

CHOLNOKY JENŐ
KARSZT- ÉS BARLANGKUTATÁSI PÁLYÁZAT

EGYÉNI KATEGÓRIA

A PILIS KARSZTJÁNAK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

**GÁZBUBORÉKOK SZEREPE A BARLANGOK
KIALAKÍTÁSÁBAN**

Sásdi László, 2002

2000-ben és 2001-ben elhangzott előadások anyaga

CHOLNOKY JENŐ
KARSZT- ÉS BARLANGKUTATÁSI PÁLYÁZAT

A PILIS KARSZTJÁNAK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

Sásdi László
2002

Tartalomjegyzék

Összefoglalás.....	1
1. Bevezetés.....	2
2. Kutatástörténet.....	2
3. A hegység vázlatos ismertetése.....	3
4. Földtani felépítés.....	5
5. Paleo-karsztjelenségek és értelmezésük.....	6
5.1. Kréta – paleocén.....	6
5.2. Eocén.....	8
5.3. Oligocén.....	11
5.4. Miocén.....	13
5.5. Pannon.....	14
5.6. Pleisztocén.....	18
5.7. Holocén.....	20
Köszönetnyilvánítás.....	20
Felhasznált irodalom jegyzéke.....	21

A PILIS-HEGYSÉG KARSZTJÁNAK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

SÁSDI LÁSZLÓ

Összefoglalás

A nagyrészt triász dachsteini mészkőből és az azt részben lefedő oligocén hárshegyi homokkőből felépülő Pilis-hegységben a fiatal mezozoikum és paleocén során csaknem az eocén végéig tartó trópusi karsztosodás ment végbe. Az egykori töbrökben bauxit és tarkaagyag halmozódott fel, a leszálló övben történő karsztosodást vörös kalcitkiválások (cseppkőmaradványok ?), illetve késői-eocén korú hasadék és üregkitöltések igazolják. Az oligocén elején kiemelkedés után részben karsztos denudáció, majd transzgresszió, tengeri üledékképződés következett. A lepusztulás során felszínre nyíló üregek a hárshegyi homokkő anyagával töltődtek ki. A betemetődés időszakában a Pilis területe fedett, nyomás alatti mélykarszt volt, melynek hasadékrendszerében helyenként hidrotermális ásványok – elsősorban kalcit - váltak ki. A hegység újabb kiemelkedése a pannon elejétől valószínűsíthető, ami több szakaszban történt. Az akkoriban karsztvízszint alatti oldással keletkező barlangokban egykori vízszintek nyomait 600 m, 530 m, 470 m, 300 m tszf. magasságban sikerült kimutatni az ásványkiválások alapján. Ezt követő, alacsonyabb helyzetű (240 m, 220 m, 160 m) forrásszinteket a hegységperemi édesvízi mészkő előfordulások jeleznek Pomáz, Budakalász, Békásmegyér, Csillaghegy, Óbuda térségében. Az ekkori üregesedésre kevésbé jelentős barlangok utalnak a Róka-hegyen. Számos barlangban több, különböző barlangfejlődési fázis mutatható ki: freatikus oldás, ásványképződés, üledékes kitöltődés, hideg vizes oldás, omlások. A recens karsztosodást a leszálló, szivárgó vizek oldó hatása, víznyelő működés, Esztergomban és Csillaghegyen langyos források jelzik.

1. Bevezetés

Az 1990-es években újraindult a Pilis barlangjainak kutatása, amit már ismert barlangok ismeretlen járatainak feltárása (Legény-Leányrendszer, Indikációs-barlang), kataszterezési munkák során majd 200 barlang megtalálása, valamint új barlangok feltárása (Amazonok-barlangja) bizonyít. A feltáró munkán kívül a tudományos megfigyelések is szaporodtak, melyek nem csak a jelenlegi, hanem a paleokarsztokra is vonatkoztak. Ezek alapján számos adattal gazdagodva sokkal átfogóbb, és teljesebb képet sikerült alkotni a Pilis karsztjának fejlődéstörténetéről az időben utolsónak számító 30 évvel ezelőttiéknél. Ezek az új eredmények több hónapnyi időt kitevő terepen töltött nap, illetve barlangokban töltött órák vizsgálódásai során születtek. Az alábbiakban az újabb adatok alapján foglalom össze az eddigi ismereteket, megalkotva a hegység fejlődéstörténetének modelljét.

2. Kutatástörténet

A hegység földtani kutatásáról az első adatok 1822-ből származnak (*BEUDANT F.*), ezek szerint akkoriban a területen megkülönböztettek magnézium mészkövet és jura mészkövet. Az első rendszeres földtani térképezések eredményeiről 1855-ben adtak közre publikációkat, illetve 1:144.000 méretarányú térképet (*PETERS K. 1857, 1859, WOLF H. és FOETTERLE J. 1858*). A továbbiakban a hegységről számos ismertetés jelent meg, de kutatást elsősorban a szénmedencékben végezték. A hegység triász, eocén és oligocén üledékeire vonatkozó megfigyeléseit *SCHAFARZIK F.* 1884-ben ismertette, 1902-ben térképmelléklettel ellátott földtani magyarázó is megjelent részéről. *HEGEDŰS GY.* 1948-ban részletesebb felosztást alkalmazott a képződményeket illetően. A MASZOBAL bauxitkutató expedíciók keretében *JASKÓ S.* (1951) végzett földtani térképező munkát. Ennek során számos bauxit és tűzálló agyag előfordulást talált, legjelentősebb volt az azóta már lefejtett pilisszántói bauxit lelőhely. A 60-as években *NAGY G.* térképezett a Kesztlőc környéki területeken, s a hegységre vonatkozóan tektonikai ismertetést tett közzé (1966), továbbá az *Ó* és társai munkájának eredményeként adták ki a terület földtani térképsorozatát, melyet 1980-ban egészítettek ki. A hegység DK-i részének földtani térképét a Budai-hegységgel együtt *WEIN GY.* jelentette meg (1977) 1:25.000-es méretarányban. A Pilis területe nagy részének (kivéve a DK-i rész és a Pilisvörösvártól délre eső terület) földtani térképe a Börzsöny-Visegrádi-hegységgel együtt 1999-ben jelent meg

(*KORPÁS L. – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.*) 1:50.000-es méretarányban a hozzátartozó földtani magyarázóval együtt (*KORPÁS L. 1998*).

A Pilis barlangjainak kutatása a század elején indult meg. Akkoriban elsősorban a nagy bejáratú termű barlangokban végeztek ásatásokat, s a könnyen hozzáférhető járatokat mérték fel (*VENKOVITS I. 1936*). A hegység és a barlangok morfológiájával *LEÉL-ÖSSY S.* (1958) foglalkozott. 1959-ben *KRIVÁN P.* írta le a Csillaghegyi-kőfejtőkben feltáruló fiatal mezozoós - eocén paleokarsztos jelenségeket. *KORDOS L.* 1969-ben az Oszoly barlangjait dolgozta fel, *SZENTE I.* (1969) a Kevélyek fejlődéstörténetéről írt egyetemi szakdolgozatot. A hegység egész karsztjának fejlődéstörténetéről *SÁSDI L.* 1995-ben készített összefoglalót, újabb vizsgálatainak eredményeivel kiegészítve 2000-ben ismertette hipotéziseit.

3. A hegység vázlatos ismertetése

A Pilis-hegység a Szentendre-Visegrádi-hegységtől DNy-ra helyezkedik el, attól az Esztergom – Pilisszentkereszt – Pomáz vonal választja el. DNy-i határát kicsit szabadosan az Árpád-hídtól Pilisvörösváron és Dorogon át Esztergomba vezető főútvonallal húzhatjuk meg. Az ÉNy-DK irányú hegyvonulat (*1. ábra*) legmagasabb csúcsa a Pilis (757 m). A jól körülhatárolható hegységrészekre a meredek, DNy-i kitétségű sziklás hegyoldalak, és a lankás ÉK-i lejtők jellemzőek (*1.foto*).

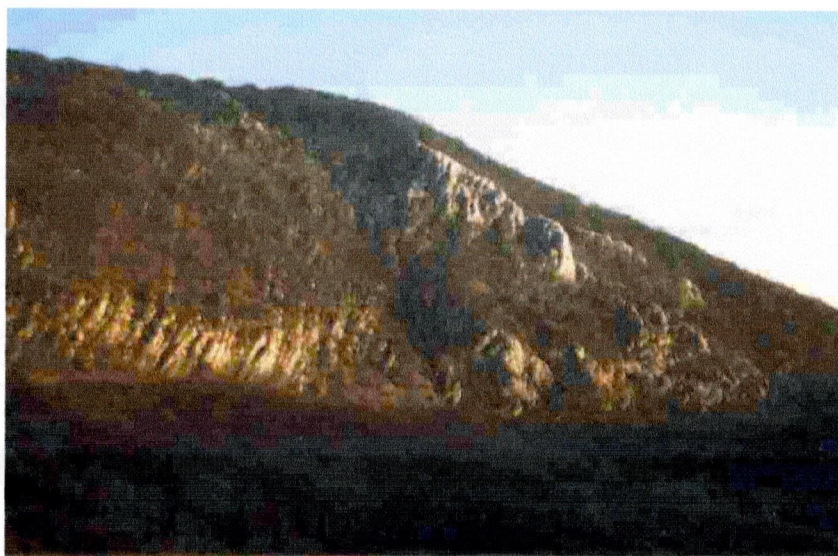


1. foto Az Ezüst-hegy – Nagykevény látképe DK felől / *Sásdi L.*

Ettől csak a Pilis K-i sziklás oldala különbözik. A zömmel triász földolomitból és dachsteini mészkőből álló területen inkább időszakos vízfolyások medrei jellemzőek, melyek helyenként szurdok jellegűek. Források csak a homokkővel fedett részeken ismertek, jelentősebb, állandó vizű patakok a Szentendre-Visegrádi-hegységi, vulkáni kőzetekből felépült hegyvidékről érkeznek. Bár a Pilis-hegységet karszterületként ismerjük, a klasszikus karsztformákat a több, mint 400 barlangon kívül csak hét víznyelő, és három, medernyelős karsztszurdok alkotja. A karrosodott felületek talajjal nagyrészt fedettek, klasszikus töbör egyáltalán nem ismert. Berogyások a Pilis-tetőn és a Hosszúhegyen fordulnak elő kis területen, barlangok léteire utalva.

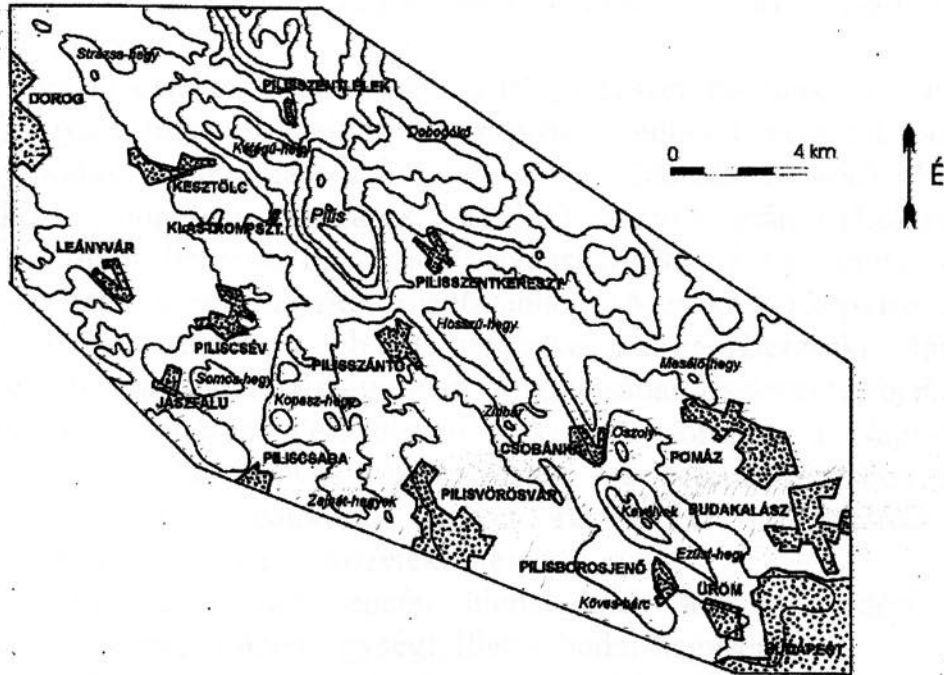
4. Földtani felépítés

A hegység földtani felépítésében (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ 1998, WEIN GY. 1977) szerepet játszó legidősebb kőzet (2-3. ábra) a felső-triász karni emeletbe tartozó, 300-400 m rétegvastagságú dolomit (Földolomit Formáció). Felszínen a Fekete-hegyen, a Pilis D-i végében, a Hosszú-hegy és a Kevélyek DNY-i lejtőin, a Péter-hegyen, valamint a Nagy-Kopasz vidékén találjuk meg. A földolomit felett nóri időségi, kb. 600 m rétegvastagságú mészkő (Dachsteini Mészkő F.) települ (2. Foto).

