

A HAJDÚSÁGI LŐSZHÁT TALAJÁNAK VÍZHÁZTARTÁSI VIZSGÁLATA

SZÁSZ GÁBOR

mezőgazdasági tudományok kandidátusa

Agrártudományi Egyetem, Debrecen

A szántóföldi növénytermesztés eredményeinek alakulásában hazánkban a vízellátottság éghajlati okok folytán fontos szerepet játszik. A víz körforgalma, a vele együtt mozgó növényi tápanyag áthelyeződése és a belőle képződő szárazanyag teszi lehetővé a növénytakaró fennmaradását. E kör-folyamatba való beavatkozás útján a növényi produkció jelentős mértékben fokozható, ahogyan azt az elmúlt évtized termései bizonyítják. A célratörő beavatkozás egyik előfeltétele *a természeti erőforrások sajátosságainak feltárása*. Az éghajlati adottságok és a talaj fizikai tulajdonságainak kölcsönhatása határozza meg az egyik legfontosabb növényi természeti erőforrásnak, *a vízforgalomnak* az időbeli alakulását. Korábbi vizsgálatok [Szász (1966, 1971)] bizonyítják, hogy a növényzet által felhasználható vízmennyiség és a termés nagysága között szigorú kapcsolat áll fenn. E stochasztikus összefüggés okozati alapjai csak abban az esetben deríthetők fel, ha a termőhely vízmérlegének egyes összetevőit rendszeresen megállapítjuk, s a továbbiakban keressük azoknak a növényi produkcióval kialakuló összefüggését. E felismerésből kiindulva egy kutatási program keretében tanulmányoztuk a *hajdúsági löszhát talajának vízforgalmát*. A vizsgálatok eredményeit az alábbiakban foglaljuk össze.

A vizsgálatok helye, célkitűzése és módszere

A vizsgálatok a Debreceni Agrártudományi Egyetem Agrometeorológiai Obszervatóriumában folytak 1964—70 között, kb. 2 ha nagyságú mintaterületen. A terület talaja: löszön kialakult mezősi vályogtalaj. A talajvíz szintje a vizsgálati időszak alatt 4—7 m között ingadozott.

A vizsgálatok célkitűzése elsősorban az volt, hogy a felső 1 m-es talajrétegben a vízkészlet mennyiségi változásainak okát részletesen megismerjük. E célkitűzés megvalósítása érdekében olyan különböző jellegű adathalmaz szükséges, amelynek alapján az említett mélységű talajréteg vízforgalmának összetevői kellő pontossággal rekonstruálhatók. E célból az alábbi mérések végzése volt szükséges:

- a) az effektív felszíni csapadékmennyiség mérése,
- b) a talajban raktározott vízkészlet megállapítása,
- c) evapotranspirációs vízveszteség mérése,
- d) az el- és hozzáfolyás, valamint a vertikális vízmozgásból származó vízbevitel vagy veszteség megállapítása.

Az effektív felszíni csapadékmennyiséget különböző magasságban (200, 100, 50, 25 cm) elhelyezett csapadékmérőkkel állapítottuk meg.

A talajban raktározott vízkészlet megállapítása mintavételezés útján történt. A 7 éves program alatt mintegy 15 000 mintán végeztünk nedvességtartalom-mérést. Ezenkívül számos esetben végeztünk méréseket termoelektromos módszerrel [SZÁSZ (1967)] és izotópos eljárással részletkérdések megoldása érdekében. Az evapotranspirációt meteorológiai eljárásokkal állapítottuk meg. E célra az energiaháztartást, valamint a turbulens diffúziós eljárást alkalmaztuk [ALBRECHT (1940), KONSTANTINOV (1963), MUNN (1966)]. A számításokhoz szükséges paramétereket a program időszaka alatt megszakítás nélkül regisztráltuk. A potenciális párolgást *Ubell*-rendszerű párolgásmérőkádakkal határoztuk meg. A több éves mérési sorozat alapján az egyidejűleg mért hőmérséklet és levegő nedvességtartalom értékei segítségével egy közelítő formulát dolgoztunk ki [SZÁSZ (1973)]. Az el- és hozzáfolyás értékének megállapítására egy később ismertetett eljárást dolgoztunk ki a hővezetés analógiájára. A vertikális vízmozgás sebességére és mennyiségére vonatkozó eredményeket a kapilláris szívóerő gradienseiből és a talaj hidraulikai sajátosságaiból számítottuk. A kapilláris szívóerő megállapításához *Richards*-féle nyomáskamrát, kapillarimétert, valamint exikkátorokat alkalmaztunk.

