

Dr. Veress Márton - Dr. Péntek Kálmán

KISÉRLET A KARSZTOS FELSZINEK DENUDÁCIÓ-
JÁNAK KVANTITATIV LEÍRÁSÁRA

PAPÍRIPARI VÁLLALAT



KISKUNHALASI GYÁRA

KISÉRLET A KARSZTOS FELSZINEK DENUDÁCIÓJÁNAK KVANTITATIV LEIRÁSÁRA

Összefoglalás: A karsztos ^{felszín} denudációt, a ^{jár} szálkőzetet ~~(a későbbiekben röviden csak denudáció)~~ fedő mészkőtörmelékes zóna darabjain végbement oldódásból vezetjük le. /Ez az un. II. zóna törmelék anyaga a szálkőzet oldódásával pótlódik./ Ennek a modellnek a matematikai leírására alkalmazzuk J.V. Dubljanszkij által kifejlesztett differenciálegyenletet.

A számításokhoz szükséges paraméterek mennyiségének megadásával számítható valamely karsztterület denudációjának a sebessége. E paraméterek /a kőzet töredezettsége, az η arányossági tényező, amely az időegységre jutó összbeszivárgási idővel arányos, valamint a CO_2 produkció/ felelősek a denudációért. Ezek változékonysága miatt a denudáció is igen változatos lehet, ezért nagy területekre értéke nem adható meg, hanem csak azokra a helyekre, ahonnan a paraméterek nagysága méréssel meghatározott. Megmutatjuk, hogy a paraméterek értékének változtatása - miután ezek értékeire mérési adatokkal nem rendelkezünk - a denudációt milyen mértékben módosítja.

1. A határfelületeken végbemenő oldásról

Jakucs L. /1980/ szerint - saját /1978/ és Balázs D. /1964, 1965/ mérési eredményeit felhasználva - a töbrök kialakulásáért a talaj alatti korrózió a felelős. E folyamatban a mészkő repedezettségének determináló-
nak kell lennie, miután Jakucs L. /1971/ szerint a mezozoikus mészköveknek /ill.ezen belül a triász mészköveknek/ a karsztosodása - ahol a nyitott repedések száma a legnagyobb - a legjelentősebb.

A talaj alatti korrózió tanulmányozása során Zámbo L. /1986 a,b, 1987/ úgy találta, hogy az oldás határfelületeken megy végbe. /Amely nem feltétlenül egységes felület, hanem pl. a törmelékdarabok felülete./ Modelljében a II. zónát talaj és málladéktakaróba ágyazódott kötött törmelék, a III. zónát a repedezett szálkőzet jelenti /I. zóna a talaj/. A II. zónában a törmelék darabok felülete, a III. zónában a szálkőzet repedéseinek felületei azok a felületek, ahol a beszivárgó szénsavas víz az oldást végzi.

Miután a II. zóna törmelékdarabjai állandóan oldódnak, a zóna anyagának alulról pótlódnia kell. Ugy gondoljuk a pótlást az teszi lehetővé, hogy a repedések felületén végbemenő oldás miatt az oldással kialakult hasadékok egyre nőnek, ezért közöttük a kőzet végül aprózódik. /A hasadékok mentén fellépő oldódást

vertikális, a kőtörmelék felületén fellépő oldást horizontális oldásnak nevezzük./ Az elmondottakból következik, a vertikális irányú oldás a II. zóna anyagának utánpótlását biztosítja. A horizontális oldás - miután a kőtörmelék felületéről történt leoldódás anyagihiányt eredményez - pl. valamely karsztos mélyedés méretbeli /mélység és szélesség, ill. mindkettőt együttesen/ növekedését eredményezi.

Balázs D. /1969/ laboratóriumi körülmények között végzett a mészkő korróziójára méréseket. Miután talaj alatti mészkőzuzalékon szivárogtatott át vizet, a horizontális oldódás egy leegyszerűsített változatát vizsgálta. A kísérlet egyik eredménye az volt, hogy 160 cm-es kőzetörmeléken /ahol az egyes darabok diónagyságúak voltak/ az átszivárgó víz telitődik. Miután a vízkeménység a kilépésnél csökkent, lassabb vízszivárgásnál a törmelék zóna alsó részénél megkezdődött a mészkiválás. Sajnos ez a törmelékvastagság a természetben nem tekinthető mérvadónak a tekintetben, hogy az oldóképesség milyen mélységig marad meg. Zámbó L. /1987/ adatai szerint természetes körülmények között a kőtömbök közötti anyag, ahol újabb és újabb CO₂ termeléssel kell számolni, számottevően módosíthatja annak a zónának a vastagságát, ahol még oldás folyik.

Valójában azonban azonos szénsav /CO₂/ mennyiség mellett is a telítődési szint más és más törmelékvastagságnál következik be, attól függően, hogy mekkora a törmelékdrabok nagysága. Kisebb törmelékdarabok esetében az összfelület nagy lesz, így az oldódás is gyorsabb, a telítődési szint kisebb leszivárgási mélységben alakul ki.

Azonban a II. zóna és III. zóna határa - függetlenül a II. zóna vastagságától - a leszivárgó oldatok telítődési szintjénél várható.

Ha ugyanis a leszivárgó oldat telítődési szintje a szálkőzet fölött helyezkedne el, törmelék nem keletkezhetne. A már meglévő törmelékdarabok felülete oldódna, így a leszivárgó oldatok telítődési szintje egyre mélyebbre helyeződve elérné a szálkőzet /III. zóna/ felületét (ugyanis a törmelékdarabok részleges ill. teljes beoldódása a szivárgó oldat utjának rövidülését eredményezi). A telítődési szint a szálkőzetben sem helyezkedhet el tartósan. Különben a törmelékképződés növekedése miatt a két zóna határa mindaddig eltolódna a telítődési szint felé, amíg azzal egybe nem esne, hiszen e szint alatt a szálkőzetbe oldóképes víz nem kerülhet.

Mindebből következik, hogy a telítődési szint és a II. zóna alsó határa között dinamikus egyensúly

alakul ki.

Az egyensúly adott CO_2 produkció és adott összfelület /minél kisebb átmérőjű a II. zóna kőzettörmeléke, a zóna vastagsága annál kisebb lesz/ mellett áll fenn, miután ezen tényezők megszabják a leszivárgó oldatok telítődési mélységét. Az egyensúly állandó változás mellett valósul meg. A II. zóna törmelék felületének oldódása ugyanis a telítődési szint mélyebbre, a szálkőzet felé tolódását eredményezi, ami törmelék keletkezésével jár.

A két zóna határa a telítődési zónával együtt úgy tolódik lefelé, hogy a szálkőzet fogy a II. zóna vastagsága nem változik. Amennyi anyagból oldat formájában elszállítódik annyi anyag keletkezik a III. zónából /szálkőzet/ felaprozódással.

A II. zóna vastagsága adott helyen a CO_2 mennyiségtől továbbá a III. zónából keletkezett törmelék darabok nagyságától függ. Előbbit az éghajlat és élővilág, utóbbit a kőzettani tulajdonságok /töredezettség/ határozza meg.

