

A csapadékvíz, valamint a talaj hőmérsékleti állapotának hatása a beszivárgás és az elfolyás feltételeire

JENEY CSABA

Agrártudományi Egyetem, Gödöllő

A dinamikusan fejlődő mezőgazdasági termelés egyik kulcskérdése — hazai, de egyúttal világviszonylatban is — a vízzel való ellátottság, illetve a meglévő vizekkel való helyes gazdálkodás. Ennek érdekében széles körű vizsgálatok folynak mindazon témakörökben, amelyek a vízzel kapcsolatban állanak.

A kérdéskör egyik fontos ága a csapadékból érkező és a talajba beszivárgó, illetve az elfolyó és károkat is okozó víz mennyiségi megállapítása.

A talaj vízgazdálkodásában nagyon fontos szerepet kap az infiltráció folyamata, mert ennek során dől el a vízbevétel nagysága, a leszivárgás intenzitása és mélysége, illetve az esetleg közben fellépő elfolyás bekövetkezése, valamint annak mértéke.

A szivárgás során a víz mozgási sebessége, az átáramlott víz mennyisége — a figyelembe vett talajszelvényben — az általánosan ismert DARCY-, illetve POISEULLE—HAGEN-féle egyenletek segítségével írható le [3, 6, 9, 21, 27, 32].

Az egész folyamatra jellemző értéket jelent az egyenletekben szereplő K szivárgási együttható. Az együttható a talaj porozitásától, valamint szemcse nagyságától és alakjától, illetve a víz viszkozitásától függ [21, 27].

A víz viszkozitásának és ezenkívül a felületi feszültségének nagysága — amint az általánosan ismert [19, 21], a hőmérséklet alakulása szerint változik.

A szivárgás folyamatában a viszkozitás szerepét, illetve annak hőmérséklettől való függését újabban főleg külföldön vizsgálták [20, 21, 27], de ezekből konkrét számadatokat a hazai irodalom viszonylag csak keveset vett át. A vizsgálatok legtöbbször laboratóriumi körülmények között folytak [9], így azoknak értelmezése a természetes talajra általában nehézséget jelent.

A talaj víznyelő és vízáteresztő képességének meghatározására számos hazai szabadföldi mérés is történt a MÜNTZ—LAINÉ-féle készülékkel [9, 10, 12, 32], de ilyen esetekben mind a talaj, mind a víz hőmérséklete annyira eltérhet a természetes beázási viszonyokétól, hogy itt a hőmérsékleti hatás kimutatása nem is volt várható. A mérések azonban egyéb szempontokból nagyon fontos eredményeket szolgáltatottak, akár csak még MADOS [9] ilyen jellegű árasztásos mérései, illetve MATTYASOVSKY [9] vízáteresztése és elfolyás megfigyelései.

A természetes hőmérsékleti és csapadékviszonyok mellett végzett beszivárgás és elfolyás vizsgálatról, amely a hőmérséklet hatásának elemzésével foglalkozott, csak háromról van tudomásunk.

Gödöllön, rozsdabarna erdőtalajon RAVASZ [28] a meleg és a száraz állapotban levő talajt jó víznyelőnek találta, ugyanakkor a nedves, hideg talaj vízbefogadó képessége lényegesen csökkent. PETE [25] végzett ugyanott 3 évig tartó szivárgás- és elfolyásméréseket, és ezeknek alapján szoros összefüggést talált a felső 10 cm-es talajréteg hőmérséklete, valamint a 40 és 80 cm-es mélységben mért szivárgás, illetve az elfolyás között. SÁGI [29] Kisújszálláson réti csernozjom talajon — a talajtípus- és lejtésviszonyokból adódóan — kismértékű, de egyértelmű összefüggést kapott a talajhőmérséklet és az elfolyás között. A kapott összefüggések szerint a melegebb talaj és víz esetében a szivárgás volt gyorsabb, a hideg talaj és víz esetében pedig növekedett az elfolyás.

Jelen tanulmányunkban — amely egy átfogóbb vizsgálat részét képezi [16], a természetes körülmények között lezajló infiltráció kísérőjelenségeiként vizsgáltuk meg a csapadékhullás idején uralkodó lég-, talaj- és csapadékvíz-hőmérséklet alakulását. Tehát a témakör időjárási oldalát kívántuk részletesebben feltárni.

A csapadékvíz tényleges hőtani hatását ugyanis csak a csapadékvíz-hőmérsékletek részletesebb ismeretében ítélni tudjuk meg reálisan. Rögzített paraméterek alapján számításokat végeztünk a csapadékvíznek a talajfelszínen, valamint a beszivárgás során az egyes talajrétegekben kifejtett hűtőhatásának meghatározására. A csapadékvíz-hőmérsékletek ismeretében azután megvizsgáltuk az év közben fellépő viszkozitás és felületi feszültség változásokat, amelyek végül is a beszivárgó, valamint az elfolyó víz mennyiségére vannak hatással.

E munkával egyúttal alapadatokat is akarunk nyújtani mind a kutató, mind a gyakorlati munkák részére. Mindmáig ugyanis csak egy-két időszakos részvizsgálatban [1, 7], illetve áttételes utalásokban [16] találunk nagyon kevés adatot ezekről a kérdésekről a meteorológiai szakirodalomban.

A hőmérsékleti állapotjelzők ismeretében a konkrét hatásfokvizsgálatok pedig, az elkövetkezendő években, SZABÓ [30] már folyamatban levő eróziós megfigyeléseihez kapcsolódnak.

Vizsgálati anyag és módszer

Az elemzésekhez a Gödöllőn mért meteorológiai adatokat használtuk fel, amelyek részben az országos mérőhálózat állomásáról (Egyetem-parki, 218 m, majd 1967-től Egyetem-obszervatórium, 242 m), részben az Egyetem kísérleti terén levő állomásról (Szárítópuszta, 224 m) származnak.

A talajhőmérséklet mérése — bolygatatlan, gyommentesen tartott — rozsdabarna erdőtalajon (Szárítópuszta), illetve homokos vályogtalajon (Obszervatórium) folyt [16, 17].

A feldolgozásokhoz 10 év (1958—1968) megfigyelési anyaga szolgált. A légköri állapotjelzők közül pedig a lég- és talajhőmérséklet, a csapadék, a felhőzet, valamint a szél adatait használtuk fel.

A mérési adatok feldolgozás során, csak a túlnyomóan fagymentes időszakot vettük figyelembe (III—X.), és azt teljes vegetációs időszaknak nevezzük a továbbiakban.

Elöljáróban megjegyezzük, hogy a jelen vizsgálatok során számos olyan fogalmat és meghatározást is felhasználtunk, amelyet egy előző tanulmányunkban ismertettünk (JENEY [18]). Ezekből a módszerekből azonban — a hivatkozott tanulmányra utalva — itt a megfelelő helyeken csak az értelmezhetőséghez legszükségesebbeket közöljük.

A csapadékvíz hőmérsékletének a többi meteorológiai elemhez hasonló rendszeres és folyamatos mérése — itt nem részletezett okok miatt —, még sem külföldön, sem hazánkban nem megoldott kérdés. A külföldön végzett aerológiai (magaslégtörő) célú ilyen mérések eredményeit (BYERS et al. [8]; MAULARD [23]) a hazai klimatológiai és agrometeorológiai irodalom [2, 4, 5, 22, 24, 26] még utalásszerűen sem vette át.

A csapadékvíz hőmérsékletének meghatározására szolgáló módszerünk alapjául saját — esetenként végzett — közvetlen méréseink adtak támpontot. A méréseket legalább 30 percig tartó esőben és minimálisan 2–3 mm-nyi vízmennyiség leesése utáni időpontban végeztük, olyan bőven esorgó csatornából fogva fel a vizet, ahol az összegyülekezési idő csak *sec.*-ban volt megadható. A felfogott víz mennyisége általában 10 liter körüli volt, és az edény középpontjába helyeztük el az $0,1^{\circ}$ -ra leolvasható higanyos hőmérőt. E mérések alapján — az általánosíthatóság céljából — összehasonítottuk a 10 év alatt előfordult olyan terminus időpontoknak (7, 14 és 21 ó) a lég- és a 2 cm-es talajhőmérsékleti adatait, amikor csapadékhullás volt. A talaj- és a léghőmérséklet közötti különbségek gyakorisági eloszlása azután bizonyította a kompenzációs hőmérséklet létrejöttének realitását csapadékhullás idején (1. táblázat).

Minthogy a csapadékhullás ideje a napszaktól független, ezért további általánosítással a csapadékos hidegperiódusok (csap. ≥ 5 mm, hőm. csökk. legalább 2–4° napi középértékben) idején fellépő *hőmérsékleti mélypont napi középértékét* tekintettük az illető időszakban hullott *csapadékvíz hőmérsékletének* (JENEY [16, 18]).

