

## Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése

ZÁMBÓ LÁSZLÓ<sup>1</sup>

### Bevezetés

Hegyrajzi beosztás alapján az Aggteleki-karszt főként az alacsonyhegységi–dombsági szintben foglal helyet és csak a legmagasabb, többnyire nyíltkarsztos térszínnek minősíthetők a középhegységi régióhoz tartozóknak. A táji hovatartozását illetően a változatos felszín egyetlen kistáját sem foglal teljes egészében magában, de – a tájhatárok részleteiben némileg különböző – tájbeosztás-rendszerek meg-egyeznek abban, hogy a domborzati–földtani és történelmi okokból különböző nevekkkel illetett terület (Gömör–Tornai-karszt, Aggteleki-karszt, Aggtelek–Rudabányai-hegység, Aggteleki karsztvidék, Sajó–Bódva-köze, Észak-borsodi Karsztvidék stb.) nem tartozik szorosan az Észak-magyarországi-középhegységhez, hanem szerkezetileg az ÉNy-i Kárpátok belső vonulatához tapadt, és részben a medencetérészire is áthúzódó, régebbi nevén Gömör–Tornai-karszt része. Az Aggtelek–Rudabányai-hegyvidék néven körülhatárolt középtájból (Magyarország kistájainak katasztere, 1990) úgy részesedik az Aggteleki-karszt, hogy ÉNy-i része az Aggteleki-hegység, DNy-i szöglete a Putnoki-dombság, ÉK-i része az Alsó-hegy, DK-i része a Szalonnai-hegység, a Bódva-völgy kistájaihoz tartozik).

Az Aggteleki-karszt részletes felszínalaktani szintéziséhez számos neves kutató sok felszínalaktani kérdés magyarázatát tette közzé, és érintették a domborzati formák kialakulásának folyamatait a társtudományok képviselői is geológiai, hidrológiai, botanikai stb. vizsgálataik során (MADERSPACH, L. 1877; STÜRZENBAUM, J. 1873; BÖCK, H. 1907; VITÁLIS I. 1908; BARTKÓ L. 1909; STRÖMPL G. 1928; SCHRÉTER Z. 1928; JASKÓ S. 1935; BALOGH K. 1964; MAUCHA L. 1964; KOVÁCS S. 1979; GRILL J. et al. 1984; LESS GY. 1987; SÁSDI L.–SZILÁGYI F. 1986; GYURICZA GY. 1987 stb.).

Időrendben mások mellett SAWICZKI, L. (1908); DUDICH E. sen. (1930); JASKÓ S. (1933); KESSLER H. (1933); KADIC O. (1939); LÁNG S. (1943); JAKUCS L. (1953); LEÉL-ŐSSY S. (1953); JAKUCS P. (1955); BALÁZS D. (1960); MAUCHA L. (1964); BIDLÓ G. (1964); SZENTES GY. (1964); DÉNES GY. (1967); ZÁMBÓ L. (1969); KORDOS L. (1974); KEVEINÉ BÁRÁNYI I. (1977); MEZŐSI G. (1976); MÓGA J. (1998) szolgáltak máig korszerű geomorfológiai kutatáseredményekkel.

A Gömör–Tornai-karszt tájainak határon túli, szlovákiai részein eredményes geológiai–karsztalaktani feldolgozást végzett többek között SÓBÁNYI L. (1896); ANDRUSOV, D. (1936); ROTH Z. (1939); MAZUR, E. (1972); BYSTRICKY, J. (1972); JAKÁL, J. (1972); MELLO, J. (1996). Elsősorban a nyíltkarsztos felszínnek és a nyíltkarszt–fedettkarszt határterületek néhány klasszikus kifejlődésben megjelent formacsoportjának mélyreható vizsgálata vezetett olyan nemzetközileg számontartott, jelentős eredményekhez, amelyek általánosítható összefüggések feltárásával előrevitték a karsztgenetika fejlődését.

<sup>1</sup> ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2. A tanulmány a T 19321 sz. OTKA kutatási programhoz kapcsolódik. (Témavezető: MAROSI Sándor).

## A felszínformálódást befolyásoló szerkezet-földtani fejlődés

A mai domborzati kép hosszú ösföldrajzi fejlődés eredménye, amelynek jelentős folyamatai és képződményei közvetlenül vagy áttételesen szerepet játszottak a mostani felszínnek jellegének kialakításában. A földtani fejlődésmenetet, kőzetképződést és szerkezetalakulást itt részleteiben nem érintve, abból csak a mai hegyrajzi karakter és felszíndomborzat magyarázatához szükséges legfontosabb, a kutatások által igazolt eseményeket ragadjuk ki. Hangsúlyozni szükséges, hogy a terület mai domborzati egységei nem mindenütt egyeznek és esnek egybe a földtani szerkezet elemeivel. A terület túlnyomó részére jellemző karsztos felszínalakulás egyik alapvető meghatározója az az oldásformák kifejlődésére alkalmas triász rétegsor, amely különböző fácies területeken (szilicei, mellétei, tornai) számos formációban rakódott le a karbonátplatformokon és szedimentgyűjtő medencékben. Az alsótriász evaporitok, majd a középsőtriász anizusi, ladini sekély-tengeri mészkövek, ill. a középső- és felsőtriász karbonátplatformok üledékei a szedimentáció megszakadási idején partközeli szubaerikus, szárazföldi viszonyok között több ciklusban is a paleokarsztosodás térszíneivé válhattak.

Közülük külön is említésre méltóak a nagyszerűen oldódó és nagy üregek képződésére alkalmas Steinalmi és Wettersteini Formáció sekélytengeri viszonyok között lerakódott mészkő- és dolomitrétegei.

Az Aggteleki-karszt szerkezetét kialakító deformációs eseményeket a legújabb geológiai vizsgálatok három szakaszra teszik. A júra közepétől végbemenő szubdukció, szigetív-vulkanizmus kőzetátolódás eredményeként bekövetkező térrövidülés és deformáció (LESS GY.–SZENTPÉTERY I. 1987) alakította ki az *elsődleges takarós szerkezetet*, amely felül a Szilicei-takaró Szlovák-karsztbeli, Darnói- és Aggteleki-sorozatbeli kőzeteiből áll. A krétában bekövetkezett – uralkodóan gyűrődéses – deformáció eredetileg egyszerű, nagy amplitúdójú redőket hozott létre, majd az antiklinális tengelyek mentén kialakult depressziókba becsúszott szinklinális magok és szárnyak (klippesedés) *másodlagos takarós helyzetbe* kerültek.

A három szakaszban végbement szerkezetfejlődés Ny–K-i irányú deformált redőket alakított ki, amelyek szinklináisaiban és az antiklinálisokra rátolt *másodlagos takarók* (pikkelyeződések, klippek) formájában megmaradtak a mai karsztfennsíkok kemény mészkövei; antiklináisaiban pedig azok felnyílásával a völgybevágódás számára hozzáférhetőkké váltak a kevésbé ellenálló márgák, agyagpalák, homokkövek.

Az Aggteleki-karszt területen három redőboltozat és a köztük levő teknő sorozatik É-ről D-re:

- a határ mentén Tornanádaskáig húzódó mészkősáv,
- a Ménes-völgyi antiklinális,
- a Haragistyától a Szilasi-fennsíkgig tartó mészkőpászta,
- a Jósva-völgyi antiklinális,
- az Aggtelek–Szalonnai-karszt közötti mészkőzóna.

A Szilicei-takarórendszer áttolódása, a Bódvai-takaró mozgása és a kréta gyűrődések–vetődések deformációja alakította ki azokat az elsődleges tektonikus repedés rendszereket, amelyek a későbbi szerkezeti igénybevételek az oligocén–miocén vízszin-

tes eltolódások, nyíródások, ütközések, klippesedések (Szőlősardói-, Lászi-forrási-, Telekesi–Martonyi-klipp) nagyon különböző irányú és méretű hasadékaival kiegészülve a karsztosodás másik alapvető feltételét jelentik.

A több geomorfológus (JAKUCS L. 1971; MAZUR, E. 1973; JAKÁL, J. 1975) által feltételezett kréta karsztosodás biztos nyomai nem, a vele egyidejűleg feltételezett bauxitképződés (CSILLAG P. 1954; BÁRDOSSY GY. 1982; ZÁMBÓ L. 1986) csak görgetegben maradtak meg.