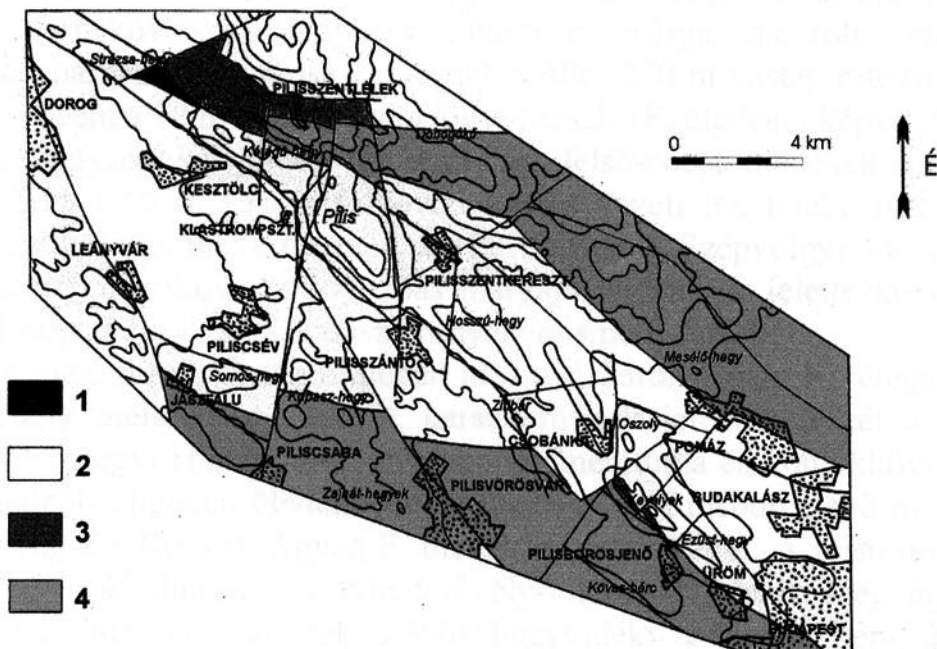


2. foto Meredek rétegállású dachsteini mészkő a Csévi-szirten / Sásdi L.

A hegység nagy részén felszínen megtaláljuk, felszín alatt DNY-ra és ÉK-re egyaránt folytatódik a fiatal üledékek alatt a fúrások alapján. A Fekete-



1. Ábra A Pilis domborzati viszonyai



2. Ábra A Pilis mezozós képződményeinek elterjedése
 1. Jura képződmények 2. Triász Dachsteini Mészke Formáció
 3. Feketehegyi F. 4. Fődolomit F.

hegyen és a Kevélyeken ismertek a Feketehegyi F. képződményei: 40-50 m vastag barna dolomit, 15-20 m vastag lemezes mészkő, 50-60 m vastag aviculás mészkő.

Jura üledékeket csak a hegység ÉNy-i részén találunk. A Dunántúli-középhegység más területeihez képest erősen redukált rétegsort liász korú brachiopodás, ammonitás, krinoideás és posidoniás mészkő (Pisznicei Mészkő F.), dogger agyagmárga, radiolarit és kovás márga (Lókúti Radiolarit F.) malm breccsás mészkő (Pálihálási Mészkő F.) és ammoniteszes, pygopés, tűzkőgumós mészkő (Szentivánhegyi Mészkő F.) képviseli.

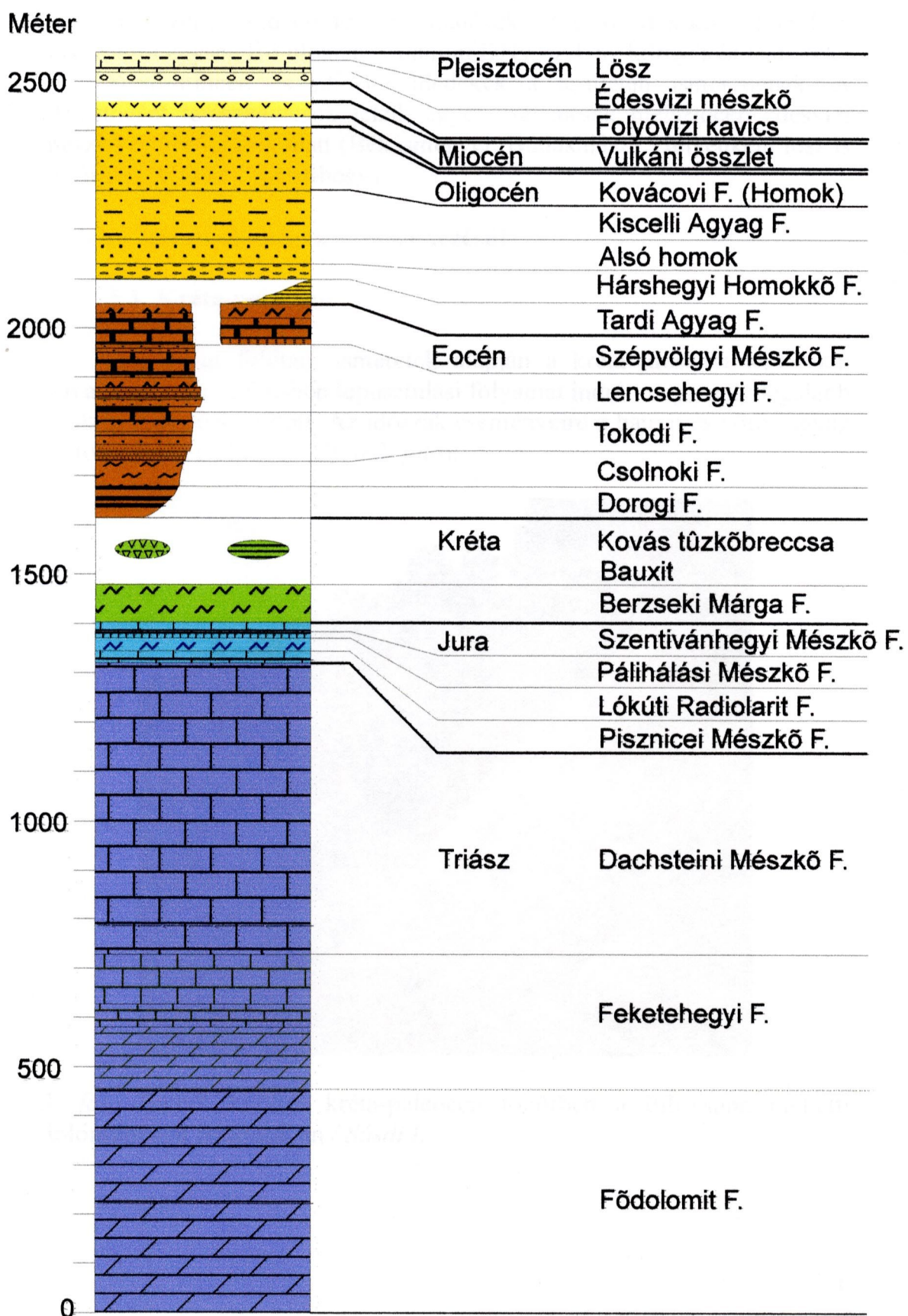
Az alsó-kréta kori, kb. 80 m vastag márga (Berzseki Márga F.) kizárólag felszín alatt (a Kétágú-hegy folytatásában Esztergom felé) ismert, fúrások által feltárva. Feltételezen a krétába sorolták a Nagy-Szirten lokálisan előforduló kovás tűzkőbreccsát, valamint a Pilisben számos ponton előforduló bauxitot, melyet fúrásokkal is feltártak fiatal képződmények alatt, triász kőzetekre települve.

A Pilisben ismert eocén üledékeknek két kifejlődési típusát különböztetik meg: középhegységi, illetve budai-hegységi.

A középhegységi típusnál a triász kőzetekre a középső-eocén Lencsehegyi F. teresztrikus összlete (márga, mészkő, tarkaagyag), erre barnaköszén összlet (barnaköszén, édesvízi mészkő és márga) települ, max. 70 m-es vastagsággal. Az összletre a Csolnoki Agyagmárga F. agyag, agyagmárga, márgás aleurolit, márga és mészmárga üledékekből álló rétegcsoport következik, rajta a Tokodi F. márga, aleurolit, mészkő, dácittufa, barnaszén, homokkő rétegekből álló, 250 m vastag rétegsorával. A felső-eocént a 70 m vastag Szépvölgyi Mészkő F. üledékei képviselik. A budai-hegységi kifejlődési típusban csak felső-eocén üledékek ismertek. A rétegsort 1-10 m vastag folyóvízi kavics vezeti be, felette néhány m vastag milliolinás mészkő, majd a 120 m vastag Szépvölgyi Mészkő F. nummulinás mészkőve és bryozoás márgája települ. A felette következő Budai Márga F. csak Budakalász környékén ismert, fúrásból.

A max. 50 m vastag oligocén időszak Tardi Agyag F. rétegei csak Csillaghegy mellett ismertek. A karszterületek jelentős részét a 30 m vastag Hárshegyi Homokkő F. kvarckonglomerátuma és homokkőve fedte be. Fiatalabb oligocén üledékként Csillaghegy és Pilisborosjenő mellett a tardi agyagra a Kiscelli Agyag F. üledékösszlete települ. A felső-oligocén homok (Törökbálinti F.) a Pilis-tető Ny-i lábánál jelenik meg egy kis feltárásban. Miocén üledékek a Pilis hegyvidéki területein nem, csak a peremi részen a Csobánkától D-re, a Garancsi-hegyen ismertek, továbbá a hegyvonulatot szegélyező DNy-i medence területen, és a Visegrádi-hegység miocén vulkáni kőzetei alatt. E vulkáni kőzetek foltszerű előfordulásait a területen csak a Klastrom-szirt felett, valamint a Kétágú-

3. Ábra A Pilis-hegység elvi földtani rétegoszlopa



hegytől DNy-ra és ÉK-re ismerjük részben rétegvulkáni kifejlődésben, részben extruzív dóm, vagy szubvulkán test formájában. Kis vulkáni kőzetfolt a már említett Garancsi-hegyen is található.

A középső-miocén tengeri üledékek (Rákosi Mészke F.) csak a Visegrádi-hegység É-i oldalán, valamint DNy-ra, Uny környékén ismertek.

Késő-miocén és pliocén üledékek a területen ismeretlenek. A pleisztocént terasz kavicsok jelzik egyes, ugyancsak pleisztocén édesvízi mészkő előfordulások alatt (Békásmegyér, Budakalász). Helyenként lösz is előfordul (Majdán, Ezüst-hegy).

5. Paleo-karsztjelenségek és értelmezésük

5.1. Kréta-paleocén

Az eddigi földtani ismeretek alapján a kréta időszak tektonikai folyamatok után a Pilisben lepusztulási folyamat indult meg, mely legalább a középső-eocénig tartott. Az időszak eseményeire a bauxit és vörös agyag előfordulások utalnak (4. ábra 3. foto).



3. foto Bauxit kitöltés kréta-paleocén töbrben a Piliscsaba melletti dolomitbánya feltárásában / Sásdi L.

A számos üledékroncs anyaga közül a későbbiekben lefejtett pilisszántói előfordulást elemezték kémiaiilag (JASKÓ S. 1957.), melynek összetétele a következő:

Al_2O_3 : 46,0 – 54,0 %
 SiO_2 : 13,0 – 20,0 %
 Fe_2O_3 : 13,0 – 24,0 %
 TiO_2 : 0,5 – 2,7 %

Bár az előfordulások nagy része oligocén üledékekkel fedett helyzetben van, középhegységi analógiák alapján tarthatjuk a bauxitokat és vörös agyagokat kréta-paleocén időszaknak.

A Pilisben a Kétágú-hegyen foltszerű előfordulásban ismert kovás tűzkőbreccsa a Gerecsében található üledékhez hasonló, így ezt feltételesen a kréta-eocénbe sorolták. Az üledék tűzköves mészkő karsztos lepusztulásából származhat, melynek során a tűzkőtörmelék oldási maradékként halmozódhatott fel. Hasonló tűzkőtörmelékes üledéket a Bükkben a korai-miocénből ismerünk, ugyanitt vagy a Gerecsében jelenkori képződése is tanulmányozható. Eszerint ezt az üledéket karsztosodás során keletkezett üledékként foghatjuk fel, a tűzkő származási helye illetve anyakőzetének formáció szintű típusa nem ismert.

A Pilisben 4 ponton találunk olyan vörös cseppkő- és kalcitmaradványokat (4. ábra, 4. foto), melyeket kréta-paleocén időszaki barlangképződéshez, kapcsolhatunk, illetőleg akkori üregkitöltésnek tarthatunk. A Kis-Somos-hegyi kőfejtőben egy barlang falát borítja vörös cseppkő, az üreget oligocén homokkő tölti ki, benne pedig cseppkőkavicsok találhatóak. A Somos-hegy kőfejtőjében vörös agyag kitöltéssel fordul elő vörös kalcit, a Strázsa-hegy kőfejtőjében (Sátorkőpusztai-barlang mellett) eocén időszaki kitöltésben találjuk törmelékréteg. A Pilisszentkereszti-szurdokban kis üreget tölt ki teljesen. Fentiek alapján csak oligocénnél, illetve eocénnél idősebb voltát lehet adott esetben igazolni. Hasonló jellegű és színű vörös kalcit Sümegen kréta üledékek között ismert, a Gerecsében eocén üledék alatti fúrókagyló nyomos változata ismert (Takácsné Bolner K. szóbeli közlés), míg a Budai-hegységben Máriaremeténél eocén abráziós kavicsban ismerjük kavics formájában.