A *csapadékvíz hőmérsékletének alsó határértéke így viszonylag jól közelíthető*, tehát ennél alacsonyabb a víz hőmérséklete nem lehet.

A 10 év alatt előfordult csapadékos hidegperiódusok *hőmérsékleti mélypontjainak* gyakorisági eloszlása adta meg azután a *csapadékvíz-hőmérséklet alapadatait* (2. és 3. táblázat).

A talajfelszín eső alatti lehűlésének mértékét, valamint a víz beszívásával kialakuló hűtőhatást bemutató folyamatokat számítás útján határoztuk meg (1. és 2. ábra).

Talajtípusonként homokos vályogot vettünk, amely 8–10 cm-ig H_y értékig száraz volt. A fő talajfizikai jellemzői pedig így alakultak: $T_s = 1,4$ – $1,5$ kg/dm³, $VK_{\min} 21$ – 24 súly%, $H_y = 5,2$ – $6,5$ súly%, a fajhő (szárazon) $0,25$ cal/gC°. Az időjárási paraméterek figyelembevételénél pedig, koradélutáni óra, 26–27°-os léghőmérséklet, 36°-os eső előtti felszínhőmérséklet és záporosóból érkező 20°-os vízhőmérséklet volt a kiindulási alap.

A számítások során a talajfelszín és a vele érintkező vizet mintegy „keveréket” fogtuk fel, és 1 : 1 arányban vettük csak figyelembe az alkotóelemeket. A folyamatosan hulló csapadékvizet pedig úgy tekintettük, hogy az mindig közvetlenül a felszíni talajréteggel érintkezik először, tehát az előzőleg leestett víz a talajba folyamatosan elnyelődött (vagy elfolyt).

A számítás menete a következőképpen írható fel:

$$\frac{t_{r_0} + t_{\bar{v}}}{2}, \quad \frac{t_{r_1} + t_{\bar{v}}}{2}, \quad \dots, \quad \frac{t_{r_i} + t_{\bar{v}}}{2} \quad (i = 1, 2, \dots, 10)$$

és ahol a t_{r_0} a talajfelszín hőmérséklete az eső előtt, a $t_{r_1}, t_{r_2}, \dots, t_{r_i}$ az 1., 2., ..., i . mm leesése után a felszín hőmérséklete, a $t_{\bar{v}}$ a vízhőmérséklet 20° -nál. A t_{r_0} a $20^\circ \leq t_{r_0} \leq 66^\circ$ értéktartományban mozog (1. ábra).

A beázás-lehűlés modellt már a fentebb leírt módszer segítségével kapott eredmények felhasználásával szerkesztettük meg egy mélység—talajhőmérséklet koordináta-rendszerben. Az ábrán feltüntettük a ténylegesen mért talajhőmérsékleti állapotgörbét is (2. ábra). Az egyes mm-ek leesése után a beázás során kialakuló talajhőmérsékleti profilt — az egyszerűsítő feltételek figyelembevételével — grafikus extrapolációval határoztuk meg. Itt kiegészítésül a kiindulási feltételekhez még hozzátartozik, hogy a csapadékvíz egy-egy mm-e csak 4 mm-es talajréteget töltött fel ($VK_{\max.}$), és ennek bekövetkezését egy időpontban történőnek vettük. Az eső folyamatosan hullott és közelítőleg fél-egy óráig tartott.

A lefelé szivárgó víz felmelegedését lineáris folyamatnak tételeztük fel. Eszerint a két közvetlenül nem szomszédos réteg hőmérsékleti átlagaként tekintettük a közbülső szelvényben mozgó víz hőmérsékletét. E feltétel alapján az egyes rétegeket elérő 1., 2., ..., i . mm víz felmelegedése kiszámítható tetszőleges rétegben (r); ($r = 1., 2., \dots, 10.$) és mm-nél ($i = 0., 1., 2., \dots, 10.$), ahol az $i = 0$ a száraz talajra vonatkozó érték. A számítás általános formája a következő:

$$t_{v_{i,r}} = \frac{t_{v_{i+1,r-1}} + t_{v_{i-1,r}}}{2}$$

(Például a második mm víz hőmérséklete az 5. rétegben:

$$t_{v_{2,5}} = \frac{t_{v_{3,4}} + t_{v_{1,5}}}{2}$$

Egy beázási folyamatot végigkísérő talajhőmérsékleti állapotváltozásokat, a tényleges mérési adatok (7, 14 és 21 ó) alapján rajzoltuk meg (3. ábra). A mérések a már említett rozsdabarna erdőtalajon folytak, amelynek főbb talajfizikai állapotjelzői a következők (GÁBRIEL A. nyomán): térfogatsúly 1,6—1,7 kg/dm³; $VK_{\min.}$ 11—12 súly%; a H_v 2,0—2,2 súly%.

A víz viszkozitásának a hőmérséklete szerinti változását KÉZDI [19] nyomán vettük figyelembe, illetve a felületi feszültség hasonló összefüggését az ismert képlet alapján számítottuk.

Vizsgálati eredmények

A hazai szakmai körökben is még mindig eléggé elterjedt nézet az, hogy a csapadékot csak mint vízbevételi forrást tekintik, és a csapadékhullást kísérő kinetikai energiát, illetve a hőtani hatásokat figyelmen kívül hagyják. A természetes körülmények között azonban a csapadékvíz nem nulla potenciálról jut a talajra, valamint annak mindig meghatározott hőmérséklete is van. Ennek következtében mind a mozgási-, mind a hőenergia a talaj felszínén „szabadul fel”, és ezáltal a víz további mozgására (beszivárgás, elfolyás) — az

egyéb általánosan ismert, de itt nem részletezett tényezőkhöz kívül —, jelentős hatással van.

A csapadékhulláskor kialakuló időjárási viszonyokat és azok hatását a talajhőmérséklet alakulására már egy korábbi tanulmányban részletesen leírtuk [18], ezért itt az abban foglaltakra csak utalunk.

a) A csapadékvíz hőmérsékletének meghatározása

A csapadékvíz hőmérsékletének olyan rendszeres mérése — amint azt a módszertani részben már említettünk — amelyből klimatológiailag értékelhető adatokat kaphatnánk, még megoldatlan kérdés. Ezért olyan módszert kellett kidolgozni, amely lehetővé teszi az egyéb termikus jellegű adatokból a víz hőmérsékletének közelítő meghatározását. Ugyanis az ilyen jellegű műszeres mérések megindulása megítélésünk szerint — itt nem részletezett okok miatt — még a közeljövőben sem várható.

Már több mint 10 éve (1964 óta) alkalomszerűen végeztünk csapadékvíz-hőmérséklet méréseket, különböző évszakokban és napszakokban egyaránt, és egyidejűleg a léghőmérsékletet a meteorológiai állomás azonos időpontban leolvasott hőmérője szolgáltatta.

Az így kapott adatok (35–40 eset) egyértelműen azt mutatták — a közölt feltételek mellett —, hogy a csapadékvíz-hőmérséklet és a léghőmérséklet között 1° – $1,5^{\circ}$ -nál nem volt nagyobb eltérés. A vizsgált időszakban (III–X.) minden esetben a víz hőmérséklete volt *alacsonyabb*, a jelzett tartományon belül. Ilyenkor általában a talajfelszín, illetve a 2 cm-es talajszintben uralkodó hőmérsékletet is mértük. A különbségek ilyen összehasonlítás során sem haladták meg 2° -ot (itt is a víz volt a hidegebb). A mérések tehát igazolták az ilyenkor fellépő egyensúlyi hőmérséklet kialakulását, amely azután a további klimatológiai számítások elvégzését tette lehetővé.

A fentebb elmondottak képezték azután az elvi alapját annak, hogy a 10 év alatt előfordult olyan mérési időpontok lég- és talajhőmérsékleti adatait értékeljük, amikor csapadékhullás volt. Ezekben az esetekben azt vizsgáltuk tehát, hogy a lég-, illetve a 2 cm-es talajhőmérséklet között milyen eltérések alakulnak ki. Külön figyelemmel voltunk azokra az esetekre, amikor egy napon belül mindhárom időpontban (7, 14 és 21 ó) csapadékhullás volt, mert ezek a mérések igazolták a legmeggyőzőbben módszerünk fizikai realitását. Más esetekben ugyanis az észlelési időpont előtt tetszőleges lehet a megelőző csapadékhullás időtartama, mivel ezt a klimatológiai megfigyelések nem tudják pontosabban rögzíteni az adott mérési szisztéma következtében.