A fenti eljárásokkal kapott mérési eredmények alapján mutatjuk be a hajdúsági löszhát természetes talaja vízforgalmának sajátosságait kitérve arra a kérdésre is, hogy a vízforgalom fenntartása mekkora szoláris sugárzó energiát igényel. A fent ismertetett módon megállapított vízforgalmi összetevők közötti kapcsolat kérdését is felvetjük elsősorban abból a célból, hogy eredményes növénytermesztés számára megfelelő információkat nyújtsunk.

A vizsgálatok rendszerén való áttekintést lényegesen könnyíti egy *adott talajszelvényre vonatkozó vízháztartási egyenlet*:

$$\Sigma C_{s_0} = \Sigma \Delta R + \Sigma ET \pm \Sigma F \pm \Sigma K$$

melyben C_{s_0} : a felszíni effektív csapadékösszeget, ΔR : a szelvényben raktározott vízkészlet változását, ET : evapotranspirációt, F : a felszíni hozzáfolyás és elvétel különbségét, K : a kapillárisan emelt víz, illetve szivárgás útján a rendszerből kilépő vízmennyiséget jelenti.

A vízmérleg összetevőinek jellemzése

Az alábbiakban mutatjuk be azokat a mérési és számítási eredményeket, amelyek a hajdúsági löszhát talajának 1 m vastagságú rétegére vonatkozik. E mérési adatok reprezentatív tulajdonságúak, mivel azok a természetes állapotot mutatják be, s ezért az egyes összetevők táj jellemző értékeknek minősülnek.

a) Effektív felszíni vízbevétel

A fedőréteg természetes vízbevételének forrása a felszínre érkező hulló csapadék, olvadékvíz, különböző (légköri és talaj) térből származó kondenzátumok. A vízháztartási számítások egyik alapvető hibája abban áll, hogy a felszíni vízbevételként — hómentes időszak esetén — a referenciaszintben (100 cm) mért csapadékot tekintik, amennyiben hozzáfolyás nincs. Az alábbiakban bemutatjuk, hogy vizsgálataink szerint milyen különbség áll fenn átlagosan a tényleges vízbevétel, valamint a referenciaszintben mért csapadék összege között. A hulló csapadéknak a referenciaszintben mért értéke a felszín közeli aerodinamikai körülményektől függően kevesebb, mint a felszíni csapadékösszeg. Ennek oka arra vezethető vissza, hogy az elemi, vízszintes felületegységen áthaladó cseppsűrűség a magasság logaritmusaival lineárisan kisebbedik. A csökkenés mértékét a mindenkori szélesség határozza meg. Tekintettel arra, hogy az egyik legfontosabb aerodinamikai paraméter, a súrlódási sebesség a magassággal nem változik, ezért a hulló cseppek a felszínhez közeledve egyre meredekebb pályán közelítik a felfogó felületet, s ennek következtében a felszín területegységére időegység alatt több azonos méretű csepp jut, mint amennyi 1 m magasságban a csapadékmérő felfogó felületén halad át. E tény nemcsak aerodinamikai méréseink igazolják, de bizonyítják a különböző magasságban elhelyezett csapadékmérők által felfogott vízmennyiségek nagyságbeli különbségei is. Ha nem hanyagoljuk el a csapadékmérőkben bekövetkező tapadásvesztést és párolgást, akkor — mérési eredményeink szerint — a referenciaszintben mért csapadék, valamint a felszíni összeg közötti különbség az alábbi úton állapítható meg:

$$\text{Eső: } \Delta(C_{sf} - C_{sr}) = 0,05 + 0,0752 C_{sr}$$

$$\text{Hó: } \Delta(C_{sf} - C_{sr}) = 1,16 + 0,1092 C_{sr}$$

A fentiekből megállapítható, hogy a felszínre érkező effektív csapadék évi összege — a hóhullások figyelembevételével — mintegy 50–55 mm-rel haladja meg a referenciaszintben mért évi összeget. Ez nyilvánvalóan nem hanyagolható el. Ebből kitűnik, hogy a csapadék pontos mérése rendkívüli körülményt igénylő feladat, főként akkor, ha azt vízforgalmi számításokra is felhasználnak.