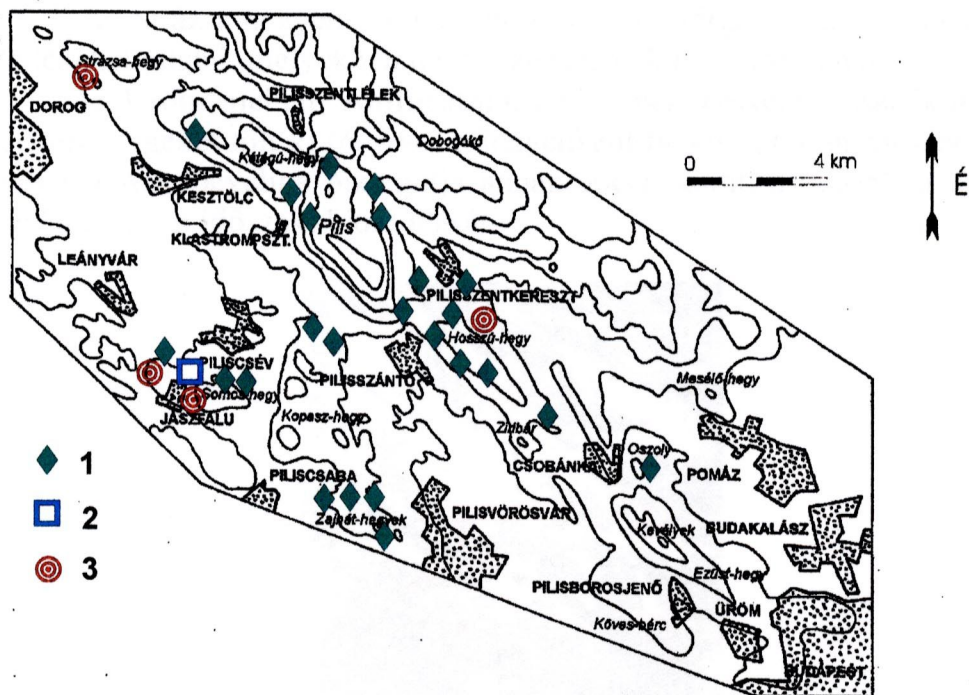


4. foto Vörös cseppkő a Pilisszentkereszti-szurdok falában / Sásdi L.

A terepi megfigyelések alapján a kréta kori lepusztulás során előbb a feltehetően nagyobb területen előforduló jura – esetleg kréta – üledékek pusztultak le, ezt követően kezdődött meg trópusi éghajlat alatt a karsztosodó triász kőzetek denudációja. Ez időszak alatt jellegzetes tájkép alakulhatott ki, ahol karsztos kúphegyek mély töbrök keletkeztek, s a leszálló övben barlangok is kioldódtak, cseppkövesedtek. Később más területekről származó, áthalmazódó bauxit fedte be az alacsonyabban fekvő vidéket, a karsztos üledécsapkaként funkcionáló töbrök a későbbi lepusztulástól megóva helyenként napjainkig megőrizték. A folyamat során keletkezett morfológiai formakincs többsége későbbi lepusztulás miatt nem tanulmányozható, egyes töbröket a bauxitelőfordulás alapján jelölhetünk ki, néhányat kőbányászat során tártak fel.

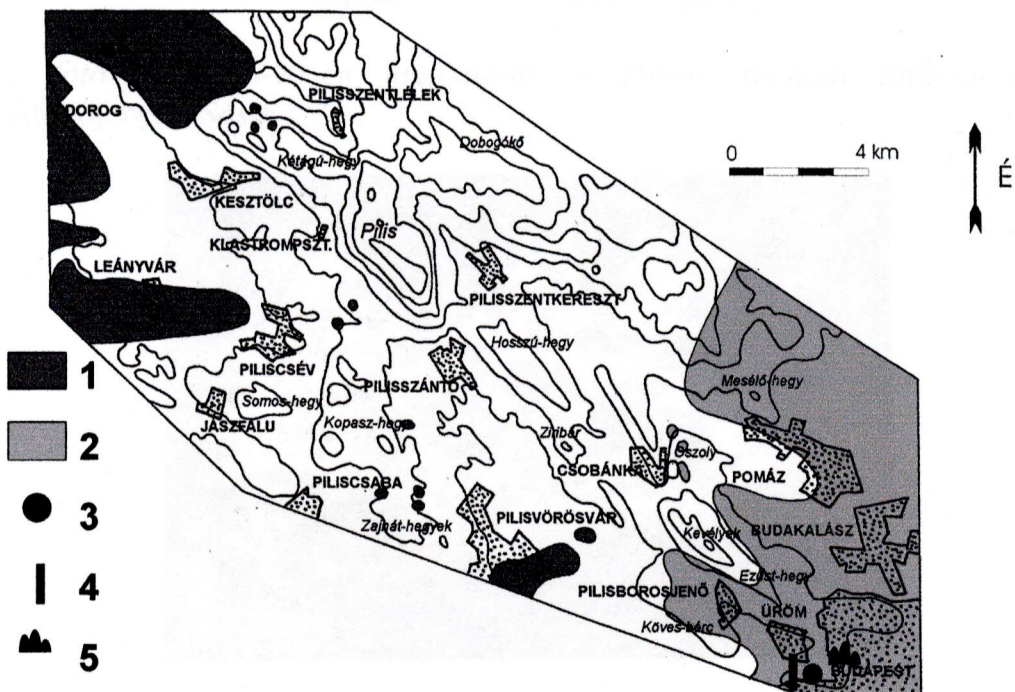
5.2. Eocén

A hegység ÉNy-i részén már a középső-eocénban megkezdődött a tengerelöntés (5. ábra). Ennek során kőszenes összlet települt az egykori térszínre, melyet karsztlápokban keletkezett édesvízi rétegek vezetnek be, majd csökkentsósvízi, végül normál sósvízi üledékek fedtek be a felső-eocénban. A DK-i területre csak a felső-eocén üledékek ismertek, transzgresszív településben.



4. Ábra Kréta időszaki karsztjelenségek a Pilisben

1. Bauxit előfordulás 2. Üledékes üregkitöltés 3. Vörös kalcit

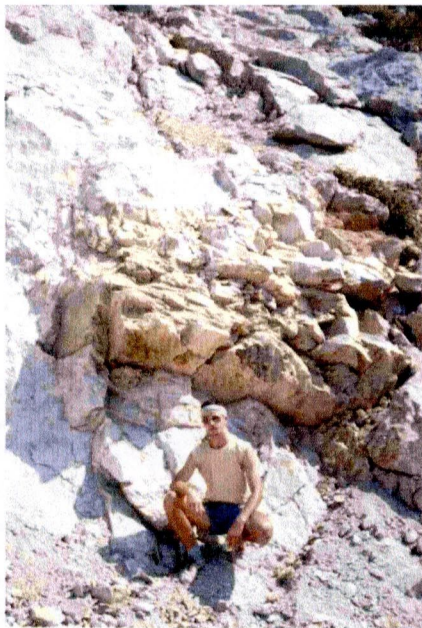


5. ábra Eocén üledékek és karsztjelenségek a Pilisben

1. Eocén széntelepes összlet ált. 2. Szépvölgyi Mésző F.
3. Üledékes üregkitöltések 4. Hasadékkitöltés 5. Paleo felszín

A Strázsa-hegyen talált kitöltésekben sárga, meszes, aleuritos üledékeket találni, melyekben néhol szénszemek is előfordulnak.

Az Üröm melletti Amfiteátrum-kőfejtőben keskeny hasadékokat és egykori üregeket tölt ki (6. foto) a helyenként tűzkő tartalmú mészhomok, melyben *Asterocyclina* bizonyítja annak eocén korát, a befoglaló üregek legalább eocén időszaki kioldódását.



5. foto Középső-eocén üregkitöltés a Dorog melletti Strázsa-hegy kőfejtőjében / *Sásdi L.*



6. foto Eocén üregkitöltések az ürömi Csókavár-kőfejtőben / *Sásdi L.*

A Csillaghegy melletti Rókahegy kőfejtőjében jól tanulmányozható az eocén időszaki őskarsztfelszín, melyet KRIVÁN P. már 1959-ben leírt (5. ábra, 7. foto). A néhol 10 m vastagságot is meghaladó folyóvízi kavics dachsteini mészkőben keletkezett töbrőben, víznyelőben és karsztos üregben, üregroncsban is megtalálható. A kavics elsősorban helyi és közeli triász mész- és dolomitközetek anyagát tartalmazza, de kb. 10 %-ban vulkáni anyagú kavics és 1-2 %-ban radiolarit- és tűzkő anyagú kavics is előfordul. A folyóvízi üledék a hegy tetején 1-2 m vastag mindössze, a maximális vastagságot a hegy K-i őslejtőjén éri (FODOR et. al. 1994.) el. Itt az üledékre az Ibolya-utcai kőfejtő tanúsága szerint szénnyomos kavics, erre milliolinás, felette nummuliteszes mészkő települ. Érdekesség, hogy a folyóvízi üledékben tengeri kifejlődésű eocén mészkő tömbje is megtalálható.



7. foto Terresztrikus üledékkel fedett felső-eocén őskarsztfelszín a Csillaghegy melletti Róka-hegy kőfejtőjében / *Fürdő's Gy*

A Pilisborosjenő melletti Kő-hegyen a triász földolomitra jól koptatott, helyi anyagú aprókavics települ a fiatalabb eocén üledékek alatt, melyeket milliolinás mészkő, nummuliteszes mészkő és bryozoás márga alkot. A tengeri üledékekben felfelé egyre kisebb mennyiségben tűzkőtörmelék is előfordul.

A terepi megfigyelések alapján az eocénben folytatódott a krétában megindult karsztosodási folyamat, melynek felszíni és felszín alatti karsztformáinak töredékét a fedőüledékek megőrizték. Ekkor a Pilis DK-i része magasabban fekvő terület lehetett az ÉNy-inál, mivel a tengeri üledékek ezt a területet csak a felső-eocénben fedték be. Még magasabb háttért jelenthetett egy a középső-eocénben kialakult vulkáni terület, ahonnan a folyóvizi üledékek vulkáni kavicsanyaga származik. A kavicsok tűzkő és vulkáni anyaga arra utal, hogy a lehordási terület a Budai-hegység lehetett, mivel a Pilisben ilyen vulkáni alapanyag és tűzköves triász kőzet nem ismert. A kőfejtőkben található üregek és üregkitöltések bizonyítják, hogy jelentős barlangképződés zajlott ebben az időszakban, a kialakulás jellege nem felismerhető a 100 %-os kitöltöttség miatt. Feltételezhető, hogy számos korai-eocén karsztforma a későbbi karsztos lepusztulás, illetve a középső-felső-eocén abrazós tevékenység hatására pusztult el.

5.3. Oligocén

Az oligocén idején a Pilis legnagyobb részét a partszegélyi keletkezésű Hárshegyi Homokkő kvarckavics anyaga fedte be (8. foto), e fölött jelentős vastagságban további tengeri üledékek (Kiscelli Agyag) rakódtak le. Csillaghegy mellett a homokkővel heteropikus fáciesű Tardi Agyag van a Kiscelli Agyag alatt. A Hárshegyi Homokkő nagyrészt közvetlenül települ a triász kőzetekre (pl. Hosszúhegy), kis részben eocén kőzetekre (Ezüst-hegy, Kő-hegy).



8. foto Oligocén hárshegyi homokkő triász földolomitra települése Pilisborosjenő mellett / Sásdi L.

