

Kísérlet a felszíni vertikális karsztosodás kvantitatív leírására

VERESS MÁRTON–PÉNTEK KÁLMÁN

A karsztosodó kőzet repedéseibe beszivárgó víz kürtöket, hasadékokat hoz létre azáltal, hogy a határoló falak felülete leoldódik. A felszíni karsztosodásnak ez a típusa (vertikális karsztosodás) csak akkor mehet végbe, ha azok embrionális állapotban nem pusztulnak el a köztük lévő kőzet felaprózódása miatt.

Az oldódást leíró differenciálegyenletet (RICKARD, D.–SJÖBERG, E. L. 1983, 1984; DUBLJAN-SZKIJ, J. V. 1987, 1988) felhasználva kísérletet teszünk a vertikális karsztosodás elméleti modelljének megalkotására. Ezáltal vizsgálhatjuk azt, hogy a kifejlődő kürtök, hasadékok fejlődési sebességét mely tényezők és milyen módon határozzák meg. Számítható a formák kifejlődési kora, valamint vizsgálható a fejlődési sebesség és az alak közti kapcsolat.

A karsztos térszínek denudációját újabban felületi leoldásra vezetik vissza (BALÁZS D. 1969; JAKUCS L. 1977; ZÁMBÓ L. 1986a, b). ZÁMBÓ L. (1987) szerint az oldódás határfelületeken (kőzet és oldószer között) megy végbe.

A felületi leoldódás során a karsztos térszínek jellegzetes – töbrös – formakincse mellett olyan formák is kialakulnak, amelyeknek jellegét vertikális kiterjedésük határozza meg (JAKUCS L. 1977; VERESS M.–PÉNTEK K. 1990), ezért ezeket „vertikális karsztos formakincs” gyűjtőnévvel foglaljuk össze. Leggyakoribb formaelemek a *kürtök*, *aknák*, *hasadékok*, ill. ezek kombinációi.

Amíg a *hasadékok* (1. kép) hosszanti kiterjedéséhez képest a szélességük akár nagyságrenddel is kisebb lehet, a kürtök és aknák esetében nincs ilyen különbség. Ez utóbbiak közelítően henger formát mutatnak.

A kisebb (max. 1–2 m-es) átmérővel rendelkezőket *kürtöknék* (2. kép), az ennél nagyobb átmérőjűeket *aknáknak* (3. kép) nevezzük.

A vertikális karsztosodás előfordulási területei

A vertikális karsztosodás, ill. a hozzá tartozó karsztos formakincs az alábbi karszterületeken jellemző (vagy akár meghatározó):

– Magashegységi területeken (különösen a növényhatár felett) a vertikális karsztjelenségek a karros formákkal együttesen képviselik a karsztos formakincset (JAKUCS L. 1971; KUNAVÉR, J. 1983). Megfigyelhető, hogy a magasság növekedésével e formák mérete és gyakorisága általában nő.

– A trópusi karszterületeken előforduló, karsztos szigethegyek tetőszintjében gyakori oldásos eredetű hasadékok (BALÁZS D. 1984) valószínűleg a fosszilizálódott vertikális karsztosodást képviselik. Feltehető, hogy e folyamat szerepet játszik a hegyközi síkságok létrehozásában is, csak – a mérsékelt övi karsztosodással szemben – itt a



1. kép. Vertikális karsztosodás hasadékrendszere: a hasadékok felső, keskeny része még a fejlődés kezdeti állapotát mutatja (Júliai-Alpok, Triglav-völgy, Szlovénia)

The fissure system of vertical karstification: the narrow upper part of fissures shows the initial stage of development (Julian Alps, Dolina Triglavskih Jezer, Slovenia)

vertikális karsztosodás nem akadt el embrionális állapotában. Ezt támasztja alá PATON, J. R. (1964) véleménye is, aki szerint ugyanis a hegyközi síkságok az oldódással szélesedő hasadékok összenövésével jöttek létre.

– Gipsz és sókarsztokon, amelyeken az oldásos eredetű kúrtók és aknák részben vagy teljes egészében a felszíni karsztos formakincset adhatják (KÓSA A. 1981; SZAB-LYAR P. 1981; TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1982; ZENTAI Z. 1990).



2. kép. Vertikális karsztosodás kürtője törések metsződésénél (Júliai-Alpok, Triglav-völgy, Szlovénia)

The pipe of vertical karstification at the intersection of fractures. (Julian Alps, Dolina Triglavskih Jezer, Slovenia)

– Mérsékelt övi fedett karsztokon (pl. Bakony, Mecsek, Padis-hegy), ahol e vertikális karsztosodást kísérő karsztos formák meredek oldalukkal felnyílnak a felszínre, vagy víznyelőként funkcionálnak (VERESS M. 1982, 1992). Előfordul, hogy többszerű mélyedéseként folytatódnak a fedőüledékekben, de hasadékokat is képezhetnek (VERESS M. 1992). A jelenleg fedetlen mérsékelt övi karsztok zombolyainak egy része is minden bizonnyal e karsztosodási típus termékei (SÁRVÁRY I. 1970).



3. kép. Vertikális karsztosodás akna formája (Júliai-Alpok, Triglav-csúcs és Hribarice-nyereg között, Szlovénia)

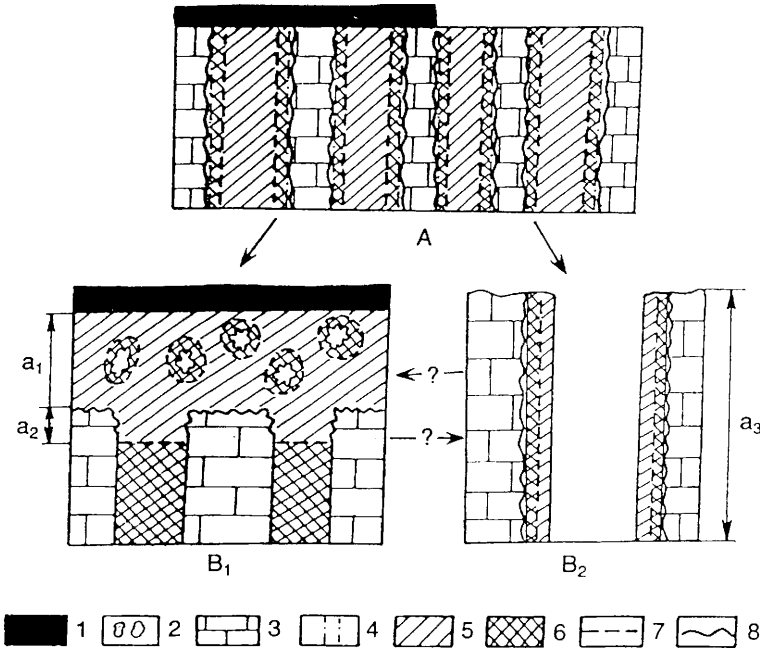
Shaft form of vertical karstification (Julian Alps, between Peak Triglavskih and Saddle Hribarice, Slovenia)

– Allogén típusú karsztokon, kőzethatáron létrejött víznyelők, miután ezek kialakulásuk kezdetén oldódással fejlődnek és csak a megfelelő hidrológiai, morfológiai állapot elérése után fejlődnek tovább eróziósan.

Természetesen egy-egy karszterületen a vertikális karsztformák töbrös formakincsel váltakozhatnak. Sőt, a vertikális karsztosodás formakincse megjelenhet magukban a töbrökben is (JENNINGS, J. N. 1986).

Kürtő- és hasadékképződés

Elfogadva, hogy a felszíni karsztos denudáció felületi leoldódásra vezethető vissza, nyilvánvaló, hogy a kürtők és a hasadékok is csak felületi leoldódással jöhetnek létre. A felületi leoldódás – a legalább kétféle felszíni karsztosodásnak megfelelően – legalább kétféleképpen mehet végbe (1. ábra).



