

A Budai-hegység hidrotermális karsztja

JAKUCS LÁSZLÓ

Bevezetés

Karsztnak kell-e tekintenünk a hidrotermális karsztokat, mint amilyenek a Budai-hegység mészkő és dolomit térszínei? Szabad-e leredukálnunk a karsztjelenségeket csupán a kőzetfeloldás révén kialakult formakincsre? Ha egyenlőségjel tehető az oldódás és a karsztosodás közé, milyen geomorfológiai kategóriába tartoznak pl. a szakadékdolinák, a barlangok cseppkőképződményei, vagy a folyóeróziós barlangrendszerek?

Magától értetődő, hogy sem a barlangi cseppkőképződést, sem a folyóvíz medervájó mechanikai eróziójával kimosott nagy barlanghálózatokat nem rekeszthetjük ki a karsztjelenségek sorából amiatt, mert őket nem a víz oldása, hanem éppen ellenkezőleg annak akkumuláló, üledéklerakó tevékenysége, vagy pedig más „oldásidegen” hatótényezők érvényesülése hozta létre.

Ha viszont a vízben oldódni képes kőzeteknek minden olyan formakincsét karsztjelenségnek tekintjük, amelyiknek a kialakulásában a víz meghatározó genetikai szerepet játszott, akkor a hidrotermális folyamatok által létrehozott sajátos denudációs és akkumulációs formák is karsztjelenségekként értékelendők. (Ilyenek pl. a hévizes barlangok, az azokban található sajátos akkumuláció-típusok, a karbonátos kőzetek hidrotermák előidézte különféle megváltozásai, a mészkövek és dolomitok utólagos elkovásodása, a hidrotermális dolomitporlódás jelenségcsoportjai stb.)

A hidrotermális karsztosodás fogalmába tehát ugyanúgy beleértendő a hidrotermális tevékenységnek valamennyi geomorfológiai hatása, ami a karbonátos kőzeteken megjelenik, mint ahogyan a „normális” hidegvizes karsztosodás fogalmába is beleértendő a mészkőzetek denudációjának teljes formakincse és hatáseredménye. A tanulmány bemutatja a Budai-hegység azon sajátos megjelenésű – helyről-helyre változó arculatú – lepusztulási bélyegeit, amelyek a térségi hidrotermális tevékenység következményei, és amelyek a Budai-hegység hidrotermális karsztját értelmezhetővé teszik.

Magyarország karsztos hegyvidékei sorában a Budai-hegység egészen sajátos geomorfo-genetikai bélyegeket mutat. Különös sajátossága abban rejlik, hogy – bár időskorú karbonátos kőzettömegek nagy kiterjedésben nyomozhatók a felszínén – a hegység rendkívül szegény hagyományos karsztjelenségekben, ám példátlanul bővelkedik a hidrotermális karsztosodási folyamatok munkájának eredményeiben. Emiatt a hegységet nem lehet a klasszikus karsztok kategóriájába sorolni, hanem tipikus hidrotermális karsztnak kell azt tekinteni. Sőt e hegység akár prototípusa is lehet a jól fejlett hidrotermális karsztoknak.

A hidrotermális karszt fogalma

A karszt szó szakirodalmi definíciói valamennyien megegyeznek abban, hogy az oldható alapanyagú kőzetet (többnyire a mészkövet) és a vele érintkezésbe kerülő oldóképes (többnyire mészagresszív) vadózus vizet tekintik a különböző karsztjelenségek genetikai alapfeltételeinek. Vagyis karsztok ott keletkeznek, ahol a csapadékból származó víz és a felszíni (vagy felszínalatti) kőzetfelületek hosszabb időtartamú érintkezéséből sajátos formájú korróziós (oldásos) alakzatok, ún. karsztjelenségek tudnak kifejlődni. A karszt fogalmának ezek a klasszikus meghatározásai azonban nem vonatkoznak a karsztok valamennyi folyamat- és jelenségcsoportjára, hiszen nincsenek tekintettel pl. a víz és a kőzetfelület érintkezésének dinamikájára, vagy az egymással kontaktusba lépő szilárd és folyékony (esetenként szilárd és szilárd, vagy szilárd és gáznemű) ható fázisok hőmérsékletére, de azok vegyi jellemzőire sem.

Korábban már foglalkoztam a különböző megfogalmazású karsztdefiníciók kérdésével (JAKUCS L. 1971), s rámutattam, hogy igazán jó meghatározást azért nagyon nehéz készíteni, mert a karsztok a természetben többcénnyezős alakulatok. Ennek megfelelően rengeteg változatuk létezik, amelyekben a vadózus víz kőzetoldó szerepén kívül (vagy éppen anélkül) esetenként más és más karsztalakító tényezők is szerephez jutnak, mégpedig olykor uralkodó vagy kizárólagos nagyságrenddel. A karsztosodás fogalmát nem lehet tehát kisajátítani csupán a vizek kőzetoldó munkájára, hiszen ismerünk olyan karsztjelenségeket (pl. szakadék-dolinák, eróziós mészkővölgyek és barlangok, tektonikus poljék stb.), amelyeknek nem kialakulási előfeltétele a kőzet vízben való oldhatósága. A hidrotermális karsztjelenségek jó része is ebbe a kategóriába tartozik.