### **A harmad- és negyedidőszaki földrajzi fejlődés vázlata**

A miocénre már általában szárazföldi viszonyok közé jutott terület a tengerpart közeli alacsony helyzetben szubtrópusi éghajlati körülmények között az újabb, később (bádeni és szarmata emelet) kiteljesedett és máig folytatódó, akkor még iniciális karsztosodás térszínévé vált, miközben felszínén kialakultak és részben mostanáig megőrződtek azok a főleg vöröstasyagos mállott kérgék, amelyek a karsztos vízbeszivárgás irányításában fontos szerepet játszanak. A harmadidőszak végén (pannóniai emelet) végbement felszínfejlődés részleteiben nem ismert, de LÁNG S. (1955); JAKUCS L. (1971); MAZUR, E. (1973); JAKÁL, J. (1975); ZÁMBÓ L. (1986); MÓGA J. (1988) és mások kutatásai szerint hegylábképződési folyamatok elegyengető munkája alakíthatta ki azt az összefüggő, domborzatilag egységes térszín, amely részben nemkarsztosodó üledékekkel (riolittufa, kavicstakaró és más durva üledékek) fedetten, helyenként és erre az időszakra korlátozódva a fluviokarsztos formaképződésre is alkalmas lehetett. A karsztvidék később (attikai, rhodanusi és román fázis) önálló planinarészletekre különülő felszínének lapos tetői őrzik annak a 2–5 °-os DDK felé lejtő, a határon túli Pelsőci-fennsík felől legyezőszerűen kibillent és a Kárpátok felől lefutó vízfolyások eróziós-akkumulációs munkájával átformált régi karsztfelszínnek a maradványait, amelynek a fedettkarsztos részein kialakult folyóvölgyek a nemkarsztosodó takaró lepusztulásával átöröklődtek a karbonátos kőzetfelszínre.

A hegyláb felszín kialakulásának késői időszakában a viszonylagos szintkülönbségek megnövekedtek és a völgyek bemélyülésével a közöttük épen maradt felszínnek – területünkön a karsztot borító kavicstakaró maradványok – erőteljesen erodálódtak, míg a hegyláb felszín akkumulációs D-i részén a térszín völgyközi hátakká darabolódott.

A harmad- és negyedidőszak határán végbement és több kutató szerint a rhodanusi mozgásfázisban legintenzívebb, majd azóta is tartó – MEZŐSI G. szerint epirogenetikus, LESS GY. véleménye alapján blokktektonikai – mozgások a terület mai nyíltkarsztos részét felszínalaktani értelemben hegységgé, fedettkarsztos részét pedig dombsággá alakították. Az emelkedés mértéke azóta a dombságon, a lignites felsőpannóniai üledék helyzete alapján (Rudabánya: 260–265 m a tszf., Szuhogy: 200 m a tszf.) 160–300 m, a hegységi részen ezt meghaladó volt.

A karsztosodás folyamatainak megváltozásához, jelentős felerősödéséhez vezettek a pliocénben megindult és főleg annak végén meggyorsult, a negyedidőszakban (román fázis) is megismétlődött emelkedő mozgások, amelyek nyomán a karsztvízszint

alászállásával kiszélesedett a karsztösszlet beszivárgási zónája, kialakult a szintjét időnként változtató, horizontális vízlevezetésre alkalmas, állandóan vízzel telített freatikus öv és megjelentek a nagy barlangok, barlangrendszerek kezdeményei. Az emelkedés nem egyenletesen és egységesen érintette az aggteleki földtani egységet, amely előbb peremi vetődésvonalak mentén környezetétől elkülönülve, már többször is karsztosodva, feltehetően kiterjedt karsztos planinát alkotott, mert a belső tektonikus vonalakon darabokra, sasbércszerű tömbökre töredezte, egyes részein különböző magasságba került. Az Érchegység és a Vepor felől az akkori általános D–DK-i lejtésiránynak megfelelően haladó vízfolyások kvarcit-, kristályospala-, limonitkavics hordaléka véső, koptató munkájával eróziósan kimélyültek a nagyobb völgyek (Sajó, Bódva), az Aggtelektől Ny-ra, Dny-ra, D-re lesüllyedt tömbökre hordalékkúpok, -takarók (Borsodi Kavics, ill. Poltári Formáció) települtek, sőt a barlangkezdeményekbe áttevődött erózió fontos szerepet játszott a nagy barlangfolyosók kialakításában is (JAKUCS L. 1971).

A pleisztocén tektonikus mozgásokra, emelkedésre – esetleg süllyedésre (pl. Jósvafői-fennsík, Szelce-völgy) elsősorban a barlang- és forrásszintek változása, a karsztos vízgyűjtők átrendeződése szolgáltat következtetési alapokat. A pleisztocén első felében a blokktektonikai változások és az alsópleisztocén végi, a Jósva-völgygel egyező tengelyvonalú kibillenés 50–200 m közötti függőleges elmozdulásokat eredményeztek (SÁSDI L.: Haragistya 50–100 m, Nagy-oldal 200 m, Alsó-hegy 200 m emelkedés). Az önálló karsztfennsíkokká vált és különböző mértékben emelkedő planinamaradványok, karsztos sasbércek elmozdulásait a részvízgyűjtők lefolyásirányainak gyakori változásai, mélységi lefejeződések, a vízfolyások és barlangpatakok vízhozam változásai követték. A pleisztocén völgyhálózat vizeit a Ny–K-i irányú, felhasadt redőboltozatok részben puhább kőzeteibe mélyen bevágódó Jósva- és Ménes-völgy vezette az erózióbázis, a Bódva-völgy felé.

A Jósva-völgy erőteljes mélyülése a tőle D-re elhelyezkedő nyílt- és fedettkarszt vízlevezetését maga felé fordította és irányította a korábbi vízlevezető, majd később dolinasoros szárazvölgyek kifejlődését, valamint a vízlevezetésben helyükbe lépő Baradla-, Béke- és Szabadság-barlang kialakulását, amelyek járatrendszerének kitérítésében fontos szerepe volt a víz által mélybeszállított kvarckavics koptató hatásának. Patakos barlangként jött létre a Kossuth- és a Vass Imre-barlang is.

Az ismétlődő emelkedések miatt néhány barlang többszintű járatrendszere fejlődött ki (pl. Domica–Baradla-rendszer). A pleisztocén kiemelkedések és az erózióbázis mélyülésének kettős folyamata a karsztvízszint süllyedését idézte elő, így számos barlangjárat és barlangszáda elvesztette víznyelőjét, patakját, és szárazbarlanggá vált. Ahol az emelkedés nagymértékű és gyors volt, a függőleges repedések korróziós (–eróziós?) tágulásával mély aknabarlangok, zsombolyok alakultak ki (Alsóhegyi-fennsík, Nagy-oldal, Haragistya), máshol a gyengébb emelkedést kevésbé mély zsombolyok megjelenése mutatja (Szinpetri-fennsík).

A Ménes-völgy bevágódása hasonlóan jelentős változásokat idézett elő a karszt felszíni és felszínalatti hidrográfiai rendszerében (pl. a Szinpetri-karszt egyes vízgyűjtő részleteinek elhódításával).

A pleisztocén klímaingadozások periglaciális szakaszaiban a karsztosodási folyamatokkal kombinálódtak a felerősödött fagyaprózódási, szoliflukciós és más lejtős

folyamatok, amelyek nyomai mindenütt megtalálhatók a karsztfelszín málladék és talajtakarójában. MÓGA J. (1998) hangsúlyozza, hogy a periglaciális folyamatoknak különös jelentősége volt a dolomitos felszínnek (Kecső-fennsík, Haragistya, Nagy-oldal) aszóvölgyeinek bemélyülésében.

A fokozott aprózódás törmelékei borították be a fennsíkperemek meredek lejtőit és halmozódtak fel, mint lejtőtörmelék a lejtők alsó szakaszán, a völgyekben és a karsztos mélyedésekben. Az így keletkezett nagy mennyiségű lejtőtörmelék befolyásolta a karrosodási folyamatokat, amelyek hatására máig nagyrészt legömbölyödött (talaj alatti korrózió) a szögletes törmelék.

A negyedidőszaki neotektonikus mozgások és a részben hozzájuk kapcsolódó helyi erózióbázis és karsztvízszint változások közvetlenül és közvetve megnyilvánulnak a domborzat és felszíni formák fejlődésében. A mozgások napjainkban is folytatódnak és az egyre részletesebb adatok alapján megfigyelhető a karszterület vízlevezető formáinak fokozatos átalakulása is. A recenszen az egész területre jellemző gyenge függőleges mozgás eltérő erősségű, elsősorban nagyjából Ny–K-i irányú pászták szerint. Általánosságban viszonylagos emelkedés jelei figyelhetők meg a lapos redőjű gyűrt szerkezetek szinklinális tengelyei vonalában – az alsó-hegyi, a haragistyai szinklinális és a szögligeti feltolódás, a teresztenyei részszinklinális, a jósvafői feltolódás, a szárhegyi szinklinális–szalonai feltolódás és a fedettkarsztos D-i pászta területén – míg az antiklinális–antiform boltozatok tengelyvonalában a ménészvölgyi antiklinális, a Jósza-völgyi antiklinális–antiform, a telekesi antiklinális területén a viszonylagos süllyedés jelei ismerhetők fel.

A differenciált mozgások felszindomborzati következménye a reliefenergia és a viszonylagos domborzat növekedése egyes területeken, és a felszínformáló folyamatok jellegének lassú változása.

Általánosságban a karsztosodó kőzetekből álló gyengén emelkedő tömbök karsztvízszintje csökken, a fennsíkok lapos tetőszintjén a csapadék egyre kisebb hányada folyik le a felszínen, a „normális” völgyfejlődést, völgyhosszabbodást teljes mértékben felváltják a felszíni és epikarszt–szubkután zónabeli korróziós folyamatok, főképpen a dolinásodás különböző megjelenésformái. Ezzel egyidőben a peremek vízlevezető völgyeinek forrásszint alatti szakaszai bevágódnak, a források feletti szakaszok többséggel szárazvölgyekké alakulnak át.