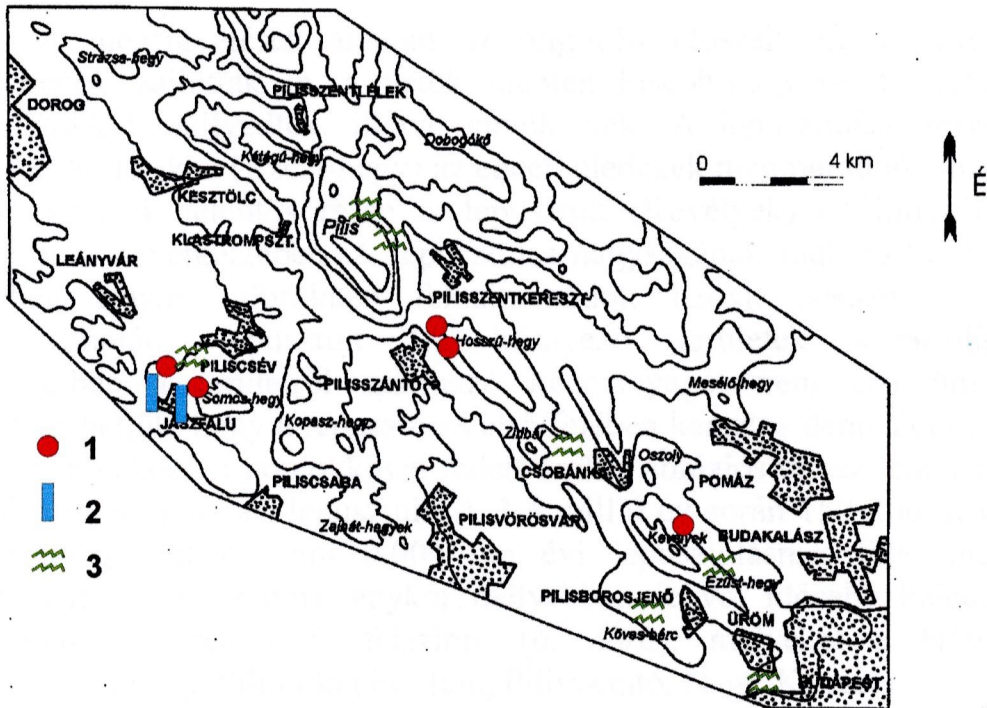
A homokkő alatt helyenként helyi dolomit anyagú alaphegységi kavics és dolomitpor található (abráziós ?), mely felfelé egyre nagyobb kvarchomok és -kavics tartalmú (Tevesziklák). Számos helyen a homokkő alsó részében találunk helyi anyagú törmeléket (Pilis), erre sok esetben csak a dolomitzemcsék kioldódása után visszamaradt üregecskék utalnak (Ezüst-hegy).

Egyedi előfordulásként Piliscsaba-Jászfalu mellett egy kőbányában a homokkő fúrókagylók üregeit tölti ki, mellette víznyelő tölcsére látható a homokkő rátelepülési síkja alatt, a homok kipergett belőle. A Somos-hegyi nagy kőfejtőben 1-2 dm széles hasadékokat tölt ki a homokkő, ugyanitt üstös oldásformákkal tagolt üregben is megtalálható. Homokkővel teljesen kitöltött egykori üregeket a Hosszúhegy Pilisszántó felőli részének kőbányáiban ismerünk, az üregkitöltésben kagylóhéjak is látszanak. Homokkő kitöltésű üregek a Nagy-Kevély ÉK-i lejtőjének dachsteini mészkő fejtőjében is tanulmányozhatók.

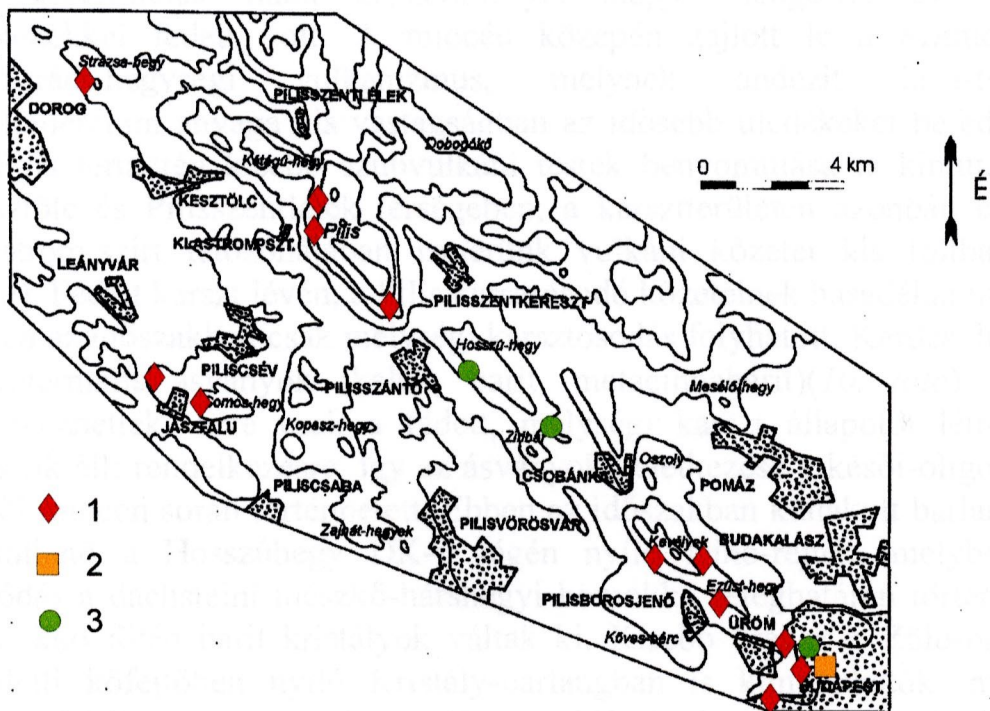
Ugyancsak egyedi előfordulásként az Amfiteátrum-kőfejtőben tengerparti törmeléket találunk (9. foto), melyben kvarckavicsos –homokos lencsék is előfordulnak. Ezekből homoki cápa fogai kerültek elő, melyek sajnos nem korjelzőek (felső-eocén – holocén). A felette található homokkőben csak növénytöredékeket (fa) sikerült találni, így ennek kora egyelőre csak makroszkópos közethasonlóság alapján oligocén.



9. foto Oligocén tengerparti törmelék az ürömi Csókavár-kőfejtőben /
Sásdi L.



6. Ábra Oligocén paleo-karsztjelenségek a Pilisben
 1. Üregkitöltés 2. Hasadékkitöltés 3. Paleo-karsztfelszín



7. Ábra Hidrotermális ásványkiválások a Pilisben
 1. Kalcit 2. Pirit 3. Barit

A megfigyelések alapján az oligocén időszak elején tektonikai folyamatok zajlottak le, a vetők mentén kisebb-nagyobb területek, és kőzetblokkok süllyedtek, illetve emelkedtek. A lepusztulási árnyékban maradt területeken (Ezüst-hegy) az eocén üledékek megmaradtak, máshol a triász kőzetek jelentős része is lepusztult (Kevélyek) az infraoligocén denudáció következtében. A lepusztulás nagyságának tudható be, hogy a Pilisben ismert, töbrökben felhalmozódott bauxit sokszor a töbrögökérvónájáig lepusztult. A környező területek korai-oligocén üledékeiben a területről származó kőzetanyagot nem ismerünk, így feltételezhetjük, hogy a lepusztulás első felében karsztos denudáció történt, s a későbbiekben a homokkővel fedett terület abrázios terasz lehetett, ahol a karsztos formakincs lepusztult. A 3-4 millió év során 150-200 m vastag kőzetanyag tűnt el, ami 0.004 cm évi lepusztulásnak felel meg. A denudáció során számos, egykor mélyebben fekvő, idősebb keletkezésű (kréta-eocén) üreg nyílt felszínre (6. ábra), melyeket a Hárshegyi Homokkő anyaga töltött ki (Jászfalu, Pilisszántó, Nagy-Kevély).

5.4. Miocén

A korai-miocén során a Pilis a tőle ÉK-re és DNy-ra levő medenceterületek fiatal képződményei alapján tengerrel és tengeri üledékekkel fedett volt. A miocén közepén zajlott le a Szentendre-Visegrádi-hegységi vulkanizmus, melynek andezit láva-tufa-és agglomerátum anyaga kis vastagságban az idősebb üledékeket befedhette. A Pilis területén kisebb szubvulkáni testek benyomulása is kimutatható Kesztlőc és Pilisszentlélek térségében, a karszterületen azonban csak a Klastrom-szirt tetőzónájában ismerünk vulkáni kőzetet kis foltban (8. ábra). Fedett karszt lévén, a Pilis karsztosodó kőzeteinek hasadécai mentén ebben az időszakban csak mélységi karsztosodás folyhatott. Kérdés, hogy a hidrotermális ásványok (kalcit, barit, metacinnabarit)(10. foto) mikor keletkezhettek. Erre csak a fedett, mélységi karszt állapotot létrehozó időszak állt rendelkezésre, így az ásványok keletkezése a késői-oligocén – késői-miocén során történhetett. Ebben az időszakban kialakult barlangnak tekinthető a Hosszúhegy DK-i végén nyíló Dinó-rejtek, melyben az oldódás a dachsteini mészkő-hárshegyi homokkő réteghatárán történt, s a homokkő főtén barit kristályok váltak ki. Kisebb üregek a Zöld-barlang melletti kőfejtőben nyíló Kristály-barlangban is kimutathatók, melyek kalcittal bélelték, itt azonban utólagos oldás is formáló szerepet játszott. Hasonló üregek a Rókahegyi kőfejtőben (Kristály-barlang) és az Amfiteátrum kőfejtőben (8. sz. üreg) is tanulmányozhatók.

Érdekességként lehet megemlíteni a Leány-barlang bejárata előtti két, egymással derékszöget bezáró kalcittelért. A K-Ny csapású mentén alakultak ki a barlang egyes járatai, az É-D-i csapású 500 m hosszan követhető a Csévi-szirt letörési pereménél, helyenként 0,5 m vastagságban.

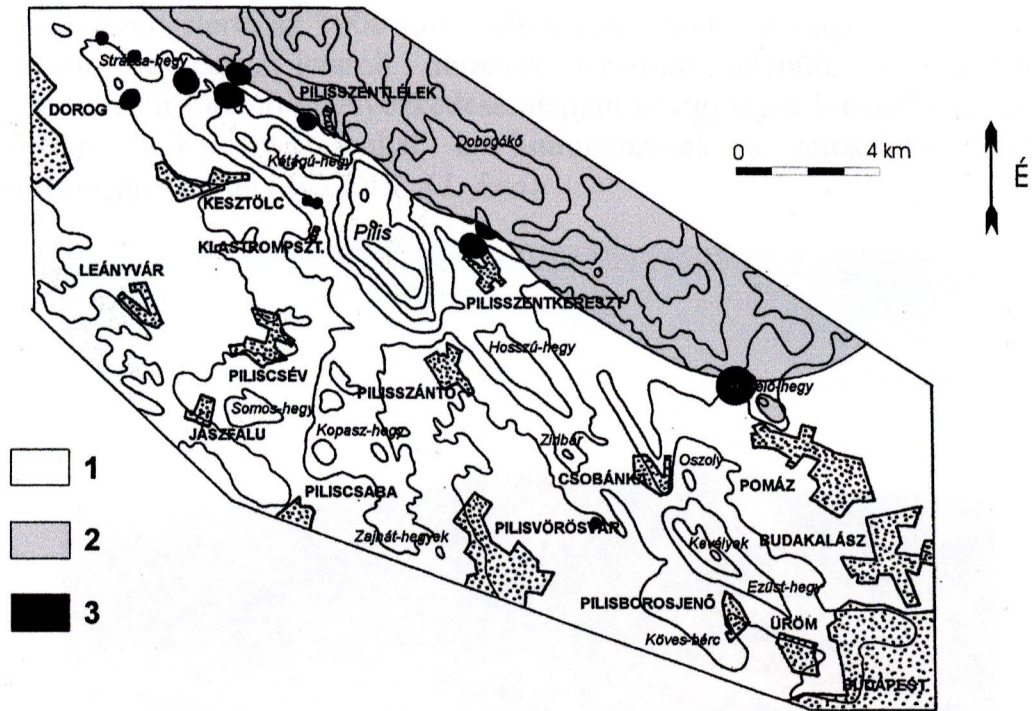


10. foto Kalcittelér az ürömi Laposkő-bánya eocén márgájában / Sásdi L.

A vulkáni tevékenység után a terület átmenetileg lesüllyedt. Ekkor (felső-bádeni) tengeri üledékképződés történt a Visegrádi-hegység É-i részén a vulkáni kúpok környezetében, továbbá a Budai-hegység keleti peremén. Kisebb foltokban Úny vidékén is előfordulnak tengeri meszes üledékek (Rákosi Mészke F.).