Mit értünk tehát hidrotermális karsztosodáson és melyek a hidrotermális karsztjelenségek? A szakirodalom hidrotermának azokat a természetes (többnyire mélységi eredetű) vízfelbukkanásokat nevezi, amelyeknek hőmérséklete nagyobb az adott körzet évi középhőmérsékleténél, és esetleg a vegyi összetétel is eltér a vadózus vizektől. A hőmérséklet és a vegyi összetétel természetesen igen tág határok között változhat, hiszen pl. Észak-Szibéria fagyos földjén feltörő, 0 °C-nál valamivel magasabb hőfokú víz ott már melegforrásnak számít, ugyanakkor egy 25 °C évi középhőmérsékletű országban a 25 °C-os forrás még normális hidegvíznek tekinthető.

A fenti – ellentmondásosnak tűnő – helyzetből következik, hogy akkor járunk el helyesen, ha a karsztosító hidroterma fogalmát nem egy adott hőmérsékleti határértékhez viszonyítjuk, hanem úgy fogalmazzuk, hogy a karsztformáló termálvíz olyan – az adott térség hőátlagánál magasabb hőfokú és esetleg sajátos vegyi összetételű – víz, amely különleges, a normális karsztosodási folyamatok eredményeitől eltérő minőségű vagy mértékű formakincset alakít ki. Ez a definíciónk nem szűkíti le a hidrotermális karsztjelenségek fogalomkörét csupán az oldásos jelenségcsoportokra. Mint ahogy a hagyományos értelmezésű karsztosodás definíciójának sem szabad kirekesztenie magából a nem kőzetfeloldás útján keletkezett mészkődenudációs tüneteket, amelynek pl. a nagy karsztbarlangok, vagy a mészkőhegységek nyíltszelvényű völgyképződményei, de akár a poljék többsége is stb.

A hidrotermális karsztosodás feltételei a Budai-hegységben

1. A Budai-hegységben a karsztok hidrotermális jellegének dominanciáját a normális hidegvizes karsztosodás formakincsének viszonylagos hiánya erősen kihangsúlyozza. Feltűnő pl. a kőzetfelületek karrszegénysége, vagy éppen az oldásos dolinák teljes hiánya a hegységben. Nincsenek patakbarlangok sem, de hiányoznak a bűvópatakok és a fejlett ponorok is. Mindez összefügg a hegység karsztosodásra alkalmas felszíni kőzetkibúvásainak mozaikszerű szétszórtságával, valamint azzal, hogy a hegység karbonátos kőzettömegei fedettek, takart pozíciójúak voltak a karsztok keletkezésének fő szakaszaiban. A hegység potenciális karsztfelületeinek jó része még ma is fedett állapotú, holott a terület erős negyedkori kiemelkedése erőteljes exhumálódást okozott.

Mint azt a Budai-hegység (408 km²) karbonátos kőzeteinek felszíni előfordulásait



1. ábra. A Budai-hegység felszíni karsztfaciesei. – 1 = triász dolomit; 2 = triász mészkő; 3 = eocén mészkő; 4 = pleisztocén édesvízi mészkő

Superficial karst facies in the Buda Hills. – 1 = Triassic dolomite; 2 = Triassic limestone; 3 = Eocene limestone; 4 = Pleistocene travertine

ábrázoló térképünk mutatja (1. ábra), a térségnek még ma is csak mindössze 16%-án (65,5 km²) mutatkoznak karsztosodásra alkalmas kőzetkibúvások, ami természetesen nem jelenti azt, hogy a felszínelatti előfordulási arányok is hasonlóak lennének. A karbonátos fáciesek bizonyos típusai valójában a hegység teljes területén, mindenütt jelen vannak különböző mélységben, és az egyes elszigetelt felszíni térképi foltok közötti egységek egymással hidrológiai kapcsolatban állnak. Térképünkön négy olyan kőzetfáciest különböztetünk meg, amelyek a térség karsztjelenségeinek a hordozói:

- az összes felszíni előfordulásnak mintegy 53,5%-a (35 km²) felső triász korú fődolomit,
- 30,0%-a (19,7 km²) ugyancsak felső triász korú dachsteini mészkő,

- 11,3%-ot ($7,4 \text{ km}^2$) tesz ki az eocén nummulinás mészkő, és végezetül
- mintegy 5,2% ($3,4 \text{ km}^2$) a főleg negyedidőszaki édesvízi mészkő.

(A hegység peremvidékein és a pesti oldalon többfelé jelentkező szarmata és lajtamészkövek a szorosabban értelmezett Budai-hegység közettani felépítésében lényegében nem vesznek részt.)