A kapott eredményeket táblázatban foglaltuk össze (1. táblázat), amelynek segítségével jól áttekinthetővé válnak az adatok.

Az eltérések gyakorisága bizonyos napszakos „szóródást” is mutat, ami a talajhőmérséklet napi menetének a következménye. Legkisebb a hőmérsékleti intervallum az egésznapos esőknél.

A végső összesítésből azonban kitűnik, hogy az esetek 81%-ában az eltérések nagysága a 0 – 3° -os értékközben található. Említést érdemel még, hogy az esetek 10%-ában melegebb a talaj, mint a levegő (főleg este és reggel).

A csapadékhullás elvileg bármikor előállhat. Ezért, hogy klimatológiailag is reális eredményt kapjunk, további általánosításra volt szükség.

Ennek érdekében azután — a módszertannál közöltek szerint — a 10 év alatt előfordult 186 csapadékos hidegperiódus hőmérsékleti mélypontjainak

1. táblázat

A 2 cm-es talajhőmérséklet és a léghőmérséklet között fennálló különbségek gyakorisági eloszlása (az esetek száma), 10 év alatt, azokban a terminus időpontokban, amikor csapadék hullás volt (Gödöllő-Szárítópuszta, 1958—1968; III—X. hónapok) (Talajhőmérséklet—léghőmérséklet °C)

(1) Terminusok	(2) Az eltérések nagysága, °C										(3) Össze- sen
	-3,0— -2,1	-2,0— -1,1	-1,0— 0,0	0,1—1,0	1,1—2,0	2,1—3,0	3,1—4,0	4,1—5,0	5,1—6,0	6,1 >	
7 ó	—	3	8	35	38	8	6	—	—	—	96
14 ó (13 ó)	—	2	2	13	20	19	2	2	1	2	63
21 ó (19 ó)	2	3	6	24	26	21	8	3	1	—	94
7 ó	—	1	1	10	6	—	1	—	—	—	19
14 ó (13 ó)	—	—	—	2	11	4	1	1	—	—	19
21 ó (19 ó)	—	1	1	8	9	—	—	—	—	—	19
Összesen	2	10	18	92	110	52	18	6	2	2	312
Az összes ese- tek %-ában	0,7	3	6	29	35	17	6	2	0,7	0,7	100%

gyakorisági eloszlását vizsgáltuk meg, 2°-os értékközöket figyelembe véve. (A periódusok értelmezését korábbi tanulmányunkban már leírtuk [18].) Kiegészítésképpen itt még azt jegyezzük meg, hogy minden hidegperiódusban átlagosan 2 napon esett az eső, így tulajdonképpen 368 csapadékos napról van szó.

A gyakorisági vizsgálatok során kitűnt, hogy az esetek két — egymástól jól szétválasztható — csoportba sorolhatók, nevezetesen egy nyári (V—IX.) és egy tavaszi—ősz (III—IV., ill. X.) jellegűbe.

A nyári gyakorisági adatokat — a vizsgálati időszak egyes éveit is felüntetve — a 2. táblázatban foglaltuk össze. Az évek között bizonyos eltérések mutatkoznak mind az esetek abszolút számában, mind a hőmérsékleti intervallumok szerinti eloszlásában, de a fő törvényszerűségek a 10 évi összesítések szerint már jól láthatók.

Az eseteknek mintegy 84%-a a 10—20° közötti értéktartományban található, illetve a legnagyobb gyakoriságú értékközöket figyelembe véve az előfordulások 60%-a 6°-nyi tartományban van (12—18°). A gyakorisági maximum a 16—18°-os értékközben következik be, és ez, az összes esetek mintegy 23%-át jelenti.

A tavaszi—ősz gyakorisági adatokat a 3. táblázat tartalmazza. Itt nagyobb az adatok szóródása, mint amilyen az előző esetben volt, aminek oka részben a kisebb esetszámból, részben az évszakjellegből adódik. Természetesen a további értelmezésből a 0° alatti tartomány kimarad, mert ekkor hó formájában hullott a csapadék. A gyakorisági maximum a 6—8°-nál következik be 11 esettel, ami így mintegy 27%-os arányt jelent.

Az úgynevezett „prefrontális” csapadékokról kell itt még említést tennünk, mert a későbbiek során (4. ábrán) az ezekre vonatkozó adatokat is fel-

2. táblázat

A csapadékos hidegperiódusok (cs. ≥ 5 mm) hőmérsékleti mélypontján uralkodó napi középértékek évenkénti és 10 évi gyakorisága az V-IX. hónapokban (Gödöllő, 1958-1968)

(1) Hőfok, °C	Év										(2) Esetek összesen	
	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967		1968
6,1 - 8,0	-	1	1	-	-	-	-	-	1	-	-	3
8,1 - 10,0	-	-	1	1	1	1	1	1	-	2	-	8
10,1 - 12,0	1	1	1	1	4	2	2	1	2	2	1	18
12,1 - 14,0	1	3	4	2	2	-	3	6	-	3	1	25
14,1 - 16,0	3	1	1	2	2	4	1	6	5	1	1	27
16,1 - 18,0	6	2	4	4	-	7	2	1	3	3	-	32
18,1 - 20,0	1	1	2	1	3	2	1	2	2	2	-	17
20,1 - 22,0	-	1	1	-	1	1	2	-	2	1	-	9
22,1 - 24,0	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
Összesen:	12	10	15	11	13	18	12	17	15	14	3	140

használtuk. Ide azokat a csapadékos eseteket soroltuk (csap. ≥ 5 mm), amikor a talaj mentén nem volt kimutatható léghőmérsékleti változás (napi középértékben $\leq 2^\circ$ -nál), azaz állandó jellegű volt a hőmérséklet. Ilyenkor általában magasabb a csapadékvíz hőmérséklete is, de a kis számuk miatt - 10 év alatt összesen 39 eset - részletesebben nem ismertetjük az eloszlási gyakoriságukat.

3. táblázat

A csapadékos hidegperiódusok (cs. ≥ 5 mm) hőmérsékleti mélypontján uralkodó napi középértékek évenkénti és 10 évi gyakorisága a III-IV. és X. hónapokban (Gödöllő, 1958-1968)

(1) Hőfok, °C	Év										(2) Esetek összesen	
	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967		1968
-6,0 - / -4,1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	1
-4,0 - / -2,1	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	2
-2,0 - / 0,0	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	2
0,1 - 2,0	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	1	3
2,1 - 4,0	1	-	1	-	-	-	-	-	2	-	-	4
4,1 - 6,0	-	1	-	-	-	-	-	2	-	2	-	5
6,1 - 8,0	-	2	3	-	1	1	1	2	-	1	-	11
8,1 - 10,0	-	1	2	1	-	1	-	-	-	1	-	6
10,1 - 12,0	-	-	-	1	-	1	3	-	2	-	-	7
12,1 - 14,0	-	-	1	1	-	-	-	-	-	2	-	4
14,1 - 16,0	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Összesen:	2	4	8	3	2	5	6	4	5	6	1	46

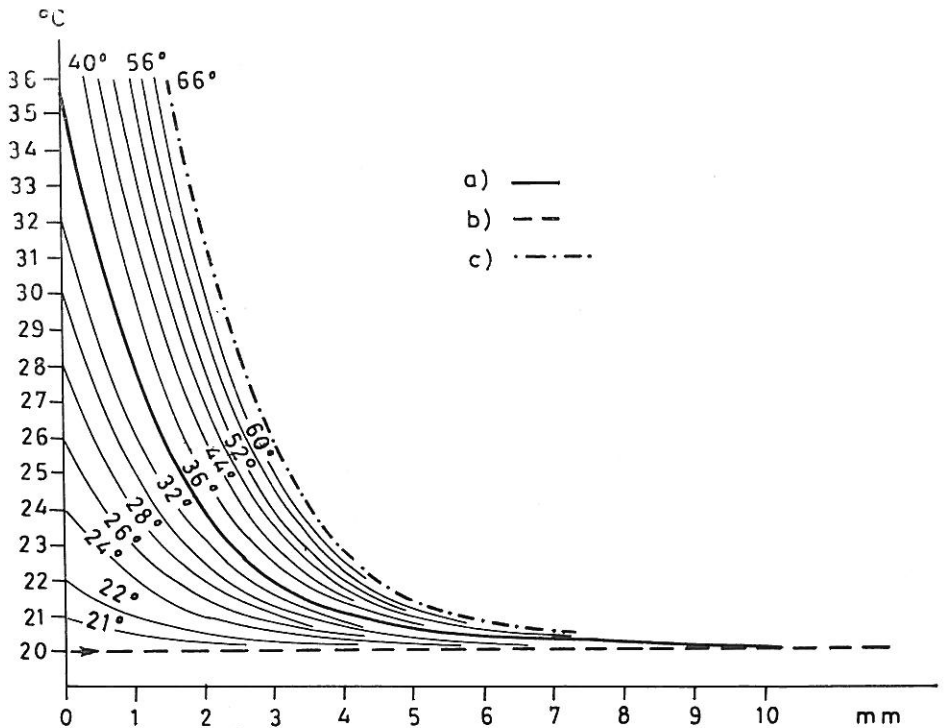
b) *A csapadékvíz hűtőhatása a talajfelszínen és a talajban*

A fentebb ismertetett adatok birtokában már mód volt arra, hogy megvizsgáljuk az eső időtartama alatti felszínhőmérséklet alakulását, illetve a beszivárgás során kialakuló talajhőmérsékleti profilt.