1. ábra. Horizontális és vertikális karsztosodás kifejlődése és elve. – 1 = talaj (I. zóna); 2 = málladéktakaróba ágyazott törmelék (II. zóna); 3 = szálkőzet (III. zóna); 4 = repedés, törés; 5 = telítetlen oldószer zónája; 6 = telített oldószer zónája; 7 = telített és telítetlen zóna határa; 8 = oldódó kőzetszélület; a_1 = oldódás a II. zónában; a_2 , a_3 = oldódás a III. zónában; A = 1. fejlődési szakasz; B = 2. fejlődési szakasz

Development and principle of horizontal and vertical karstification. – 1 = soil (zone I.); 2 = debris embedded in regolith (zone II.); 3 = bedrock (zone III.); 4 = joint, fault; 5 = zone of unsaturated solvent; 6 = zone of saturated solvent; 7 = boundary of the saturated and unsaturated zone; 8 = dissolving rock surface; a_1 = dissolution in zone II.; a_2 , a_3 = dissolution in zone III.; A = first stage of development; B = second stage of development

A kőzetbe beszivárgó telítetlen oldat oldással szélesíti a kőzet repedéseit (primér hasadékok), amelyet 1. fejlődési szakasznak nevezünk. Az oldódás során a kőzetszélínt borító folyadékfilm gyorsan telítődik, amelyből iontranszporttal jut az oldott anyag a primér repedésben szivárgó vízbe. A primér hasadékok falainak oldódása tehát olyan módon megy végbe, hogy a szivárgással lejjebb kerülő telített oldat helyére újabb, telítetlen oldat érkezik.

Ha a primér hasadékok elég közel helyezkednek el egymáshoz képest, akkor szélesedésük következtében a szálban álló kőzet felaprozódik, kezdetét veszi a *horizontális karsztosodás*. Ekkor a kőzetet határoló vízfilm (ahol a kőzet oldatba megy át) nem egységes, minden egyes, a felaprózódás során keletkezett kőzetdarabon külön-külön fejlődik ki. Így az ismételten leszivárgó víz egymástól elkülönülő vízfilm felületekkel érintkezik. Az oldódás e típusát, vagyis amikor törmelékes zóna képződik horizontális karsztosodásnak (oldódásnak) nevezzük (VERESS M.–PÉNTEK K. 1990). A karsztos felszín lepusztulását ekkor a törmelékes zóna egyre lejjebb és lejjebb helyeződése okozza. (Valójában amennyivel felülről oldódással fogy a törmelékzóna, annyival pótlódik a szálkőzetből a fentebb ismertetett módon.)

Ha az oldódással szélesedő primér hasadékok olyan szélességet érhetnek el a hasadékok falának felaprózódása nélkül, hogy a vízfilmmel borított falaikon a beáramló oldószer réteget alkot, akkor a további növekedésük során sem keletkezik törmelékzóna. Ekkor a 2. fejlődési szakaszban kifejlődő *vertikális karsztformák* azáltal szélesednek, így mélyülnek is olymódon, hogy a határoló falak önmagukkal párhuzamosan hátrálnak. A kifejlődő formák nem csak hasadékok lehetnek, hanem a törési síkok metszésében kürtők, aknák képződnek.

Az oldódás ekkor ugyan (2. fejlődési szakasz, *vertikális karsztosodás*) geometriailag hasonló az 1. fejlődési szakasz oldódásához, de annál gyorsabb. Ugyanis a nedvesített falakkal mindig friss oldószer érintkezik. Az oldódás időtartamát nem a hasadékot kitöltő oldószer lassú, szivárgásos süllyedése határozza meg, hanem az, hogy mennyi ideig kap a felszínről telítetlen oldatot. A vertikális karsztosodás ezen utóbbi oldódási típusnak az eredménye. Eredményeként képződnek a már említett *vertikális karsztformák*. Jelenleg nem bizonyítható, de feltételezhető, hogy bizonyos feltételek megváltozása esetén akár e két karsztosodási típus egyike a másikba is alakulhat.

Amíg horizontális karsztosodás esetében a törések, repedések menti oldódás csak akkor folytatódik, ha a keletkezett törmelékzóna oldódás által megfelelő mértékben lecsökken (a keletkezett törmelékkel érintkező oldat a kőzetdarabok felületét oldja), addig vertikális karsztosodásnál az oldódással kiszélesedő kürtők, hasadékok akadálytalanul mélyülhetnek, ha megfelelő szélességet érnek el. Ugyanis belsejükbe telítetlen oldat kerülhet, hiszen törmelékzóna híján a falakon lefolyó oldatok csak nagyobb mélységben telítődhetnek.

Külön vizsgálat tárgya lehetne annak felderítése, milyen oka (vagy okai) van(nak) annak, hogy a karsztos denudáció *horizontális* (törmelék képződik) vagy *vertikális* (törmelék nem képződik). A törmelék-képződés lehetséges okaként megemlíthetjük, hogy a talajjal fedett karbonátos térszíneken a kőzetfelszínre egyenletesen eloszolva érkezik a talajon átszivárgó víz. Ezért a kőzet összes törése, repedése aktivizálódhat (növekedhet), így közöttük eléggé kis kőzettömegek maradnak ahhoz, hogy azok felaprózódhassanak. Megemlíthető még az is, hogy valószínűleg a túlzottan kis- vagy túlzottan nagymértékű repedés szélesség-növekedési sebesség sem kedvez a törmelékképződésnek. (Előző esetben kezdeti állapotban stabilizálódik a folyamat, utóbbi esetben a szélesedő repedések összeoldódnak.) Így a talaj nélküli karbonátos térszíneken (pl. magashegységekben), ill. azokon a karsztokon, ahol az 1. fejlődési szakaszban túl kicsi, vagy túl nagy a repedések fejlődésének sebessége, valószínűsíthető a vertikális karsztosodás.

E munkában a kürtők és hasadékok fejlődésével kapcsolatosan az alábbiakra keresünk választ.

- milyen egyenlettel írható le a fejlődési sebesség;
- milyen paraméterek és hogyan befolyásolják ezt a sebességet;
- a fejlődési sebesség a kifejlődés sajátosságait (pl. a létrejött forma alakját) hogyan, milyen módon befolyásolja;

– feltételezett paraméterekkel számítási próbát végezve hogyan van mód adott méretű kürtő vagy hasadék kifejlődési korának becslésére.

Ahhoz, hogy a fenti kérdésekre választ adhassunk, a vázolt modellt működtetve követjük egy kürtőforma kialakulását.

A felszíni vertikális karsztosodás matematikai modellje

Tekintsünk a karsztos kőzetben (továbbiakban mészkő) egy törést (vetőt), amely jó közelítéssel függőleges helyzetű, a felszínen végződik. E felületbe a felszínen végigfolyó vizek jutnak, amelyek ezt a sajátosságukat a forma kialakulása során mindvégig megőrzik, így a bekerülő CO₂ nem a talaj-levegőből, hanem a légkörből származik. Tegyük fel, hogy itt V sebességgel szivárog lefelé az oldószer, amely oldja a kőzetet. Az oldódási folyamatot a víz utánpótlásától függően kvázistacionáriusnak, az áramlást laminárisnak, s a környezettel termikus egyensúlyban levőnek képzeljük el.

Első feladatunk a lefelé szivárgó oldat telítődési folyamatának elemzése. Feltételezzük, hogy a törésbe (vetőbe) belépő víz még nem tartalmaz (ill. elenyésző mértékben tartalmaz csak) mészkövet oldott formában. A lefelé haladó oldat a kőzet felületével érintkezve addig fejt ki oldóképességét, amíg az oldat el nem éri a telítettséget.

Jelölje m [kg] azt a mészkő tömeget, amelyet a lefelé haladó oldat térfogategysége dv [m³] a felszíntől x [m] mélységben a telíttség eléréséhez képes még feloldani.