2. A Budai-hegységben valószínűleg kedvezőtlen feltételnek minősül a hidegvízi karsztosodás egyes jelenségcsoportjainak kifejlődése szempontjából a hegység erőteljes összetöredezettsége és tektonikai széttagoltsága is, ami a vadózus vizek azonnali mélybe jutására vezet. Számottevő vízfolyás tehát éppen a nagyfokú háromdimenziós szerkezet miatt nem tudott kialakulni a területen. Ez a magyarázata a bűvópatakok, patakeróziós barlangok és a felszíni karsztvölgyek elmaradásának. A hegységet saktáblaszerű mozaikkockákra tagoló és nagy mélységig lehatoló függőleges kéregtörési síkok és tág tektonikai hasadékok ugyanakkor szinte mindenütt kedvező feltételeket, szabad utat nyitottak a fölfelé áramló termálvizeknek, és a Budai-hegységben sűrű tektonikus barlanghálózat keletkezett. Ezek a barlangok egymást keresztező, párhuzamos falú, magas sziklasikátorok labirintusából állnak, s az általuk körülhatárolt közettömegek kockaszerű blokkokra tagolódtak. Az ilyen barlangképződési mód egyik legjellemzőbb példája a Ferenchegy-barlang (2. ábra), azonban a többi barlangban is megmutatkozik a tektonika meghatározó szerepe (Pálvölgyi-barlangok, Mátyáshegyi-barlang, Szemlőhegyi-barlang, a solymári Ördöglyuk, a pilisi Legény-barlang, a Józsefhegyi-barlang stb.) (3., 4. ábra).

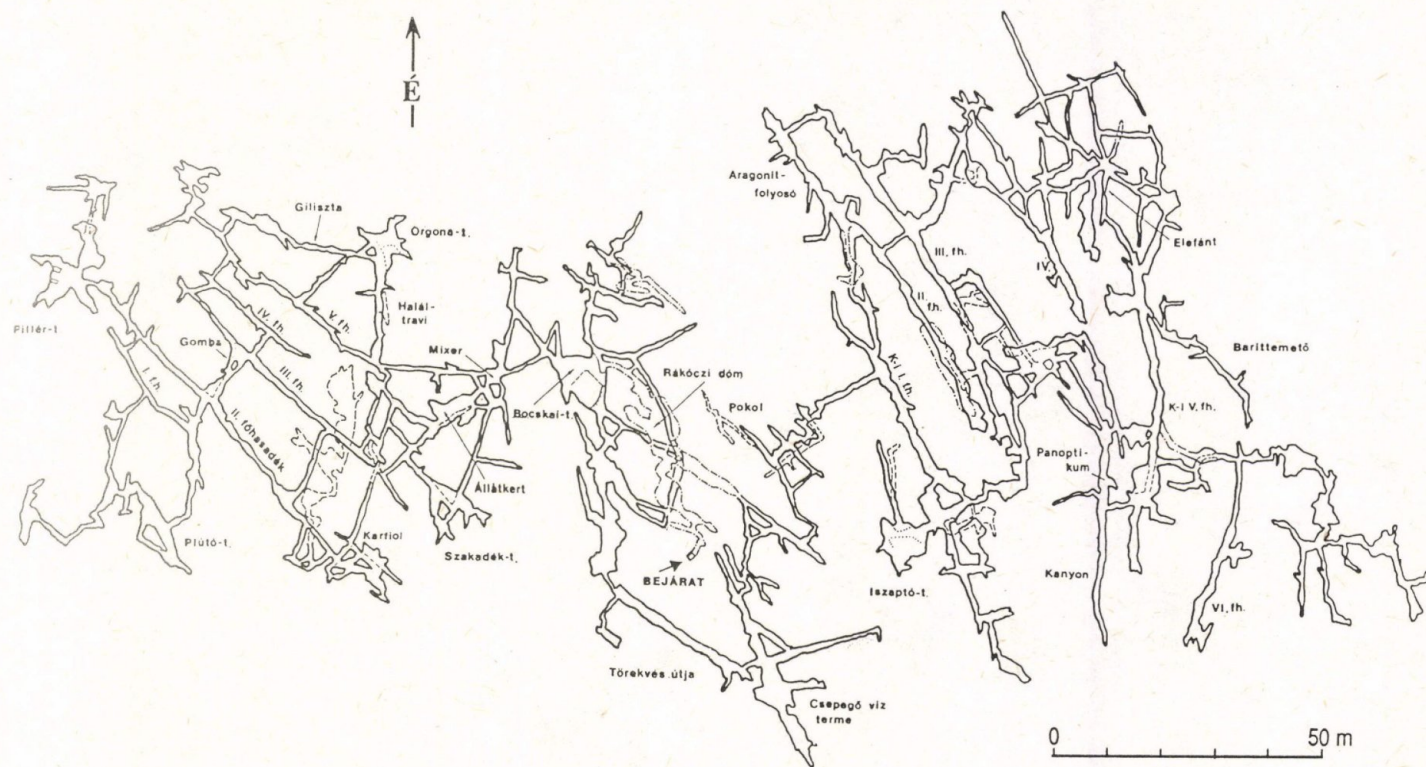
A Budai-hegység egészében véve azon kevés hidrotermális karszt közé tartozik, ahol a melegvízi karsztjelenségek nem csak pontszerűen elszórva, vagy vonalak mentén, hanem egyes körzetekben – éppen a felszínre szabad utat biztosító töréshálózatok rendhagyóan nagy sűrűsége miatt – területi kiterjedésben is térképezhetők.