A felszíni effektív vízbevétel keretében — az eddigi véleményektől eltérően — megállapításunk szerint fontos szerepet játszik a felszín közelében képződő csapadék nagysága is. E vízmennyiségnek egy része a légköri vízgőzkészletből, más része a talaj belső teréből származik, valamint az alsó talajrétegekből diffundáló vízgőzből keletkezik (Szász, 1972, 1972). A különböző eredetű mikrocspadék mennyisége és százalékos aránya átlagban az alábbi:

Mikro-csapadék	Légköri eredetű	Belső talajtérből származó	Alulról diffundált	Összes
mm	23,67	0,36	34,11	63,14
%	45,41	0,57	54,02	100,00

A fentiek szerint a felszíni redukciós különbség, valamint a felszín közelében képződő vízmennyiség évi átlagos összege együttesen meghaladja a 100 mm-t, vagyis egy olyan összeget, amelynek elhanyagolása nem nyújt lehetőséget a vízmérleg keretében mozgó vízmennyiség pontos megállapítására.

b) Raktározott vízkészlet

A talaj egyes rétegeiben a kapilláris — és egyéb más kisebb hatású — erők az év folyamán változó mennyiségű vizet tartanak vissza a nehézségi erővel szemben. Ez a vízmennyiség túlnyomórészt a felszíni vízbevételből származik, kisebb arányú az a vízmennyiség, amelyet a kapilláris erők a mélyebb rétegekből emelnek fel.

A talaj nedvességtartalmának évi változása röviden a következőkben foglalható össze. A felszíni rétegekben (0—30 cm) a legnagyobb nedvességtartalom januárban és februárban alakul ki nagyrészt a hóolvadás hatására. Mivel a fagy és az olvadás ekkor egymást gyakran váltja, ezért a legfelső rétegek (0—10 cm) nedvességtartalma átlagban is meghaladja a minimális vízkapacitást. A mélyebb rétegekben a későbbi hónapban a nedvességtartalom még tovább gyarapodik s márciusban éri el a maximumot (cca: 18 súly-%). Ezzel egyidejűleg a felső rétegek már kezdenek kiszáradni. Áprilistól kezdve az egész vizsgált szelvényre jellemző a kiszáradás folyamatának megindulása. A legnagyobb mértékű kiszáradás augusztusban következik be. Ekkor egyetlen réteg átlagos nedvességtartalma sem éri el a 14%-ot. A feltöltődés folyamata szeptemberben megindul az egész vizsgált szelvényben.

Igen hasznos tájékoztatást nyújt az elméleti vizsgálatok mellett a gyakorlati szakemberek számára a talajnedvesség-tartalom számszerű értékeinek ismerete. E célból mellékeljük az I. táblázatot, amely áprilistól szeptemberig terjedő időszakra tartalmazza a havi átlagos nedvességtartalom értékeit rétegenként. Emellett igen fontos a gyakorisági értékek ismerete is, mivel a vízkészlet-ingadozás a nyári félévben rendkívül nagy. A gyakorisági értékeket

I. táblázat

a) A talajnedvességtartalom havi átlagértékei (súly-%)

(Debrecen—Kismacs, 1964—70)

cm	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
0— 5	19,1	17,0	14,2	12,2	11,5	15,2
5— 10	18,1	15,0	13,7	12,1	12,0	14,7
10— 20	17,8	14,9	13,0	11,1	10,6	13,6
20— 30	18,4	16,2	12,5	11,5	10,1	12,4
30— 40	19,1	16,6	12,5	10,8	9,7	11,8
40— 50	18,5	17,3	12,7	10,7	10,1	11,1
50— 60	17,5	16,5	13,7	11,0	10,7	11,4
60— 70	17,6	16,6	14,1	12,0	11,0	11,6
70— 80	17,4	16,5	14,0	12,8	11,5	11,8
80—100	17,4	16,7	14,4	13,3	12,1	13,1