Új egyensúly - és a két zóna eltolódásának új, a korábitól eltérő sebessége - alakul ki akkor, ha a CO_2 produkció ugrásszerűen megváltozik /pl. klímaváltozás/. Ekkor a II. zóna vagy vastagodva vagy összezugorodva gyorsan a telítődési szinthez simul.

2. A karsztos ^{felszinek,} denudáció ^{jának} matematikai modellje

Tekintsünk egy karsztos térszint, s a törmelé-
kes oldódó zóna egy ideális R sugarú gömb alakú
darabját, amelyet v sebességű szivárgó oldat vesz
körül. Az oldódási folyamatról feltesszük, hogy víz
utánpótlásától függően szakaszosan stacionárius, az
áramlás lamináris, s a környezettel termikus egyen-
súlyban van. Feltételezzük továbbá, hogy a kiválasz-
tott törmelék darabkának az oldódó zóna felső határ-
tól mért x mélysége annak oldódása közben nem válto-
zik.

Feladatunk a gömb alakú törmelék darab oldódásá-
nak matematikai leírása, azaz keressük az $R=R(t)$
függvény explicit alakját. A karsztos oldódás Dubljansz-
kij J.V. /1987/ által adott általános egyenletét /ered-
ményeit Szunyogh G. 1987. ismertette idehaza/ a ki-
választott törmelék darabkára alkalmazva a

$$/1/ \quad - \frac{dm}{dt} = \frac{k_x \cdot k_T}{k_x + k_T} \cdot S \cdot (C_p - C_l)$$

egyenlethez jutunk, ahol

m [kg] a törmelék darabka felületéről leoldott
mésző tömege,

k_x [$\frac{m}{s}$] a kémiai oldás sebessége,

k_T [$\frac{m}{s}$] a határrétegben történő anyagtranszport
sebessége,

S [m^2] a törmelékdarabka felszíne,

C_e $\left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right]$ a feloldott mészkő egyensúlyi koncentrációja,

C_i $\left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right]$ a törmelék darabka környezetében az áramló folyadék mészkő koncentrációja.

A tapasztalatok szerint $k_x, k_f \ll v$ továbbá az oldódó zóna felső határától lefelé haladva a szivárgó víz C_i koncentrációja a fokozatos telítődés következtében növekszik. Feltételezzük, hogy a $C_i = C_i(x)$ függvény explicit alakja

$$/2/ \quad C_i = C_e \cdot (1 - e^{-\lambda x}),$$

Itt a λ ^{azt,} fejezi, ^{hogy} az oldat lefelé haladva milyen ütemben közelíti meg telítődési szintjét. Tehát változása alapján telítődési görbe adható meg /1. ábra/. A CO_2 produkció ezt a telítődési ütemet meghatározza az alábbi módokon.

- Minél nagyobb a CO_2 produkció - amely főleg az I. zónában keletkezik - a telítődési görbe lefutása annál elnyújtottabb lesz, így a telítettségi szint /közel telítettségi szint/a felszínhez képest annál nagyobb mélységű lesz. A II. zóna vastagsága, ahol az oldás végbemegy /adott törmelék nagyság mellett/ így annál nagyobb lesz.

- Az oldat leszivárgása közben újabb és újabb CO_2 termelőhelyeket érint. Ezért a valóságban a telítődési görbék sokkal szabálytalanabb lefutásuak lehetnek, mint amilyen görbe az 1. ábrán látható.

A telítődési görbèlefutásának megállapításához különböző mélységekben az oldat C_i koncentrációjának a meghatározása szükséges.

Ha Q a mészkő sűrűsége, dR a gömb alakú törmelék darabka sugarának változása dt idő alatt, akkor

$$/3/ \quad \frac{dm}{dt} = Q \cdot S \cdot \frac{dR}{dt} ,$$

amelyek felhasználásával az /1/ egyenlet a

$$/4/ \quad \frac{dR}{dt} = - \frac{k_x \cdot k_T}{k_x + k_T} \cdot \frac{C_e - C_i}{Q}$$

alakban írható fel. Ebből a /2/ felhasználásával az

$$/5/ \quad \frac{dR}{dt} = - \frac{k_x \cdot k_T}{k_x + k_T} \cdot \frac{C_e}{Q} \cdot e^{-\lambda x} ,$$

illetve

$$/6/ \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_x} + \frac{1}{k_T} \right) \cdot \frac{Q}{C_e} \cdot e^{\lambda x}$$

adódik.

Dubljanszkij J.V. /1987/ szerint a határrétegben az anyagtranszport sebessége érvényes a

$$/7/ \quad k_T = \frac{85}{8} \cdot \frac{1}{d} \cdot \sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}$$

formula, ahol

$d [m]$ az áramlás útjában álló gömb alakú törmelék darabka karakterisztikus mérete, itt most a gömb átmérője, azaz $d=2R$,

$D \left[\frac{m^2}{s} \right]$ a diffúziós állandó,

$\gamma \left[\frac{m^2}{s} \right]$ az áramló folyadék kinematikai viszkozitási tényezője.

A /6/ egyenlet a /7/ felhasználásával a

$$/8/ \quad \frac{dt}{dR} = - \left(\frac{1}{k_k} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \gamma}} \right) \cdot \frac{Q}{C_e} \cdot e^{\lambda x}$$

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

$$/9/ \quad t = - \frac{Q}{C_e} \cdot e^{\lambda x} \int_{R_0}^R \left(\frac{1}{k_k} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \gamma}} \right) dR ,$$

itt $t=0$ esetén $R=R_0$, vagyis az oldódási folyamat kezdetén a törmelék gömb kezdeti sugara R_0 . Az integrálás zárt alakban elvégezhető:

$$/10/ \quad t = \frac{Q}{C_e} \cdot e^{\lambda x} \cdot \left(\frac{R_0 - R}{k_k} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_0^2 - R^2}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \gamma}} \right)$$

Ezután már rátérhetünk az adott karsztos térszin denudációs sebességének vizsgálatára. Tételezzük fel, hogy a mészkő töredezett, s a repedések rendszere három olyan ekvidisztáns párhuzamos síkrendszert alkot, amely síkrendszerek páronként egymásra jó köze-

litéssel merőlegesen. Másként szólva, a három síkrendszer a szálkőzet felszínhez közeli tartományát egybevágó a élhosszúságú kockákra bontja /ez a valószínűségi helyzet leegyszerűsítése, ugyanis a törési síkok többnyire csak közelítően zárnak be egymással derékszöget/. Az oldódás során ezen ideális kocka alakú törmelék darabkái legömbölyödnek, majd a kialakult gömbök oldódnak tovább. Mivel a lefelé szivárgó víz oldóképessége az oldódó zóna felső határától lefelé haladva csökken, így az egyre mélyebben levő törmelék darabok feloldódásának sebessége adott időpillanatban egyre kisebb. Ezért az oldódó zóna felső határától lefelé haladva a törmelék gömbök mérete egyre nagyobb, míg a zárt köbös térkitöltést el nem érik.