Mint ahogy egyelőre megfelelő regisztráló műszerrel nem rendelkezünk, ezért a talajfelszín hőmérsékletét a meglévő talaj-, valamint csapadékvíz-hőmérsékleti adatokból kiindulva, számítással határoztuk meg. A számítás módszerét általános érvényűnek tartjuk bármilyen talajtípusra, de a módszer bemutatása érdekében meghatározott esetet és állapotjelzőket vettünk figyelembe, amint azt már a módszertani részben rögzítettük.

A leesett csapadékmennyiség függvényében kialakuló felszínhőmérsékleteket az 1. ábrán mutatjuk be. A kiindulási felszínhőmérsékleten (36°) kívül a lehetséges többi értékre is elvégeztük a számítást 21° -tól 66° -ig. A 21° még 20° -os vízhőmérséklet mellett számításba jöhet. Szélsőértékként pedig felvettünk olyan 66° -os felszínhőmérsékletet is, amelyik ezen a talajtípuson hazánkban egyáltalán előfordulhat.

Az adatok egyértelműen azt mutatják, hogy a leesett vízmennyiség és a felszínhőmérséklet kapcsolata egy exponenciális jellegű függvénnyel fejez-



1. ábra

A talajfelszín hőmérsékletének alakulása a lehullott csapadékmennyiség függvényében (vízhőmérséklet 20°C). a) 36°C lehülési görbéje. b) A 20°C -os vízhőmérséklet. c) Az abszolút szélsőérték. Függőleges tengely: Talajfelszín hőmérséklete $^\circ\text{C}$. Vízszintes tengely: Csapadék mm.

hető ki, és már az *első mm* lehullása után nagymértékű a hőmérsékletváltozás. *5 mm* leesése után az eltérés már kisebb 2° -nál, majd 9–10 mm-nél gyakorlatilag megegyezik a víz és a felszín hőmérséklete.

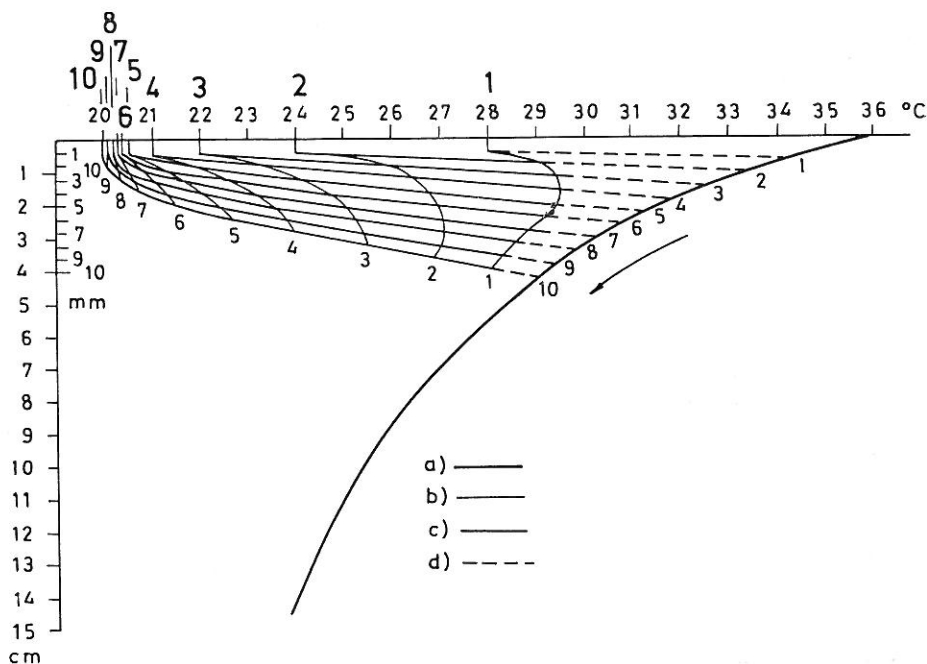
A valóságos körülmények közül azonban még hamarabb bekövetkezik a kiegyenlítőds az ismert hőkapacitáskülönbség miatt (nedves talajnál sem nagyobb az 0,5–0,6-nél), de mi szándékosan a szélső esetre végeztük a számítás. Úgyszintén nem vettük itt számításba a csapadékkal legtöbbször együtt érkező hidegadvекció hűtő hatását sem [18], ami a lehűtés hatásfokát ugyan csak elősegíti.

A számítások természetesen analóg módon bármilyen reális csapadékvíz-hőmérséklet értékre elvégezhetők.

A továbbiakban azt vizsgáltuk meg, hogy a talajba szivárgó víz — a már rögzített talajfizikai állapotjelzők feltételezése esetében — miként hűti le az átnedvesített, illetve a még száraz talajszelvényt.

A számítások eredményét a 2. ábrán látjuk, ami tehát a beázás — lehűlés „modelljét” mutatja be.

A lehullott csapadékmilliméterek és a beázás következtében gyorsan csökken a felszín, valamint a már telített rétegek hőmérséklete. A száraz rétegben azonban még meleg marad a talaj, és ennek következtében a határrétegben éles hőmérsékleti törés jelentkezik. A száraz rétegben is viszonylag gyorsan



2. ábra

A beázás során kialakuló talajhőmérsékletek, a lehullott csapadékmennyiség és a mélység függvényében (a vízhőmérséklet 20°C). a) Az eső előtti állapotgörbe. b) Az egyes rétegeket elérő 1–10 mm csapadékvíz hőmérséklete. c) Az eső alatti állapotgörbék a nedves talajban. d) Az eső alatti állapotgörbék a száraz talajban. 1–10 a lehullott csapadék mm-ek. Független tengely: A baloldali beosztás mélység cm. A jobboldali beosztás a beázás mélysége a lehullott csapadék mm-ek szerint.

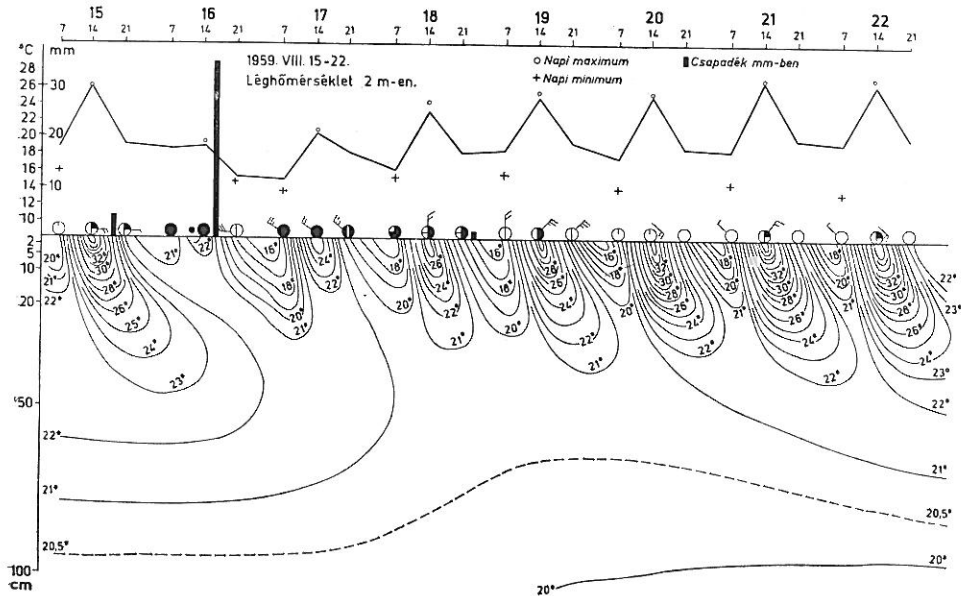
csökken a hőmérséklet, aminek oka részben a felső hideg rétegek hűtőhatása, részben pedig a megelőzően (koradélután) felülről érkező melegáramlás megszűnése. Ilyenkor tehát a hőáramlás iránya a felső rétegben átfordul, és ez a meleg „ék” mindkét irányban ad le hőt. A meleg „ék” a beázás során egyre mélyebbre húzódik vissza, és a napszaktól, az eső mennyiségétől, a talajtípustól stb. függően eltérő lesz a lehülés lehatolása (esetenként a 30–45 cm-t is elérheti), és így a szabályos napi periodicitást is megszünteti a csapadék.