Ezzel szemben a süllyedő pásztákon a völgyfejlődés „nemkarsztos” jellemzői kerülnek előtérbe, a gyenge bevágódás mellett helyenkénti szedimentáció, ellaposodás, sőt helyi erózióbázisok kialakulása figyelhető meg. A karsztosodó kőzetek felszínei részben fedettkarsztok, amelyekről helyenként ma is, a múltban pedig sokkal kiterjedtebben a már korábban nyíltkarszttá vált alacsonyabb helyzetű karbonátos területekre, ill. azok belsejébe kerülő lefolyó csapadékvíz és magával ragadott hordaléka az allogén (B-típusú) karsztos formacsoportok kialakulását eredményezte. Az ilyen területek fedettkarsztos, ill. nyíltkarsztos részének választóvonalain fejlődtek ki a víznyelősorok, vagy a mélységi lefejeződés vonalai (pl. a határontúli Pelsőcardótól Égerszögig húzódó „batükaptúra” vonal), amelyekeken túl a fedettkarsztos, vakon végződő deráziós-, eróziós völgyek időszakos vízfolyásai már a nagy barlangok járataiban folytatódnak. A nyíltkarsztos területek kihantolt felszínein az általában 50–100 m mély, kiszélesedett völgy-

mélyedésekben dolinasorok keletkeztek, mutatva, hogy a nyíltkarszttá válás, a mélységi lefejeződés után az eróziós völgyképződés helyébe a korróziós töbör- és uvalaképző folyamatok léptek.

A terület magasabban elhelyezkedő nyíltkarsztos felszínei, az orográfiai értelemben is igazi karsztfennsíkok, már ősföldrajzilag is hosszabb idő óta az autogén (A-típusú) karsztosodás formái jegyeit viselik. Amennyiben nemkarsztos takarójuk egyáltalán volt, az a kiemelkedés korai szakaszában – általában nyom nélkül – lepusztult, vagy mélybe mosódott és a felszíni karszteróziós völgyformálódás rövid ideig működő folyamatai helyébe – már korán, a felszín alatti vízvezető járatrendszer kialakulásával – a felszíni–felszín közeli korróziós folyamatok, a töbörképződés és az uvalaformálódás léptek. A korai stádiumban megszakadt eróziós mélyülés völgykezdeményeinek alig kirajzolódó maradványait a mindössze néhány tucat méter mély vápák – a helyi kifejezéssel lópákknak is nevezett – elnyúló mélyedések őrizték meg.

A leírtaktól eltérő domborzati jelleget mutatnak azok a dombvidéki szinthez tartozó térszínek, amelyek idős karbonátos rétegei közé főleg perm–alsótriász és középsőtriász korú nemkarsztosodó agyagpala, márga, homokkő, kovapala összetek települtek és ezért a karsztos felszínformálódás helyett az eróziós–deráziós felszínalakulás színterei. Az intenzíven emelkedő szakaszokban itt az erőteljes völgybevéágódás, máskor a deráziós völgyszélesedés folyamatai voltak meghatározók és a karsztos jelenségek (források, édesvízi mészkiválások, helyenként kis méretű oldásformák) csak alárendelten jelennek meg a felszín képében.

A karsztos területek közepes és kisformáinak kialakulásában, a karsztkorróziós folyamatok helyi érvényesülésében – éppen az ezen a területen végzett kutatások eredményei szerint – nagy jelentősége van a nyíltkarsztos térszíneket is többnyire beborító talajtakarónak, a helyenként felhalmozódott és a mélyedéseket részben kitöltő mállási kérgeknek, nem oldódó reziduális üledékeknek. Ezeknek a laza szerkezetű, porózus, a beszivárgó vizet különböző mértékben áteresztő takaróknak irányító szerepe van a felszíni és felszín közeli karsztosodásban és a felszínformák kialakulásában. A területen általában vékony, de lépésről–lépésre nagyon különböző vastagságú (0,1–2,0 m) – a zárt karsztos mélyedésekben, üledékcsapdákban, völgytalpakon helyenként akár 20 m vastagságot is elérő – szakadozott takaró vastagsága, víznyelő–vízáteresztő képessége, párologtatása egyrészt megszabja a karsztosodó kőzetbe beszivárgó víz mennyiségét, másrészt a benne végbemenő geokémiai–biokémiai folyamatok mészagresszív termékeinek szivárgó vízbe juttatásával szabályozza azok oldóképességét. A felsorolt tényezők együttes, eredő jellegű hatása – a karsztmorfológiai talajhatás – ily módon a felszíni–felszín közeli karsztosodás fontos összetevője, amely befolyásolja valamennyi, a területen előforduló karsztos mikro- és mezoforma fejlődését és ezek alakulásán keresztül a karsztos nagyformák fejlődését és a karsztfelszín korróziós lepusztulását is.

Az Aggteleki-karszton a málladéktakaró alatt érvényesülő átlagos teljes mészkőoldó képesség mészkő lepusztulásra átszámítva 0,01065 mm/év (kerekítve 10 mm/ezer év), amely azonban már részben felhasználódik a talajban–málladékban lévő mészkőtörmelék, mésztartalom oldására. A teljes korrodált mészkő vastagságból 0,0035 mm/év már a málladékban oldatba kerül. Ennek levonásával kiszámítható a talaj alatti minimális átlagos oldódás, korróziós lepusztulás, amelynek számértéke napjainkban a

területen 7,15 mm/ezer év. A számos mérésadat lehetővé teszi az itteni karszttalajok vastagsága szerint jellemző, az átlagos oldódástól eltérő korróziós lepusztulás sebességének a meghatározását a mai éghajlati viszonyok között (1 táblázat).

1. táblázat. A korróziós lepusztulás jellemzői az Aggteleki-karszton

A talajtakaró vastagsága, m	Teljes korróziós lepusztulás, mm/ezer év	Minimális korróziós lepusztulás, mm/ezer év
0,2–0,5	7	4
0,5–1,5	9	6,5
1,5–4,5	7,4	4,4
4,5–5,5	6,9	3,9
7,5 (5,5–)	13,5	10,0

A fenti jellemző lepusztulási értékek és a talajtakaró vastagságának ismeretében az egyes formák mai oldásos fejlődése is kielégítő pontossággal meghatározható. Ilyen számítások átlagai szerint a karsztlejtők és néhány forma oldásos denudációja a következők szerint alakul:

- platófelszínek alacsonyodása: 7 mm/1000 év,
- meredek lejtők oldásos hátrálása: 7 mm/1000 év,
- közepes dőlésű lejtők hátrálása: 6,5 mm/1000 év,
- meneteles lejtők hátrálása: 6 mm/1000 év,
- töbörálgzat peremi részének mélyülése: 10 mm/1000 év,
- vizet jól vezető töbörfenék mélyülése: 13–16 mm/1000 év,
- eltömődött töbörfenék mélyülése: 1–2 mm/1000 év

#### Az Aggteleki-karszt domborzati szintjei

Az ösföldrajzi fejlődés előzőekben kiemelt folyamatainak eredményeként az Aggteleki-karszt területén több jellemző domborzati szint alakult ki. Ezek – MEZŐSI G. megállapításait is felhasználva – a következők:

1. Tetőhelyzetű, sasbércszerűen kiemelt fedetlen karsztos fennsík, amelyek a harmad- és negyedidőszakban intenzíven karsztosodtak. Mai magassági helyzetük eltérő, azonban ez nem jelent feltétlenül különböző geomorfológiai szintet. Más szóval a magasabb fennsík nem biztos, hogy idősebb domborzati felszín. Ide tartozik az Aggteleki-fennsík, a Szinpetri–Szögligeti-fennsík, a Haragistya, a Nagy-oldal, az Alsó-hegyi-fennsík.

2. Tetőhelyzetű, kis területű, nem karsztplatóban kulmináló, exhumált sasbércek, amelyek az előző szinthez hasonlóan különböző magasságban helyezkednek el, de nem platós jellegűek, hanem völgyekkel feltagoltak. Ilyenek pl. a Szalonnai-karszt és az Égerszögi-karszt rögei.

3. Domsági szintbe tartozó, főleg a negyedidőszakban kiformalódott, többnyire laza neogén üledékekből felépülő eróziós–deráziós medencetérshízek, amelyek a

Borsodi (Putnoki)-dombsághoz tartoznak. Ilyenek általában a pannóniai üledékekkel fedett területrészek.

4. Medencehelyzetű, megsüllyedt karsztplató felszínek, karsztos formákkal és bevágódott vízlevezető völgyekkel. Ide tartozik a Jósvafői-fennsík, a Szelce-völgy és néhány kiszélesedett völgyfő (pl. Törőfej-völgy).

5. A karsztos erózióbázis szintjéig mélyült eróziós szerkezeti völgyek (Bódva-, Ménes-, Kecső-, Jósva-, Tóth-, Telekes-völgy).