/2. ábra/
felszín

A karsztos demudáció sebességének meghatározásához válasszuk ki a felülről lefelé növekvő törmelék gömbök egy oszlopát. Az oldódási folyamat beindulásától számítva az oszlop legfelső gömbjének teljes feloldódásához a /10/ formula szerint

$$/11/ \quad t_1 = \frac{Q}{C_e} \cdot e^{\frac{1}{2} \lambda a} \cdot \left(\frac{a}{2k_k} + \frac{2a^2}{85 \cdot \sqrt[3]{D^2 \cdot \gamma}} \right)$$

idő szükséges, hiszen $x = \frac{a}{2}$, $R_0 = \frac{a}{2}$, $R = 0$.

Az oldódási folyamat beindulásától számítva az oszlop felülről második gömbjének teljes feloldásához a fentihez teljesen hasonlóan a /10/ formula szerint

$$/12/ \quad t_2 = \frac{3}{C_e} \cdot e^{\frac{3}{2}\lambda a} \cdot \left(\frac{a}{2k_x} + \frac{2a^2}{85 \cdot \sqrt{D^2 \cdot \gamma}} \right)$$

idő szükséges, mert $x = \frac{3}{2}a$, $R_0 = \frac{a}{2}$, $R = 0$

A vizsgált gömbök oszlopának t_1 illetve t_2 időpontbeli állapotát a 3. ábra szemlélteti. Vegyük észre, hogy a két állapot között jó közelítéssel csupán annyi az eltérés, hogy a t_1 -beli gömboszlop a t_2 -re a kockaélhosszal lefelé eltolódik. Ebből az is látható, hogy a $\Delta t = t_2 - t_1$ idő alatt az oldódó zóna felső határa, s így a karsztos térszín felszíne is oly mértékben süllyedt, amennyi anyag ezen idő alatt kioldódott a gömboszlopból. Ennek ΔV térfogata azonban a 3. ábra jelöléseit felhasználva könnyen meghatározható. A t_1 -beli állapotban felülről lefelé haladva a gömbök térfogata $V_1 = 0$, V_2, V_3, V_4, \dots a t_2 -beli állapotban pedig szintén felülről lefelé haladva $V_1' = 0, V_2' = 0, V_3' = V_2, V_4' = V_3, \dots$.Igy

$$/13/ \quad \begin{aligned} \Delta V &= (V_1 - V_1') + (V_2 - V_2') + (V_3 - V_3') + (V_4 - V_4') + \dots = \\ &= (0 - 0) + (V_2 - 0) + (V_3 - V_2) + (V_4 - V_3) + \dots = \frac{4}{3} \frac{\pi}{2} \left(\frac{a}{2} \right)^3 = \frac{\pi}{6} \cdot a^3 \end{aligned}$$

amelynek nagysága éppen egy a átmérőjű gömb térfogata. A /11/, /12/ és /13/ felhasználásával a $\Delta t = t_2 - t_1$

idő alatt kioldódó anyag ΔV térfogata és a Δt időtartam hányadosaként az anyag kioldásának átlagos intenzitását kapjuk:

$$/14/ \quad \bar{J} = \frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{\pi \cdot a^3}{6} \cdot \frac{C_0}{\rho} \cdot \left(e^{\frac{3}{2} \lambda a} - e^{\frac{1}{2} \lambda a} \right)^{-1} \cdot \left(\frac{a}{k_k} + \frac{2a^2}{85 \sqrt[3]{D^2 \cdot \gamma}} \right)^{-1}$$

Ha a karsztos térszín $\Delta t = t_2 - t_1$ idő alatt Δx értékkel süllyed, akkor a $\Delta V = a^2 \cdot \Delta x$ felhasználásával a felszín átlagos süllyedési sebessége a /14/ alapján:

$$/15/ \quad \bar{v} = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\pi a}{6} \cdot \frac{C_0}{\rho} \cdot \left(e^{\frac{3}{2} \lambda a} - e^{\frac{1}{2} \lambda a} \right)^{-1} \cdot \left(\frac{a}{2k_k} + \frac{2a^2}{85 \sqrt[3]{D^2 \cdot \gamma}} \right)^{-1}$$

Mivel Δt idő elteltével az oldódó zóna is eltolódik lefelé annyival, amennyivel a felszín le~~s~~süllyed, így a /15/ jó közelítéssel a karsztos oldódás beindulásától megegyezik végig a karsztos térszín süllyedési sebességével.

A /15/ formulát elemezve láthatjuk \bar{v} adott helyen folyamatos oldó anyag utánpótlást feltételezve a kőzet töredezettségének a mértékéről, illetve az oldódó aktív zóna /II. zóna/ vastagságával kapcsolatban levő λ értékétől függ. Ha a kőzet töredezettebb, illetve az aktív zóna vastagabb, akkor a felszín süllyedése nagyobb.

Valójában az oldó anyag utánpótlása nem folyamatos, illetve a karsztos térszinre jutó víz egy része nem jut el az oldódó zónához. Így meghatározható az adott helyen egy η arányossági tényező ($0 \leq \eta \leq 1$). Ha adott T_0 idő, mondjuk egy év alatt t_0 ideig kap beszivárgó csapadékvizet a vizsgált karsztos terület II. zónája, akkor az η arányossági tényezőt úgy értelmezzük, mint a t_0 és a T_0 idő hányadosa /viszonya/, azaz:

$$/16/ \quad \eta = \frac{t_0}{T_0}$$

A /15/ és a /16/ formulákból megkaphatjuk a karsztos térszin denudációjának sebességét:

$$/17/ \quad v_2 = \eta \cdot \bar{v} = \eta \cdot \frac{\alpha \cdot a}{6} \cdot \frac{C_e}{g} \cdot \left(e^{\frac{3}{2}\lambda} - e^{\frac{1}{2}\lambda a} \right)^{-1} \cdot \left(\frac{a}{2k_x} + \frac{2a^2}{85 \cdot \sqrt{D^2 \cdot \gamma}} \right)^{-1}$$

A /17/ összefüggés alkalmas egy adott karsztos képződmény kialakulási idejének a meghatározására is.

Ha ugyanis a karsztos térszinen található egy, a környezetéhez képest h mélységű töbör, amelynek alzata v_1 , a környezete pedig v_2 sebességgel süllyed, akkor a töbör jelenlegi kifejlődéséhez

$$/18/ \quad t^* = \frac{h}{v_1 - v_2}$$

idő szükséges, ami közben a korábban sík térszin
töbröt kialakító része $h_1 = v_1 \cdot t^*$, míg a környe-
zetet kialakító része $h_2 = v_2 \cdot t^*$ értékkel süllyed, s
 $h = h_1 - h_2$.