A csapadékvíz a leszivárgás során azonban nem csak a talajszelvényt hűti le, hanem közben maga is felmelegedik. Az alsóbb rétegekbe így módon mindig melegebb víz szivárog, mint amilyen az érkező állapotban volt. Mint-hogy egyszerűsítő feltevésünk az volt, hogy csak az egyes rétegek teljes feltöltése ($VK_{max.}$) után szivároghat tovább a víz, ezért a rétegeket elérő 1., 2., 3. stb. mm-es vízhőmérséklet is meghatározható. Ezeket a pontokat izovonallal összekötve először parabolászerű görbéket kapunk, amelyek később, a növekvő csapadékmennyiségek szerint, majdnem egyenesekké válnak.

A tényleges talajállapotban fellépő nagyon sok változat miatt természetesen a víz leszivárgása gyorsabb és a lehülés is mélyebbre hatol le, mint az ábrán jelzett szint, de a *tendencia* mindig ilyen jellegű.

A leszivárgási mélységet — amint az általánosan ismert — természetesen a kapilláris szívóerő is jelentősen befolyásolja, de éppen a nagyon sok változat lehetősége miatt ezt a számításoknál nem vettük figyelembe.

A csapadékvíz-hőmérséklet és a talajhőmérséklet kölcsönhatása azonban egy hosszabb időszak adatainak felhasználásával mutatható ki még átfogóbban. Erre egy olyan időszakot és csapadékmennyiséget választottunk ki, ahol a csapadékhullás előtt, alatt és után uralkodó talajhőmérsékleti viszonyok is



3. ábra

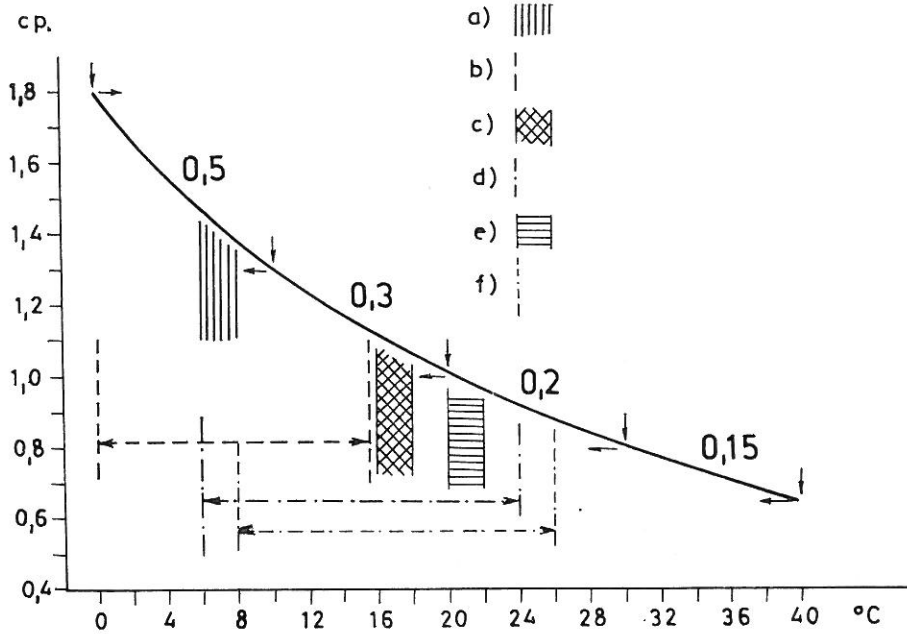
A talajhőmérséklet napi meneteinek alakulása nappali eső idején, egy lehülési-felmelegedési periódusban homoktalajon.

tanulmányozhatók voltak. A vízhőmérséklet a már ismertetett elvek szerint 18° ($17,7^{\circ}$) volt, a 2 napon hullott csapadék mennyisége pedig 39,3 mm. A csapadék késődélután (18 ó), valamint másnap reggel és a dél körüli órákban hullott, egyúttal jelentősebb hidegadvекció is kísérte az esőt.

A teljes folyamat — a kiegészítő léghőmérsékleti, felhőzeti és széladatokkal együtt — a 3. ábrán látható. A csapadékhulláskor a beszivárgás során kialakuló hőmérsékletváltozás — az egész talajszelvényt áttekintve — jól követhető. Kiténik azonban, hogy végül is a természetes körülmények között a különböző hatások következtében (napi menet, hővezetőképesség-változás, párolgás stb.) *hőmérsékleti homogenitás* nem alakulhat ki sem vertikálisan, sem horizontálisan. Végül az azonos értékű izovonalak által határolt területek nagyságából, illetve az izovonalak sűrűsödéséből vagy ritkulásából lehet a folyamatot követni. Ilyen nagyságú eső után ezen a talajtípuson, folyamatos felmelegedés mellett is, mintegy 5-6 nap kell a kiindulási helyzet visszaállításához.

c) *A csapadékvíz hőmérséklete és a viszkozitás, valamint a felületi feszültség változásának kapcsolata*

Ahhoz, hogy a viszkozitásnak a beszivárgásban játszott szerepét elvileg is tisztázhassuk, szükséges a csapadékvíz hőmérséklete és a viszkozitás közötti kapcsolat megállapítása. Ugyanis csak az összefüggések ismeretében lesz helye-



4. ábra

A víz, valamint a vizsgált időszakban lehullott csapadék-víz viszkozitásának változása a hőmérséklet függvényében. a) Tavaszi-őszi gyakorisági maximumok. b) Tavaszi-őszi intervallum. c) Nyári gyakorisági maximumok. d) Nyári intervallum. e) Prefrontális gyakorisági maximumok. f) Prefrontális intervallum. Függőleges tengely: Vízviszkozitás centipoise (cp). Vízszintes tengely: Vízhőmérséklet $^{\circ}\text{C}$.

sen megítélhető a változások mértékének nagysága, valamint azoknak ingadozása a már elemzett három periódusban (nyári, tavaszi—ősz és prefrontális).

Kiindulási alapként tehát az irodalmi források nyomán (KÉZDI [19]) felrajzoltuk a viszkozitási görbét a $0-40^\circ$ közötti tartományban. Ezekhez az adatokhoz már hozzárendelhetők a csapadékvíz hőmérsékleti tartományai a szélsőértékekkel, valamint a gyakorisági maximumok helyének feltüntetésével (4. ábra).

A nyári jellegű csapadékok *gyakorisági maximumánál* a viszkozitási értéke $1,05-1,1$ cp, az esetek 84% -át magában foglaló $10-20^\circ$ -os tartományban pedig $1,0-1,3$ cp. A 10% -nyi 20° -nál melegebb esővíznél pedig $0,9-1,0$ cp között alakul az értéke.

A tavaszi—ősz időszakban a nyárihoz képest jelentősen növekszik a viszkozitás, és a *gyakorisági maximumot* jelentő $6-8^\circ$ -os hőfokközben az, $1,38-1,48$ cp-t jelent. Ha az esetek zömét (56%) magába foglaló $2-10^\circ$ -os hőfoktartományt nézzük, úgy pedig $1,30-1,68$ cp adódik az intervallumban.

A tavaszi—ősz időszakban tehát a viszkozitás mintegy *másfélszerese* a nyárinak, és ily módon ezek a vizek nemcsak a hőmérsékleti szempontból válnak el eléggé élesen egymástól, hanem a viszkozitás szerint is.

A specifikus ($\text{cp}/^\circ\text{C}$) változások nagysága az exponencialitás miatt nyáron kisebb, mint tavasszal és ősszel, ugyanakkor az intervallumok maximumához viszonyítva a változások aránya közel azonos, és az mintegy $20-25\%$ -nyinak felel meg.

A prefrontális esőkről csak annyit jegyzünk meg, hogy azok lényegében a nyári típushoz sorolhatók, és a gyakorisági maximum, valamint az egész intervallum is a magasabb hőmérsékletek felé tolódott el kissé.

A felületi feszültség — amint ismeretes — lineáris függvénye a hőmérsékletnek és a tetszőleges t hőmérsékleten a

$$72,9 - 0,155 (t - 18) \text{ din cm}^{-1}$$

képlet segítségével számítható.