### A terület legjellemzőbb felszínformái, karsztos formatípusai

A karsztvidék felszínének jellegét a részenként eltérő mértékben érvényre jutó karsztosodási folyamatok és az ezek következményeként kialakult karsztos formakincs határozza meg. A karsztos felszínformák – területünkön is előforduló – változatos csoportjait a szakirodalom sokféle szempont és szemlélet alapján, számos módon tipizálja. Az áttekintésünk megszabta területi keretek között a figyelmet a legjellegzetesebb és leggyakoribb karsztos felszínformákra összpontosítva vesszük számba a méreteik-genetikájuk szerint nagyon változatos geomorfológiai alakzatokat. Nagyobb részük mai megjelenésformájában lepusztító folyamatok eredményeként kiformalódott bemélyedés (negatív forma), vagy kiemelkedés (pozitív forma), de létrejöttükben több esetben szerepe volt a felhalmozásnak is.

#### *Karsztos kisformák – karrok*

A karbonátos kőzetek (mészkö, dolomit, márga) sziklafelszínén az oldhatóság és az oldódás helyi érvényesülése szerint változatos alakzatok keletkeznek, amelyeket összefoglalóan korróziós domborzati kisformáknak – *karrformáknak* – nevez a karszt-szakirodalom. Ide tartoznak azok az eredetileg más módon kialakult formai jelenségek (repedések, réteghatárok, aprózódási-töredezési felületek) is, amelyeket az oldás jellegzetesen átalakított. A karros formák a lejtőkön, síkokon, függőleges falakon való önálló megjelenés mellett legtöbbször megtalálhatók a karsztos közepes- és nagyformák felszínein is, mint azok formálódásának legközvetlenebb, átmeneti oldásos alakzatai. Területünkön a jól oldódó kőzeteken mindenütt jelen vannak a mm-es bemélyedéseket képező, sokszor csak nagyítóval látható, a legtöbbször alga-, gomba- zuzmó-bevonat alatt fellelhető *mikrokarrok*, de a szabad kőzetfelszíneken, a közvetlen légköri hatásokra kialakult *szabad karrok* és a legelterjedtebb, de kevésbé szembetűnő, talaj alatti *fedett karrok* is.

*Szabad karrok*: a területnek azokon a természetes állapotban is talajmentes, szabad sziklafelületein alakultak ki, amelyek a sziklafalak, tornyok, szakadékvölgy-lejtők, rétegféjek, víznyelők, források, barlangszádák általában meredek, vagy a karszt-fennsíkok maradványtetőinek, a töbrök közötti válaszó nyergeknek a vízszinteshez közel álló sziklalejtőin a szabadlégköri folyamatoknak – a lepelszerűen és csatornában lefolyó víz áramlási oldódásának, a rendszeresen lecsepegő vizeknek, a kőzetaprózódásnak – sok ezer év óta vannak kitéve. Itt a finom rovatkák, hornyok, a mélyebb csa-



tornák, oldásgödrök, a leghosszabb-legmélyebb hasadék-, repedés-karrok barázdái és a közöttük megmaradt gerincek, csúcsok változatos formái – egymásra is rátelepedve – kombinálódnak. Nem tartoznak az oldásformákhoz azonban az emberi tevékenység nyomán töredezett sziklák éles, hegyes, szögletes, vagy a dolomitos kőzetek cserepesen aprózódott felszínei, amelyek mechanikai hatások formáit viselik magukon (bányák, sziklafejtések, építkezések, útbevágások feltárásaiban).

*Fedett karrok:* a szabad sziklafelszínéknél sokszorososan nagyobb kiterjedésű, talajjal, málladéktakaróval fedett karbonátos kőzetszíneken a talaj alatti korrózió – átlagosan ötszörösen – erősebb tevékenysége eredményeképpen a szivárgó vizeket összegyűjtő hasadékok, bevágások, rétegtalálkozások szélesedése és a köztük lévő kőzetszínnek lekerekítődése jellemzi az oldásformákat. Az emberi tevékenység és az időnként fellépett gyors természeti változások – tektonikus mozgások, völgybevágódások, üregberogyások, klímaváltozások – következtében felerősödött, áthalmazódás, lejtős törmelékmozgás és talajerózió folyamatai tükröződnek a mikroformák képében. A karrok ki- és betakarása azok átfórállásával jár: gyakran ugyanazon a kőzetalakzaton a felszíni és talaj alatti karrtípusok váltják egymást. A terület lejtőinek túlnyomó részén előforduló, a málladékból kibukkanó, legömbölyítet, sima felületű sziklák, korábban beágyazott kőzetdarabok a kihantolás mai túlsúlyáról tanúskodnak. Nagyrészt ezek a kitakaró felszín hordozzák magukon a szabad és a fedett oldásformákat egymásmellettségükben, átalakulásukban mutató, látványos meredek karlejtőket, és a tetők karmezőit (pl. az Alsóhegyi-fennsík, a Haragistya-Nagy-oldal, az Aggteleki-fennsík D-i peremlejtői, a Ménes-, Jósua-, Baradla-völgy és mellékvölgyeik lejtői). Ezeken a felszíneken a lekerekített hasadék-, réteg-, csatorna- és csúcskarrok, az üreges- (odvas-) és gyökérrarok, továbbá az oldási aknák és kutak formái jellemzik a talaj alatti domborzatot.

A pleisztocén periglaciális szakaszaiban különösen nagy mennyiségben keletkezett aprózódott törmelék és a réteglapok vagy repedések mentén elvált karcsúcsdarabok többnyire a vörösföldes, rendzinás talajtakaróba ágyazódva, különböző mértékben korróziósan lekerekítődve főleg a lejtők alsó harmadát borítják.

#### *A karsztos vízelvezetés domborzati formái*

Azokat a felszínformákat soroljuk ebbe a csoportba, amelyek kifomálódásában a karsztkorrózióknak és a nyomában fellépő felszínközeli üregesedésnek, üregbeszakadásnak, megrogyásnak meghatározó szerepe van. Egyeseknél ehhez járul a lefolyó víz által magával ragadott hordalék koptató tevékenysége, és a karsztvíz kifolyások vízből kiváló forrásméző felhalmozódása is.

#### V í z n y e l ő k

Működésük szerint ilyen karsztjelenséghez tartoznak mindazon nyelőpontok, amelyeken a felületi vagy mederben mozgó vízlefolás koncentráltan, nyílt elnyelődéssel vagy a nyelőt kitöltő törmeléken való átszivárgással a karsztosodó kőzetbe kerül. A

nyelők kialakulhattak a karsztos felszín belső részein, vagy a határain, a fedettkarszt-nyíltkarszt találkozási vonalán is: ennek megfelelően formai megjelenésük változatos, sőt felszíni formáikat elrejtheti a hordalék- és talajtakaró, ezért alaki sajátosságokkal nehezen meghatározható formáknak minősülnek.

A terület víznyelői a fenti alaki változatosság mellett működés tekintetében is többfélék. Többségükben aszó jellegű vakvölgyek, vagy vízgyűjtők vizeit nyelik el, ugyanakkor működésük megszakadhat, vagy újraéledhet. Kapcsolódhatnak más karsztformákhoz (dolinához, zsombolyhoz, völgyhöz stb.), de a működés megváltozásával teljesen átformálódhatnak más karsztalakzattá (pl. töbörre, zsombollyá) is.

A terület legnagyobb befogadóképességű víznyelői a határontúli Pelsőcardótól Égerszögig húzódó „lefejeződési vonalon” sorakoznak a fedettkarszton kialakult zsákszerű aszóvölgyek és vízmosások végpontjain, ill. a nyíltkarszton a korróziós-dolinás szárazvölgyek kezdeténél. (Acheron-, Bábalyuk-, Zomborlyuk-, Kis- és Nagy-Ravaszlyuk-, Nagy-völgyi-, Bibic-töbri-nyelő stb.), de kisebb víznyelő-sorozatok jellemzik a többi nyíltkarsztos terület határán, a magas helyzetű „nemkarsztos” közetpázták és a karszt érintkezési vonalait is. Számos víznyelő viszont szórt elhelyezkedésű, főleg a mai nyíltkarszt belsejében (*l. ábra*).

### T ö b r ö k

A szakirodalomban többnyire dolinának nevezett, eredeti alakjuk szerint zárt, kör alakú vagy ovális karsztmélyedések számos működésbeli és formai altípusa közül a területen az oldásos töbrök változatai fordulnak elő az adott területre „korróziós érettségének” megfelelő arányban. Mai működésük közös jellemzője, a viszonylag kis térszínre összpontosult mélybeszivárgás, amely jelentős oldott és kisebb mennyiségű oldhatatlan közetanyag szállításával jár együtt. Ebből következik, hogy a töbröképződés megindulását mélybeli horizontális vízvezető rendszer kifejlődése kellett, hogy megelőzze. A dolinakutatás új megállapításaival összhangban azt tapasztalhattuk a területen, hogy a kifejlett töbrök 20°-nál nem meredekebb lejtőkön, egyenlőtlenül eloszlott repedéshálózatú, jól oldódó, főként triász korú kőzetfelszíneken jöttek létre. A korábbi domborzati, felszínfedettségi, hidrográfiai viszonyok szerint kialakult töbröképződések tovább fejlődését elősegítette a fokozódó beszivárgási korrózió, a talaj hatás és ezek eredményeként a beszivárgási csatorna hatósugara körkörösén megnövekedett. A mélyülést elősegítette a karsztvízszint süllyedése és a töbrőben felhalmozódó málladék a korróziót fokozó bogén hatással. Vastag töbrökítőltés esetén a mélyülést felválthatta az oldalazó korróziós szélesedés, tálasodás, a töbrő aljzatának planációja. A töbrő terjeszkedését azonban esetenként korlátozta a szomszédos mélybeszivárgási helyek távolsága (a töbrő vízgyűjtőjének mérete), a közettulajdonságok alakulása, a beszivárgó víz mennyisége, a lejtőkről behordott dolinakítőltés vastagodása. Az oldalazó korrózió lealacsonyította a töbrök közötti választógerinceket: a dolinák összeolvadása, dolinafészkek kialakulása, uvalásodás, karsztos vakvölgyek kifejlődése következhetett be. Ez a változatos korróziós felszínalakulás – amelyet a felszín magassági és mozgás viszonyai, valamint a mélységi hidrográfia, a hidraulikus esés változásai is befolyásoltak – ered-