3. Karsztosodó terület^(felszíni) denudációs sebességének
számszerű becslése.

Adott karsztos térszin esetén a denudációs
sebesség tényleges meghatározásához Dubljanszkij
J.V. /1987/ nyomán felhasználjuk a következő össze-
függéseket.

$$/19/ \quad C_e = A_c \cdot T + B_c \quad ,$$

$$\text{ahol } A_c = 7,58 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3 \cdot \text{°K}} \quad , \quad B_c = 3,92 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \quad , \quad T = 281 \text{°K}$$

$$/20/ \quad k_x = A_x \cdot e^{-\frac{E_x}{R \cdot T}} \quad ,$$

$$\text{itt } A_x = 5,36 \cdot 10^5 \frac{\text{m}}{\text{s}} \quad , \quad E_x = 5,41 \cdot 10^4 \frac{\text{J}}{\text{mol}} \quad , \quad R = 8,314 \frac{\text{J}}{\text{mol} \cdot \text{°K}}$$

$$/21/ \quad D = A_D \cdot e^{-\frac{E_D}{R \cdot T}} \quad ,$$

$$\text{ahol } A_D = 2,37 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}^2}{\text{s}} \quad , \quad E_D = 1,46 \cdot 10^4 \frac{\text{J}}{\text{mol}}$$

$$/22/ \quad \gamma = A_\gamma \cdot e^{-\frac{E_\gamma}{R \cdot T}} \quad ,$$

$$\text{ahol } A_\gamma = 2,59 \cdot 10^{-5} \frac{\text{m}^2}{\text{s}} \quad , \quad E_\gamma = 1,46 \cdot 10^4 \frac{\text{J}}{\text{mol}} \quad ,$$

végül $\rho = 2700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ a mészkő sűrűsége. A /20/, /21/, /22/

összefüggések az Arrhenius egyenletek, R^1 az egyetemes gázállandó, E_K, E_D illetve E_V pedig a virtuális empirikus aktiválási energia, amely a kémiai oldást, a diffuziót, illetve a viszkozitást jellemzi Sjørberg-Richard szerint.

A mészkő töredezettségét jellemző szomszédos párhuzamos törési síkok távolsága például felső triász karsztos kőzeteken Kovács Gy. /1979/ adatai alapján $a = 2,2 \cdot 10^{-2} m$.

Itt jegyezzük meg, hogy a valóságos felaprózódásnál a szálközetről leváló törmelék darab méretének a fenti érték jó közelítéssel csupán alsó határa.

Az oldódási zóna vastagságával kapcsolatos λ meghatározható az adott karsztos terület megszondázásával Zámbo L. /1986.a./ módszerével, illetve becsülhető is a következő módon.

Ha y jelöli az aktiv oldódó zóna vastagságát, s feltesszük, hogy a rajta átszivárgó víz 99 % telítettséggel lép ki belőle, akkor a /2/ alapján

$$/23/ \quad 0,99 \cdot C_2 = C_0 \cdot (1 - e^{-\lambda y}) \quad ,$$

amiből

$$/24/ \quad \lambda = \frac{2 \ln 10}{y}$$

adódik.

A /16/ formulával értelmezett η arányossági tényező becsléséhez az 1 év alatti ^{To}összcsapadék ^a hullási időből indulunk ki.

Ez a hárskúti és szombathelyi meteorológiai állomások néhány kiragadott évének adatai szerint Hárskútnál: 222 + 297 h /1986/, 785 + 263 h /1987/, 611 + 223 h /1988/, 673 + 36 h /1989/, ^{ill.} Szombathely: ^{nél} 452 + 139 h /1984/, 418 + 126 h /1985/, 480 + 103 h /1986/, 787 + 197 h, 560 + 119 h /1988/, 575 + 25 h /1989/ órának adódott. Az első szám az eső, a második szám a hó összhullási ideje. /Csak az 1 mm-nél nagyobb intenzitású csapadékhullási időket vettük figyelembe ./

A fenti adatokból a /16/ alapján számított η arányossági tényező a valóságos értéktől számottevően eltérhet az alábbiak miatt.

- A fentebb közölt csapadékhullási összidőben a hóhullás időtartama is szerepel. Ettől az időtől teljes egészében azonban nem lehet eltekinteni, mivel a hóolvadás is beszivárgást eredményez. /Igaz ennek értéke számottevően függhet attól, hogy a felszín fagyott-e vagy sem ./

- Az 1 mm-nél intenzívebb csapadék hullás esetében sem indul meg azonnal a csapadék beszivárgás. Ennek kezdete függ attól, hogy a talaj vagy talaj alatti

rétegek előzően mennyire itatódtak át.

Valószínű, hogy a beszivárgott csapadék egy része a talajban tározódik, így a felszín beszivárgásnál az I. zónából a II. zónába az átszivárgási idő kisebb lesz mint egy-egy csapadék hullás időtartama.

Látható, hogy az η arányossági tényező csak méréssel határozható meg. A próba számításokhoz azonban az összcsapadékhullási idők alapján nagyságrendileg elfogadható η arányossági tényező értékekből indulhatunk ki. Miután az általunk kigyűjtött csapadékhullási összidők 500-1000 h között szóródnak /valószínű, hogy a hazai karsztokon ezen adatoktól nagyságrendileg nincs eltérés/ ezen időknek a minimum körüli értékét / $t_0 = 500$ h/ tekintettük az η arányossági tényező meghatározásához maximális értéknek.

A számításoknál ezért $t_0 = 100-500$ h közötti időket vettük figyelembe /I. táblázat/.

Az a, λ, η tapasztalt, illetve becsült adatai alapján próbaszámítást végeztünk a karsztos denudáció értékére $a_1 = 2,2 \cdot 10^{-2}$, $a_2 = 4 \cdot 10^{-2}$, $a_3 = 6 \cdot 10^{-2}$, $a_4 = 8 \cdot 10^{-2}$, $a_5 = 10^{-1}$
 $a_6 = 2 \cdot 10^{-1}$ [m]

repedezettség; $\gamma_1 = 1$, $\gamma_2 = 2$, $\gamma_3 = 3$, $\gamma_4 = \dots$, $\gamma_5 = 5$ [m]

oldódási zóna vastagság; s $t_{01} = 100$ $t_{02} = 200$ $t_{03} = 300$

$t_{04} = 400$ $t_{05} = 500$ [h]

évi csapadékhullási idő

esetén. A számítások eredményét az I. táblázat és a 4. ábra mutatja.

például,
Ha $y_1 = 5 [m]$, $y_2 = 1 [m]$, $a = 10^4 [m]$ akkor az I.

táblázat felhasználásával $h = 38,4 [m]$ mély töbör életkora a /18/ alapján $t^* \approx 3,3 \cdot 10^5$ év.

Érdekes kérdés eredményeink összevetése Zámbó L. /1986.b./ számításaival. Szerinte a karsztos denudáció jó közelítéssel az idő lineáris függvénye. A /17/ formula szerint a $v_{12} = \text{konstans}$, így a fentiekben ismertetett matematikai modell szintén egyenletes karsztos denudációt ír le.