A tapasztalattal megegyezésben most két feltevessel élünk. Ha $-dm$ az m csökkenése a folyadéknak egy dx lefelé történő elmozdulása közben, s az oldatban lévő széndioxid mennyisége nem változik meg, továbbá nem keveredik más oldattal, akkor

1. a $-dm$ egyenesen arányos m értékével, vagyis lefelé szivárogva az oldat minél közelebb van a telítettséghez, annál kevésbé képes további oldásra;

2. a $-dm$ egyenesen arányos dx értékével, azaz a lefelé szivárgó oldat minél hosszabb szakaszban halad keresztül annál kevésbé képes még oldásra. Így

$$(1) \quad -dm = \lambda m dx,$$

ahol λ [m⁻¹] > 0 az oldódási folyamatra jellemző állandó. A λ paraméter lényegében a lefelé szivárgó oldat oldási agresszivitását jellemzi. Az (1) összefüggésből integrálással az

$$(2) \quad m = m_0 e^{-\lambda x}$$

adódik, ha $x = 0$ esetén $m = m_0$, ahol m_0 [kg] jelöli a víz térfogategysége által maximálisan felvenni képes mészkő tömegét.

Ha a C_i [$\frac{kg}{m^3}$] a szivárgó olda mészkő koncentrációja x mélységben, C_e [$\frac{kg}{m^3}$] pedig

a telített oldat egyensúlyi koncentrációja, akkor a (2) összefüggésből könnyen megkaphatjuk a $C_i = C_i(x)$ függvényt is. Értelmezése szerint egységnyi térfogatú oldat esetén az m_0 mennyiségnek C_e , míg az m mennyiségnek $C_e - C_i$ felel meg, így

$$(3) \quad C_e - C_i = C_e e^{-\lambda x},$$

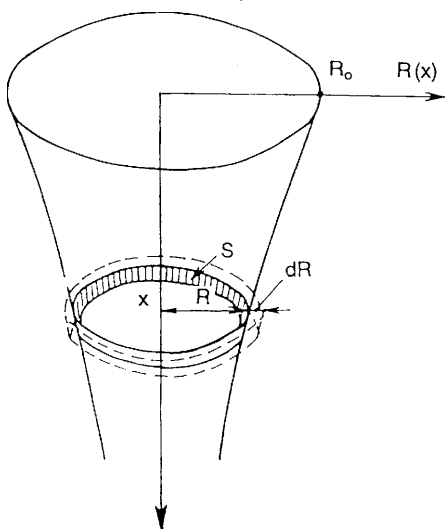
vagyis

$$(4) \quad C_i = C_e (1 - e^{-\lambda x})$$

adódik. Ennek felhasználásával megkíséreljük olyan formula levezetését, amely leírja a vertikális karsztosodás során kifejlődő forma alakját, s annak időben fejlődését.

Az első szakasz matematikai leírásához RICHARD, D.–SJÖBERG, E. L. (1983, 1984), továbbá DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987, 1988) differenciálegyenletéből indulunk ki:

$$(5) \quad \frac{dm}{dt} = \frac{k_K k_T}{k_K + k_T} S (C_e - C_i),$$



ahol $k_K [\frac{m}{s}]$ = a kémiai oldás sebessége,

$k_T [\frac{m}{s}]$ = a határretegben történő anyagtranszport sebessége, $S [m^2]$ = a vertikális karsztos forma x mélységben a dx szélességű sáv felszíne, $dm [kg]$ = a vertikális karsztos forma x mélységben az S felszínű sávból $dt [s]$ idő alatt kioldott mészkő tömege (2. ábra).

A tapasztalatok szerint $k_K, k_T \ll v$. Feladatunk az ideális vertikális karsztos forma szimmetriatengelyétől mért $R [m]$ sugarának meghatározása, amely a karsztos felszíntől mért $x [m]$ mélység és a $t [s]$ idő függvénye. Keressük meg tehát az $R = R(x, t)$ függvény explicit alakját, ami az (5) differenciálegyenlet forgásszimmetrikus megoldása arra az esetre, amikor a $C_i = C_i(x)$ függvény a (4) szerinti alakú.

2. ábra. A RICHARD–SJÖBERG–DUBLJANSZKIJ-féle differenciál egyenlet forgásszimmetrikus megoldása

Special solution of the RICHARD–SJÖBERG–DUBLJANSZKIJ differential equation

Ha $p [\frac{kg}{m^3}]$ a mészkő sűrűsége, x mélységben

$dR [m]$ a sugár növekedése dt idő alatt, akkor

$$(6) \quad \frac{dm}{dt} = pS \frac{dR}{dt},$$

amelynek felhasználásával az (5) egyenlet a

$$(7) \quad \frac{dR}{dt} = \frac{k_K k_T}{k_K + k_T} \frac{C_e - C_i}{p}$$

alakban írható fel. Ebből a (4) felhasználásával

$$(8) \quad \frac{dR}{dt} = \frac{k_K k_T}{k_K + k_T} \frac{C_e}{p} e^{-\lambda x},$$

ill.

$$(9) \quad \frac{dt}{dR} = \left(\frac{1}{k_K} + \frac{1}{k_T} \right) \frac{p}{C_e} e^{\lambda x},$$

adódik.

A határrétegben az anyagtranszport sebességére J. V. DUBLJANSZKIJ (1987) szerint érvényes a

$$(10) \quad k_T = \frac{85}{8} \frac{1}{d} \sqrt[3]{D^2 v}$$

összefüggés, ahol d [m] = az áramlási cső karakterisztikus mérete, itt most a cső x mélységben mért átmérője, azaz $d = 2R$, D [$\frac{m^2}{s}$] a diffúziós állandó, v [$\frac{m^2}{s}$] az áramló oldat kinematikai viszkozitási tényezője.

A (9) egyenlet a (10) felhasználásával a

$$(11) \quad \frac{dt}{dR} = \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right) \cdot e^{\lambda x}$$

formában írható fel. Ebből a $t = t(R)$ függvény explicit alakja integrálással előállítható:

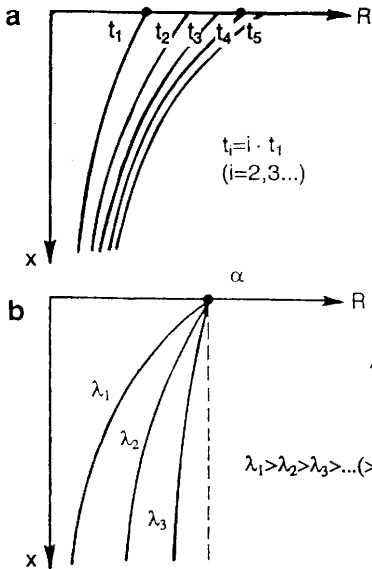
$$(12) \quad t = \frac{p}{C_e} e^{\lambda x} \left(\frac{R}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right).$$

Vegyük észre, hogy az R -ben lineáris tag éves nagyságrendű időadatoknál elhanyagolható az R -ben kvadrátikus taghoz képest, így a (12) formula ekkor az

$$(13) \quad R = \alpha \sqrt{t} e^{-\frac{\lambda}{2x}}$$

egyszerűbb alakot ölti, ahol

$$(14) \quad a = \left(\frac{85}{8} \sqrt[3]{D^2 \cdot v} \cdot \frac{C_e}{p} \right)^{0.5}$$



3. ábra. Az $R = R(x, t)$ függvény. – a = a növekedés fázisai egyenlő időközök esetén; b = a lefutás meredekség különböző λ paraméterek esetén

Function $R = R(x, t)$. – a = phases of growth at equal intervals; b = rise of the curve with different λ parameters

A (13) formulával megkaptuk az $R = R(x, t)$ függvény explicit alakját. Rögzített t esetén R az x mélység exponenciális függvénye, rögzített x esetén pedig R a t idő négyzetgyökös függvénye. Az a mennyiség az oldási folyamat aktivitásával kapcsolatos mennyiség, amely a (14) formulában szereplő paramétereiből ki is olvasható (3. ábra). A (13) összefüggésből $x = 0$ helyettesítéssel nyerjük az ideális kürtő torokkörének

$$(15) \quad R_o = a \sqrt{t}$$

sugarát, mint az idő függvényét.