b) A talaj nedvességekészletének gyakorisági értékei mm/0,5 m

(Debrecen—Kismacs, 1964—70)

mm	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
< 40	—	—	—	—	0,2	—
40— 60	—	—	16,2	30,0	40,0	8,6
60— 80	—	21,2	37,8	30,0	25,7	40,0
80—100	12,9	30,3	13,5	22,5	17,1	14,3
100—120	32,3	27,3	10,9	15,0	8,6	22,9
120—140	29,0	6,1	13,5	2,5	8,4	8,6
140—160	25,8	15,1	8,1	—	—	5,6

c) A különböző gyakorisági szintekhez tartozó nedvességekészlet mm/0,5 m

(Debrecen—Kismacs, 1964—70)

%	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
min:	87	61	49	48	40	61 mm
75	109	81	65	60	56	71 mm
50	124	99	79	76	64	100 mm
25	141	120	113	95	93	121 mm
max:	157	152	157	123	127	165 mm
Átlag	121	99	90	79	73	100 mm

csak a 0,5 m mélységű szelvényben levő vízkészlet — mm-ben kifejezve közöljük, tekintettel arra, hogy főként a felső félméteres talajréteg nedvességtartalma határozza meg a növények vízellátottságának mértékét. A félméteres szelvény minimális vízkapacitása mintegy 160 mm, de ilyen nagy nedvességi érték a vizsgálati időszak alatt nem fordult elő. Külön figyelmet érdemel, hogy

nyáron igen nagy gyakorisággal tolódik el a nedvességtartalom az alacsonyabb értékek irányába, de már szeptemberben ismét a nagyobb nedvességtartalom a gyakoribb. Hasznos felvilágosítást nyújt a leggyakoribb nedvességtartalom kialakulásának valószínűsége: általában az tapasztalható, hogy tavasszal és a nyár elején a nedvességtartalom igen széles intervallumban ingadozik, s emiatt a leggyakoribb érték sem ér el nagy %-os előfordulást (30–38%), azonban a nyár végén és az ősz elején a kis vízkészlet nagy gyakorisággal következik be (40%).

Tervezéseknél rendkívül fontos a mértékadó gyakoriságú nedvességtartalom ismerete. E célból foglaltuk össze az I. táblázat harmadik részében a szélső és a különböző gyakoriságú nedvességi értékeket ugyancsak a nyári félév egyes hónapjaira.

A talaj nedvességtartalmának értékei a vízkészlet változást igen jól reprezentálják, azonban főként függőleges vízmozgás fizikai feltételeinek alakulásáról keveset mondanak. Az utóbbi lehetőségének céljából határoztuk meg néhány rétegre a talajnedvesség-tartalomhoz tartozó kapilláris szívóerő vízoszlop centiméterben kifejezett logaritmusait (pF-értékek):

0—10 cm-es súly-%	talajréteg pF	50—60 cm-es súly-%	talajréteg pF
7	4,42 ± 0,27	7	4,27 ± 0,20
10	3,91 ± 0,31	10	3,65 ± 0,18
15	3,35 ± 0,13	15	2,83 ± 0,12
20	2,78 ± 0,19	20	1,97 ± 0,16
25	2,07 ± 0,22	25	1,35 ± 0,19
30	1,40 ± 0,12	—	—

A fenti karakterisztikus összefüggések alapján lehetővé válik a vertikális vízáthelyeződés mennyiségi megállapítása, amennyiben a kapilláris vezetőképesség ismert.