Zámbó L. /1986.b./ empirikusan meghatározta, hogy egy aggteleki dolina alzatából évenként és négyzetméterenként hány gramm mészkő oldódik ki.

$$/25/ \quad Q_1 = 30 \frac{g}{m^2 \text{év}}$$

Ha a karsztos térszín süllyedési sebessége $v_{12} \left[\frac{m}{\text{év}} \right]$, akkor az 1 év alatt 1 m² területről kioldódó $V_0 [m^3]$ térfogat számértéke v_{12} számértékével azonos. Az 1 év alatt 1 m² területről kioldódó $m_0 [kg]$ mészkő tömegét megkaphatjuk az

$$/26/ \quad m_0 = Q_3 \cdot V_0$$

alapján, ahol $Q_3 \left[\frac{kg}{m^3} \right]$ a mészkő sűrűsége. A számítást $y = 1 [m]$ oldódó zóna vastagság és $a_1 = 2,2 \cdot 10^2$, $a_2 = 4 \cdot 10^2$, $a_3 = 6 \cdot 10^2$, $a_4 = 8 \cdot 10^2$, $a_5 = 10^3$, $a_6 = 2 \cdot 10^4 [m]$

repedezettség esetén végeztük el (a számítások eredményét a II. táblázat és az 5. ábra mutatja), ha $t_0 = 100 [h]$ éves víz beszivárgást tételezünk fel.

Megállapíthatjuk, hogy a kapott értékek /II. táblázat/ jó egyezést mutatnak a Zámbo L. /1986.b./ által számított értékekkel. Így az általunk adott matematikai modell alkalmas lehet a karsztos területek denudációjának a megragadására.

4. A ^{felszíni} karsztos denudáció értelmezése a modell ^{alján}

A karsztos denudációt olyan horizontális oldódás eredményeként fogjuk fel, ahol a vertikális oldásnak a folyamatban előkészítő szerepe van. Ennek a folyamatnak a legsajátságosabb formái a töbrök. Számos megfigyelési tapasztalat azonban azt valószínűsíti, hogy a vertikális oldás egyes karsztterületeken - egyenlőre még ismeretlen okok miatt - uralkodóvá válhat. Ilyenkor kürtők oldásos hasadékok keletkeznek. Példaként említhetők erre magashegységi karsztterületek /Jakucs L. 1971./, trópusi karsztterületek /Ponton J.R. 1964, Móga J. 1982, Balázs D. 1984/, vagy hazai karsztterületek is mint az Alsó-hegy /Sárváry I. 1970/, vagy a Bakony-hegység /Veress M. 1982/. Ha a karsztosodás kürtő fejlődésre vezethető vissza, a karsztos denudáció sebessége az eljárással nem számítható. Ugyanis a törési sík menténi

leoldódás csak közvetve áttételesen okozza a felszíni lepusztulást. Annyira, amennyire a felszínen is megjelenik a szélesedő kürtő vagy hasadék forma, ill. amennyire a kőzet felette beszakadozik.

Ha a karsztosodás a modellben kifejtettek szerint megy végbe a /17/ képlet felhasználásával egy karsztos térszínrészlet denudációjának sebessége megadható, ha ismerjük azon a helyen a kőzet repedezettségét az η arányossági tényezőt, valamint a λ paraméter értékét /amelyet együttesen a CO_2 produkció és a II. zóna törmelék darabjainak összfelülete határoz meg/.

A denudáció nagysága az idő függvényében lineáris. A pillanatnyi sebesség annál nagyobb minél repedezettebb a kőzet, minél nagyobb a η arányossági tényező és a CO_2 produkció. Két paraméter nagyságának változatlansága esetén a harmadik paraméter értékének alakulásától függ a denudáció sebessége. /Bármely paraméterre - a másik kettő változatlansága esetén - megadható az az érték amely mellett a karsztos denudáció még végbemegy./ Ezért pl. a λ és a η arányossági tényező változatlansága esetén a repedés gyakoriság szabja meg a denudáció sebességét. Az előző két paraméter nagyságának növekedése esetén viszont egyre kisebb repedés gyakoriság mellett is bekövetkezik a karsztos denudáció, ill. változatlan repedés gyakoriság mellett is nő a sebessége.

Az, hogy egyes helyeken a denudáció mennyire eltérő más helyekhez képest a II. zóna jelzi. Minél vastagabb, pontosabban minél nagyobb a zóna törmelékének az összfelülete a II. és III. zóna határa annál gyorsabban vándorol lefelé.

A denudációs sebesség hely specifikus minden helyen más és más nem feltétlenül kell egybeesnie egy-egy karsztos képződmény határaival. Egy-egy ilyen hely nagysága, határa nem ismert. Függ a karsztterület előtörténetétől és az ott uralkodó jelenlegi viszonyoktól.

Irodalmi adatok alapján /Balázs D. 1964, Jakucs L. 1971, 1980, Zámbo L. 1986.a. 1987, / a specifikusságot elsősorban a CO_2 produkciónak az igen bonyolult térbeli eloszlása okozza. Igen változatos eloszlású lehet a kőzetek repedezettsége is. Legkevésbé talán az η arányosági tényező nagyságának ingadozása várható a csapadék-hullási összidők alapján, azonban a szivárgási viszonyok nagyon bonyolultan alakulhatnak mind a talajban mind a törmelékes zónában. Valószínű azonban, hogy a két utóbbi tényező viszonylag nagy területű homogenitása alapvetően megszabja egy-egy karsztterület sajátos arculatát, míg a CO_2 termelés helyenkénti váltakozása az ezen belüli változékonyságért felelős.

A modell a karsztosodás minőségi változásait nem képes leírni. Tehát a számítással nem követhető nyomon az a folyamat, amikor egy karsztos térszinen a denudáció üteme az egyes helyek között egyre inkább differenciálódik /mélyedés képződik, amelybe anyag halmozódik, ezért a CO_2 termelés növekedés miatt tovább gyorsul a denudáció/ amelynek eredményeként a karsztos térszín mélyedésekkel feltagolódik.

Alkalmas lehet viszont a felsorolt paraméterek ismeretében egy már kialakult karsztos forma valamely részén a denudáció nagyságának a számítására. Így ha valamely karsztos forma kialakulása óta a denudáció

sebessége nem változott a kialakulási kor is számítható.

Ha egy karsztos képződmény kialakulása óta klímaváltozás történt, akkor a denudáció sebessége is változik (mivel változik a CO_2 produkció), ill. változik, az α arányossági tényező nagysága is. Ha pl. egy töbör belsejében a jelenlegi denudációs sebesség-nél egy korábbi időszakban nagyobb is előfordult, akkor a töbör valóságos életkora a számítottnál kisebb.

A számítások megmutatják, hogy mennyire függ a szálkőzet repedezettségétől a karsztos denudáció mértéke. Így érthető, hogy miért elsősorban a nagyobb törés, repedésszámmal rendelkező kőzetek területén jelentősebb a felszíni karsztos formák gyakorisága. Valószínű azonban, hogy a repedésgyakoriság nem jelöli ki egyértelműen a törmelékdarabok nagyságát. A véletlenszerűen ható oldás /különösen kezdeti stádiumban/ következtében nem minden repedés /törés/ oldódik annyira, hogy egyuttal elvállási felület is képződjön. Ezért azonos töredezettségű mészkőnek is igen változatos nagyságú törmelék anyaga képződik, ami az egyéb denudációt befolyásoló tényezők egyezése esetén is, eltérő lepusztulási sebességet eredményez.