Részünkre elegendő volt a $0-26^\circ$ -ig terjedő intervallumra való számítás, amely szerint erre az értékközre eső változás mintegy $4,0 \text{ din cm}^{-1}$. A felületi feszültség alapszámához ($72,9$) viszonyítva csak mintegy $5,5-6,0\%$ -nyi változást jelent. Ily módon elhanyagolhatónak is tekinthetnénk az egyes időszakokon belül, mert kb. $0,2 \text{ din cm}^{-1} \text{ fok}^{-1}$ a változás mértéke. A változás iránya azonban egybeesik a viszkozitáséval, tehát a két hatás vektoriálisan összeadódik. Ezért tehát már más megítélésben kell ezeket a számértékeket részesítenünk. A talajban mozgó víz esetében tulajdonképpen a két hatást nehéz is szétválasztani, minthogy mindig azonos irányú változást okoznak. Ezenkívül azt kell még megemlítenünk, hogy a fizikában használt felületi feszültség értéke végtelen vízfelszín esetében érvényes, ugyanakkor a talajban, egy pórustérben mozgó vízről van szó, ami ily módon ezeket az értékeket jelentősen módosíthatja. Ennek a változásnak mértékére azonban az irodalomban csak kevésbé szokták felhívni a figyelmet.

Végül szükséges még összevetni a talajban mozgó vízre ható erők nagyságát ahhoz, hogy a viszkozitás és a felületi feszültség változásának következményeit helyesen ítélhessük meg. Amint az ismeretes, a kapilláris vízmozgató erők nagysága $0,3-15,0$ atmoszféra között váltakozik, ha a VK_{\min} , és a holt-

víz-tartalom közötti zónát vesszük figyelembe (DI GLÉRIA et al. [9]). Ilyenformán a talaj víznyelőképességénél fellépő — bár elég tág határok között mozgó erőnagyság — erőhatások mellett a viszkozitás és a felületi feszültség változása kisebb szerepet játszik.

A gravitációs erő hatására mozgó vizeknél várható tehát (a megkötőerő $< 0,3$ atm-nál), hogy a hőmérsékleti effektus jelentősebb szerephez jut. Ily módon a talaj vízáteresztő képessége változik meg, és ez hat vissza a szivárgási sebességre. A korábbi fejtegetésekből világosan kitűnt, hogy az eső idején a talajfelszín (és a közvetlenül alatta levő rétegek) hőmérsékletének kialakításában a domináns szerepe a csapadékvíz hőmérsékletének van. Az infiltráció folyamatában pedig ez a felszíni réteg szabja meg, hogy mekkora a talaj víznyelő és vízáteresztő képessége. Végül pedig ennek az a következménye, hogy a csapadékból mennyi víz jut a talajszelvénybe, illetve, hogy mennyi folyik el abból a felszínen.

Ha tehát a talajra és a csapadéokra jellemző többi fizikai paraméter állandóságát tételezzük fel — adott talajtípus, hézagterefogat, szemcseösszetétel, tömörödöttség, illetve csapadékmennyiség, csapadék-intenzitás, tömörítőhatás —, akkor *a csökkenő hőmérsékletű víz késleltető faktorként fogható fel.* A magasabb hőmérsékletű víz pedig könnyebben jut a talajba és ott gyorsabban nyelődik el és szivárog.

Az időfaktornak különösen a csapadékkal kapcsolatos beszivárgásoknál van döntő szerepe, minthogy a csapadékhullás — a szivárgási folyamatok többi fázisához képest, amelyek a felső talajrétegekben és még inkább a talajvízhez közeleső talajszintekben játszódnak le — rendkívül rövid ideig tart. Amint az általánosan ismert (BACSÓ [5]), a csapadék folyamatos időtartama órákban, sőt esetenként csak percekben fejezhető ki, ami azt jelenti, hogy ezt a nagyon gyors felszíni vízfelvételt egy lassú áthelyeződési folyamat követi a függőleges mentén. Így minden késleltető faktor hatására az elfolyás bekövetkezésének egyre kedvezőbb feltételei alakulhatnak ki, és ezért a fellépő vízvesztés — a folyamat jellegéből következően — végleges hiányt jelent a talajszelvény szempontjából.

Befejezésül még azt említjük meg, hogy az eddigiekben ismertetett kiindulási adatok birtokában az elkövetkező években tervezünk szántóföldi hatásfokvizsgálatokat is végezni, a hőmérsékleti hatás számszerű meghatározására. Ezek a mérések SZABÓ [30] már folyamatban levő eróziós vizsgálataihoz kapcsolódnak, a különböző hőmérsékletű talaj- és csapadékvíz szerint is elemezve a lemosódás mértékét. A hatásfokvizsgálatokat azért is fontosnak tartjuk, mivel hazai viszonylatban huzamosabb ideig tartó szántóföldi szivárgás- és elfolyásmérés is csak kevés történt (PETE [25], ill. ERDŐS [11] és GÁBRIEL [13, 14]).

Ö s s z e f o g l a l á s

1. A meglevő más termikus állapotjelzők egyidejű adatsorainak — a légs és a 2 cm-es talajhőmérséklet — felhasználásával, klimatológiai módszerekkel, jó közelítéssel meghatározható a csapadékvíz hőmérséklete.

Ilyen alapadatok hiányában bizonyos mértékig érthető volt az infiltrációs folyamatok vizsgálatánál a víz- és a talajhőmérséklet hatásának elhanyagolása.

2. A csapadékhullás idején a felszínhőmérséklet alakításában a vízhőmérséklet szerepe a domináns a csapadékvíz alacsonyabb hőfoka, valamint nagyobb hőkapacitása folytán.

3. A beszivárgás során a talajszelvény hőmérséklete is jelentősen csökken, de közben a víz is bizonyos mértékig felmelegszik. Végül is a talajszelvényben mindig meglévő hőmérsékleti eltérések, valamint a napi menet, illetve a beszivárgáshoz szükséges idő miatt hőmérsékleti homogenitás nem alakulhat ki (3. ábra).

4. A viszkozitásértékek a nyári, valamint a tavaszi—ősz tartományok szerint jelentősen különböznek egymástól. A felületi feszültség változását is hozzászámítva a tavaszi—ősz időszakban közelítőleg kétszeresére becsülhető ennek a visszatartó hatásnak a nagysága, a nyári viszonyokhoz képest.

Ugyanakkor a nyári esők többségénél is 20°-nál alacsonyabb a víz hőmérséklete, tehát a viszkozitás *nagyobb* 1 cp-nél.

5. Végül a vizsgálatok alapján az az általános következtetés vonható le — egyébként azonos talajtani és időjárási paraméterek fennállása esetén —, hogy ez a két faktor mint *időtényező* jelentkezik a folyamatokban. A viszkozitás és felületi feszültség növekedésével tehát csökken a szivárgás, valamint a víznyelés mértéke, és ugyanakkor megnő az elfolyás lehetősége.

I r o d a l o m

- [1] ALBRECHT, F.: Messgeräte des Wärmehaushaltes an der Erdoberfläche als Mittel der bioklimatischen Forschungen. Meteorologische Zeitschrift. Braunschweig. **54**. 471—475. 1937.
- [2] AUJESZKY, L., BERÉNYI, D. & BÉLL, B.: Mezőgazdasági meteorológia. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1951.
- [3] BACSÓ, A.: A talaj vízgazdálkodása. Kézirat (Szakmérnöki jegyzet). ATE Gödöllő. 1972.
- [4] BACSÓ, N.: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1959.
- [5] BACSÓ, N.: Bevezetés az agrometeorológiába. Mezőgazd. Kiadó. 4. kiadás. Budapest. 1973.
- [6] BEAR, J., ZASLAVSKY, D. & IRMAY, S.: Physical principles of water percolation and seepage. Arid Zone Research. UNESCO. Paris. 29. 1968.
- [7] BECKER, F.: Die Erdbodentemperaturen als Indikator der Versickerung. Meteorologische Zeitschrift. Braunschweig. **54**. 372—377. 1937.
- [8] BYERS, H. R. et al.: Measurement of rain temperature. J. Meteorology. **6**. (1.) 51—55. 1949.
- [9] DI GLÉRIA, J., KLIMES-SZMIK, A. & DVORACEK, M.: Talajfizika és talajkolloidika. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1957.
- [10] DVORACEK, M. & KLIMES-SZMIK, A.: A talajok vízgazdálkodásával kapcsolatos tulajdonságok vizsgálata eredeti szerkezetű talajmintákon laboratóriumban. Agrokémia és Talajtan. **1**. 321—334. 1952.
- [11] ERDŐS, L.: Agrometeorológiai vízháztartási vizsgálatok. Kézirat. Kandidátusi disszertáció. ELTE. Budapest. 1966.
- [12] FEKETE, Z., HARGITAI, L. & ZSOLDOS, L.: Talajtan és agrokémia. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1967.
- [13] GÁBRIEL, A.: Egyes művelési módok és különböző növénytakarók hatása az erózióra és a talaj víznyelőképességére. ATE Mezőgazd.-tud. Kar Közlem. Gödöllő. 85—92. 1960.
- [14] GÁBRIEL, A.: A lefolyás és erózió mértéke néhány növény alatt és egyes művelési módok esetén. ATE Mezőgazd.-tud. Kar Közlem. Gödöllő. 71—80. 1970.
- [15] JENEY, Cs.: Die Veränderung der Bodentemperatur in Pflanzenbeständen bei verschiedenen Wetterlagen. Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig. Math.-Naturwiss. R. **13**. 831—839. 1964.