A (13) képlet elemzésével láthatjuk, hogy a kürtő alakját és fejlődését az a és λ paraméterpár szabja meg. Minél nagyobb az a (>0) értéke adott idő elteltével, annál nagyobb lesz a kürtő horizontális mérete. Minél kisebb a λ (>0) értéke adott idő elteltével, annál meredekebb falú lesz a kürtő, s annál nagyobb lesz a vertikális mérete. A modell olyan ideális, forgásszimmetrikus kürtőt ír le, amely lefelé szűkülve elvileg végtelenül mély. A valóságos kürtők fejlődése első szakaszának leírására modellünk közelítése természetesen csak olyan mélységig érvényes, ameddig a leszivárgó oldat gyakorlatilag nem válik telítetté.

A (13) képlet folyamatos vízutánpótlást tételez fel. Valójában ez szakaszos, így meghatározható az adott kürtőhöz egy η arányossági

tényező. Ha egy rögzített T_o időtartam, mondjuk egy év alatt t_o ideig kap beszivárgó vizet a vizsgált vertikális, karsztforma, akkor az η tényezőt az

$$(16) \quad \eta = \frac{t_o}{T_o}$$

összefüggéssel definiáljuk. Ennek figyelembevételével a (13) formula alakja:

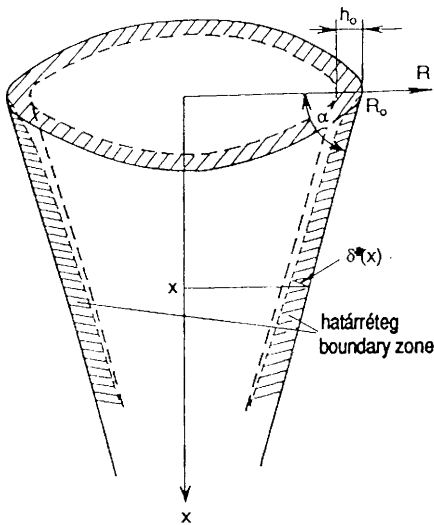
$$(17) \quad R = a \sqrt{\eta t} \cdot e^{-\frac{\lambda}{2x}}$$

lesz.

Ezután hozzáfogunk a fejlődés második szakaszának matematikai leírásához. Az első fejlődési szakasz végére az ideális kürtő horizontálisan eléri azt a kiterjedést, amelynél az adott földrajzi helyre jellemzően a kürtő falát oldó oldószer olyan intenzitású az oldási időszakokban, hogy már nem képes teljesen kitölteni a kürtőt, hanem csak annak oldalán áramlik lefelé.

A későbbi okoskodás egyszerűsítése érdekében a kürtő első fejlődési szakaszának végére kialakult alakját egy lefelé szűkülő forgáskúp palástjának tekintjük, amelynek alkotói a vízszintessel α hajlásszöget zárnak be. Ha a forgáskúp torokkörének sugara R_0 és a befolyó víz intenzitása I , akkor L. D. LANDAU–E. M. LIFSIC (1980) levezetése alapján

$$(18) \quad I = 2 R_0 \pi \cdot h_0 \frac{g h_0^2 \sin \alpha}{3 \nu},$$



ahol $A_0 = 2 R_0 \pi h_0$ az áramlási keresztmetszet a torokkörnél, $v = \frac{g h_0^2 \sin \alpha}{3 \nu}$

az áramlási sebesség ugyanítt, h_0 = a folyadék rétegvastagsága, g = a gravitációs gyorsulás, végül ν = a kinematikai viszkozitási tényező (4. ábra). Ha I ismert (mérhető, ill. számolható), akkor h_0 meghatározható (18) alapján:

$$(19) \quad h_0 = \sqrt[3]{\frac{3 \cdot \nu \cdot I}{2 R_0 \cdot \pi \cdot g \cdot \sin \alpha}}$$

Ha δ^* [m] jelöli a kürtő oldalfalán lefelé szivárgó folyadék rétegben a KÁRMÁN-féle határréteg vastagságát és x' [m] jelöli a folyadéknak a torokkörtől megtett útját, akkor WHITE, F. M. (1979) szerint

4. ábra. Az ideális kürtő falán lefelé szivárgó víz áramlási vázlata

Diagram of the water flow on the wall of the ideal pipe

$$(20) \quad \frac{\delta^*}{x'} = \frac{1,721}{\sqrt{\text{Re}_x}},$$

ahol

$$(21) \quad \text{Re}_x = \frac{v \cdot x'}{\nu}$$

a lokális REYNOLDS-féle szám.

Ekkor δ^* a (20) és (18) felhasználásával

$$(22) \quad \delta^* = \frac{1,721 \cdot x'}{\sqrt{\frac{g \cdot h_o^2 \cdot \sin \alpha}{3v^2}} \cdot x'} \cdot \frac{2,981 \cdot v}{h_o \sqrt{g \cdot \sin \alpha}} \cdot \sqrt{x},$$

ahol

$$(23) \quad x = x' \sin \alpha$$

a torokkör szintjétől mért mélység. Mivel értelmezése folytán az anyagtranszport sebessége

$$(24) \quad k_T = \frac{D}{\delta^*},$$

így a (22) felhasználásával

$$(25) \quad \frac{1}{K_T} = \frac{2,981 \cdot v}{h_o \sqrt{g} \cdot D \cdot \sin \alpha} \cdot \sqrt{x}$$

adódik. Az oldási folyamatra az első szakaszban tárgyalt módszerrel RICHARD, D-SJÖBERG, E. L. (1983), DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987) (5) képletéből kiindulva a (9) egyenlethez juthatunk, amelybe (25) behelyettesítésével a

$$(26) \quad \frac{dt}{dR} = \left(\frac{1}{k_K} + \frac{2,981 \cdot v}{h_o \sqrt{g} \cdot D \cdot \sin \alpha} \cdot \sqrt{x} \right) \frac{p}{C_e} \cdot e^{\lambda x}$$

differenciálegyenletet kapjuk. Ennek integrálásával, és $g = 9,81 \frac{m}{s^2}$ helyettesítésével rögzített x esetén a

$$(27) \quad t = \left(\frac{1}{k_K} + \frac{0,952}{h_o \cdot \sin \alpha} \cdot \frac{v}{D} \cdot \sqrt{x} \right) \cdot \frac{p}{C_e} \cdot e^{\lambda x} \cdot R$$

formula adódik, amiből R kifejezhető:

$$(28) \quad R = \left(\frac{1}{k_K} + \frac{0,952}{h_o \cdot \sin \alpha} \cdot \frac{v}{D} \cdot \sqrt{x} \right)^{-1} \cdot \frac{C_e}{p} \cdot e^{-\lambda x} \cdot t.$$

A (27), ill. (28) alapján látható, hogy modellünkben a fejlődés második szakaszát az jellemzi, hogy a kürtő tetszőleges, de rögzített x mélységben az R sugár a t idő lineáris függvénye.

A leírás további finomításánál figyelembe vehető a kürtő fala hajlásszögének mélységtől való függése, ám amint az a későbbiekből kiderül, fenti eljárásunkkal is kielégítő eredmények adódnak.

A (13) képlethez hasonlóan a (28) is folyamatos vízutánpótlást tételez fel. Az ott alkalmazott módszerrel a (16) alatt értelmezett η arányossági tényező segítségével a (28) képlet az

$$(29) \quad R = \left(\frac{1}{k_K} + \frac{0,952}{h_o \cdot \sin \alpha} \cdot \frac{v}{D} \cdot \sqrt{x} \right)^{-1} \cdot \frac{C_e}{p} \cdot e^{-\lambda x} \cdot \eta \cdot t$$

alakot ölti.