Hidrotermális eredetű formakincs

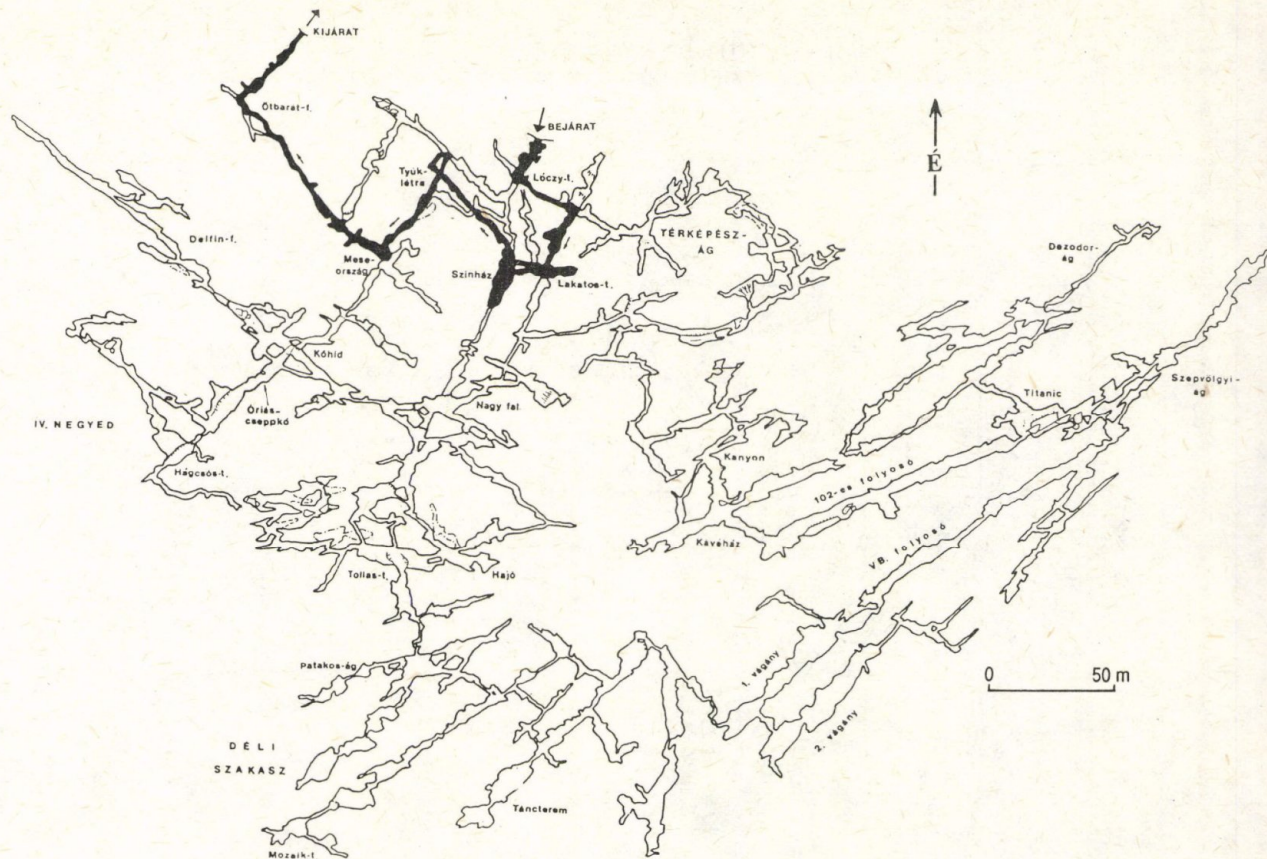
A hévizes karsztjelenségek csoportjában felszínalatti és felszínfeletti jelenségek egyaránt előfordulnak. Az alulról érvényre jutó hidrotermális karsztosodás mindig háromdimenziós, térbeli jelenségeket produkált. Így – szemben az egyéb karsztok jórészt kétdimenziós felületi jelenségcsoportjaival (karrok, kimaródásos dolinák stb.) – a felszínen látható hidrotermális közetelváltozásoknak (dolomitporlódás, kovásodott hévízkürtők stb.) mindig mélységi folytatásuk, gyökerük van.