- [16] JENEY, Cs.: A talajhőmérséklet változásainak hatása a talaj-vízháztartás egyes jelenségeire. Egyetemi doktori értekezés. Gödöllő. 1975.
- [17] JENEY, Cs.: A talajhőmérséklet dinamikus változásainak vizsgálata gödöllői adat-sorok felhasználásával. ATE Mezőgazd.-tud. Karának Közlem. 319-340. Gödöllő. 1976.
- [18] JENEY, Cs.: Az időjárás-változások hatása a talaj hőmérsékletének alakulására. Agrokémia és Talajtan. **25.** 353-376. 1976.
- [19] KÉZDI, Á.: Talajmechanika (I. kötet). 2. kiadás. Tankönyvkiadó. Budapest. 1959.
- [20] KIRKHAM, D. & POWERS, W. L.: Advanced Soil Physics. Wiley-Interscience. New York. 1972.
- [21] KOVÁCS, Gy.: A szivárgás hidraulikája. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1972.
- [22] KREYBIG, L.: A talajok hő- és vízgazdálkodása. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1951.
- [23] MAULARD, J.: Mesure de la température de la pluie. J. sci. de la Meteorologie. Paris. **2.** 75-81. 1950.
- [24] PAPP, B.: A talaj nedvessége nagyintenzitású esők után. Beszámoló az 1966-ban végzett tud. kutatásokról. Orsz. Meteorológiai Int. Kiadványai. **33.** 218-223. 1967.
- [25] PETE, Z.: Csapadék, öntözővíz mozgásdinamikájának és hatásának vizsgálata barna erdőtalajon. Egyetemi doktori értekezés. Gödöllő. 1969.
- [26] PLETSER, J.: A száraz és nedves talaj hőmérséklete. Időjárás. **64.** (1) 48-49. 1960.
- [27] RODE, A. A.: Osznovü ucenija o pocsvennoj vlage. Tom. **1.** Gidromet. Izd. Lenin-grád. 1965.
- [28] RAVASZ, T.: Hőmérséklet hatása a talaj vízforgalmára. ATE Mezőgazd.-tud. Kar Közlem. Gödöllő. 99-115. 1960.
- [29] SÁGI, K.: A lefolyásra ható egyes tényezők vizsgálata. ATE Mezőgazd.-tud. Kar Közlem. Gödöllő. 107-115. 1974.
- [30] SZABÓ, L.: Újabb vizsgálatok erózióknak kitett talajokon, fontosabb kultúrnövényeink természetével kapcsolatban. ATE Mezőgazd.-tud. Kar Közlem. Gödöllő. 87-94. 1973.
- [31] SZÁSZ, G.: A talaj hővezetőképessége napi változásának mérése. Agrokémia és Talajtan. **13.** 137-148. 1964.
- [32] id. VÁRALYAY, Gy.: Öntözési tapasztalatok Márialigeten. Öntözésügyi Közlem. **4.** 320-338. 1942.

Érkezett: 1976. április 15.

Effect of the Temperature of Precipitation and Soil on the Conditions of the Infiltration and the Run-Off

CS. JENEY

University for Agricultural Sciences, Gödöllő (Hungary)

Summary

1. Using simultaneous datelines of other thermal condition indicators — temperature of the air and the soil in 2 cm depth — the temperature of precipitation may be determined in good approximation with the help of climatological methods.

Failing these basic dates, we can understand to a certain degree that in the investigation of infiltration processes the effects of the temperature of rainwater and soil were neglected.

2. In the time of rainfall the temperature of the rain is dominant in the formation of the soil surface temperature because of the lower temperature and the higher heat capacity of the rainwater.

3. During the infiltration the temperature of the soil profile is sinking significantly, but meanwhile that of the water is rising to a certain degree. Finally no temperature homogeneity will develop (Fig. 3) because of the constantly existing temperature deviations in the soil profile, of the daily course of temperatures, and of the infiltration time, resp.

4. The viscosity values differ significantly according to the summer and the spring-autumn periods, resp. Taking also into calculation the changes of the surface tensions we

estimate that the retaining effect in the spring-autumn period is the double of that in the summer period.

In the same time the temperature of rainwater is lower than 20 °C in most of the summer-rains, and so is its viscosity higher than 1 ep.

5. Finally on the base of the investigations we can draw the general conclusion that both these factors — when otherwise all the soil and meteorological parameters are identical — appear in the processes as time factors. By rising of the viscosity and surface tension the degree of infiltration and soaking decreases and at the same time, the possibility of run-off increases.

Table 1. Frequency distribution of the differences between the temperatures of the soil in a depth of 2 cm and that of the air (number of cases) during 10 years, in the rain periods. (Temperature of the soil — that of the air, °C) Gödöllő—Szárítópuszta, 1958—1968; III.—X. months. (1) Time (hours, total, in the % of all the cases). (2) Extent of deviation °C. (3) Total.

Table 2. Frequency per year and during 10 years of the daily mean temperature values in the rainy cold period (precipitation ≥ 5 mm) at the lowest temperature range, in the months V.—IX. (Gödöllő, 1958—1968). (1) Temperature °C. (2) Number of cases.

Table 3. Frequency per year and during 10 years of the daily mean temperature values in the rainy cold period (precipitation ≥ 5 mm) at the lowest temperature range, in the months III., IV. and X. (Gödöllő 1958—1969). For signs see Table 2.

Fig. 1. Formation of the soil surface temperature as a function of the precipitation (water temperature 20 °C) a) Curve showing the cooling down from 36 °C. b) Temperature of the water, 20 °C. c) Absolute extreme value. Vertical axis: soil surface temperature, °C. Horizontal axis: precipitation, mm.

Fig. 2. Soil temperature developing during the wetting through as a function of the amount of the rainwater and depth (water temperature 20 °C). a) State curve before the rainfall. b) Temperature of 1—10 mm rainwater reaching the respective layers. c) State curve during the rainfall in wet soil. d) State curve during the rainfall in dry soil. 1—10 = rainfall in mm. Vertical axis, left: depth, cm; right: depth of wetting-through according to the amount of rainwater (mm).

Fig. 3. Formation of the soil temperature during a day when rain falls in day-time, in a falling and rising period of temperature, on sandy soil. Upper curve: Air temperature in 2 m height, the daily maximum and minimum values are marked. Vertical columns: Amount of precipitation in mm.

Fig. 4. Changes in the viscosity of water and rainwater of the investigated period as a function of the temperature. a) Frequency maxima in spring-autumn. b) Spring-autumn interval. c) Frequency maxima in summer. d) Summer interval. e) Prefrontal frequency maxima. f) Prefrontal interval. Vertical axis: Viscosity in ep. Horizontal axis: Water temperature, °C.

Wirkung des Niederschlages und des Temperaturzustandes im Boden auf die Bedingungen des Einsickerns und Abfließens

CS. JENEY

Agrarwissenschaftliche Universität, Gödöllő (Ungarn)

Zusammenfassung

1. Die Temperatur des Niederschlages ist bei Verwendung der simultanen Datenreihen von vorhandenen anderen thermischen Zustandsgrößen — die Lufttemperatur und die Temperatur des Bodens in 2 cm Tiefe — mit Hilfe von klimatologischen Methoden in guter Annäherung bestimmbar

Mangels dieser Angaben war es bis zu einem gewissen Grad verständlich, dass bei der Untersuchung der Infiltrationsvorgänge die Wirkung der Temperatur des Wassers und des Bodens vernachlässigt wurde.

2. Zur Zeit des Niederschlages ist bei der Entstehung der Oberflächentemperatur die Rolle der Wassertemperatur dominant infolge sowohl des niedrigeren Wärmegrades, wie auch des höheren Wärmekapazität des Regenwassers.