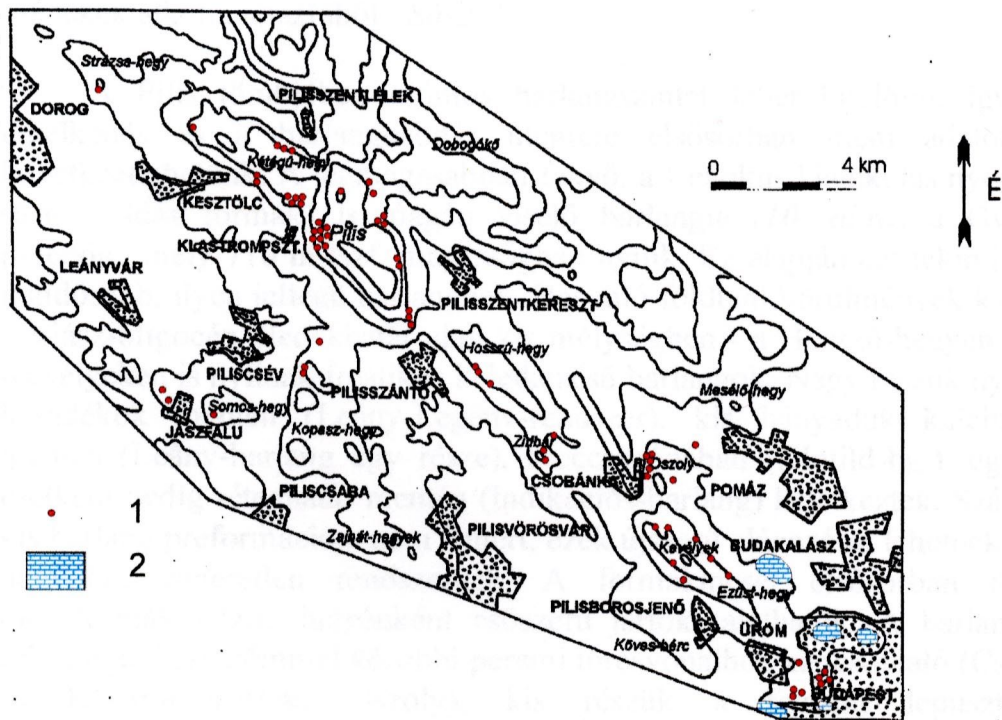
5.5. Pannon

A Pilis a miocén végén, pannon elején kezdetét vehette el legkorábban kiemelkedni. A folyamat során többszáz méter vastag fedőüledék pusztult le a hegységről, a triász karsztközetek felszínre bukkanásáig. Az emelkedés egy ideig a Szentendre-Visegrádi-hegységgel együtt mehetett végbe, hiszen az egykor 50 m-es tengerszint magasságban képződött felső-bádeni (Rákosi Mészke F.) üledékek ma kb. 300 m tszf. magasságban helyezkednek el. A legnagyobb mozgást a Pilis tömbje végezte, a kiemelkedés mértéke



8. ábra Miocén vulkáni kőzetek a Pilisben

1. Oligo-miocén üledékes összlet 2. Rétegvulkáni összlet 3. Szubvulkáni kőzetek



9. ábra Barlangok és negyedidőszaki édesvizi mészkő előfordulások a Pilisben
1. Jelentősebb barlang 2. Pleisztocén édesvizi mészkő

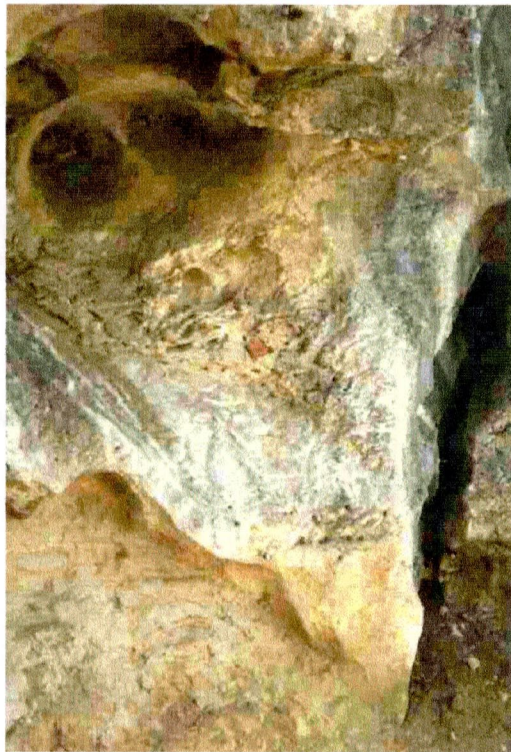
feltehetően elérte az 1000 m-t. Feltételezve, hogy az oligocén homokkő egykor egységes, letarolt abráziós térszínre települt, a réteghatár hegytetőkön történő elhelyezkedése alapján az egységes kiemelkedés után blokktektonikai mozgásokat is kimutathatunk a tetőszintek eltérő magassága alapján (10. ábra, 11. foto).



11. foto Az Oszoly blokkosan kiemelkedett tömbje az előtte levő, oligocén üledékek alkotta térszínből / Sásdi L.

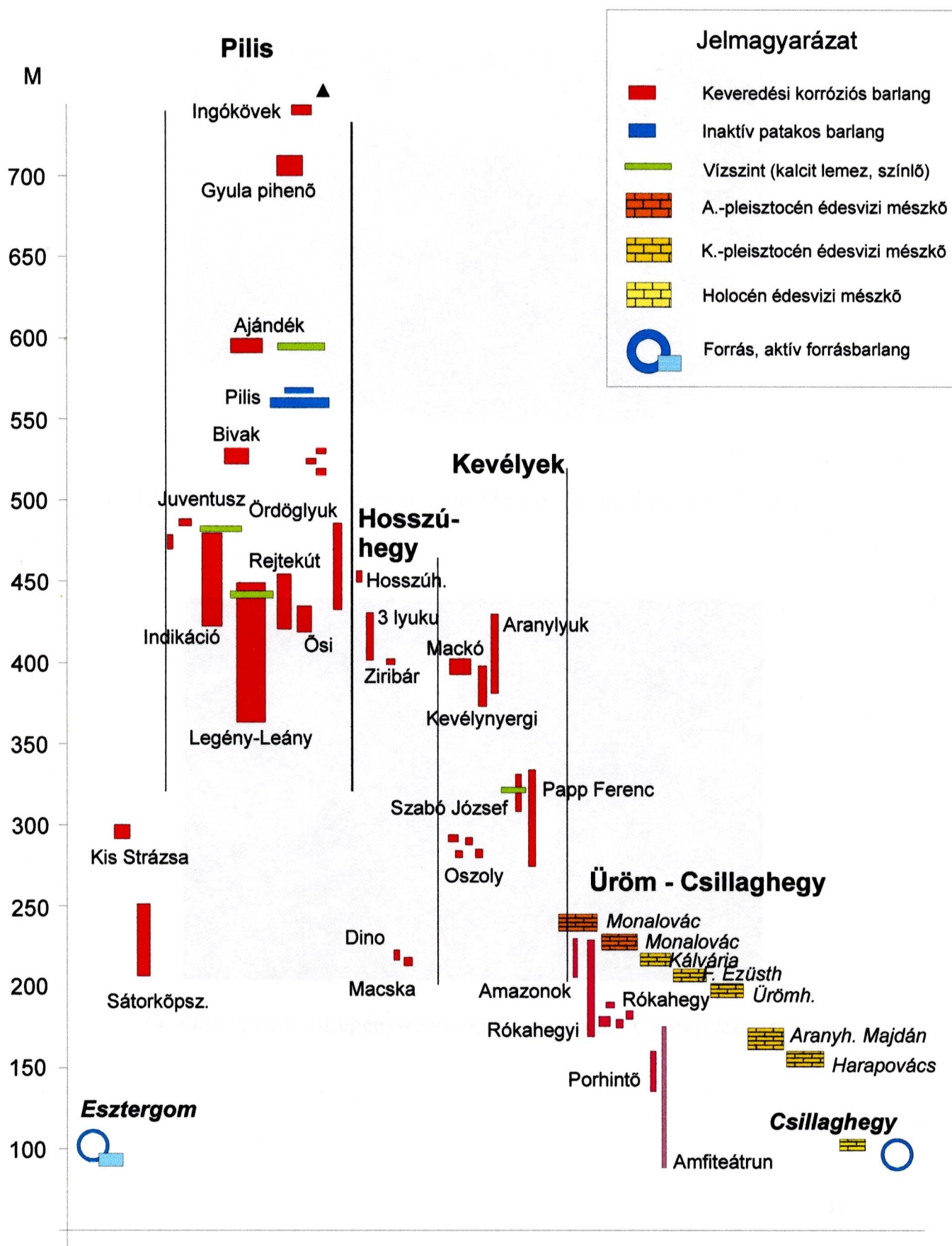
A Pilis tömbjében számos barlangszintet lehet kijelölni, így az emelkedés és a barlangosodás ütemére elsősorban itteni adatokból következtethetünk. A legmagasabban fekvő, a freatikus kialakulás nyomait (üstös oldás formák) is magán viselő barlangja (10. ábra) a Gyulapihenője, mely 710 m tszf. magasságban nyílik. Ez alapján ezt tekintjük a legidősebb, ilyen jellegű barlangnak. Hasonló földtani körülmények között – triász-oligocén üledékhatár alatt kis mélységben - a Hosszú-hegyen és a Kevélyeken is nyílnak freatikus keletkezésű barlangok. Nagy részük nyitott hasadékok mentén (Leány-Legény-rendszer), kis hányaduk kalcittelér mentén (Leány-barlang egy része), breccsazonában (Klotild-bg.), egyedi esetként pedig réteghatár mentén (Indikációs-barlang) keletkeztek. Számos kis barlang preformációja nem ismert, ezek újszerű elágazásai lehetnek egy nagyobb, ismeretlen rendszernek. A formakincset elsősorban üstös oldásformák jelzik, helyenként csőszerű jártok találhatóak. A barlangok felszínrenyílása zömmel későbbi peremi törésvonalhoz kapcsolható (Csévi- és Klastrom-szirtek, Oszoly), kis részük a felszíni lepusztulás

eredményeként nyílt meg (Aranylyuk, Kevélynyergi-zyomboly). Kőbányászat során történő feltárás (Strázsa-hegy)elenyésző. A különböző magasságokban, de más-más hegytömbökben elhelyezkedő barlangokról egyelőre csak feltételezhetjük, hogy egyidősek. A 600 m-es szinten néhány kisebb üreg mellett nyílik az Ajándék-barlang, melyben kalcitlemez tömböt találni, így itt egy egykori vízszint nyomai mutathatók ki. Ugyanígy kimutatható egy szint az 530 m-es szinten (Indikációs-barlang, Hipp - hopp-barlang), valamint a 470 m-es szinten (Legény-Leány-barlang), ahol a barlangban kiválásszínlelő látható. A számos barlangban kimutatható a kalcitkiválás előtt egy üledékes kitöltődési folyamat, melynek során sárga, aleuritos, homokos üledék jutott be a járatokba. A kb. 400 m-es szinten a Hosszú-hegyen, és Kevélyeken nyíló barlangokról mint azt említettük nem tudjuk mikor jöttek létre, a Szabó József barlang oldásos színlelője 300 m tszf. magasságban csak mint morfológiai érdekesség számottevő egyelőre. Egy feltűnő adat, hogy a Kevély-nyergi-zsomboly üledékes kitöltéséből Haas J. felső-eocén – oligocén foraminifera együttest iszapolt ki. Jelenleg eocén üledék felszínén az Oszoly körzetében fordul elő legközelebb.



12. foto Kalcitlemez felhalmozódás, alatta homokos, aleuritos üledék a Csévi-szirten található Lemezes-barlangban / *Sásdi L.*

Barlangjáratok és édesvizi mészkő előfordulások a Pilisben

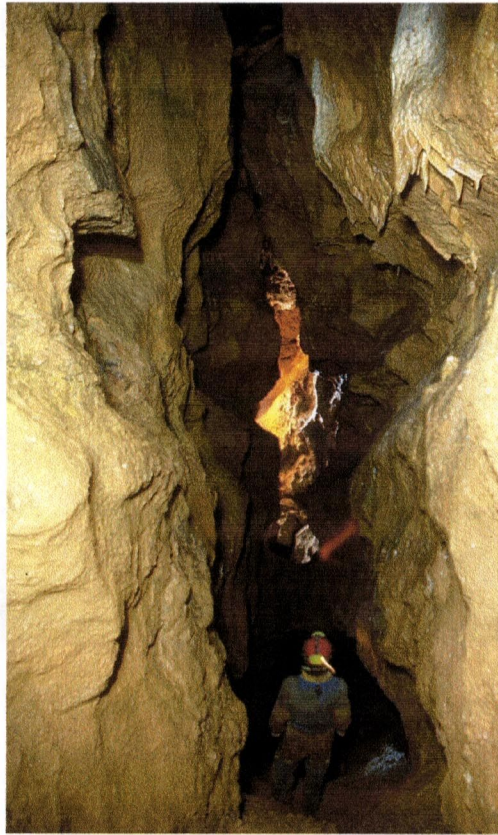




13. foto A 400 m-es szinten nyíló Mackó-barlang bejárata / *Sásdi L.*



14. foto A Leány-Legény-rendszer Nagy-terme / *Chorendzsák Gy.*



15. foto Tektonikus vonal mentén kialakult Nagy-hasadék a Leánybarlangban / Chorndzsák Gy.

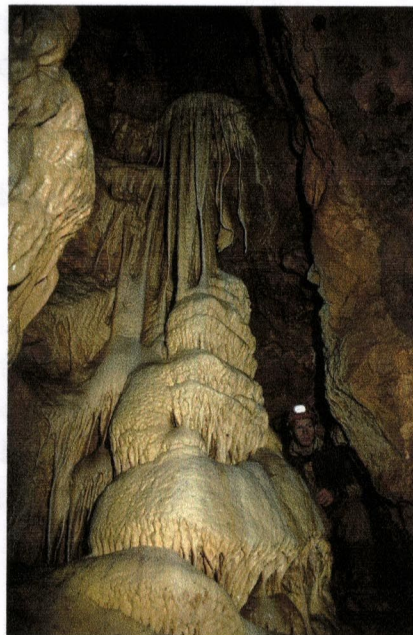
5.6. Pleisztocén

Az biztosan tudható, hogy a Kevélyek blokkos kiemelkedése a pleisztocén elejére befejeződhetett, mivel a Kevélyek tömbje és a 240 m-es szinten elhelyezkedő harapovácsi, alsó-pleisztocén édesvizi mészkő (10. ábra) között emelkedésre utaló tektonikai vonal, morfológiai lépcső nem mutatható ki. Ez a mészkő jelöli az első biztos forrásszintet, így az e szint alatt található barlangok nagy valószínűséggel pleisztocén korúak. Ezeket a Róka-hegyen és Sátorkőpusztán találjuk meg, sajnos a Budai-hegység azonos korú barlangjaihoz hasonló fejlődéstörténetet esetükben a kis mértékű feltártságból és a csekély méretekből adódó adatszegénység miatt nem tudunk kidolgozni. Az édesvizi mészkőszintek alapján kijelölhető még egy 220 m-es, egy 180 m-es és egy 160 m-es szint.