1. Barlangok

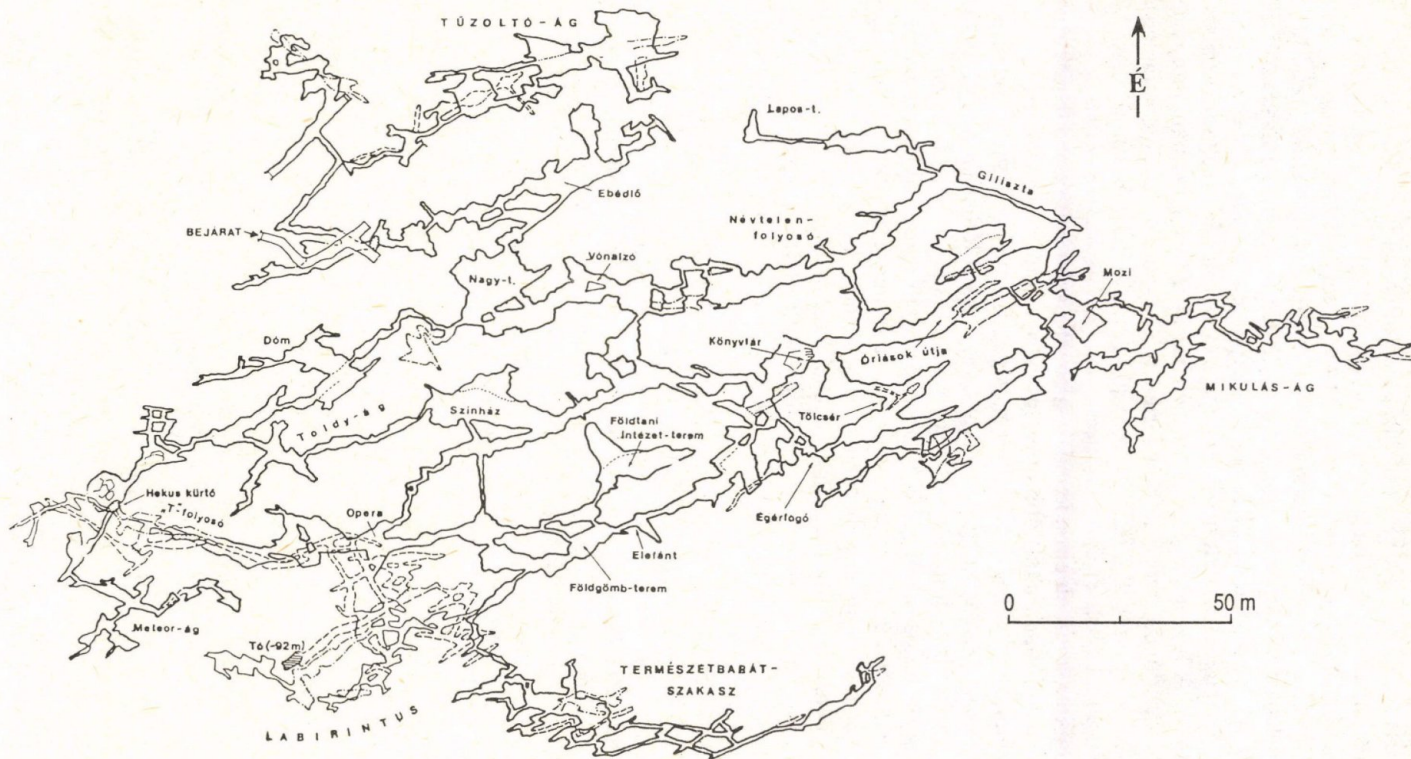
Az egyik legfigyelemreméltóbb felszínalatti hidrotermális karsztforma a hévizes barlang. A Budai-hegységben ismerünk jelenleg is aktív, azaz meleg vizet tartalmazó (Molnár János-barlang stb.), és ma már inaktív, száraz hévforrás-barlangokat. Aktivitásuk időszakától függetlenül ebbe a kategóriába azokat a barlangokat soroljuk, amelyeknek üreghrendszerét a mélyből érkező meleg, vagy forró hidrotermák vize, esetleg gőzei hozták



2. ábra. A Ferenc-hegyi-barlang térképe (Szerk.: KÁRPÁTI J. 1982–1989)
Map of the Ferenc Hill Cave (by KÁRPÁTI, J. 1982–1989)



3. ábra. A Pál-völgyi-barlang térképe (Szerk.: KÁRPÁTI J.–TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1990)
Map of the Pál Valley Cave (by KÁRPÁTI, J. and TAKÁCS-BOLNER, K. 1990)



4. ábra. A Mátyás-hegyi-barlang térképe (Szerk.: KÁRPÁTI J. 1981–1989)
Map of the Mátyás Hill Cave (by KÁRPÁTI, J. 1981–1989)

létre: részben közvetlen oldás (korrózió), részben pedig az oldatok által átjárt anyagközet vegyi átrendezése (preparálása), ill. kimállásra való előkészítése útján.

Az így módon keletkezett barlang morfológiája nagyon eltér a szokásos karsztbarlangok arculatától, kifejlődését ugyanis nem a gravitáció által irányított vízmozgások határozzák meg. A barlang a tér minden irányában csaknem egyformán fejlődik, azaz a járatai a patakosbarlangtól eltérően nem felülről lefelé, vagy oldalirányokba fejlődtek, hanem alulról felfelé hatolnak át a kőzetben, többnyire egy legmélyebben fekvő pontból (barlangi talppont) sugarasan feltörekvően, egyre bonyolultabb széttagozódással a felszínhez közeledve. A legtöbb ág azonban nem jut el a felszínig, hanem egy felülről átmenet nélkül záródó ún. vakkürtőben hirtelen elvégeződik. Az ilyen vakkürtőknek rendszerint szabályos gömb, ill. félgömb formájú kupolás boltozata van (PÁVAI-VAJNA F. 1930; JAKUCS L. 1948).