A kürtő fejlődésének a fentiekben ismertetett két szakasza közül a második szakasz időigénye a lényeges, hozzá képest az első „embrionális” szakasz időtartama az életkor becslésénél elhanyagolható.

A vertikális karsztosodás matematikai modelljének kiegészítéseként a kürtő horizontális növekedését is figyelembe vevő finomítás lehetőségéről szólunk.

A (29) képletben megjelenő és a (16) alatt bevezetett η arányossági tényezőről eddig hallgatólagosan feltételeztük, hogy értéke állandó, s független a kürtő horizontális méretét jellemző R_o torokkör pillanatnyi sugaraitól. Valójában a kürtő geometriai méreteinek növekedésével csak egyre nagyobb és nagyobb intenzitású oldószert képes az oldási folyamat feléleszteni, ami azt jelenti, hogy a méretek növekedésével η csökken. Adott klimatikus, ill. csapadék viszonyok mellett a fejlődő kürtő inaktivitását akkor éri el, amikor mérete akkorára nő, hogy még az adott helyen keletkező maximális mennyiségű oldószert (eső, hólé) sem képes globálisan az oldási folyamat beindítására.

Ilyen globális, vagyis a kürtő egész felületére kiterjedő oldódás feltétele az, hogy a (22) alatt megadott határreteg δ^* vastagsága és a kürtő falán leszivárgó víz h vastagsága között a

$$(30) \quad \delta^* < h$$

egyenlőtlenség álljon fenn. Ezen egyenlőtlenség mindkét oldalán szereplő mennyiség függ a felszíntől mért x mélységtől, a $\delta^*(x)$ a (22) képletéből, a $h(x)$ pedig a

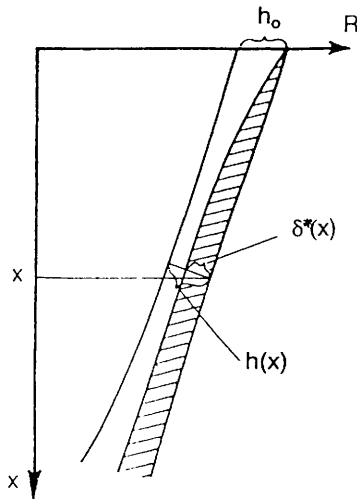
$$(31) \quad h(x) + \frac{M}{M-x} \cdot h_o$$

összefüggésből látható, ahol M a kúpszerűnek idealizált kürtő mélysége, h_o pedig a falakon lefelé szivárgó folyadék réteg vastagsága a torokkörnél (5., 6. ábra).

A (19), (22) és (31) felhasználásával a (30) formula a

$$(32) \quad \frac{2,981 \cdot v \cdot \sqrt{x}}{\sqrt{g \cdot \sin \alpha}} < \frac{M}{M-x} \cdot \left(\frac{3 \cdot v \cdot l}{2R_o \cdot \pi \cdot g \cdot \sin \alpha} \right)^{\frac{2}{3}}$$

alakra hozható, amely egyszerű átalakításokkal a



5. ábra. Az ideális kúrtó falán levelé szivárgó víz $h(x)$ rétegvastagsága és a $\delta^*(x)$ határreteg vastagságának kapcsolata

Relation of the $h(x)$ thickness of the infiltrating water on the wall of the ideal pipe and the thickness of $\delta^*(x)$ boundary zone

állandó. Eredményünk úgy is megfogalmazható, hogy a kúrtó globális oldásához szükséges I_{\min} minimális víz intenzitás egyenesen arányos a torokkör R_0 sugarával, azaz

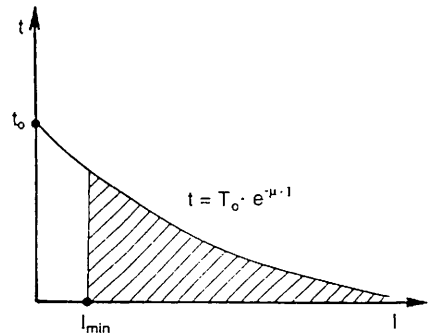
$$(34) \quad I_{\min} = K R_0 .$$

Modellünk ismertetése után a (29) formula felhasználásával számításokat végzünk, amelyek alapján becslés adható az egyes kúrtók életkorára. Először a (29) formulában szereplő paraméterek meghatározásával foglalkozunk.

A telített oldat C_e egyensúlyi koncentrációjának meghatározásához a légkörből a vízben elnyelődött széndioxid $C_{CO_2} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$ koncentrációjából indulunk ki. A HENRY-DALTON-törvény alapján:

$$(35) \quad C_{CO_2} = 1,9634 \cdot L \cdot p ,$$

ahol p = a légkörben levő széndioxid parciális nyomása, L = a széndioxid oldási együtthatója, ami a hőmérséklet csökkenő függvénye. Az $L = L(t)$ függvény a 7. ábrán látható, amelyet JAKUCS L. (1971) által közölt adatok alapján szerkesztettünk. A C_{CO_2} koncentráció két részből tevődik össze. Az egyik a kalciumhidrokarbonátban kötött

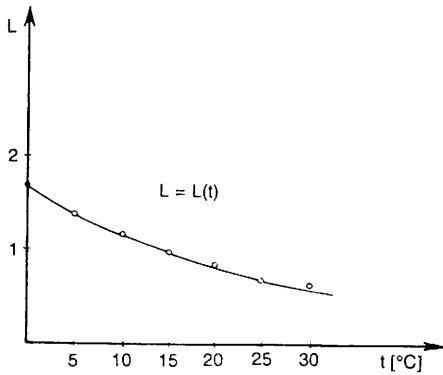


6. ábra. Adott karsztos területen a csapadék hullási idő, mint a csapadék intenzitásának $t = t(I)$ függvénye

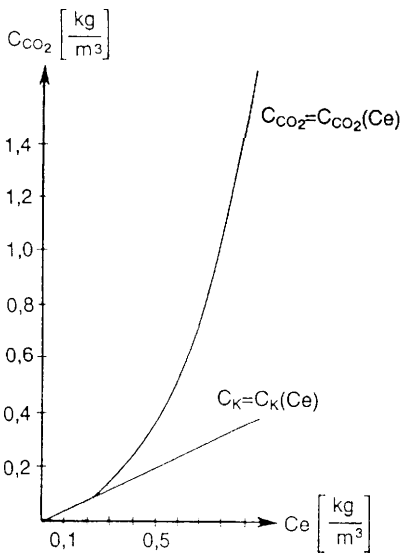
Precipitation time of a given karstic area as the function of the intensity of precipitation $t = t(I)$

$$(33) \quad K < \frac{I}{R_0}$$

formát ölti. Itt K az adott kúrtóra jellemző paraméterekből épül fel, s az x mélységtől ($0 < x < M$) is független



7. ábra. Az $L = L(t)$ függvény
Function $L = L(t)$



8. ábra. A $C_K = C_K(C_e)$ és a $C_{CO_2} = C_{CO_2}(C_e)$ függvény
Functions $C_K = C_K(C_e)$ and $C_{CO_2} = C_{CO_2}(C_e)$

széndioxid koncentrációja $C_{CO_2} [\frac{kg}{m^3}]$ a másik a kalciumkarbonátnak az oldatban tartáshoz szükséges tartozékos széndioxid koncentrációja $C_T [\frac{kg}{m^3}]$. E két koncentráció között TILLMANS, J. (1932) szerint

$$(36) \quad C_T = \frac{C_K^3}{K_t}$$

összefüggés áll fenn, ahol $K_t [\frac{kg^2}{m^6}]$ egy abszolút hőmérséklettől függő tényező. BALÁZS D. (1966) nyomán

$$(37) \quad K_t = 1,835 \cdot 10^2 e^{-0,029 T}$$

alakú a tényező hőmérséklet függvénye.