I R O D A L O M

- Balázs D. /1964/: A vegetáció és a karsztkorrózió kapcsolata - Karszt és Barlang p. 13-16
- Balázs D. /1965/: A karsztkorrózió általános kémiai vonatkozásai - Karszt és Barlang p. 51-61
- Balázs D. /1969/: Kísérletek a talaj alatt: karsztos korrózióról - Karszt és Barlang p. 57-60
- Balázs D. /1984/: Exhumált trópusi őskarszt Laphina vidékén /Minas Gerais, Brazília/ - Karszt és Barlang p. 87-92
- Dubljanszkij J.V. /1987/: Температурное моделирование гравитационного формирования изотермокарстовых процессов. Методы и изыскания температурных явлений.
- Móga J. /1982/: Karsztos toronyhegyek Nyugat-Malaysiában - Karszt és Barlang p. 93-96
- Ponton J.R. /1964/: The Origin of the Limestone Hills of Malaya - J. Trop Geogr. p. 134-139
- Jakucs L. /1971/: A karsztok morfogenetikája. Akadémia Kiadó, Bp.
- Jakucs L. /1978/: A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai - Karszt és Barlang p. 1-16.

- Jakucs L./1980/ A karszt biológiai produktum -
Földr.Közl. p. 331-344

- Kovács Gy. /1979/: Türedezett, repedéses kőzetek
szivárgási tényezője és áteresztőképessége -
VITUKI Közl. 10, Bp.

- Sárváry I. /1970/: A zsombolygenetika kérdéseiről -
Karszt és Barlang p. 5-14

- Szunyogh G. /1987/: A hévizes eredetű gömbfülkék
viztükör alatti kioldódásának elméleti
vizsgálata. - Karszt és Barlang p. 29-31

- Veress M. /1982/: Adatok a Hárskúti-fennsík karszt-
morfogenetikájához - karszt és Barlang p. 71-82

- Zámbo L. /1986.a./: Karsztvörössanyagok CO₂ termelése
és a karsztkorrózió összefüggése a A NME Közl.I.
sorozat, Bányászat p. 125-138

- Zámbó L. /1986.b./: Paleomorfológiai rekonstrukció a karsztos oldódás intenzitásának mértéke alapján - A NME Közl.I.sorozat Bányászat p.157-165

- Zámbó L. /1987/: A beszivárgó víz oldóképességének alakulása a talaj- és a karsztosodó kőzet határfelületén - Oktatási Intézmények Karszt- és Barlangkutató tevékenységének II.Országos Tud.Konferenciája p. 13-19.

I. táblázat: A karsztos térszín átlagos denudációs

sebessége $v_2 \left[\frac{m}{év} \right]$, mint az oldódó aktív

zóna y [m] és az éves folyadék beszí-

várgási idő t_0 [h] függvénye adott át-

lagos törmelékgömb átmérő a [m] mellett.

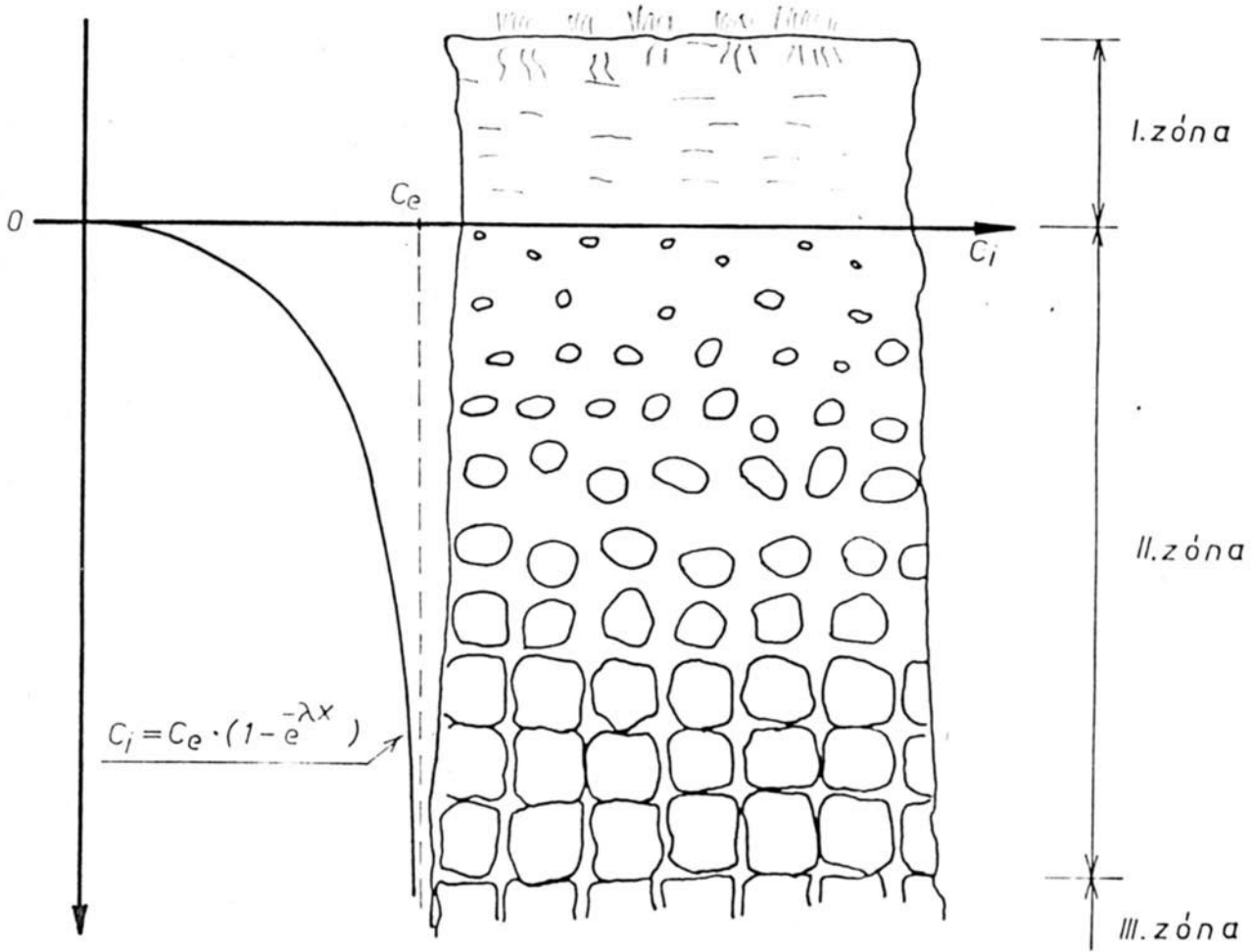
t_0 [h]	y [m]	1	2	3	4	5
$a=2 \cdot 10^{-2}$ m	100	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
	200	$10,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$
	300	$15,1 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$
	400	$20,1 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$10,9 \cdot 10^{-3}$
	500	$25,1 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$10,8 \cdot 10^{-3}$	$13,6 \cdot 10^{-3}$
$a=4 \cdot 10^{-2}$ m	100	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$
	200	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$12,8 \cdot 10^{-4}$	$16,1 \cdot 10^{-4}$
	300	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$14,2 \cdot 10^{-4}$	$19,2 \cdot 10^{-4}$	$24,2 \cdot 10^{-4}$
	400	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$12,2 \cdot 10^{-4}$	$18,9 \cdot 10^{-4}$	$25,6 \cdot 10^{-4}$	$32,3 \cdot 10^{-4}$
	500	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$15,2 \cdot 10^{-4}$	$23,6 \cdot 10^{-4}$	$32,0 \cdot 10^{-4}$	$40,3 \cdot 10^{-4}$
$a=6 \cdot 10^{-2}$ m	100	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$
	200	$11,3 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$
	300	$16,9 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$10,6 \cdot 10^{-4}$
	400	$22,5 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$11,1 \cdot 10^{-4}$	$14,1 \cdot 10^{-4}$
	500	$28,1 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$10,2 \cdot 10^{-4}$	$13,9 \cdot 10^{-4}$	$17,6 \cdot 10^{-4}$
$a=8 \cdot 10^{-2}$ m	100	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
	200	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$13,9 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$
	300	$8,6 \cdot 10^{-5}$	$20,9 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$
	400	$11,5 \cdot 10^{-5}$	$27,8 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$
	500	$14,4 \cdot 10^{-5}$	$34,8 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$
$a=10^{-1}$ m	100	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
	200	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$13,8 \cdot 10^{-5}$	$19,1 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$
	300	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$12,7 \cdot 10^{-5}$	$20,7 \cdot 10^{-5}$	$28,6 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
	400	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$17,0 \cdot 10^{-5}$	$27,6 \cdot 10^{-5}$	$38,2 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$
	500	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$21,2 \cdot 10^{-5}$	$34,4 \cdot 10^{-5}$	$47,7 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$
$a=2 \cdot 10^{-1}$ m	100	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$8,4 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$
	200	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$16,8 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$
	300	$7,7 \cdot 10^{-6}$	$25,1 \cdot 10^{-6}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$8,3 \cdot 10^{-5}$
	400	$10,3 \cdot 10^{-6}$	$33,5 \cdot 10^{-6}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$11,1 \cdot 10^{-5}$
	500	$33,2 \cdot 10^{-6}$	$41,9 \cdot 10^{-6}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$10,6 \cdot 10^{-5}$	$13,9 \cdot 10^{-5}$