Említést érdemelnek a barlangok ásványkiválásai is. Legismertebbek a Sátorkőpusztai-barlang gipszkristályai, melyek már csak romjaikban láthatók. Számos barlangban találunk borsókőképződményeket, aragonit és kalcitkiválásokat. A cseppkőképződmények csak néhány barlangra jellemzőek, leglátványosabbak a Leány-Legény-rendszerben ismertek.



16. foto Idős kalcit, fiatal gipsz kiválás a Sátorkőpusztai-barlangban /
Sásdi L.



17. foto Cseppkőképződmények a Leány-Legény-barlangban
(Szemiramisz függőkertje)

A Pilis tömbjének emelkedése során hidegvizes barlangkialakulás is történt, feltehetően a pleisztocén során. Ilyen az 550 m-en nyíló Pilis-barlang, mely a Pilis szurdok aljától kb. 25 m magasságban található néhány hasonló jellegű forrásszáj mellett. A Hosszúhegyi 3 lyukú barlang bejárati aknája zomboly jellegű, s utólag nyílt rá a freatikus üregekre. Idős víznyelő bejárata látható hárshegyi homokkőből származó kvarckavicsos kitöltéssel a Kétfükkfa-nyereg mellett, s víznyelővé alakult a Szoplaki Ördöglyuk barlang freatikus járatrendszeréé is.

5.7. Holocén

A Pilis-hegység területén jelenleg is aktív karsztosodási folyamatok zajlanak. Ezt bizonyítják a jelenleg is működő víznyelő Üröm mellett, Csobánka vidékén a szintén freatikus barlangból átalakult Macska-barlang víznyelő járata, valamint a Pilis-nyereg körzetében ismert kisebb víznyelők. A Szabó József és Papp Ferenc-barlangokban a freatikus barlangüregeket a felettük levő homokkő hasadékain átszivárgó víz napjainkban is tovább alakítja, ugyanitt borsókőképződés is történik. A Pilisszentkereszt-szurdok napjainkban is aktívan fejlődik és juttatja az átfolyó víz egy hányadát a karsztba, a barlangok egy részében pedig aktív cseppkőképződés bizonyítja a továbbformálódást. A karsztba beszivárgott vizek ma az esztergomi, csillaghegyi és pütkösdfürdői langyos forrásokban jelennek meg.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani az Ariadne Karszt- és Barlangkutató Egyesület tagjainak, akik társaságában barlangi túráink során a megfigyeléseimet végezhettem, közülük elsősorban Babay Ritának és Kovács Richárdnak, akik számos felszíni túrámon segítettek munkáimat.

Köszönet illeti Chorenzsák Györgyöt is, aki a Leány-Legény-barlangi fotokat készítette.

Felhasznált irodalom jegyzéke

- BALLA Z – KORPÁS L. (1978): A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. – Földt. Int. Évi Jel. az 1978. évről, pp. 233-238.
- FERENCZI I. (1925): A tinnyevidéki harmadkori medencerészlet földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1920-23-ról, pp. 40-49.
- GIDAI L. (1978): Az ÉK-dunántúli eocén közödmények ösföldrajzi viszonyai – Földt. Közl. 1978. pp. 549-563.
- HEGEDŰS GY. (1948): Adatok a Pilis-hegység földtani ismeretéhez. – MÁFI Évi jel. 1945-47. Pp. 173-190.
- JASKÓ S. (1951): Jelentés az 1950. Évben a Buda-Pilisi-hegységben végzett bauxitkutatásról. – kézirat, MÁFI Ad.
- JASKÓ S. (1957): A pilisszántói bauxit. – Földt. Int. Évi Jel. 1957. pp. 489-495.
- KORPÁS L. - CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. (1999): A Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképe. – Budapest, MÁFI kiadvány, 1999.
- KORPÁS L. (ED.) (1998): Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez. – Budapest, 1998. MÁFI Kiadvány
- KRIVÁN P. (1959): Mezozoós karsztosodási és lefedési szakaszok, alsó-bartoni sziklásparti jelenségek a Budai-hegységben. A szubgresszió fogalma. – Földtani Közlöny. 89. pp. 393-401.
- LÁNG S. (1953): A Pilis morfológiája. – Földr. Ért. II. p.23.
- LEÉL-ÖSSY S. (1958): A Kevély-hegycsoport karsztmorfológiája és barlangjai. – Földr. Ért. 7. pp.17-33.
- NAGY G. (1964): A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. – Földt. Int. Évi Jel 1962-ről. pp. 183-194.
- SÁSDI L. (1995): A Pilis karsztfejlődésére vonatkozó vizsgálataim összefoglalása. – kézirat, MKBT Ad.
- SÁSDI L. (2001): A pilis karsztjának fejlődéstörténete. – Karsztfejlődés konferencia alkalmi kiadvány, V. pp.
- SZENTE I. (1969): Karsztjelenségek és képződményeik fejlődéstörténete a Nagy Kevély környékén. – kézirat, ELTE.
- VENKOVITS I. (1936): A Legény-barlang újabb feltárásának története. – Barlangvilág, 6. pp. 71-73.
- WEIN GY. (1977): A Budai-hegység tektonikája. – MÁFI Alk. Kiadv.

CHOLNOKY JENŐ
KARSZT- ÉS BARLANGKUTATÁSI PÁLYÁZAT

**GÁZBUBORÉKOK SZEREPE A BARLANGOK
KIALAKÍTÁSÁBAN**

Sásdi László
2002

Tartalomjegyzék

Összefoglalás.....	1
Bevezetés.....	2
Kutatástörténet.....	2
Vizsgálatok.....	5
Eredmények.....	12
Felhasznált irodalom jegyzéke.....	15

GÁZBUBORÉKOK SZEREPE A BARLANGOK KIALAKÍTÁSÁBAN

SÁSDI LÁSZLÓ

Összefoglalás

A hazai karsztos barlangok kialakításában a szakemberek szinte kizárólag a karsztvíz eróziós-korróziós hatását vették számításba. Csak elvétve akadt egy-két kutató a múltban, aki egyéb hatások szerepét feltételezte és vizsgálta. Ezek között a forró oldatok és gőzök, valamint hidegvizes barlangokban (Vass Imre bg.) a széndioxid tartalmú buborékok oldó hatását vélték felfedezni bizonyos formák kialakításában (szőlőfürtszerű gömbüstök, kisebb oldásos formák). Újabb vizsgálatok alapján a Rózsadomb térségében elhelyezkedő, keveredési korrózióval keletkezett barlangok számos formájáról vélték úgy, hogy azok kialakításában a mélyből feláramló széndioxid tartalmú buborékok oldó hatása játszott szerepet. Ezek a formák a Pál-völgyi- és Mátyás-hegyi-barlangrendszerben ismert menyezeti csatornák, valamint a Ferenc-hegyi-barlang ún. hévízfeltörési csatornái és csövei. Ez utóbbiak keletkezére vonatkozóan elméletileg sikerült igazolni, hogy normál vízdalással nem alakulhattak ki, csak a feláramló buborékok oldó hatására. Hasonló formák más barlangokban is ismertek (Mátyás-hegyi, Bátori), s az ilyen genezissel kialakult formák mennyiségének ismeretében ennek a hatásnak a barlangkialakító szerepét lényegesen jelentősebbnek kell tartanunk, mint azt eddig feltételeztük. Ugyanennek a hatásnak tulajdoníthatjuk a Cserszegtomaji Kútbarlang homokkő-dolomit határon található járatainak kialakítását, ebben az esetben ez a hatásmechanizmus 100 %-os.

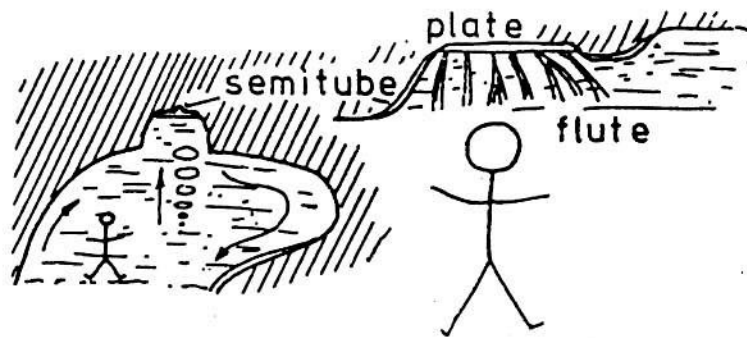
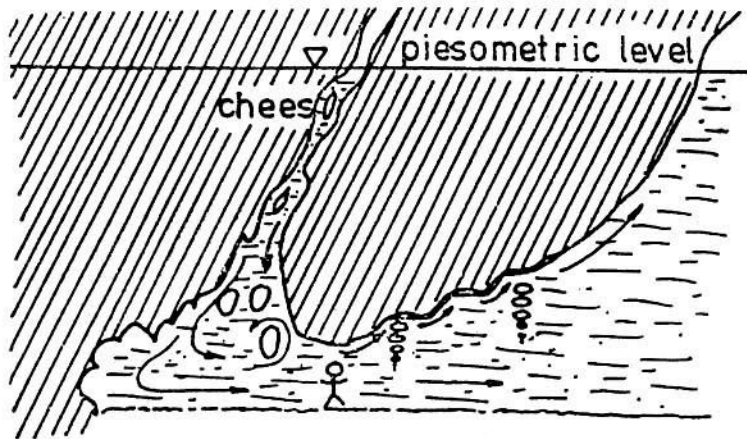
Bevezetés

Magyarország — annak ellenére, hogy kis ország és területén kevés karsztvidék található — jelentős nagyságú barlangokkal rendelkezik. Ezek között találunk nagy hosszúságú, ún. B típusú karsztvíz által kialakított, valamint ún. freatikus (karsztvízszint alatti) kialakulású — hideg és meleg vizes — járatrendszert egyaránt. A barlangok kialakulásának elméletei között kevés olyan található, mely a gázoknak, pontosabban a gáztérben - nem légtér ! - történő oldásnak jelentős szerepet tulajdonítana.

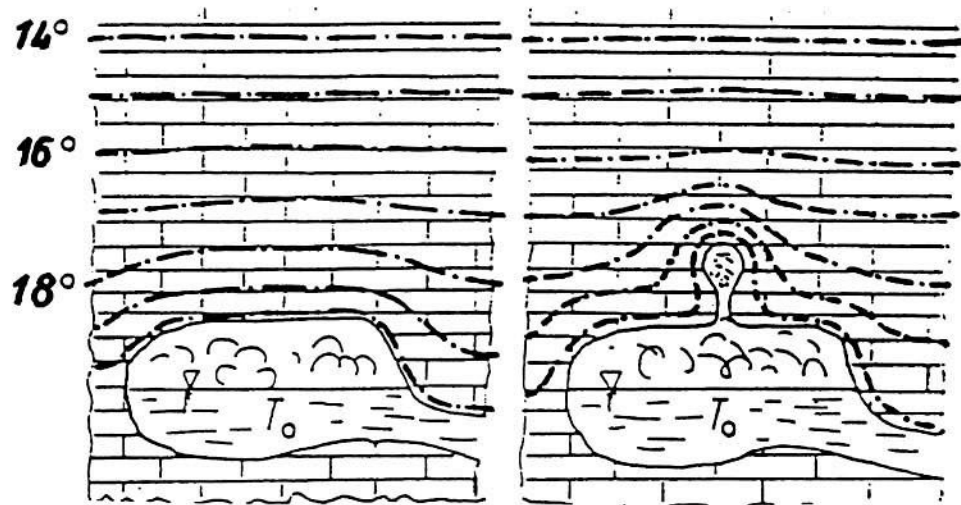
Kutatástörténet

Az első hazai kutató *PÁVAI VAJNA F.* (1929) volt aki a barlangjáratok kialakításában a forró gőzöknek és gázoknak jelentős szerepet tulajdonított. Később *MÜLLER P.* vélte úgy (1974), hogy a budai ún. hévizes barlangok gömbüstjei a barlangi tavak vízszintje felett keletkeznek kondenzvíz korrózióval. *CSER F.* (1988) a Vass Imre barlangban talált olyan oldásformákat, melyek keletkezését a buborékok feláramlásával magyarázta. *TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1989) a Pál-völgyi-barlang közismert oldásformáiról vélte úgy, hogy azok ugyancsak buborékok feláramlása során, gáztérben keletkeznek. A Ferenc-hegyi-barlang egykor hévforráscsöveknek tartott (*KESSLER H.* 1936) oldásformáit *SÁSDI L.* (1989) CO₂ tartalmú buborékok feláramlása során történő oldással magyarázta, s ugyancsak CO₂ tartalmú gáztérben történő keletkezésűnek tartotta a Cserszegtomaji Kútbarlang járatait (1997).