Mivel a kötött széndioxid C_K koncentrációja egyenesen arányos a C_e egyensúlyi koncentrációval a

$$(38) \quad C_e = 2,278 C_K$$

összefüggés szerint, így a (35)–(38) képletek felhasználásával BALÁZS D. (1966) nyomán megszerkeszthetjük a C_{CO_2} és C_e kapcsolatát kifejező függvényt, ami a 8. ábrán látható. Az általunk vizsgált légkörből származó C_{CO_2} értékek esetén ($0 < C_{CO_2} \leq 10^{-3} \frac{kg}{m^3}$) C_T elhanyagolható,

így jó közelítéssel $C_{CO_2} = C_K$ miatt érvényes a

$$(39) \quad C_e = 2,278 C_{CO_2}$$

összefüggés.

A k_K , D és v paraméterek az ARRHENIUS-egyenletek alapján határozhatók meg:

$$(40) \quad k_K = A_K \cdot e^{-\frac{E_K}{R \cdot T}},$$

ahol $A_K = 5,36 \cdot 10^5 \frac{m}{s}$, $E_K = 5,41 \cdot 10^4 \frac{J}{mol}$, $R' = 8,314 \frac{J}{molK}$;

$$(41) \quad D = A_D \cdot e^{-\frac{E_D}{R \cdot T}},$$

ahol $A_D = 2,37 \cdot 10^{-3} \frac{m^2}{s}$, $E_D = 3,72 \cdot 10^4 \frac{J}{mol}$;

$$(42) \quad v = A_v \cdot e^{-\frac{E_v}{R \cdot T}},$$

ahol, $A_v = 2,59 \cdot 10^{-9} \frac{m^2}{s}$, $E_v = 1,46 \cdot 10^4 \frac{J}{mol}$, végül pedig $p = 2930 \frac{kg}{m^3}$ a mészkő sűrűsége. A (40) – (42) formulákban szereplő R' az egyetemes gázállandó, míg E_k , E_D , ill. E_v a virtuális empirikus aktiválási energia, amely a kémiai oldást, a diffúziót, ill. a viszkozitást jellemzi SJÖBERG és RICHARD (1983) eredményei alapján.

A λ paraméter becsléséhez jelölje y [m] azt a felszíntől számított mélységet, ahol a kürtön lefelé szivárgó víz 99%-os telítettséget ér el. Ekkor a (4) szerint

$$(43) \quad 0,99 \cdot C_e = C_e (1 - e^{-\lambda y}),$$

amiből

$$(44) \quad \lambda = \frac{2 \ln 10}{y} = \frac{4,605}{y}$$

adódik, ami lehetőséget ad λ meghatározásához. A fentiekben meghatározott paraméterek birtokában számításokat végeztünk a vizsgált kürtő torokköre R_o sugarának növekedésére. A (29) felhasználásával

$$(45) \quad R_o = \frac{k_K \cdot C_e}{\rho} \eta \cdot t$$

összefüggéshez jutunk. A számítások eredményeit a 9. ábra, valamint az 1–2. táblázatok mutatják. (A számításoknál 0,0003 pCO₂ normál légköri parciális széndioxid nyomásból indultunk ki és 500 $\frac{\text{óra}}{\text{év}}$ működési időt tételeztünk fel 0–30 °C intervallumokban.)

Következtetések

A differenciálegyenlettel leírt modell (amely szerint a törési síkok törmelékképződés nélkül szélesednek) információkat ad a vertikális karsztformák növekedési sebességéről és alakjuk kifejlődéséről. Kiemelendő, hogy a számításnál olyan szénsavas oldásból indultunk ki, ahol az oldószer CO₂ tartalmát a levegő parciális CO₂ nyomása határozza meg. Ezáltal a modellben nem kell figyelembe venni a biogén eredetű CO₂ mennyiségét, amelynek bonyolult változását csak megfelelő mérési sorozatok esetén lehetne követni.

Magashegységi vertikális karsztformáknál – ahol a talajtalan térszínekről lefolyó vizekbe csak a biogén, légköri CO₂ kerül – így elvégezhetők a kontroll számítások. Látható (1–2. táblázat), hogy a számított kialakulási korok nagyságrendileg megegyeznek a várható kialakulási korokkal. (Várható kialakulási korra mérvadónak tekinthető a maximum 10 000 év, miután a gleccservölgy talpakon a formák kialakulása csak a jég visszahúzódása után kezdődhetett el.)

1. táblázat. Évi 500 órás csapadékhullási idővel 0°C–30°C hőmérséklet intervallumban 10³–10⁵ év alatt kifejlődő kürtök átmérői, m-ben

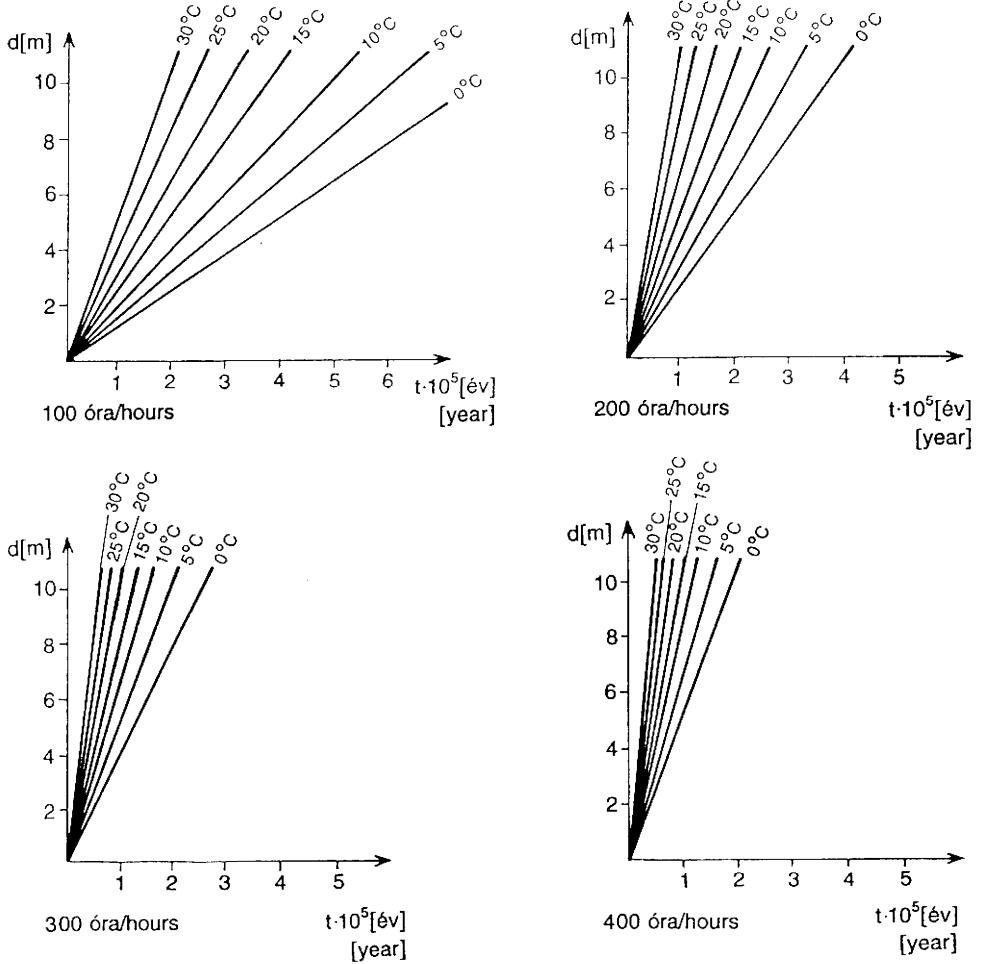
Hőmérséklet °C	Év				
	10 ³	5.10 ³	10 ⁴	5.10 ⁴	10 ⁵
0	6,7.10 ⁻²	3,37.10 ⁻¹	6,74.10 ⁻¹	3,37	6,74
5	8,6.10 ⁻²	4,30.10 ⁻¹	8,60.10 ⁻¹	4,30	8,60
10	1,09.10 ⁻¹	5,45.10 ⁻¹	1,09	5,45	10,90
15	1,39.10 ⁻¹	6,93.10 ⁻¹	1,39	6,93	13,90
20	1,76.10 ⁻¹	8,79.10 ⁻¹	1,76	8,79	17,57
25	2,22.10 ⁻¹	1,11	2,22	11,11	22,22
30	2,77.10 ⁻¹	1,39	2,77	13,85	27,70