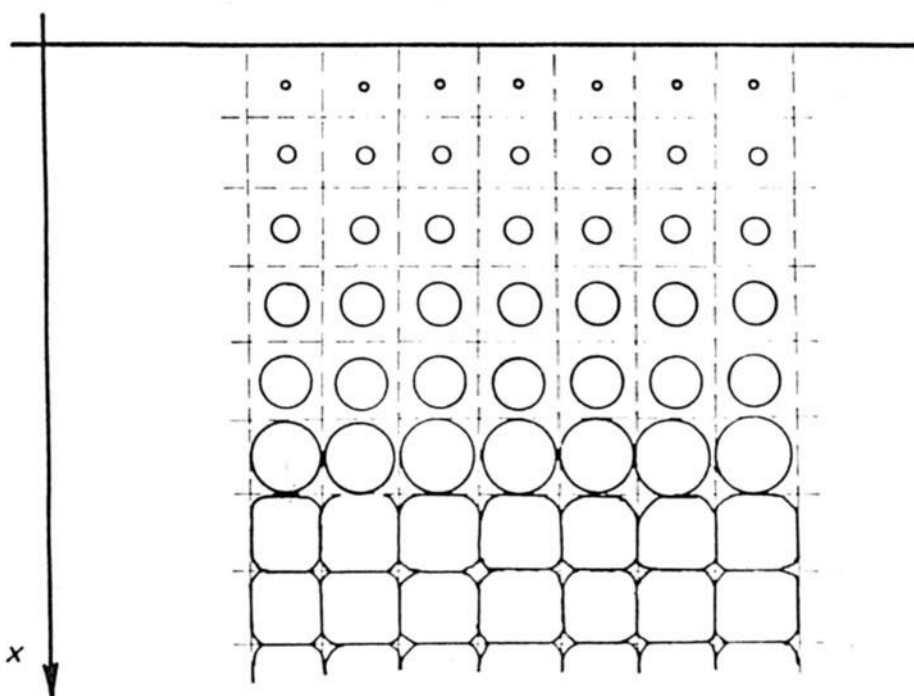
II. táblázat: A karsztos térszín 1 m² területéről 1 év alatt kioldott mészkő mennyisége $y=1m$ oldódó zóna vastagság és $t_0=100 h$ éves víz beszivárgás esetén.

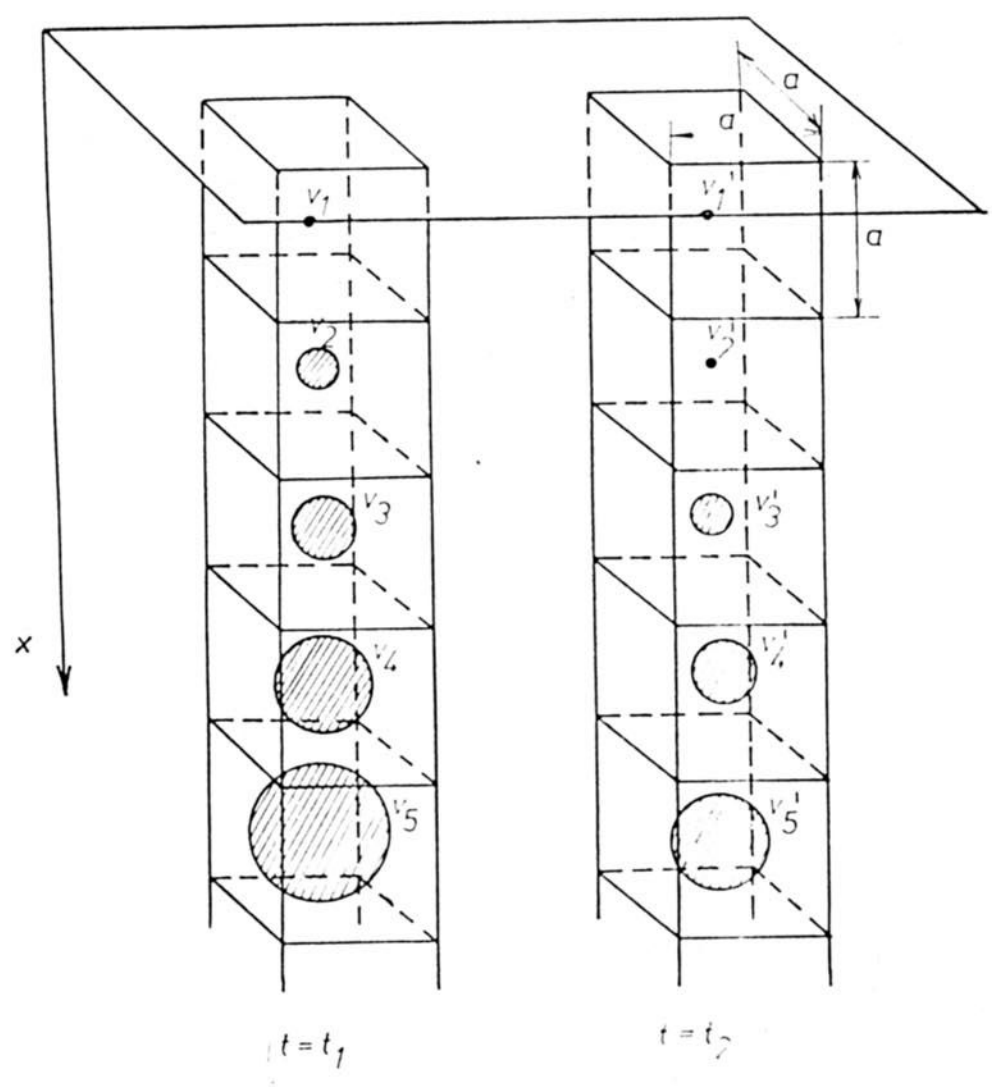
$a [m]$	$m_0 \left[\frac{kg}{m^2 \cdot év} \right]$
$2,2 \cdot 10^{-2}$	1,355
$4 \cdot 10^{-2}$	0,375
$6 \cdot 10^{-2}$	0,152
$8 \cdot 10^{-2}$	0,078
$1 \cdot 10^{-1}$	0,045
$2 \cdot 10^{-1}$	0,007