c) *Evapotranspiráció*

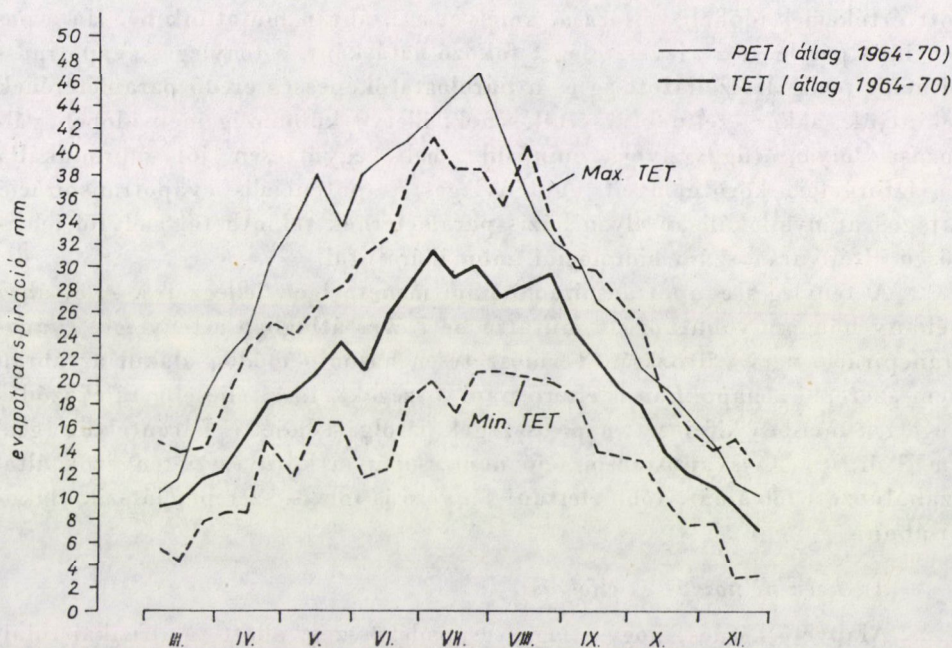
A talaj és a növény együttesen jelentős mennyiségű vizet juttat a légkörbe. A légkörbe jutott vízmennyiség három tényezőtől függ: a levegő párolgotatóképességétől (potenciális párolgás, *PE*), valamint a fedőrétegben raktározott víz mennyiségétől és a felső talajrétegek hidraulikai sajátosságától. Az evapotranspiráció intenzitásának idő szerinti változása tájjellemző hidrológiai és meteorológiai tulajdonság. Erről a tényezőről viszonylag keveset tudunk, mivel hosszú időre visszanyúló megfigyelési sorozatokkal nem rendelkezünk.

Az evapotranspirációnak potenciális értékét csaknem kizárólagosan légköri feltételek határozzák meg. Több éves kísérleti mérések alapján a napi

potenciális párolgás (kádpárolgás, PE), valamint a napi középhőmérséklet (t) és az átlagos relatív nedvességtartalom (R) között az alábbi összefüggés áll fenn:

$$PE = 0,00536 (t + 21)^2 (1 - R)^{2/3} c(v) - \Delta Q_a / 60 \text{ mm/nap}$$

ahol c a szélsébségtől függő tényező ($c = 1$, ha $v = 2$ m/sec; $c > 1$, ha $v > 2$ m/sec). A ΔQ_a kifejezés az advektív energiának az oázis hatásra fordított értéke mm-ben. Az oázis hatása annál nagyobb, minél szárazabb a környezet talaja. Az oázis-hatás mennyiségi megállapításának módszerét már korábban közöltük s erre nem térünk ki [Szász (1973)]. A fenti röviden összefoglalt módszerrel bármely körülmények között kellő pontossággal állapítható meg a levegő párologtató képessége és redukálható megfelelő oázis-hatás szintre.



1. ábra. A potenciális párolgás és a tényleges evapotranspiráció átlagos évi menete 10 napos összegek szerint (Debrecen—Kismacs, 1964—70)

A tényleges evapotranspiráció értékét — mint ahogyan a bevezetőben említettük — különböző módszerrel állapítottuk meg. Említésre méltó kísérleti tapasztalat, hogy rövidebb időre vonatkozóan a turbulens diffúziós módszer, hosszabb időre terjeszkedve pedig az energiamérleg módszerét célszerű alkalmazni. E helyen főként az összefoglaló eredmények bemutatása a cél, mivel ennek alapján ítéltető meg a vizsgált mintaterület víz- és hőforgalmának közös összetevője. Tekintettel arra, hogy a vízkörforgalom keretében a párolgás jelentős mennyiségű szoláris energiát emészt fel, ezért a kérdést energetikailag is elemezzük.