A barlangjáratok térbeli elrendeződése a kőzetösszetétel belsejében tehát valamilyen bokrágaihoz hasonlítható, ahol többnyire egy talppontból kiágazó kürtőágak elvékonyodás és felszíni kommunikáció nélkül érnek véget. Szinte gyöngyfüzéryszerűen rengeteg kisebb-nagyobb szabályos, gömbalakú üreg kapcsolódik járatokká ezekben a barlangokban. Ezeket mi gömbfülkéknek neveztük el, s kialakulásuk ugyancsak annak köszönhető, hogy a teljes vízelborítás miatt a korrózió és az egyéb üregképző vegyi hatások érvényesülését a gravitációs hidrodinamika itt nem irányította. E barlangüregek többnyire annyira bonyolult térbeli rendszert képeznek, hogy térképi ábrázolásuk a szokásos síkvetületekkel nem vezet használható eredményre. Ezért legcélszerűbb a méretarányos és formatartó térbeli gipszmodelljüket elkészíteni. A barlang gipszmodelljének fényképe már szemléltethetővé teszi az üregrendszer strukturális és morfológiai sajátosságait.

A hévforrásos barlangkeletkezési mód legtisztább morfogenetikai prototípusaként a Dorog melletti Sátorkő-pusztai-barlangot szoktuk tekinteni. A többi hidrotermális üregünk eredete ugyanis ennél többé-kevésbé összetettebb. A hidrotermális üregek bővülése leggyakrabban a tektonikus járatok formakincsével kombinálódik (Solymár-Ördöglyuk, Szemlőhegyi-barlang, Józsefhegyi-barlang stb.), de a hévizes formabélyegeket olykor az utólagos patakeróziós hatások is átrendezhetik (Mátyáshegyi- és Solymári-barlangok egyes részei, Pálvölgyi-barlangok stb.). Sőt olyan példát is ismerünk, ahol a hidroterma egy már kialakult idegen genetikájú üregbe csak nagyon rövid időre hatolt be. Ennek következtében a barlangfelületek morfológiáját a hévíz már nem fejlesztette tovább, s csupán a kőzetfalakat díszítette ásványokkal (Ferenchegyi-barlang).

2. A hidrotermális barlangok ásványai

Hazánk hévforrásos barlangjaiban különböző ásványtársulások fordulnak elő, amelyek a falakon, a mennyezeten és a sziklafelszíneken fennőve találhatók. Ezek közül legáltalánosabban az aragonit változatos formáival, kristályos gipszbevonatokkal és nagy egyedi gipszkristályokkal, sőt helyenként gipsz-sztalaktitokkal és -sztalagmitokkal, szkalenoédes és romboédes kristályos kalcittal, ritkábban pedig pirit utáni limonit pszeu-domorfózákkal, táblás barittal és fluorittal lehet találkozni.

Különösen e két utóbbi ásvány jelenléte azonban igen elgondolkasztató magának a hidrotermának még ma is vitatott eredetét illetően. Alig kétséges ugyanis, hogy a

karsztvíz még felmelegedve sem tartalmaz bárium- és fluorvegyületeket. Valószínű tehát, hogy a magyarországi hévforrások vizének eredetét akkor értelmezzük helyesen, ha feltételezünk egyes periódusokban bizonyos posztvulkáni hatást is azok származásában. Egyébként a barlangi gipszelőfordulások általános és tömeges jellege is azt bizonyítja, hogy a barlangképződésben szerepet játszó víz szabad kénsav tartalommal is rendelkezett, márpedig ez sem fordulhatna elő akkor, ha a hidrotermák egyszerűen csak mélységi felmelegedett karsztvizek lennének.

3. Felszíni dolomitporlódásos formák

A legfeltűnőbb és legnagyobb felszíni kiterjedésben előforduló különös hidrotermális karsztjelenségünk a triász földolomitkőzet porlódása, ill. aprózódása (murvásodása). Ugyanez a jelenség, azaz a kőzet eredeti szövetének lényeges kémiai megváltozás nélkül való szétesése néhány ponton a dachsteini mészkőben is megfigyelhető (pl. a Fazekas-hegyen), a porlódás tehát nem csak a dolomit speciális sajátossága. A dolomitpor „szálban álló” előfordulásainál világosan kitűnik, hogy az ép kőzettel teljesen azonos fekv. és rétegekben, zavartalan települési és makroszkópos kőzetszerkezeti helyzetben maradtak a kőzet telepei, miközben az anyag mikrostrukturálisan a keletkezés helyén széthullott.

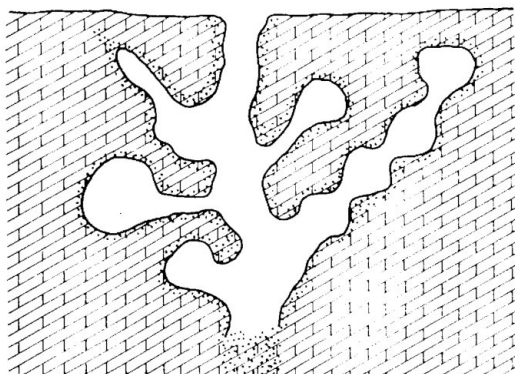
Az eredetileg szilárd, tömött földolomit sok helyen egészen finom szemű, máshol durvább szemcséjű poralakban jelentkezik, s minthogy talaj nem, vagy csak nagyon gyéren keletkezik rajta, növényzet is alig borítja, így kopár homoksivatagra emlékeztető, fehérén világító területeket képez. A pordolomitban az esővizek gyorsan mosnak ki aszóvölgyeket, de ezek a formák rövid idő alatt elpusztulnak és újak keletkeznek. Gyakran megfigyelhető jelenség az is a dolomitpor előfordulások körzetében, hogy a száraz poranyagot a szél is kifújja és futóhomokként mozgatta.