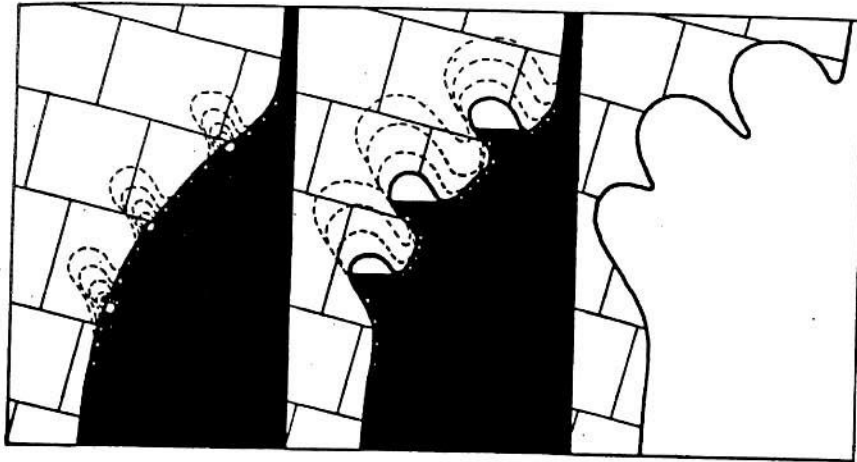
Az újabb vizsgálatok alapján egyre több olyan morfológiai formát ismerünk, melyek kialakulását, a gáztérben történő kondenzvíz korrózióval, illetve gázbuborékok áramlása során történő oldással (is !) tudunk magyarázni. A számos ilyen keletkezésű forma ismeretében úgy tűnik, hogy az eddiginél lényegesen nagyobb szerepet kell tulajdonítani a karsztvízszint alatti gáztéri járatkialakulásnak.



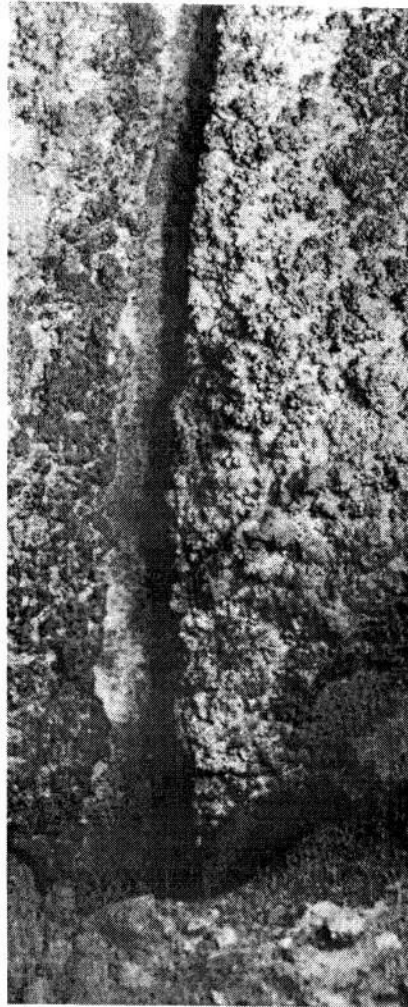
1. ábra Üregformálás vízszint alatti gázcsapdáknban a Vass Imre-barlangban (Cser F. –Gádoros M. 1988)



2. ábra Kondenzvíz korrózió működése (Szúnyog G. 1989)



3. ábra Üregformálás vízszint alatti gázcsapdákban a Pál-völgyi-barlangban (Takácsné Bolner K. 1989)



1. foto Hévforráscső a Ferenc-hegyi-barlangban (Kessler H.)

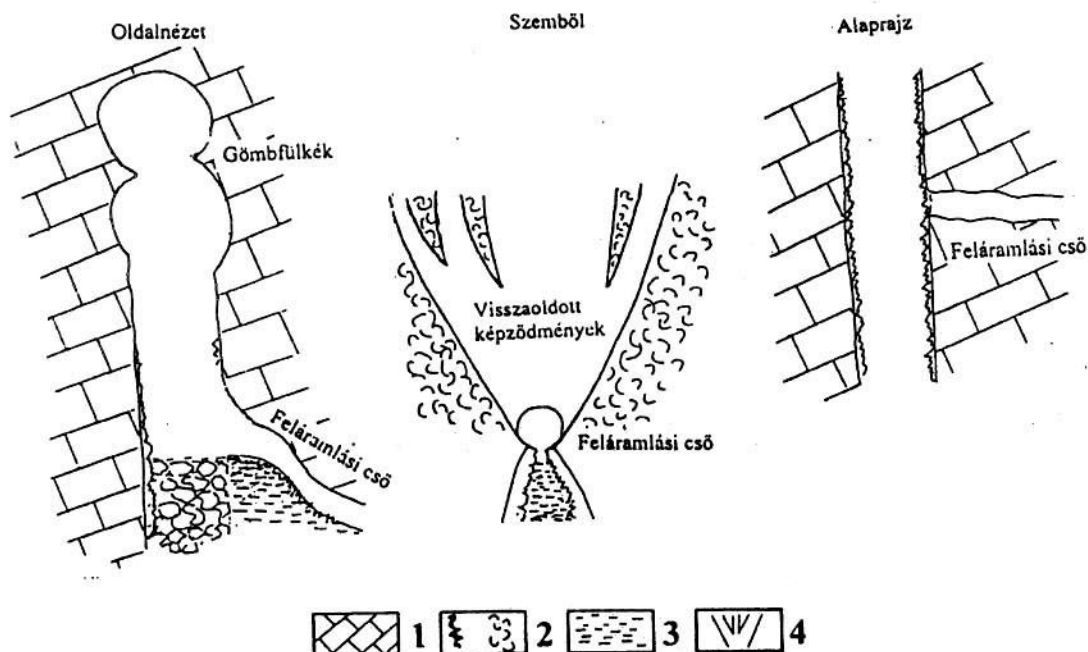
Vizsgálatok

Mivel a formaelemek zöménél közvetlenül nem tudjuk igazolni az elmélet helyességét, kellett találni egy olyan formát, melynek keletkezésében kizárható a víz általi oldódás lehetősége. Morfológiai megfigyelések alapján az említett kialakulási lehetőség az említett módszer segítségével a Ferenc-hegyi-barlangban igazolható. Az itt található oldási csöveket és csatornákat *KESSLER H.* (1936) az egykor a barlang járatait kialakító hévizek feltörési útjának tartotta (hévforráscső), s egyúttal ez volt a borsókövek mellett a legfőbb bizonyíték a hévizes járatkialakulásra.



2. foto Hévföráscső a Ferenc-hegyi-barlangban (Ágyúcső) (Borzsák P.)

Vizsgálataink alapján ennek ellent mondott az, hogy a feltörési utakon soha nem találtunk borsókő képződményeket (1 ábra, 2. foto), hanem csak csupaszra oldott falakat, ugyanakkor a csatornák mellett dús, szépen fejlett borsókövek díszlenek. (5. ábra) Az oldás és kiválás határa teljesen éles, folyamatos átmenet sehol nem figyelhető meg. Szintén feltűnő volt, hogy



5. ábra Buborékáramlási csatornák vázlatos szelvényei (Ferenc-hegyi-barlang, Törekvés-út)

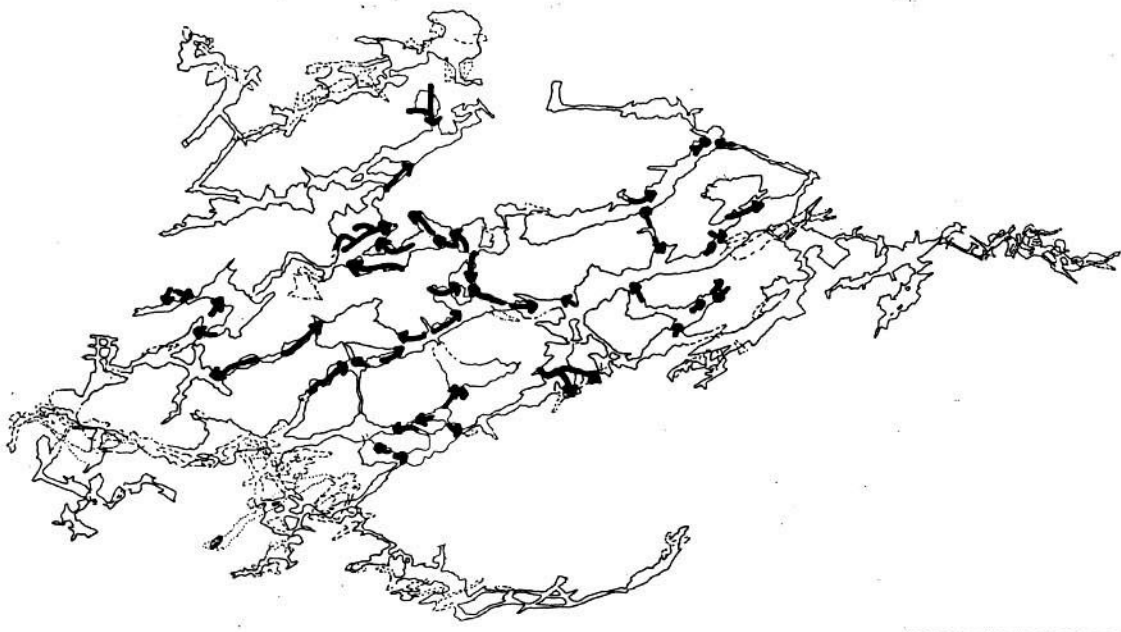
1. Eocén mészkő 2. Borsókő 3. Agyagos üledék 4. Áramlási csatornák

Miután a buborékok általi keletkezést közvetlenül nem sikerült bizonyítani, a Ferenc-hegyi-barlangban ismert csatornák és csövek ilyen jellegű keletkezését úgy igazoljuk, hogy barlangi megfigyelések és elméleti megfontolások alapján kizárjuk a víz általi keletkezés lehetőségét. Ehhez a mellékelt táblázatot kellett készíteni, melyben figyelembe vesszük a vízhozamot és a víz kémiai jellegét.

Kemizmus	Kis vízhozam	Közepes vízhozam	Nagy vízhozam
Telítetlen	Kis mértékű általános oldás	Általános oldás, a barlangban kizárólag oldásos formák lennének, kiválások nélkül	A barlangban kizárólag oldásos formák lennének, kiválások nélkül
Telített	Nincs oldás	Nincs oldás	Nincs oldás
Tútelített	Nincs oldás, kiválás jön létre	Nincs oldás, kiválás jön létre	Nincs oldás, kiválás jön létre

Amennyiben eltérő hőmérsékletű, vagy kemizmusú vizek kerülnek a barlangba, akkor ugyancsak általános oldás, keveredési korrózió jön létre. Felmerült a lehetősége, hogy a csatornákat a víztérben elhatároltan áramló melegebb, esetleg kisebb oldott anyag tartalmú oldóképes víz alakította ki. Ezek a vizek valóban felfelé kényszerülnek kisebb fajsúlyuk miatt. Különböző hőmérsékletű vízáramlásokat egymás mellett (Hévíz) illetve rétegszerűen (Molnár János-bg.) kimutattak, azonban sehol sem találtak cső és csatorna jellegű járatszakaszokat. A csatornák ilyen jellegű kialakulásának az mond ellent, hogy ebben az esetben az oldódásnak mindig a szivacsos szerkezetű barlangi kiválás barlang felőli (víztér felőli) oldaláról kellene támadni, nem pedig a kiválás-közet határ zónájában, tehát cső nem keletkezhetne. Elképzelésünk szerint éppen azért alakult ki így az oldódás, mert a gázbuborékok képesek eljutni a kőzetfelszínig a porózus kiválásban, a víz azonban a szabad áramlási térben marad, s a keveredés miatt ugyancsak általános oldást eredményez.

Az erózió szerepét is több okból elvethetjük. A járatokban - Molnár János-barlangi ismeretek alapján - az áramlás lassú, tehát üledékszállító hatása gyakorlatilag nincs. A barlangokban általában agyagos üledékek találhatóak, amelyek eróziós hatása az ismert vízáramlási viszonyok mellett kizárható. Az eróziós kialakulást a kiválás-közet határfelületen történő támadási zóna és a csövek jelenléte ugyancsak kizárja.