2. táblázat. Évi 500 órás csapadékhullási idővel 0°C–30°C hőmérséklet intervallumban az 1–10 m átmérőjű kürtök kifejlődéséhez szükséges idő, 1000 évben

Hőmérséklet °C	Átmérő, m									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	14,8	29,7	44,5	59,4	74,2	89,1	103,9	118,8	133,6	148
5	11,6	23,3	34,9	46,5	58,2	69,8	81,4	93,1	104,7	116
10	9,2	18,3	27,5	36,7	45,9	55,0	64,2	73,4	82,6	92
15	7,2	14,4	21,6	28,8	36,1	43,3	50,5	57,7	64,9	72
20	5,7	11,4	17,1	22,8	28,5	34,2	39,8	45,5	51,2	57
25	4,5	9,0	13,5	18,0	22,5	27,0	31,5	36,0	40,5	45
30	3,6	7,2	10,8	14,4	18,1	21,7	25,3	28,9	32,5	36

A kifejlődő vertikális karsztforma fejlődési sebessége a vízbeáramlási időtől, a vízhőmérséklettől, mélysége és alakja a lefolyó oldat telítődési ütemétől függ. A kifejlődött alak a további fejlődés során öröklődik, ha a felsorolt tényezők értéke nem változik.

A vízbeáramlási idő növekedésével (amelynek hossza a csapadékhullási időtől, a hóolvadás intenzitásától és a lefolyási koefficiensstől függ) nem csak gyorsabb az ilyen karsztobjektum fejlődése, hanem egyre inkább csökkennek az oldószer hőmérsékletétől függő fejlődési sebességek eltérései is (9. ábra). A méretnövekedési ütemek csökkenése a (35), (36) egyenletek alapján elhanyagolható. Így a vertikális karsztformák növekedési üteme nem csökken számottevően akkor sem, ha nagyobb méretet elérve a korábbi, kisebb mérethez hasonló csapadékutánpótlást kapnak.



9. ábra. A d kürtőátmérő, mint a t életkor függvénye 0°C–30°C hőmérsékleten 100–400 óra vízbefolyási idővel
Pipe diameter d as the function of t age at 0°C–30°C temperature with 100–400 hour water inflow time

Az eddigi felfogással ellentétben az oldószer hőmérsékletének növekedése nem csökkenti a fejlődési sebességet, hanem növeli azt. (Közismert, hogy magasabb hőmér-

sékleten nő az egyensúlyi CO₂ mennyisége, tehát az oldásra fordíthatóé csökken. Ezt a hatást azonban bőven ellensúlyozza a hőmérséklet növekedésével igen intenzíven növekvő kémiai oldódási sebesség.)

Ha a vertikális karsztforma környezetében talaj van (mérsékelt övi karsztok, trópusi karsztok), az abiogén CO₂ mellett biogén eredetű CO₂ is befolyásolja fejlődését. A fejlődési sebesség ilyenkor változó (a biogén eredetű CO₂-nak pl. a napi, ill. évszakos ingadozásának megfelelően), ill. objektumonként egyedi lesz. A CO₂ produkció ugyanis helyi talajadottságoiktól, továbbá attól függ, hogy adott időpontban az oldószer hányad része érkezik közvetve a talajon keresztül, vagy közvetlenül a felszínről.

E karsztosodási típusnál is fennáll a CO₂ tartalom és a fejlődési sebesség nagysága közötti szoros kapcsolat, ami a (41) és (47) egyenletekből is látható. Ezért ahányszor több az oldószer CO₂ tartalma, annyszor kevesebb idő szükséges – a többi paraméter változatlansága esetén – egy bizonyos méret eléréséhez.

IRODALOM

- BALÁZS D. 1966. A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban. – *Hidr. Közl.* 4. pp. 179–185.
- BALÁZS D. 1969. Kísérletek a talaj alatti karsztos korrózióról. – *Karszt és Barlang II.* pp. 57–60.
- BALÁZS D. 1984. Exhumált trópusi őskarszt Lapinha vidékén (Minas Gerais, Brazília). – *Karszt és Barlang II.* pp. 87–92.
- DÉNES GY. 1971. A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében. – *Karszt és Barlang I.* pp. 5–8.
- DUBLJANSZKIJ, J. V. 1987. Tyeoreticicseszkije modelirovanyije gynamiki formirovanyija gidrotermo-karsztovüh polosztyej. – *Metodü Izucsenyija Geologicseszkih Javlenij, Novoszibirszk.* pp. 97–111.
- DUBLJANSZKIJ, J. V. 1988. Dynamics of subaqual hydrothermal karst caves formation: physico-mathematic simulation. – *Int. Symp. on Phys. Chem. and Hydrological Research of Karst.* – Košice, Csehszlovákia
- HEVESI A. 1984. Karsztformák kor meghatározásáról és mészkőhegységeink újharmadidőszak végi–jégkori arculatának megrajzolásában játszott szerepükről, a Bükk hegység példáján. – *Földr. Ért.* 33. 1–2. pp. 25–35.
- JAKUCS L. 1971. A karsztok morfogenetikája. – Akad. Kiadó, Budapest, 280 p.
- JAKUCS L. 1977. A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. – *Karszt és Barlang, I–II.* pp. 1–22.
- JENNINGS, J. N. 1985. *Karst Geomorphology.* – Basil Blackwell Ltd., Oxford, 610 p.
- KESSLER H. 1993. A zombolyok keletkezéséről. *Barlangvilág, 3–4.* pp. 20–22.
- KÓSA A. 1981. Bir Al Ghanam gipszbarlangjai (Lsbia). – *Karszt és Barlang I–II.* pp. 21–26.
- KUNAVÉR, J. 1984. The high mountains karst in the Slovene Alps. – *Geographica Yugoslavica, Bilten zveze geografskih druster Jugoszlavije.* pp. 15–22.
- LANDAU, L. D.–LIFSIC, E. M. 1980. Elméleti fizika VI., Hidrodinamika. – Tankönyvkiadó, Budapest
- PATON, J. R. 1964. The Origin of the Limestone Hills of Malaya. – *J. Trop. Geogr.* 18. pp. 134–139.
- RICHARD, D.–SJÖBERG, E. L. 1983. Mixed kinetic control of calcite dissolution rates. – *American Journal of Science, Vol. 283.* pp. 815–830.
- RICHARD, D.–SJÖBERG, E. L. 1984. Temperature dependence of calcite dissolution kinetics between 1 and 62 °C at pit 2,7 to 8,4 in aqueous solutions. – *Acta Geochimica et Cosmochimica Vol. 48.* pp. 485–493.
- SÁRVÁRY I. 1970. A zomboly genetica kérdéseiről. – *Karszt és Barlang I.* pp. 5–14.
- SZABLYÁR P. 1981. Az Ummal Masabih-barlang (Lsbia) morfogenetikája. – *Karszt és Barlang I–II.* pp. 27–34.

- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1982. A Harz-hegység déli előterének gipszkartonja. – *Karszt és Barlang I.* pp. 41–46.
- TILLMANS, J. 1932. Die chemische Untersuchung von Wasser und Abwasser. – Halle
- VERESS M. 1982. Adatok a Hárskúti-fennsík karsztmorfológiájához. – *Karszt és Barlang II.* pp. 71–82.
- VERESS M. 1992. Karsztmorfológiai sajátosságok a Pádis fedett karsztjainak példáján. – *Földr. Közl. 3–4.* pp. 125–141.
- VERESS M.–PÉNTEK K. 1990. Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív lefrására. – *Karszt és Barlang, I.* pp. 45–48.
- ZÁMBÓ L. 1986a. Karsztvörösszagok CO₂ termelése és a karsztkorrózió összefüggése. – *A NME Közl. I. Bányászat,* pp. 125–128.
- ZÁMBÓ L. 1986b. Paleomorfológiai rekonstrukció a karsztos oldódás intenzitásának mértéke alapján. – *A NME Közl. I. Bányászat,* pp. 157–165.
- ZÁMBÓ L. 1987. A beszivárgó víz oldóképességének alakulása a talaj- és a karsztosodó kőzet határfelületén. – *Oktatási Intézmények Karszt- és Barlangkutató Tevékenységének II. Orsz. Tud. Konferenciája,* pp. 13–19.
- ZENTAI Z. 1990. A parajdi sókarszt geomorfológiai térképezésének tapasztalatai. – *Szakedolgozat, Kézirat, Szombathely*
- WHITE, F. M. 1979. Fluid mechanics. – McGraw – Hill Book Company, New York

QUANTITATIVE DESCRIPTION OF SURFACE VERTICAL KARSTIFICATION

by *M. Veress* and *K. Péntek*

S u m m a r y

Pipes and fissures are created by the infiltrating water dissolving the walls of the cracks in the rock. This type of surface karstification (vertical karstification) is only enabled if the cracks are not destroyed in the embryonic stage by the fragmentation of the blocks.

Using the different equation for solution (RICHARD, D.–SJÖBERG, E. L. 1983, 1984; DUBLJANSKI, J. V. 1987, 1988) we attempt to set up a theoretical model of vertical karstification. By this means the factors, determining the rate of evolution of the developing fissures and pipes, can be examined. The age of development of the formations can be calculated and the relation of the rate of their evolution and the shape can be examined.

The rate of development of the vertical karst formation depends on the time of the water inflow and the water temperature. Its depth and shape depends on the rate of saturation. The developed shape is inherited during further evolution if the values of the listed factors are unchanged.

With the increase of the inflow time (the length of which depends on the time of precipitation, the intensity of melting and the run-off coefficient) the development of such karst formations is not only faster, but the differences in the rates of development depending on the temperature of the solvent are more and more diminishing (*Fig. 9*).

Contrary to the previous theory, the increase of the temperature of the solvent does not decrease the rate of development, but enhances it. (The quantity of the equilibratory CO₂ increases at higher temperatures, that is the quantity for the solution is decreased. This effect is largely compensated by the rate of the chemical solution growing with the temperature.)

When the vertical karst formation is surrounded by soil (temperate karsts, tropical karsts) biogenic CO₂ also influences the development in addition to the abiogenic CO₂.

In this case the rate of development is changing (according to the daily or seasonal fluctuation of the biogenic CO₂) or is different in each formation. The CO₂ production depends on the properties of the local soil and how much solvent arrives indirectly through the soil and how much directly from the surface at a given moment. The close relation of the CO₂ content and the rate of development exists in this type of karstification as well. Therefore, each time the solvent contains more CO₂ the less time is needed for the development of a certain size (if the other parameters are unchanged).

Translated by the authors

Rechnitzer J. (szerk.): *Fejezetek a regionális gazdaságtan tanulmányozásához.* – Az MTA Regionális Kutatások Központjának kiadv. Győr–Pécs, 1994. 252 old.

Az elmúlt évtizedekben a területi gazdaságtan kérdéskörének tanulmányozásához az egyetlen forrás-munka az 1975-ben megjelent és 1983-ban a Tankönyvkiadó gondozásában változatlan formában újranyomott, ILLÉS Iván által írt egyetemi jegyzet volt. Ezért a közelmúltban publikált fenti című kötet mindenképp üdvözlendő és bizonyos fokig hiánypótlónak tekinthető. A könyv szerkesztője és az egyes részek írói maguk is aktív szerepet játszottak (és játszanak ma is) a területi folyamatok vizsgálatában, törvényszerűségeinek feltárásában. A kötet lektorának pedig valóban nem is lehetett volna más felkérni, mint ILLÉS I.-t, akinek – ahogy a szerkesztő is megjegyezte – „eligazító lektori meglátásaival és ösztönzésével nemcsak a jegyzet hiányosságait sikerült korrigálni, hanem annak továbbfejlesztéséhez is számos gondolatot” meríteni.

A regionális gazdaságtan iránti érdeklődés (újbóli) felerősödése, fokozódása több tényezővel hozható összefüggésbe. Egyrészt a rendszerváltozást követően egyre több hazai felsőoktatási intézményben kezdődött meg a területfejlesztéssel foglalkozó szakemberek képzése, akiknek tantárgyai között kiemelt helyett kapott ez a tantárgy is. (Így érthető, hogy részükről mind sürgetőbb igényként lépett fel egy új, a megváltozott körülményeket ismertető, az azt előidéző, kiváltó folyamatokat elemző, szintetizáló felsőoktatási jegyzetnek a megírása.) Másrészt az utóbbi évek felgyorsult társadalmi, gazdasági változásai, amelyek a térben differenciáltak, a tértől függően zajlanak szintén megkövetelik a területi kérdésekkel, területi problémákkal foglalkozók alaposabb tájékozottságát, ezáltal nekik is hasznos segítséget nyújt a kötet, mert értelmezi a lényegesebb fogalmakat és összefüggéseket, valamint áttekinthetőbbé teszi a térben létező gazdasági törvényszerűségeket azáltal is, hogy rávilágít azok elméleti alapjaira.

A könyv kilenc fejezetre tagolódik, amelyek a regionális gazdaságtan sajátos kérdéseit, témaköréit foglalják magukba, ezzel is mintegy determinálva, ráirányítva az olvasók figyelmét azokra tárgykörökre, amelyek mind elméleti, mind módszertani szempontból a legfontosabb elemei a regionális gazdaságtannak, és amelyek éppen ezért egyben nélkülözhetetlenek is a regionális gazdaságtani alapismeretekben való eligazodáshoz.

Az első fejezet („A társadalom területi vizsgálata” – NEMES NAGY József tollából) a regionális gazdaságtan által vizsgált kérdésektől látszólag távoli témákat vet fel, „a térhez és a térbeli jelenségek vizsgálatához kapcsolódó alapkategóriákat tárgyalja.” Rámutat a regionális tudomány (regional science) – amelynek megalkotása az 1950-es években főleg egy amerikai közgazdász, W. ISARD nevéhez fűződött –, mint önálló diszciplinának a ma is vitatott létére és tartalmára, valamint a területi kutatások néhány kiemelt kérdéskörére.

A szerző megnevezése nélküli, „A gazdaság térbelisége” c. második fejezetben az „egy pont” - gazdaság modelljének néhány jellemzőjéről, majd annak a térbe való „visszahelyezéséből” fakadó sajátosságairól olvashatunk. Itt kerül sor a regionális gazdaságtan tudományok közötti elhelyezésére és tartalmának definiálására is: „A regionális gazdaságtan a közgazdaságtudomány viszonylag új, 60–70 éves múlttal rendelkező része, amely a gazdaság általános törvényszerűségeinek térbeli jelenségeivel foglalkozik”. A társtudományok közül elsődlegesen a gazdaságföldrajzzal szoros a kapcsolata, de attól térszemléleti megközelítése erősen eltér. A fejezetet kiegészítő „A regionális gazdaságtan új dimenziói” c. alfejezet FARAGÓ L. korábbi írása nyomán készült, melynek a legfontosabb mondanivalója, hogy a jövőben a területi vizsgálatokban a kistérségi elemzéseknek az eddigieknél nagyobb szerepet kell játszaniuk.