Régebben a magánvállalkozók kézi erővel végezték a dolomitpor bányását

oly módon, hogy az ép kőzetből kikaparták a fellazult részeket. Ezáltal a pordolomit és az ép dolomit egymáshoz viszonyított előfordulási helyzetének korrelációját kitűnően mutató furcsa alakú üregek, kőzetjáratok maradtak vissza, pl. Pilisvörösvárnál (5. ábra).

A pordolomit felszíni és térbeli (mélységi) elterjedése azt bizonyítja, hogy porlódások csak a hegyszerkezeti törésvonalakon, ill. azok kereszteződéseinek övezetében fordulnak elő, mégpedig minden esetben egykori hévforrások helyein. Sikertelenül próbáltuk tisztázni, hogy a hévforráskörzetekben mutatkozó dolomitporlódás fő oka a hidrotermák kőzetre gyakorolt hatása (SCHERF, E. 1922; JAKUCS L. 1950).

A feltörő melegvizek kontaktzó-

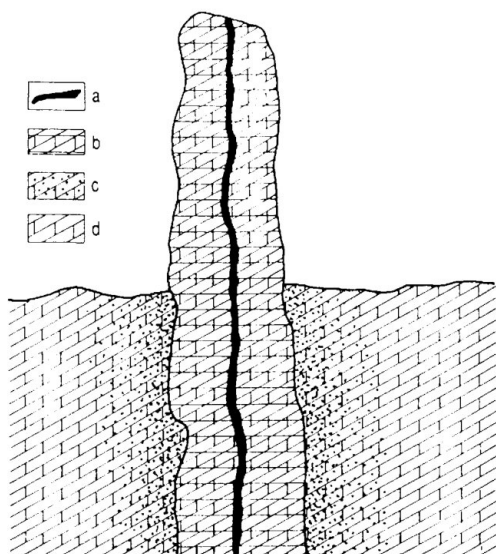


5. ábra. Az ép kőzetből kikapart dolomitpor üregeinek térbeli helyzete (szelvény)
Spatial distribution of the cavities in the intact rock with dolomitic powder (profile)

nájában átmelegedett kőzet szövetében ugyanis a pórsvizekből aragonit, esetleg anhidrit rakódott be a kőzetbe, s ezek az ásványok – a hőhatás későbbi megszűntével – térfogatnagyságukkal alakultak át a normális hőfokon stabil kalcitá, ill. gipsszé. Eközben a kiterjedő, megduzzadó anyag fellazította a kőzetszövetet.

A hidrotermákban igen gyakori szabad kénsav és vasszulfát is cserebomlási kapcsolatba léphetett azonban az infiltrációs zóna dolomitjának kalcitos szemcséközi kötőanyagával. Ha a kristályszemcsés dolomit cementáló mesze ezek hatására gipsszé, vagy akár anhidritté alakult, a kőzet kristályszemcséi ugyancsak azonnal szétlazultak. A laza szövetű, elporlott dolomit tehát a különböző hidrotermális folyamatok azonos megjelenésű végterméke.

Tény, hogy a hidegvizes karsztkorrózió is segíti a kőzet aprózódását, porlódását. A dolomitból ugyanis a mi klímánk hőmérsékleti viszonyai között a kettős sókristályszemcséket összetapasztó kalcit kötőanyag viszonylag hamarabb kioldódik, s ennek a szelektív karsztkorrózióknak egészen sajátos minőségű végtermékeként is létrejöhet az aprózódó, porlódó dolomittörmény. Az a tény azonban, hogy a Budai-hegységben a dolomitpor mindig az egykori hidrotermák körzetében fordul elő, azt mutatja, hogy e komplex folyamat fő tényezője nálunk mégis a hévíz hatása volt.



6. ábra. Elkovásodott falú hévízkürtőből keletkezett dolomittorony szelvénye. – a = egykori hévízkürtő; b = elkovásodott dolomit; c = porlódó dolomit; d = ép dolomit kőzet

Segment of a dolomite tower originating from a hot mineral water funnel of silificated wals. – a = the former funnel of hot mineral water; b = silificated dolomite; c = powdering dolomite; d = intact dolomite rocks

Dolomittoronyjaink egészen sajátos hidrotermális eredetű formái azok a sziklatornyok (6. ábra), amelyek ma környezetükből magasra kiemelkednek, miután ellenállóbb anyaguk nem esett áldozatul környezetük karsztos lepusztulásának. Ilyen sziklatornyok azokon a helyeken keletkeztek, ahol az egykori hévízforrások vize hidrokvartcit, ill. kovát is rakott le. A hajdani forráskürtő falába ezek a kovás oldatok néhány mélységre infiltrálódtak és a kőzet repedéseit, pórusait átjárva, azokba berakódtak.