ményezte az oldásos töbrök ma tapasztalható változatosságát, az egymás közelében kialakult dolinák morfológiai különbözőségét (*l. ábra*), a területegységre jutó töbrök gyakoriság számszerűen is kifejezhető eltéréseit. Általánosságban megállapítható, hogy a fedettkarszt szomszédságában, alacsonyabb karsztosodási szinttájban kialakult töbrökre napjainkban az allogén karsztok (a terület Ny-i, DNy-i részén), a fedettkarszttól már régebben elszakadt, magasabb szinttájba került töbrökre az autogén karsztok (a terület É-i, ÉK-i, K-i részén) dolinafejlődési viszonyai jellemzők (JAKUCS L. 1964, 1971; BÁRÁNY-KEVEI I.–MEZŐSI G. 1984).

A morfológiai vizsgálatok kimutatták, hogy a dolinák sok esetben részaránytalanok, amiben tükröződik a negyedidőszaki korróziós fejlődés kitettséggfüggése; sok esetben pedig a szimmetriatengely mentén megnyúltak, amiben az uralkodó törés és repedésirányok jutnak kifejezésre.

Az oldásos töbrök gyakran kapcsolódnak korábbi eróziós, ma már korróziós szárazvölgyekhez: így alakultak ki a dolinasorok, de a többi töbrő látszólagos szórt elhelyezkedése is a karszt belső hidrográfiai irányai szerint meghatározott. Másrészt a töbrök magukban foglalnak náluknál kisebb terjedelmű karsztformákat is (víznyelők, zombolyok, karrok), bizonyítva a korróziós formák egymással való szoros genetikai kapcsolatát és azt, hogy a különböző oldásos formátípusok ugyanazon korróziós folyamat – a korróziós tényezők helyi működésétől, erősségétől függő – megjelenésformái.

Az Aggteleki-karszt határon túli folytatásán, a Szilicei-fennsíkon szórványosan más dolinatípusok (pl. szakadéktöbrök) is előfordulnak. Valószínűsíthető, hogy ezen a területen is kifejlődtek eltérő dolinaformák kezdeményei, de – ha voltak ilyenek – mára elvesztették jellegüket és oldásos töbrökké alakultak. Feltételezhető továbbá, hogy a fedettkarsztos térszín némely zárt mélyedésében nem karsztosodó fedőképződmények alatti, szuffóziós dolinasodás folyamatai mennek végbe, de ezek feltárására további kutatások szükségesek.

### Karsztos vakvölgyek

A dolinák közti választógerinceket esetenként elfedő töbrökkitöltő málladék korróziós degradációt fokozó hatására a választógerincek lealacsonyodnak, megrogynak, a töbrök töbrőfészkekké, egy vagy több irányban megnyúlt vakvölgyekké alakulnak, amelyek hossz tengely irányú mérete több száz méter is lehet. A vakvölgyek – uvalák – jellemzője, hogy az őket tagoló sziklagerincek (választógerincek) felszíne a vakvölgy peremi részénél alacsonyabb, sőt a bennük helyet foglaló töbrök összeolvadása gyakran olyan mértékű, hogy a vakvölgy fenéktérszínét borító vörösföld azokat elfedve, egyenletes, elnyúlt, lapos mezőt (lápa) képez.

Az uvalák megnyúlásának iránya a karsztos alapközet fokozott szivárgási-oldódási zónáját mutatja, így közvetve kirajzolódik a kőzet uralkodó hasadék rendszerének vonala is. Ahol a meghatározó hasadékrendszerek keresztezik egymást, a töbrő-összeolvadás is több irányban megy végbe, az itt kialakuló vakvölgyek elágazók lehetnek, ezeket nevezhetjük töbrőfészkeknek is.

A vakvölgyek kiegyenlítődő fenéktérszínén időszakosan kialakuló vízlevezetés nyílt vagy rejtett nyelőkben a mélység felé lefejeződik: ilyen helyek folytatásában karsztos üregrendszerek sejthetők. A fejlett, hosszú uvalák működésbeli és alaki hasonlóságot, rokonságot mutatnak a terület karsztos szárazvölgyeivel és ezen formák közötti átmeneti alakok is felfedezhetők a területen.

### T ö b ö r s o r o s k a r s z t o s s z á r a z v ö l g y e k

Több egymást váltó, kialakító folyamat – erózió, korrózió, periglaciális felszínformálódás – munkájának eredményeként létrejött völgyszerű mélyedések, amelyekben vízfolyás nincs. Aljukat, lejtőiket változatos korróziós formák, többnyire oldásos töbrök (sortöbrök) és vakvölgyek tagolják. Fejlődésük korábbi szakaszában kialakító szerepe volt az időszakos, vagy állandó vízfolyásoknak, amelyek a korábban is nyíltkarsztos részeken – a felszínhez közeli karsztvízszint mellett – felszíni korróziós–eróziós mélyítést végeztek, vagy a fedettkarsztos részeken normális eróziós mélyítéssel kiformált völgyeiket átörökítették a karbonátos kőzetekre. A későbbiekben ezen időszakos vagy állandó vízfolyások sorozatos mélységi lefejeződéssel áttevődtek a karsztosodó kőzet-tömegek belsejébe és különböző mértékben kimélyült völgyeikben, vápáikban a korróziós formaképzés jutott kizárólagos érvényre. A fenti folyamatok körülményei, érvényesülésük időtartama szerint megkülönböztethetők a karsztosodó szárazvölgyek változatai, amelyek térben is elkülönülve, fellelhetők a karszt területén. Mai kialakulásuk jól megfigyelhető a nyíltkarszt-fedettkarszt találkozási sávjában a terület DNy-i részén, ahol az Aggteleki-fennsík folytatása a fedettkarsztos dombság alá süllyed és az utóbbi kisvízgyűjtőinek időszakos lefolyása az általános itteni lejtésviszonyoknak megfelelően a nyíltkarszt felé halad, majd a „víznyelővonalon” a nyíltkarszt barlangjárataiba (Baradla-, Béke-, Szabadság-barlang) kerül. A hosszabbodó, de már hosszú idő óta vízfolyásmentes nyíltkarsztos völgyszakaszokon (Baradla-, Mész-, Hideg-völgy) a batükaptúrás víznyelőkől átalakult sordolinák iskolapéldái alakultak ki, amelyek fejlődésében teljes mértékben érvényre jut a biopedogén talaj hatás.

A dolinás szárazvölgyek más változatai – a rövid eróziós kezdeti fejlődésszakaszukon már régen túljutva – a kiemeltebb helyzetű, magasabb fennsíkokon (Szilasi-, Derenki-fennsík, Haragistya, Nagy-oldal), vagy a közbülső magassági szintben elhelyezkedő Szinpetri–Szögligeti-karsztfennsíkon az előbbiektől részben különböző korróziós formákat foglalnak magukban.

A hosszú idő óta kiemelt, az autogén karsztfejlődés körülményei között formálódó fennsíkok sordolinás szárazvölgyei általában sekély mélységűek, völgyjellegük alig rajzolódik ki; inkább csak lapos vápákban sorakoznak az oldásos töbrök. A fennsíkok peremei a szinklinális szerkezetnek megfelelően magasabbak a szinklinális tengelyvonalában fekvő belső részekenél, ezért valószínű, hogy a wettersteini mészkő igénybevételenek irányában létrejött uralkodóan ÉÉNy–DDK-i vetők és a rájuk merőleges keresztvetők vonalain kialakult völgyek, eróziós fejlődési szakaszukban a peremi kiemelkedések felől a fennsíkok belseje felé vezették a vizet, amely ott a víznyelőkön át a mélybe bukkott. Véleményünk szerint az eróziós fejlődési szakaszuk rövid ideig tartott,

vagy egészen elmaradt, csak a korróziós völgymélyülés alakította ki az aszóvölgyszerű mélyedéseket, amelyek a nyíltkarszt járatrendszerének – a repedések kereszteződésénél erőteljesebb – tágulása során kialakult nyelőkben lefejeződtek és a többszörös színtereivé váltak. A nagyobb – és talán gyorsabb – tektonikus emelkedés és a karsztvízszint nagyobb mértékű alászállása következtében ezen völgyek-völgykezdemények víznyelői zombolyokká alakultak, amelyek jelentős számban találhatók területünkön (Alsó-hegy). A kezdeti dolinasodás szűkítette a víznyelőkhöz tartozó karsztfelszín kiterjedését és azok működését is visszaszorította. A bio-pedogenetikus töbörfejlődés uralta szárazvölgyszakaszokon ily módon a zombolyok egy része is megakadt működésében és a töbörálfalatok túlmélyültek azok felszínre nyílásához képest. Egyúttal az oldalozó töbörfejlődés a szárazvölgyek alakját is módosította, az érintetlen felszínrészleteken pedig új korróziós mellékvölgyecskék is kialakultak.