Ábrajegyzék

1. ábra: A $C_f = C_f(x)$ függvény
2. ábra: Az oldódó zóna geometriai modellje
3. ábra: Az oldódó zóna egy gömboszlopának állapota a t_1 , illetve t_2 időpillanatban
4. ábra: A karsztos denudáció sebessége $v_d \left[\frac{m}{év} \right]$, mint a II. zóna $y [m]$ vastagságának függvénye, adott $a [m]$ törmelék átmérő esetén
5. ábra: A karsztosodó térszín 1 m²-ről 1 év alatt kioldott mészkő mennyisége $m_0 = \frac{m}{A t_0} \left[\frac{kg}{m^2 év} \right]$ mint a törmelékdarabok átmérőjének függvénye $t_0 = 100$ h évi csapadék beszívárás és $y=1$ m II. zóna vastagság mellett







$v_z [\times 10^{-4}] \frac{m}{ev}$

40

30

20

10

$\alpha = 2,19 \cdot 10^{-2} m$

$\alpha = 4 \cdot 10^{-2} m$

$\alpha = 6 \cdot 10^{-2} m$

$\alpha = 8 \cdot 10^{-2} m$

$\alpha = 10^{-1} m$

1

2

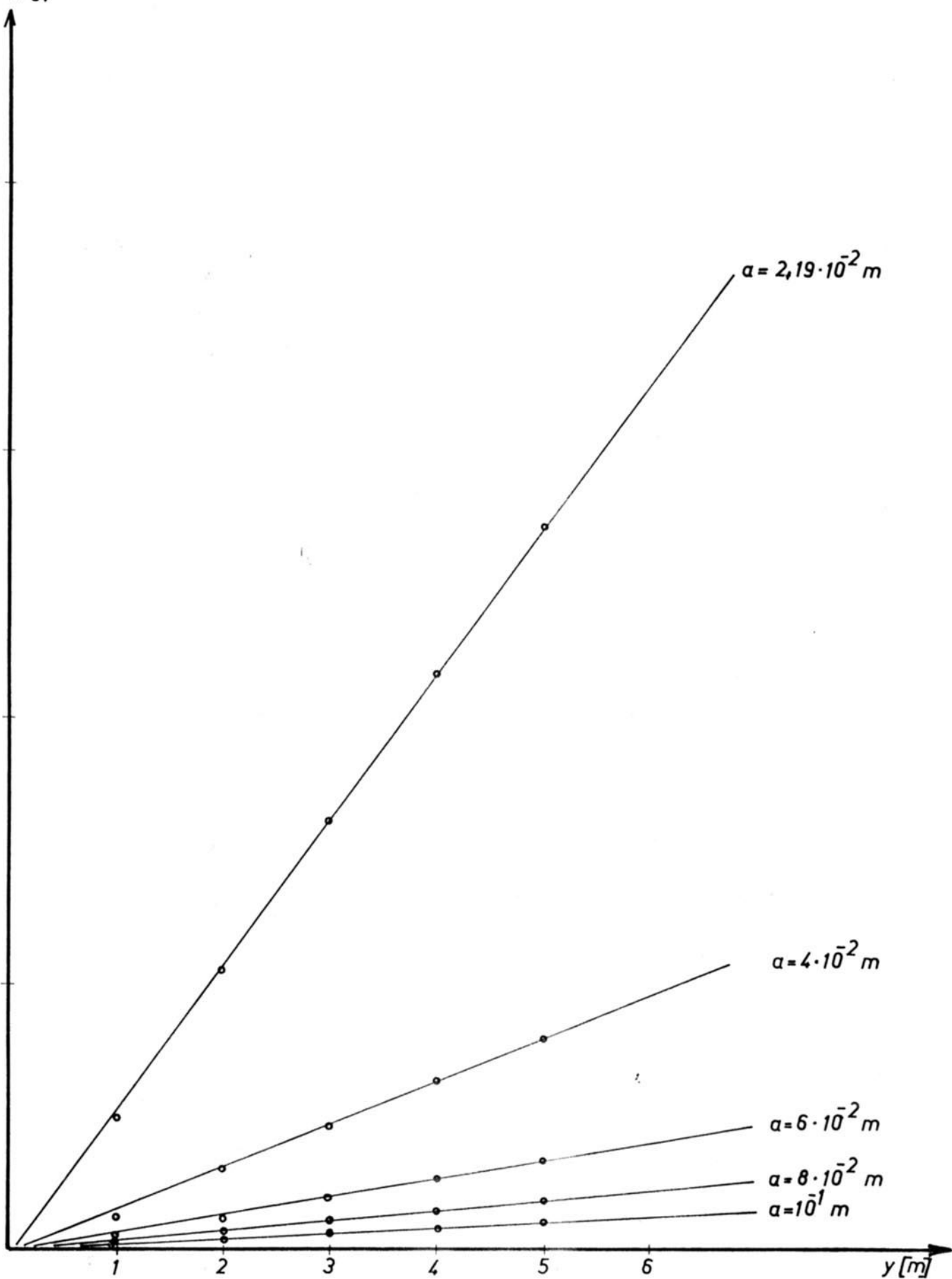
3

4

5

6

$y [m]$



$$m_0 = \frac{m}{A \cdot t_0} \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}} \right]$$