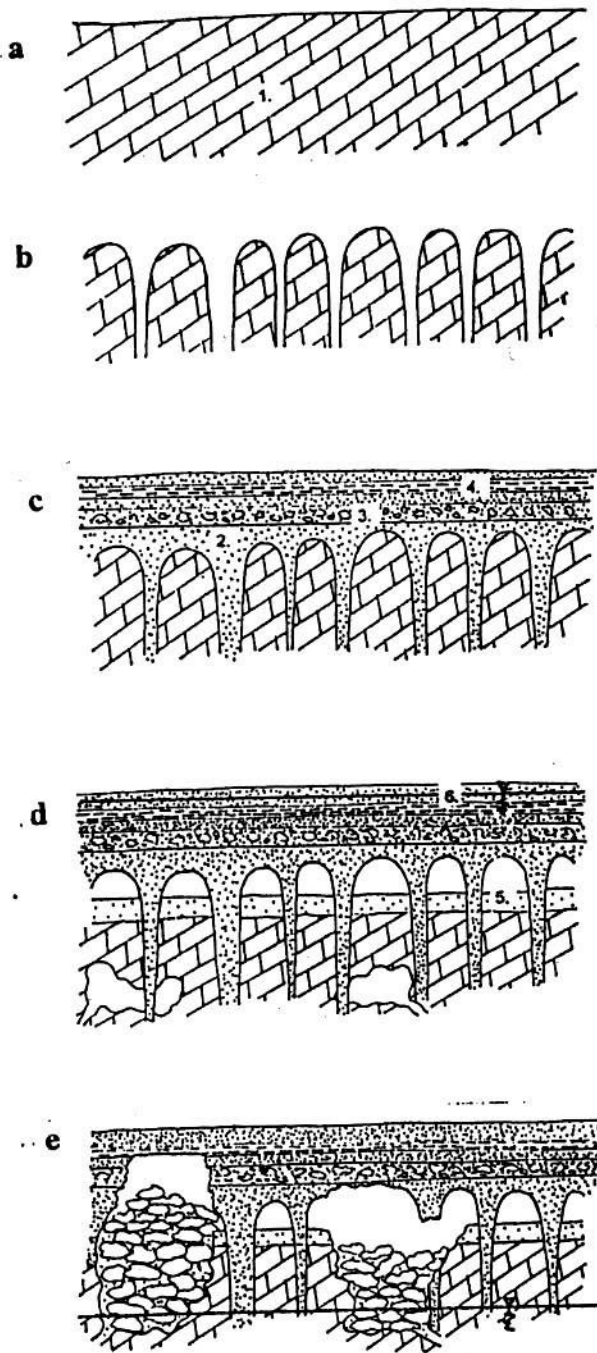


6. ábra Buborék áramlási csatornák a Mátyás-hegyi-barlangban



3. foto Buborékcsapdák a Pál-völgyi-barlang járatfőtéjében (Kiss A.)

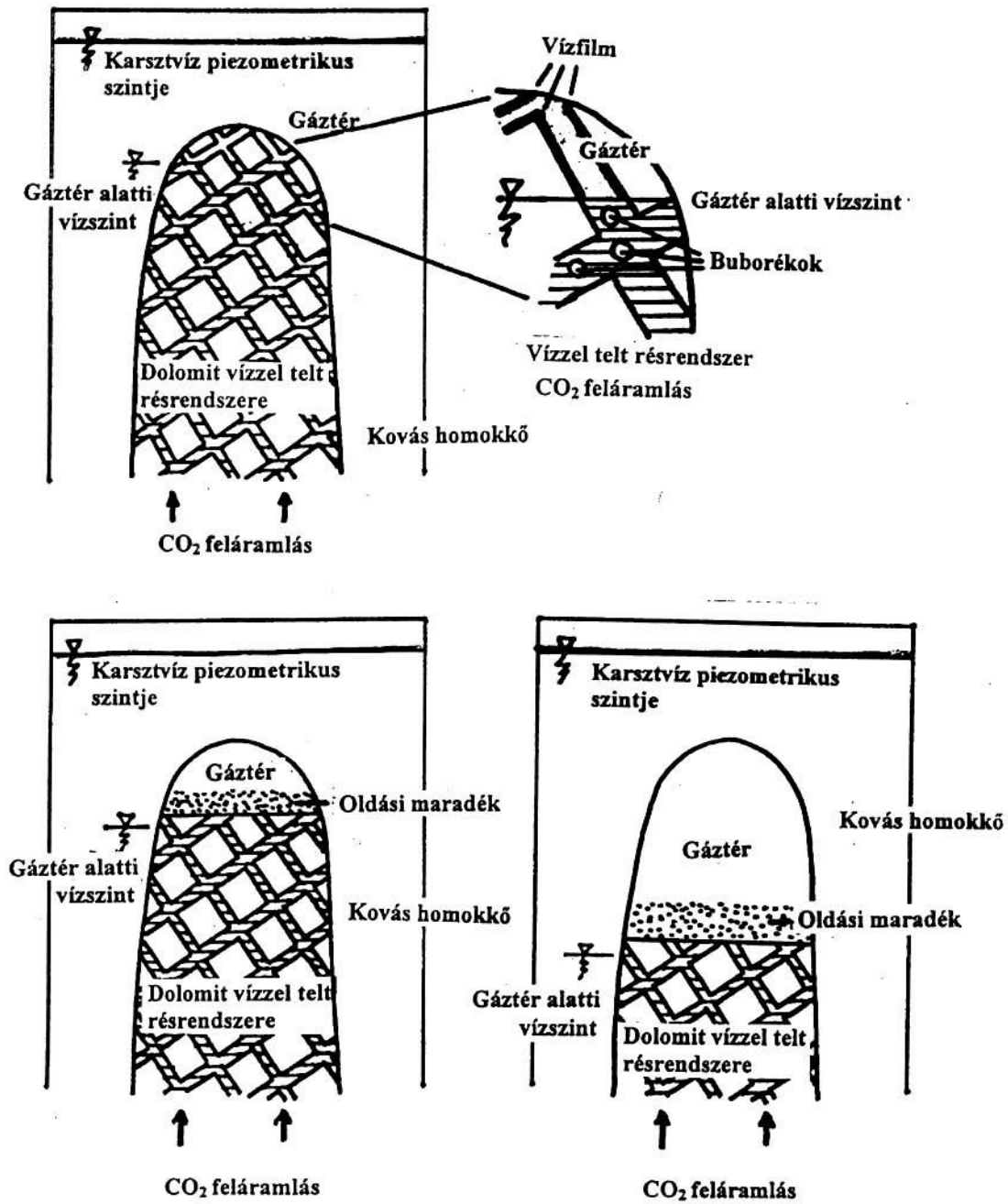
Az általunk buborékáramlási csatornának ill. csőnek elnevezett forma a Ferenc-hegyi-barlang jellegetessége – innen említették először - de ismerünk hasonló csatornákat a többi budai nagy és kis barlangban (Mátyás-hegyi-barlang (6. ábra), Keleti-kőfejtő) is. Felettük jellemző gömfülkék csak a Pál-völgyi és Mátyás-hegyi-barlangokban nem találunk. Ennek oka, hogy a buborékok gázanyaga az igen porózus szerkezetű, mészmentes ún. kovazónákba jut, ahol a zóna mentén áramlik a felszín felé. Ez a feláramlási lehetőség akadályozza meg a gázcsapdák létrejöttét, gömfülkék kialakulását. Ugyancsak magyarázhatjuk nyomás alatti gáztérben történő oldással a Csersegtomaji Kút-barlang járatainak kialakulását (7.-8. ábra). Ebben az esetben a gázcsapdák az egykori őskarsztfelszín jelentő karrbordák dolomitanyagának résrendszerében alakultak ki a fedő kovás homokkő alatt, az érintkezési zónában.



Jelmagyarázat:

1. Triász dolomit 2. Pannon kovás homokkő 3. Dolomittörmelékes homokkő
 4. Agyag 5. Dolomit por 6. Karsztvíz szintje

7. ábra A Cserszegtomaji Kútbarlang keletkezése



8. ábra A Cserszegtomaji Kútbarlang járatainak kialakulása karsztvízszint alatti gáztérben

A barlang közismert vízdalással történő kialakulása ellen szólnak az alábbi megfigyelések:

- a járatok kizárólag a dolomitbordák tetejében keletkeztek, ahol vízvezető, járatpreformáló törésrendszer nincs
- a bordák teteje a vízáramlás számára gyakorlatilag holttérnek számít, ennek ellenére ott keletkeztek a járatok

A széndioxid karsztrendszerbe kerülése többféle is lehet. Müller P (1971) véleménye szerint a széndioxid nagy mélységben metamorfózis útján szabadul fel, s áramlik felfelé. Sásdi L. (1997) a Cserszegtomaji Kútbarlangban észlelt széndioxidot a zalai szénhidrogén tárolókból származtatja, s úgy véli, hogy ez más területeken is elképzelhető. A karsztrendszerekben a nyomást és hőmérsékletet figyelembe véve meghatározható egy ún. buborékkiválási pont, ahol széndioxid felszabadulás mellett ásványkiválás történhet, így ettől a szinttől felfelé bárhol előfordulhatnak áramló buborékok. Széndioxid a keveredési korrózió során is felszabadulhat, melynek egy része a keletkezett keverékben elnyelődve azt agresszívvá teszi, más része viszont ugyancsak buborékok formájában áramolhat a rendszerben felfelé.

Eredmények

Elfogadva a karsztvízszint alatt gáztéri barlangkeletkezésre vonatkozó vizsgálatokból levont következtetéseket, az eddigi érvek alapján megállapíthatjuk, hogy a jelenlegi cikk, illetve mások publikációiban ismertetett, gázcsapdáknál történő oldással keletkező morfológiai elemeket figyelembe véve a budai barlangokban igen jelentős járatformáló szerep jut a gázcsapdáknál megrekedő széndioxidnak. Az ilyen keletkezésű oldásformák (üstös oldásformák, buborékáramlási csövek és csatornák) a falfelületek igen nagy százalékát alkotják, így mindenképpen igen jelentős szerepet tulajdoníthatunk ennek az oldási mechanizmusnak. Ami nem bizonyítható, a vízdalás és gáztéri oldás szerepének egymáshoz viszonyított aránya. A budai-hegységi barlangok esetében mindenképpen jelentősnek tarthatjuk az elsőt, míg a másodiknak inkább jelentős továbbformáló szerepet tulajdoníthatunk (3. foto). Ennek során gyakorlatilag a kondenzvíz korróziós modellt vehetjük figyelembe, azzal a lényeges különbséggel, hogy a gáztérben a széndioxid parciális nyomása a 100 %-ot is elérheti. A vizsgált oldásformákat más barlangokban is megtaláljuk, (Budai, Pilisi barlangok, Tapolcai barlangok, Vass Imre-barlang), így az ilyen jellegű barlangformálás szerepét területileg általánosnak tarthatjuk, szerepe azonban nagyságrendekkel eltérő. A

Cserszegtomaji Kútbarlang esetében az említett oldással történő barlangkialakulást a speciális földtani körülmények miatt kizárólagosnak tekinthetjük.

A formák kialakulását a következők szerint képzeljük el:

Az ún. buborékponton megtörténik a kiválás, de itt a buborék átmérőjét csak század, vagy ezred mm-ben mérhetjük. A feláramlás során térfogata növekszik, így egyre nagyobb víz, illetve felfelülettel érintkezik. Mivel a buborékok mindig az adott térség legmagasabb pontjain közlekednek, meghatározott pályákon áramlanak felfelé. Ezen a pályán mindenhol kialakul egy adott pillanatban egy a kőzetfallal és a buborékkal is érintkező vízfilm, melyben a széndioxid egy része elnyelődik, s az oldóképes víz a kőzetfal anyagával azonnal reakcióba lép. Mivel a buborék meghatározott pályán halad, ezen az útvonalon keletkeznek a buborék vízfimjének oldó hatása során keletkező csatornák. Felső zónákban ezek mérete nagyobb is lehet a buborékok térfogatnövekedése, és/vagy több buborék összeolvadása következtében. A buborékáramlási csatornák tetőzónájában alakulnak ki a gömfülke rendszerek. Ezek az áramlási pályán oldalfülkék is lehetnek, de zömmel a pálya végén keletkeznek. Szintjük lehet a karsztvízszint alatt és felett egyaránt, utóbbi esetben levegővel történő keveredés valószínű.

Felhasznált irodalom jegyzéke

CSER F. (1988): Role and morfological traces of mixing corrosion in caves. – International symposium on physical, chemical and hydrological research of karst. Communication 1988. Pp. 122-145.

KESSLER H. (1936): Az új Ferenc-hegyi aragonit barlang. – Túristák Lapja 46. p. 3.

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 keletkezéséről. – Karszt és Barlang 1974/1. Pp. 7-10.

PÁVAI VAJNA F. (1931): A forró oldatok és gőzök-gázok szerepe a barlangképződésnél. – Hidrológiai Közlöny 21. Pp. 115-122.

SÁSDI L. (1989): A Ferenc-hegyi-barlang. – A Magyar Állami Földtani Intézet Barlangkutató Csoportjának jelentése. pp. 12-14.

SÁSDI L. (1997): Földtani megfigyelések a Cserszegtomaji Kút-barlangban és környékén. – Pagony Barlangkutató Egyesület évi jelentése az 1997. Évről. Kézirat, MKBT Adattár.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1989): Regional and special genetic marks on the Pál-völgy cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. – Proceedings 10th International Congress on Speleology, Budapest, pp. 819-822.