Az eróziós–korróziós szárazvölgy fejlődés részfolyamatainak különböző módon megnyilvánuló kölcsönhatása általában rövidebb és esetenként csak dolinasoros vápának nevezhető szárazvölgy-kezdeményeket alakított ki a közbülső szinttájban, a Szinpetri–Szögligeti-fennsíkon. Ettől is különbözik a megzökent Jósmafői-fennsík dolinas bemélyedésrendszere, ahol a fennsík középső részén a korróziós felszínalakulás átadta helyét a megújult eróziós folyamatok révén bevágódott vízlevezető völgyeknek (Nagy- és Kis-Tohonya-völgy).

### Vízlevezető völgyek

A különböző kőzetekből álló térszíneken a vízlevezető – esetenként eróziós, máskor eróziós és felszíni-korróziós folyamatokkal fejlődő – völgyek számos változata fordul elő. Működés alapján megkülönböztetett fajtáik ugyanazon völgy egy-egy szakaszán is változhatnak egymást.

A karsztfennsíkok 20 °-nál meredekebb belső lejtőin előfordulnak rövid a szárazvölgyekbe, uvalákba torkolló völgszerű mélyedések, *karsztos aszók*, amelyek a nagy intenzitású csapadékok lefolyó vizét nyelőkhöz vezetik és a felszíni korrózió legfontosabb színterei. Ívelt aljzatukon újabb nyelőpontok és töbörkezdemények, vagy függődolinák fejlődnek, amelyekben felhalmozódik az utóbbi évszázadokban megerősödött talajlehordás laza üledékanyaga. A fennsíkperemek és a kiemelt karsztos sasbérccek hosszú, meredek lejtőibe a lejtésirányváltozások szerint elágazó, hátravágódó *eróziós–korróziós aszóvölgyek* mélyülnek, felső szakaszuk néha beréseli a fennsíkperemet és hátratulja annak vonalát, vagy magához kapcsolja a karsztplató felszínének egyes részleteit. A fenti módon keletkezett völgyekkel teljesen összesabdalt, karsztos platójelleget elvesztett, lepusztított felszín *eróziós vízlevezető völgyei* általában a karsztvízszintet megcsapoló forrásoktól indulnak. A folyamatosan működő forrásokat hordozókban állandó vízfolyás vágódik a völgytalpba, a völgyoldalak helyenként kanyonszerűen összeszűkülnek, de néhány völgyben a forrásméző kiválás lapos, egyenletes felhalmozódási formái is megjelennek (pl. Bolyamér-, Kopolya-, Telekes-völgy). Ebbe a csoportba tartoznak a Ménes-, Jósfa-, Telekes-patak mellékvölgyei, a Rét-patak balol-

dali mellékvölgyei, valamint a Szalonnai-karsztot tagoló völgyek, főleg a középső és alsó szakaszukon.

A fedettkarsztos, ill. nemkarsztosodó kőzetekből felépült felszínek *eróziós–deráziós völgyei* részben aszimmetrikus keresztmetszetűek, völgyfők helyenként típusos, lejtős tömegmozgásokkal formált deráziós völgyekre, máshol a laza üledékbe mélyen bevágódó vízmosásokra ágaznak szét (Szuha-, Csörgő-, Imola-patak völgye stb.).

### V í z m o s á s o k

Jellemzően mindig laza, nemkarsztosodó kőzetek meredek felszíneibe bevésődő, általában „V” keresztmetszetű, ritkábban néhány m-es szélességben lapos talpú mélyedések, amelyek időszakos vizüket a völgyekbe, vagy a karszt víznyelőibe vezetik. A környezetükhöz képest viszonylagos emelkedésben lévő lejtőkön hátravágódnak. A vízmosások egy része az emberi tevékenység (útbevágások, legeltetés, erdőirtás) következtében jelent meg az elmúlt évszázadokban. Közéjük tartoznak a nyíltkarsztos felszínek kihantolódó formáit gyarapító, a vörösföldtakaróba mélyülő kisvízmosások (pl. a Vörös-tó környékén) is.

### K a r s z t o s s z u r d o k ( s z a k a d é k ) - v ö l g y s z a k a s z o k

Ezek általában nem önálló völgyek, hanem a szerkezeti vonalakon, a sasbércek és fennsíkok peremén kialakult völgyek meredek, sokszor függőleges falú, a források szintjében vagy annál alacsonyabban fekvő szakaszai. Egy részük korábbi fejlődésében a karsztos járat- és üregbeszakadásnak is szerepe lehetett. Meredek – esetenként túlhajló – lejtőiken karsztos kisformák (karrok, forrásüregek, tornyos alakzatok stb.) ülnek, völgytalpukon jellemzők a karsztpatakok oldási és felhalmozódási (forrásmészkö) formái, falaik a mai klímaviszonyok között aprózódással hátrálnak. Ilyen attraktív eróziós-korróziós szurdokvölgyszakaszok sorakoznak a Telekes-, Jósua-, Ménes-völgyben, mellékvölgyeikben (pl. a Kecső-, Tohonya-, Lófej-, Mocsolya-patakok völgyében), de ilyennek tekinthető a Bódva-völgyének a Telekes-oldal és a Csipkés-hegy közti szakasza is.

### E r ó z i ó s s z e r k e z e t i v ö l g y e k

A földtani szerkezetek jellemző vonalai: a törésvonalak, az antiklinális- és szinklinális-tengelyek, a takaró- és pikkelyhatárok, az eltolódások vonalai, esetenként a képződményhatárok is szerepet játszottak a különböző völgytípusok futásának kijelölésében. Ebbe a csoportba azok a – többnyire nagyméretű – völgyek tartoznak, amelyek kimélyülésében a szerkezeti tulajdonságoknak meghatározó jelentősége volt. Ezek a völgytalpukon állandó vízfolyásokat – Bódva, Ménes-, Kecső-, Jósua-, Rét-, Telekes-patak stb. – vezető völgyek a terület kisvízeinek és aszó jellegű vízlevezetésének a helyi

erózióbázisai. Ezt geomorfológiailag jelzik az egymásba torkollásoknál, ill. a mellékvölgyek torkolatainál kialakult lapos hordalékkúpok is (1. ábra).

Bár a karsztos fennsík, sasbércek között mélyült szerkezeti völgyek a durva hordalék kis mennyisége, vagy hiánya miatt általában terasztalanok, a legjelentősebbek egyes szakaszain - a Bódva-völgynek a Szögliget környéki részén a III. sz., a Perkupa alatti részen a II. sz. terasz, a Jósua-völgyben a Jósvafő–Szinpetri községek közti szakaszon pedig törmelékből és szálban álló kőzetből kiformált-teraszok figyelhetők meg.

A szerkezeti völgyek egyes szakaszain a völgymélyítő, hátravágódó, oldalozó eróziót elősegítő különböző szerkezeti adottságok jelennek meg. A *Bódva-völgy* peremeit takaróhatárok, törésvonalak, a vízszintes eltolódások jelölik ki. A *Ménes-völgy* É-i lejtője takaróhatár, D-i lejtője többnyire pikkelyhatár, a törésvonalak a völgyet többször keresztezik és számos mellékvölgyének vonalát határozzák meg. Az antiklinális tengelyvonalába mélyült *Kecső- és Jósua-völgy* pikkelyhatárokat, törésvonalakat követ, az utóbbi völgyfőjében vízszintes eltolódás – amely a *Tohonya-völgy* alsó szakadékos szakaszát és a szemben fekvő *Kajta-völgyet* is kijelölte –, kettős pikkelyhatár és törésvonal is kereszteződik. Ezek a szerkezeti elemek is közrejátszottak a felszín alatti karsztvízáramlás pályáinak, a nagy barlangok végső szakaszainak preformálásában, amelyek folytatásában itt a helyi karsztos erózióbázis szintjén nagy hozamú karsztforrások egyesült víztömege indította el a Jósua-völgy eróziós kimélyülését. Mellékvölgyei – legalább részben – a keresztező törésvonalak mentén mélyültek (Mély-, Bolyamér-, Nagy-Kopolya-, Almás-, Keskeny-, Szövetény-, Parozsa-völgy stb.). A *Telekes-völgy* szurdok-szakaszai törésvonalak, mellékvölgyei kereszttörések mentén formálódtak, a *Tóth-völgy* középső részét pikkelyhatár és törésvonal jelölte ki. Általában sasbércek közti törésvonalakon, esetenként eltolódási vonalakon, vagy pikkelyhatárokon mélyültek a Szalonnai-karszt eróziós völgyei is.