Ilyen képződményekkel főként a budaörsi Csiki-hegységben találkozunk, a Huszonnégyökrös-hegy D-i oldalán és Máriamakk környékén, de így keletkezett a pilis-szentiváni Ördög-torony is. Ezzel szemben a Budaörsi-hegység legdélibb rögvonulatában, a Törökugratótól a Kőhegyig nincsen porlás, de erős a kovásodás. Ez a tény arra utal, hogy a hévízforrások itt kezdetől fogva kovalerakó jellegűek voltak, míg egyidejűleg a Csiki-hegységben kisebb hőfokú, kovamentes hévizek törtek fel.

A hidrotermális folyamatok időbeli változásai

Egyéb bizonyítékai is vannak azonban hévforrásaink változó hőmérsékletének és kémiai jellegének. A Duna peremi hévizek a pleisztocén folyamán már kovát sem hoztak a felszínre, és barlangoldó vegyi hatásuk is erősen lecsökkent, sőt egyenesen mészlerakó tendenciájúvá váltak. Ekkor keletkeztek a nagy kiterjedésű édesvízi mésztufa lerakódások. Közülük legtömegesebb a budai Vár-hegy mésztufa platója. Települési sajátosságait, kőzetszerkezetét a benne képződött barlangok nyújtotta feltárásokban kitűnően tanulmányozhatjuk.

A recens hévizek főleg a Budai-hegység dunai szegélyén (Gellért-fürdő, Rudas-fürdő, Lukács-fürdő stb. hévízforrásai) még napjainkban is előidéznek feltörési körzetekben, – különösen pedig a vizekkel közvetlenül érintkezésbe kerülő kőzeteken – különféle lokális elváltozásokat (korrózió, vegyi-mineralikus átformálás, bekérgezés, ill. szedimentációk stb.), azonban a melegvizek területi elterjedése – valószínűleg hófokuk és kémiai intenzitásuk is – a földtörténeti múltban (főleg a miocén végén) a mainál sokkal általánosabb és hatékonyabb volt. Emiatt az a véleményünk, hogy a Budai-hegység hidrotermális karsztja kialakulásának fő fázisa a harmadidőszak végére tehető.

IRODALOM

- CHOLNOKY J. 1936. A Budai-várhegy barlangjai. – Barlangvilág, 6.
- JAKUCS L. 1948. A hévforrásos barlangkeletkezés. – Hidr. Közl. 28. 1–4. pp. 53–58.
- JAKUCS L. 1950. A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. – Földt. Közl. 80. pp. 361–380.
- JAKUCS L. 1971a. A karsztok morfogenetikája. (A karsztfejlődés variációi) Földrajzi Monográfiák VIII. Akadémiai Kiadó Budapest, 310 p.
- JAKUCS L. 1971b. Szempontok a dolomittérszínnek karsztosodásának értelmezéséhez. – Földr. Ért. 20. pp. 89–98.
- JAKUCS L. 1977. A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. – Karszt- és Barlangkutatás I–II. pp. 1–16.
- KADIC, O. 1936. Budapest, a barlangok városa. – Földt. Közl. 66. pp. 267–284.
- LEÉL-ÓSSY S. 1957. A Budai-hegység barlangjai. – Földr. Ért. 6. pp. 155–169.
- LEÉL-ÓSSY S. 1959. Magyarország karsztvidékei. – Karszt- és Barlangkutatás. I. pp. 79–88.
- OZORAY GY. 1960. Nemkarsztos üregek genetikája magyarországi példák alapján. – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, jan.–febr.
- PÁVAY-VAJNA F. 1930. A forró oldatok és gőzök-gázok szerepe a barlangképződésnél. – Hidr. Közl. 10. pp. 63–69.
- SCHERF, E. 1922. Hévízforrások okozta kőzetváltozások a Buda-pilisi hegységben. – Hidr. Közl. 2. pp. 19–88.
- SZABÓ P. Z. 1968. A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata. – Dunántúli Tud. Gyűjt.

HYDROTHERMAL KARST IN THE BUDA HILLS

by *L. Jakucs*

S u m m a r y

Do we have to include among karsts such hydrothermal karsts as the dolomite and limestone surfaces of the Buda Hills? Are we allowed to limit karst phenomena to features formed by rock solution? If solution and karstification are considered synonymous terms, to what categories should we refer features like collapse dolines, dripstones in caves or cave systems developed by fluvial erosion.

It is obvious that neither dripstone formation nor the major cave systems carved out by the mechanical erosion of streams can be excluded from among karst phenomena for the reason that they are not due to solution by water, but rather to its depositional action or the work of factors other than solution. On the other hand, if we consider karst phenomena any landforms which are primarily due to water action, the peculiar denudational and accumulational forms produced by hydrothermal processes should also be treated as karst phenomena.

They include hydrothermal caves with their typical accumulations, the varieties of carbonaceous rocks due to hydrothermal action, secondary silification of limestones and dolomites, groups of phenomena occurring due to the decomposition of dolomite into powder and others. Thus the term hydrothermal karstification covers all the geomorphological impacts of hydrothermal action on carbonaceous rocks in the manner as the 'normal' cold-water karstification includes all the features and impacts produced by the denudation of calcareous rocks.

The paper presents the locally variable impacts of hydrothermal processes and provides explanations for the hydrothermal karst in the mountains. Author regards the Buda Hills a prototype of hydrothermal karsts.

Translated by D. LÓCZY