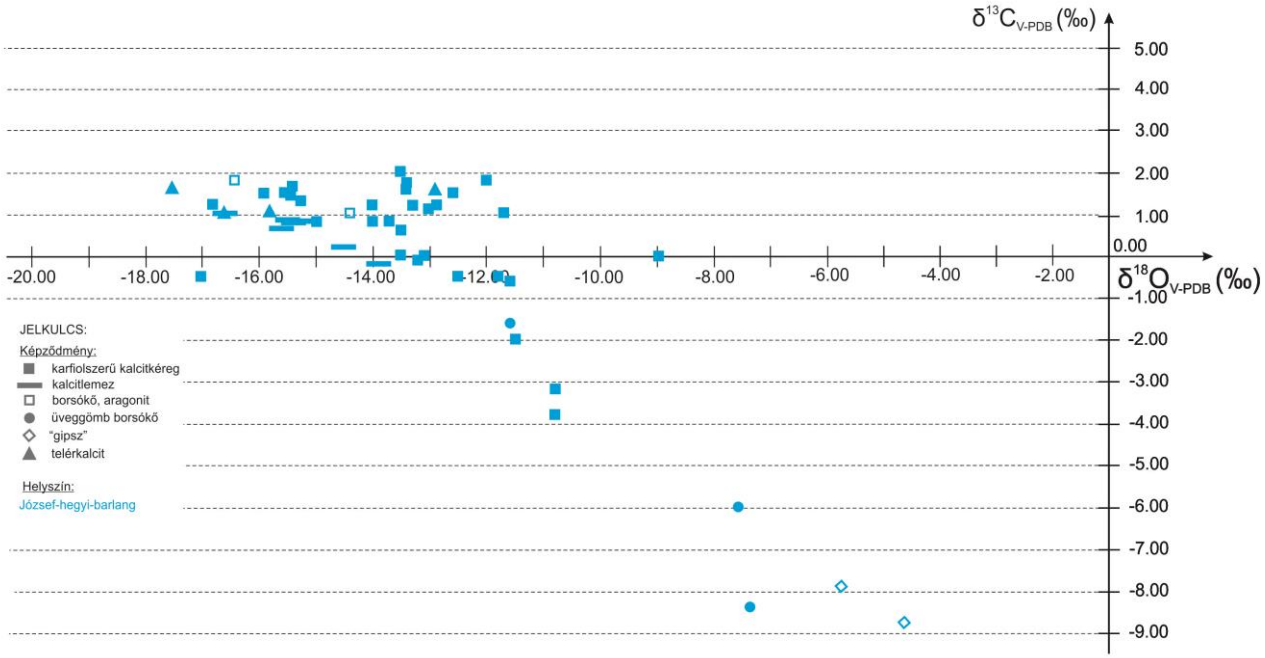
Karbonát stabilizotóp eredmények
Nádor (1991), Nádor in Kleb et al. (1993) és Benkovics et al. (1995) alapján



Karbonát stabilizotóp eredmények
Ford & Takácsné Bolner (1991) alapján



Karbonát stabilizotóp eredmények
Nagy S. (2008) alapján



Karbonát stabilizotóp eredmények
Leél-Őssy Sz. (1997a) alapján

ADATLAP

a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához*

I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Virág Magdolna

MTMT-azonosító: 10029916

A doktori értekezés címe és alcíme: Hipogén és epigén karsztos folyamatok és hatásuk a budai rózsadombi barlangok fejlődéstörténetében – a Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlang példáján

DOI-azonosító: 10.15476/ELTE.2018.156

A doktori iskola neve: ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Földtan-Geofizika Doktori Program

A témavezető neve és tudományos fokozata: Dr. Leél-Őssy Szabolcs, egyetemi docens (2015. november 13-tól), Dr. Mindszenty Andrea, Professor Emeritus (2011–2015. november 13-ig)

A témavezetők munkahelye: ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

II. Nyilatkozatok

1. A doktori értekezés szerzőjeként
a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatal Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.
b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;
c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;
d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követőn egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.
2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy
a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;
b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.
3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: Budapest, 2018. július 11.

.....

a doktori értekezés szerzőjének aláírása