#### *Összetett kifejlődésű karsztformák, formaegyüttesek*

### Z s o m b o l y o k

Ezek függőleges aknabarlangok (esetenként vakkürtök), amelyek kialakulási folyamata a hazai barlangtani szakirodalom régi, egészében máig megoldatlan kérdése. Nagy többségüket területünkön az Alsóhegyi-fennsík Szögliget–Komjáti községek vonala közti, középső részén tárták fel, de nagy számban ismertek ezen felszínrészlet határon túli, szlovákiai folytatásában is. Genetikai szempontból fontos, ismert tulajdonságaikat legteljesebben KÓSA A. (1992) foglalta össze: kis területen, nagy sűrűségben előforduló formák, függőleges rétegzettségű kőzet tektonikus hasadékaiknak valószínűleg korrózió által aknává tágított üregei, amelyek alja nem torkollik horizontális barlangba és felső kürtőjük gyakran nem éri el a felszínt, sőt a felszínre nyíló szádaja is valószínűleg a felszíni lepusztulás során került napfényre. Felszíni vízgyűjtőjük alig van, nem működnek víznyelőként, legtöbbször töbrök felső harmadában szájadzanak a felszínre. Vizsgálataink szerint az Aggteleki-karszt eddig megismert zsombolyai vala-

mennyi típusos esetben középső- és felsőtriász vastagpados mészkőben, főleg wettersteini, ritkábban hallstatti lagunafációs üledékében található. Ott, ahol ezen kőzetek vagy az alattuk elhelyezkedő idősebb kőzetek törésvonalai, vagy keresztezéseik sejthetők. Ez a közettömeg a wettersteini karbonátplatform megsüllyedése során ún. húzásos tektonikus mozgásokkal a felsőtriászban (karni emelet) meghasadozott és a klippesedés (pikkelyesedés) során elvonszolódott, miközben kialakultak az ÉÉNY–DDK-i és a harántirányú vetővonalak.

A zombolyoknak csak a felszínre torkolló, néha garatszerű, máskor elszűkülő, vagy eltömődött nyílása nevezhető felszínformának. Teljes genetikai folyamatukat a felszíni formák között nem részletezve, véleményünket úgy összegezhettük, hogy a mai felszindomborzattól teljesen eltérő körülmények között, a negyedidőszaki formák (töbrök, uvalák, töbörösoros vápák) kialakulását megelőzően már létrejöttek a zombolyok alapvető alakzatai és a fiatal karsztosodás csak továbbformálta azokat. Kialakulásukban lényeges szerepe volt a gyors emelkedésnek, a karsztvízszint süllyedésnek és a közeli erózióbázis (Bódva-völgy) bemélyülésének is. Az aknabarlangok felszínre nyílását minden valószínűség szerint befolyásolhatta a karsztfelszín nem oldódó málladéktakarójának (vörösföldek) a szivárgási korróziót fokozó hatása (talajhatás) is. A zombolyvíz-nyílások és a mai felszínformák elhelyezkedési viszonyait a felszínalaktani térkép mutatja (1. ábra).

### Karsztfennsíkok

A karsztfennsíkok az Aggteleki-karszt legkiterjedtebb nagyformái, amelyek elterjedtsége alapján, az ide tartozó karsztfelszínnek túlnyomó része – a szlovákiai karsztfennsíkokkal együtt – a *fennsíkkarsztok–platókarsztok* genetikai típusába sorolható.

A platókarsztokat általában a kiemelt helyzetű, hegységi viszonylatban egyenletes felszínnek jellemzik, amelyeket meredek lejtőjű éles perem szegélyez. A fennsíkokat elválasztó mélyedések többnyire szűk keresztszelvényű szakadékvölgyek vagy törésmenti meredek lejtőjű medencék és völgymedencék.

A terület fennsíkjai – az ősföldrajzi fejlődésment korábbi szakaszában egységes, általánosan enyhén (~ 5°) KDK-felé hajló – miocén végi (pannóniai emelet) kiegyenlített felszínnek pediplanációval kifejlődött, a neotektonikus szakaszban önálló mozgásokkal elvált, különböző magasságba emelkedett és meredek peremek mentén nagyjából völgyekkel határolt, de a D-i részeken a fedettkarsztba simuló nagyformái, amelyek a karsztos közép- és kisformák többségét hordozzák és eltérő magasságokban helyezkednek el.

Hegyráji helyzete alapján elkülöníthető a Lófej-völgygel csak részben elválasztott Haragistya és Nagy-oldal (átlagosan 500–600 m a tszf.) fennsíkjá, a Ménes-völgy–Bódva-völgy határolta Alsóhegyi-fennsík (átlagosan 500–550 m a tszf.), a magasabb Szilasi- és az alacsonyabb Derenki-fennsíkrésszel, a Ménes-völgy, Szelce-völgy és a Jósua-völgy baloldali mellékvölgyeinek völgyfői között fekvő Szinpetri–Szögligeti-fennsík (átlagosan 400 m a tszf). A Kecső-völgy és a Jósua-völgy felé peremmel végződő, D-en a fedettkarsztba átvezető Aggteleki-fennsíkhhoz (400–450 m a tszf.) szorosan



kapcsolódik az Égerszög környéki karsztfelszín, de a kis kiterjedésű Teresztenyei-fennsík (átlagosan 350 m a tszf.) már szerkezetileg is különálló terület, amelyet D-en szintén a fedettkarsztos pannon-pliocén dombság, K-en a nem kifejezetten karsztosodó Galyaság felszíne vált fel.

Néhány domborzati forma (töbör, töbör) megjelenése azt mutatja, hogy a fennsíkokra jellemző alaktani vonások jelen vannak a Haragistya, Nagy-oldal, Szinpetri-karszt és az Aggteleki-fennsík között elhelyezkedő lezökkent területen is, amelyet ezért nevezhetünk Jósvafői-fennsíknak is. Lényegében azonban ez a felszín alakulását illetően már nem tartozik szorosan a karsztfennsíkok sorozatába, hanem esetleg a polje-fejlődés egy szakaszán is átment, átalakulóban lévő karsztfelszínnek kell tartanunk.

A kiemelkedés és völgybevágódás ellentétesen ható folyamatai a fennsíkdarabok épen maradt felszínei és a meredek lejtők között fennsíkeremeket alakítottak ki, amelyek a legtöbb esetben élesen kirajzolódnak a karsztos platóhatárokon, máshol a korrózió-erózió által tompított, lekerekített formák sejtetik a fennsík határokat (*1. ábra*).

Az eredetileg egységes, gyengén tagolt karsztplanina ma már elkülönült fennsíkjai domborzatilag sajátos vonásokat is hordoznak, amelyek legszembevetőbbben az eltérő korróziós formátípusokban jutnak kifejezésre.

#### IRODALOM

- ÁRKAI, P.–KOVÁCS, S. 1986. Diagenesis and regional metamorphism of the Aggtelek–Rudabánya Mts. – *Acta Geol. Hung.* 29. 3–4. pp. 349–373.
- BALOGH K. 1942. Szilice környékének földtani viszonyai. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1941–42.
- BALOGH K. 1948. Adatok a Gömör–Tornai Karszt geológiájához. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. B.* (beszámoló a vitaulésekről X. 1–5.) 10. pp. 107–129.
- BALOGH K. 1948. Rudabánya környékének földtana. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1948.
- BALÁZS D. 1994. A csepegő kövek igézetében. – *Érd.* 124 p.
- BÁRDOSSY GY. 1982. Karsztbauxitok. – Akad. Kiadó, Bp. 480 p.
- BIDLÓ G.–MAUCHA L. 1964. A Jósvafő környéki karsztüledékek vizsgálata. – *ÉKME Tud. Közl. Bp.*
- BORKA ZS. 1987. Gutensteini Formáció. – In: LESS GY.–SZENTPÉTERY I. (szerk.): *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana.* – Kézirat, Orsz. Földt.–Geofizikai Adattár. pp. 266–277.
- BYSTRICKY, J. 1964. Slovensky kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. – *Ústr. Úst. geol. Bratislava.* 204 p.
- CHOLNOKY J. 1930. Az aggteleki cseppkőbarlang története. – *Magyar Földrajzi Évkönyv, Bp.,* 1930.
- CSILLAG P. 1954. Jelentés a Bükk-hegység délkeleti és északkeleti peremvidékén és Aggtelek–Jósvafő környékén végzett földtani térképezési munkákról. – Kézirat, Orsz. Földt.–Geofiz. Adattár.
- DÉNES GY. 1967. Az Alsó-hegy magyarországi részének geomorfológiai térképezése és hidrológiai vizsgálata. – Kézirat, Orsz. Földt.–Geofiz. Adattár.
- FOETTERLE, F. 1869. Vorlage der geologischen Detailkarte des Umgebung von Torna und Szendrő. – *Verh. geol. Reichsanst.* 7. pp. 147–148.
- GAÁL, L.–MELLO, J. 1983. Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti Silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe. – *Miner. Slov.* 15. 4. pp. 303–330.