3. Im Laufe des Einsickerns sinkt die Temperatur des Bodenprofils bedeutend, aber das Wasser erwärmt sich inzwischen bis zu einem gewissen Grad. Schliesslich kann wegen der in den Bodenprofilen immer vorhandenen Temperaturunterschiede, wie auch

wegen der Tagesschwankungen bzw. wegen der zum Einsickern benötigten Zeitdauer keine Homogenität in der Temperatur entstehen (Abb. 3.).

4. Die Viskositätswerte weichen in den Sommer-, wie auch in den Frühlings-Herbst-Abschnitten bedeutend von einander ab. Wenn wir die Änderung der Oberflächenspannung dazurechnen, so kann in den Frühlings-Herbst-Zeitabschnitten die Grösse der zurückhaltenden Wirkung im Vergleich zu den Sommerverhältnissen, annähernd auf das Zweifache geschätzt werden.

Dabei ist bei der Mehrzahl der Sommerregen die Wassertemperatur niedriger als 20 °C, also ist die Viskosität höher als 1 cp.

5. Schliesslich kann aufgrund der Untersuchungen jene allgemeine Folgerung gezogen werden, dass — bei übrigens gleichen bodenkundlichen und meteorologischen Parametern — diese Beiden Faktoren in den Vorgängen als Zeitfaktoren auftreten. Es sinkt also bei Zunahme der Viskosität und der Oberflächenspannung das Ausmass des Einsickerns und des Verschluckens, gleichzeitig nimmt die Möglichkeit des Abfließens zu.

Tab. 1. Häufigkeitsverteilung der zwischen der Temperatur von den 2-cm-Bodenschichten und der Lufttemperatur bestehenden Unterschiede (Anzahl der Fälle) innerhalb von 10 Jahren, zu den Terminen als Niederschlag gab. (Bodentemperatur — Lufttemperatur °C) Gödöllő—Szárítópuszta, 1958—1968., III.—X. Monate. (1) Termine (Stundenzahl, Gesamtzahl, in % der gesamten Fälle. (2) Grösse der Abweichung, °C. (3) Insgesamt.

Tab. 2. Jahreshäufigkeit und Vorkommen innerhalb von 10 Jahren der Tages—Mittelwerte beim Temperaturtiefpunkt der niederschlagsreichen Kälteperioden (Niederschlag ≥ 5 mm) in den Monaten V.—IX. (Gödöllő, 1958—1968). (1) Temperatur, °C. (2) Fälle insgesamt.

Tab. 3. Jahreshäufigkeit und Vorkommen innerhalb von 10 Jahren der Tages—Mittelwerte beim Temperaturtiefpunkt der niederschlagsreichen Kälteperioden (Niederschlag ≥ 5 mm) in den Monaten III., IV. und X. (Gödöllő, 1958—1968). Bezeichnungen s. Tab. 2.

Abb. 1. Gestaltung der Temperaturen der Bodenoberfläche in der Funktion des Niederschlags (Wassertemperatur 20 °C). a) Abkühlungskurve von 36 °C. b) Wassertemperatur von 20 °C. c) Absoluter Extremwert. Ordinate: Temperatur der Bodenoberfläche, °C. Abscisse: Niederschlag, mm.

Abb. 2. Bodentemperaturen infolge Einwässerung in der Funktion des Niederschlags und der Tiefe (Wassertemperatur 20 °C). a) Zustandskurve vor dem Regen. b) Temperatur des die einzelnen Schichten erreichenden 1—10 mm Regenwassers. c) Zustandskurven während des Regens im Nassen Boden. d) Zustandskurven während des Regens im trockenen Boden. 1—10 mm = Niederschlagsmenge. Ordinate: links: Tiefe in cm.; rechts: Tiefe der Einwässerung als Funktion des Niederschlags (in mm).

Abb. 3. Gestaltung des Tagesablaufes der Bodentemperatur zur Zeit eines Tagesregens, in einer Abkühlungs- und Erwärmungsperiode auf Sandboden. Obere Kurve: Lufttemperatur in einer Höhe von 2 m über der Bodenoberfläche mit Angabe der maximalen und minimalen Tagestemperatur. Vertikale Spalten: Niederschlag in mm.

Abb. 4. Viskosität des Wassers und der in der untersuchten Periode gefallenen Niederschlagswassers in der Funktion der Temperatur. a) Häufigkeitsmaxima in der Frühlings-Herbst-Periode. b) Frühlings-Herbst-Intervall. c) Häufigkeitsmaxima im Sommer. d) Sommer-Intervall. e) Präfrontale Häufigkeitsmaxima. f) Präfrontales Intervall. Ordinate: Viskosität in cp (centipoise). Abscisse: Wassertemperatur, °C.

Влияние температуры воды атмосферных осадков и температуры почвы на условия впитывания и стока воды

Ч. ЙЭНЭИ

Аграрный Университет, Гёдёллэ, (Венгрия)

Резюме

1. Используя ряд данных о температуре воздуха и почвы на глубине 2 см, можно климатологическими методами довольно точно определить температуру атмосферных осадков. Отсутствие таких основных данных до некоторой степени объясняется и то, что при изучении процессов инфильтрации пренебрегали влиянием температуры воды и почвы.

2. В период выпадения осадков в формировании температуры поверхности большая роль принадлежит температуре выпадающих осадков, в результате их более низких температур и более высокой теплоёмкости.

3. В результате впитывания воды в почву температура последней значительно снижается, в то же время сама вода немного нагревается. Поэтому в почвенном разрезе в результате разницы температур, дневного хода и времени впитывания не может образоваться постоянство температур (рис. 3.).

4. Вязкость воды сильно различается в летний и осенне-весенний периоды. Учитывая изменения поверхностного натяжения, в осенне-весенний период ее водоудерживающая способность примерно в два раза выше по сравнению с летним периодом. В то же время температура воды летних осадков в большинстве случаев ниже 20 °С, таким образом вязкость ее всегда выше 1 спз.

5. На основании проведенных исследований можно сделать общие выводы — в тех случаях, когда почвенные и климатические условия одинаковые —, что оба эти фактора проявляются в процессах, как фактор времени. Таким образом, с увеличением вязкости и поверхностного натяжения снижается впитывание и увеличивается возможность образования поверхностного стока.

Табл. 1. Разницы между температурой 2 см-ого слоя почвы и воздуха (число случаев) за 10 лет, в период выпадения осадков. (Температура почвы — температура воздуха °С), Гёдёллэ-Саритолуста; 1958—1968 годы, III—IX. месяцы. (1) Периоды (час, всего, в % от всех случаев). (2) Разницы температур °С. (3) Всего.

Табл. 2. Частота низких среднесуточных температур по годам и за 10 лет в холодные дождливые периоды (осадки ≥ 5 мм) в V—X. месяцы (Гёдёллэ, 1958—1968 гг.). (1) Градус тепла °С. (2) Всего случаев.

Табл. 3. Частота низких среднесуточных температур по годам и за 10 лет в холодные дождливые периоды (осадки ≥ 5 мм) в III. IV. и X. месяцы (Гёдёллэ 1958—1968). Обозначения смотри в таблице 2.

Рис. 1. Температура поверхности почвы в зависимости от количества выпавших осадков (температура воды 20 °С). а) 36 °С кривая снижения температур. б) Температура воды 20 °С. в) Абсолютные предельные величины. По вертикальной оси: температура поверхности почвы в °С. По горизонтальной оси: осадки в мм.

Рис. 2. Температура почвы при впитывании воды в зависимости от количества выпавших осадков и глубины промачивания (температура воды 20 °С). а) Кривая температуры перед выпадением дождя. б) Температура 1—10 мм осадков, достигающих отдельных слоев почвы. в) Кривые температуры влажной почвы во время дождя. д) Кривые температуры сухой почвы во время дождя. Количество выпавших осадков 1—10 мм. По вертикальной оси: слева — глубина в см, справа — подразделение профиля смоченности по количеству выпавших осадков.

Рис. 3. Формирование хода суточных температур почвы в дневные дождливые часы, в период похолодания-потепления на песчаной почве. Верхняя кривая: температура воздуха на высоте 2-х метров с обозначением дневного минимума и максимума. Вертикальные столбики: количество выпавших осадков.

Рис. 4. Изменение вязкости воды и атмосферных осадков, выпавших в период наблюдений, в зависимости от температуры. а) Частота весенне-осенних максимумов. б) Весенне-осенний интервал. в) Частота летних максимумов. д) Летний интервал. е) Частота префронтальных максимумов. ф) Префронтальный интервал. На вертикальной оси: вязкость в сантипаузах (сп). На горизонтальной оси: температура воды в °С.