- GRILL J. 1987. Júra képződmények; Hegység szerkezet. – In: LESS GY.–SZENTPÉTERY I. (szerk.): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Kézirat, Orsz. Földt.–Geofiz. Adattár, pp. 645–726, 888–953.
- GRILL J. 1988. A Rudabányai-hegység júra formációi. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1986. pp. 69–103.
- GRILL J. 1989. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1987. pp. 411–432.
- GRILL J.–KOVÁCS S.–LESS GY.–RÉTI ZS.–RÓTH L.–SZENTPÉTERY I. 1984. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. – *Földt. Kut.* 27. 4. pp. 49–56.
- GYURICZA GY. 1987. Pannóniai és pliocén. – In: LESS GY.–SZENTPÉTERY I. (szerk.): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Kézirat, *Magy. Áll. Földt. Int. Adattár*, pp. 811–859.
- JAKÁL, J. 1975. Kras Silickej Planiny. – Vyd. Osveta, 145 p.
- JAKUCS L. 1953. A Békebarlang felfedezése. – Bp. 94 p.
- JAKUCS L. 1956. A barlangi árvizekről. – *Földr. Közl.* 80. 381 p.
- JAKUCS L. 1956. Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfológiájához. – *Földr. Közl.* 80. 25 p.
- JAKUCS L. 1964. Geomorfológiai problémák az Észak-Borsodi-karsztvidéken. – *Borsodi Földrajzi Évk.*, Miskolc, 5. köt.
- JAKUCS L. 19. A karsztok morfológiája. – Bp. 310 p.
- JASKÓ S. 1933. Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör–Tornai-karsztvidék délkeleti részében. – *Földr. Közl.* 57. 245 p.
- KESSLER H. 1934. Feltáró kutatások a gömör–tornai barlangvidéken. – *Turistaság és Alpinizmus.*
- KESSLER H. 1937. A Kopolya-zsomboly. – *Földr. Közl.* 81.
- KORDOS L. 1974. Az Esztramos barlanggenetikai, hegység szerkezeti és üledékföldtani vizsgálata. – *Karszt és Barlang*, 21 p.
- KOVÁCS S. 1979. A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. – *Őslénytani Viták* 24. pp. 33–58.
- KOVÁCS S.–LESS GY.–PIROS O.–RÓTH L. 1988. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász formációi. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról pp. 19–43.
- KÓSA A. 1992. Nyolcvan év az Alsó-hegyen. – *Karszt és Barlang* I.–II. 9 p.
- LÁNG S. 1943. Karszthidrológiai megfigyelések a Gömör–Tornai-karsztban. – *Hidr. Közl.* 23. 38 p.
- LÁNG S. 1949. Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. – *Hidr. Közl.* 29. 66 p.
- LÁNG S. 1955. Geomorfológiai tanulmányok az Aggteleki-karsztvidéken. – *Földr. Ért.* 4. 1 p.
- LEÉL-ÓSSY S. 1953. Geomorfológiai és hidrológiai vizsgálatok a Szalonnai-karszton. – *Földr. Ért.* 2. 323 p.
- LESS GY. 1987a. Tornai-sorozat; Bódvarákói-sorozat; Hídvégardói-sorozat; Ösföldrajz és fejlődéstörténet. – In: LESS GY.–SZENTPÉTERY I. (szerk.): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Kézirat, Orsz. Földt.–Geofiz. Adattár, pp. 56–109, 153–189, 190–222, 954–1072.
- LESS GY.–SZENTPÉTERY I. 1987. Áttekintés. – In: LESS GY.–SZENTPÉTERY I. (szerk.): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Kézirat, Orsz. Földt.–Geofiz. Adattár, pp. 25–34.
- LESS GY.–GRILL J.–GYURICZA GY.–RÓTH L.–SZENTPÉTERY I. 1988. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. M = 1:25 000. – *Magy. Áll. Földt. Int. kiadványa.*
- MÁRTONNÉ SZALAY E.–MÁRTON P.–LESS GY. 1987. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász utáni rotációja paleomágneses vizsgálatok alapján. – *Magy. Geofizika* 28. 1. pp. 1–19.
- MELLO, J.–MOCJM, R.–PLANDEROVÁ, E.–GAÁL, L. 1983. Nové stratigrafické poznátky o meliatskej skupine. – *Geol. Práce, Správy*, 79. pp. 55–81.
- MAZUR, E. 1973. Slovensky Kras. – *Spec. Issue of the VI. Int. Speleological Congr. in CSSR.* 117 p.
- MEZŐSI G. 1984. A Sajó–Bódva köz felszínfejlődése. – *Földr. Ért.* 181 p.
- MÓGA, J. 1997. Geomorphology and drainage of the S-Gömör–Torna karst region in view of an environmental hazard. – *Zeitschrift Geomorph. Suppl. Bd. 110.* pp. 255–261.
- SÁRVÁRY I. 1970. A zsombolygenetika kérdéseiről. – *Karszt és Barlang*, 1. pp. 5–16.
- SÁSDI L. 1990. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. – *Karszt és Barlang*, 3 p.

- SZENTES GY. 1964. A Bódvaszilas környéki karszterület genetikai kérdései. – *Karszt és Barlang*, 21 p.
- ZÁMBÓ L. 1970. A karsztvörösmartyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt DNY-i részén. – *Földr. Közl.* 94. 281 p.
- ZÁMBÓ L. 1986. A talaj-hatás jelentősége a karszt morfológiai fejlődésében. – *Kand. ért. Kézirat*. Bp.
- ZÁMBÓ L. 1998. Az ANO felszínalaktani jellemzése. – In: BARROS G.: *Az Aggteleki Nemzeti Park*. pp. 70–117.

## GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF THE AGGTELEK KARST REGION

by *L. Zámbo*

### S u m m a r y

From the structural viewpoint the Aggtelek Karst Region is a predominantly uncovered karst surface mainly situated in the zone of lower mountains contacting with the inner range of the Northwestern Carpathians but partly extending to the basin. The present topography is a result of a long paleogeographic evolution, processes of which played an direct or indirect part in shaping of the actual relief. The present-day landforms do not coincide everywhere with the geological structures. Karstification processes characteristic of the overwhelming part of the surface have been made possible by a Triassic sequence, deposited in various facies (Szilice, Melléte, Torna) of different formations on carbonate platforms and sediment traps and liable to the development of forms of relief modelled by water solution. Of the surface rocks limestone strata of Steinalm and Welterstein formations should be mentioned which had developed under shallow marine conditions, are easily soluble and produce large-size cavities.

Systems of primary fissures of tectonic origin resulted from the overthrust of the Szilice Nappe, the movement of the Bódva Nappe and deformations of the Cretaceous folded and faulted structures and they, together with cracks of different orientation and size produced by later tectonic movements, present the second basic condition for karstification. These phases of macro- and microtectonic movements in the area of the Aggtelek and Rudabánya Mountains were represented by horizontal displacements that occurred during the Oligocene and Miocene, shearings, collisions, clippings. By the second half of the Miocene the territory had turned into low-lying sea-coast where initial karstification took place under subtropical climatic conditions. Movements of uplift starting with the Pliocene and accelerating by the end of that age and having repeated during the Quaternary in several phases led to the modification and intensification of karstic processes, causing the zone of infiltration to deepen within the karstified formation and to the appearance of a phreatic zone permanently saturated with water and of a changing water table and of hollows in an embryonic state which had subsequently turned into large caves and systems of cavities.

Surfaces of karstifying rocks are partly covered karsts from where the atmospheric precipitation and alluvium flowing to the carbonate surfaces at lower altitudes led to the formation of allogenic (B type) karstic forms on uncovered karsts. Along the dividing lines between covered and uncovered karsts a series of sink holes and captures developed. Rows of dolines emerged in the 50–100 m deep valleys, demonstrating corrosional sink hole and uvala formation typical of the exhumed surfaces of uncovered karst instead of erosional valley formation characteristic for the covered karst.

Higher situated surfaces of uncovered karst, i.e. the genuine (in orographic sense) karst plateaus have been developed as autogenic (A type) karsts paleogeographically. To sum up: the most characteristic landforms of the Aggtelek Karst Region are the followings:

- a) karstic microforms: free karsts, covered karsts,

- b) landforms of the karstic water conduit: sink holes, dolines of solution, uvalas, karstic dry valleys with row of dolines, draining, erosional (tectonic) karstic gorges and gullies,  
c) intrinsic ensembles of landforms: karstic plateaus (planinas)

Translated by L. BASSA

### Helyreigazítás

A Földrajzi Értesítő 1997. évi 3–4. füzetében publikált *Horváth Gergely et al.: A Medves c. tanulmány több helyen hibás adattal, ill. félreértésekre okot adó elírással jelent meg, amiért olvasóink szíves elnézését kérjük.*

A helyes adatokat, ill. javított szövegrészeket az alábbiakban közöljük:

– a 223. oldal utolsó bekezdésében a törésvonalak csapásirányai helyesen: 330–150° és 210–30°;

– a 224. oldalon az ábraalírás utolsó szava helyesen: térképe;

– a 233. oldalon az 5. ábra magyarázójában a jelkulcs 3. és 5. pontjának helyes értéke > 300 m, a 14. ponté > 20 m. A jelkulcsból sajnálatos módon hiányzik az ábrán vastag vonallal szereplő antropogén elemek (bányafalak, meddőhányók) jelölésének rajzi formája;

– a 235. oldalon a 6. ábra jelkulcsa helyesen: 1 = aktív felszínmozgásos terület; 2 = fokozottan felszínmozgásos terület; 3 = felszínmozgásos terület; 4 = potenciálisan felszínmozgásos terület; 5 = felszínmozgás szempontjából veszélytelen terület; 6 = meddőhányó, mesterséges feltöltés