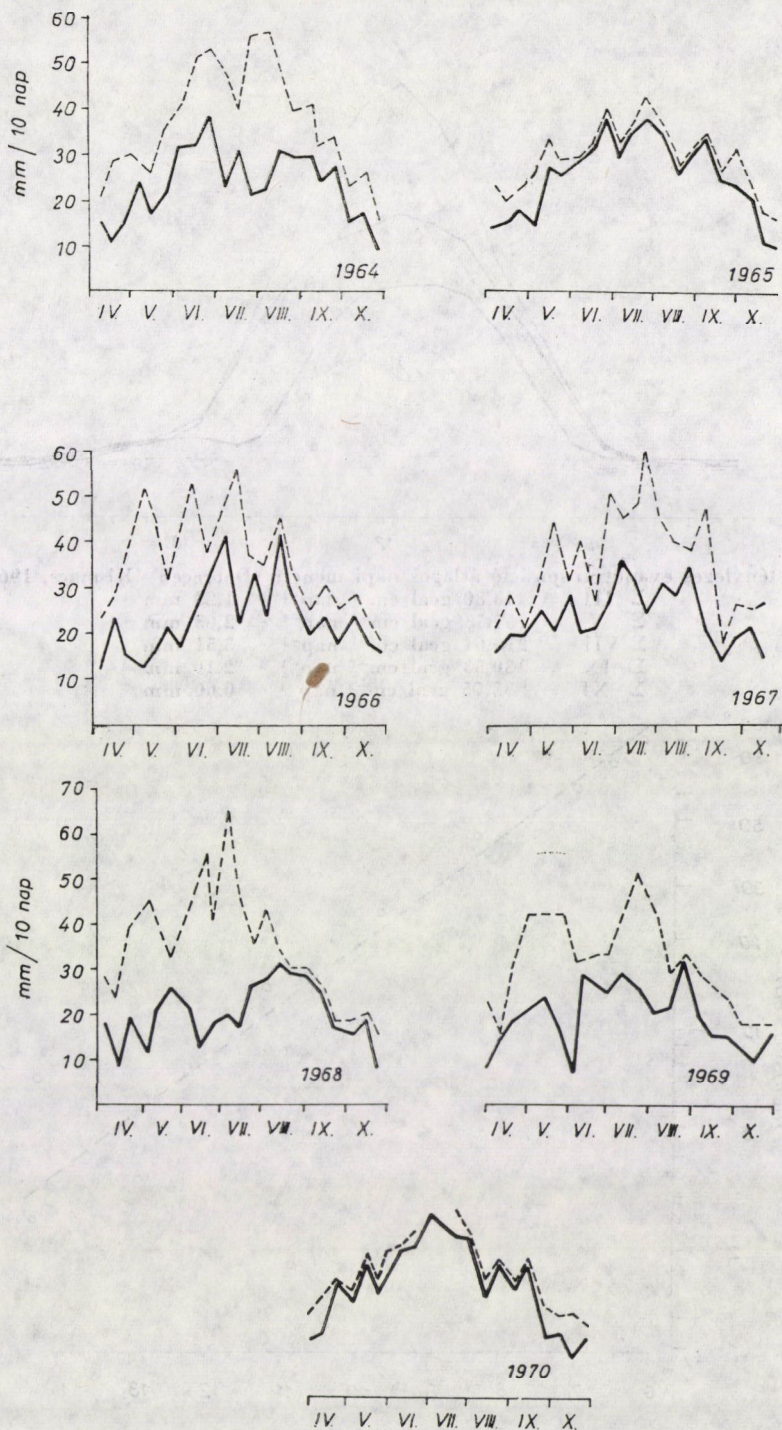
Az áttekinthetőség céljából a napi értékek alakulását nem vesszük figyelembe, ellenben az 1. ábrán bemutatjuk a 10 napos potenciális párolgás és a tényleges evapotranspiráció összegek átlagos értékeinek menetét márciustól novemberig, feltüntetve a tényleges evapotranspirációnak a vizsgálati periódus alatt bekövetkezett szélsőértékeit is. Az utóbbi rendkívül jó tájékoztatást nyújt ennek a tényezőnek változékonyságáról. A tényleges evapotranspiráció ingadozásának maximumai júniusban és július elején alakulnak ki, amely a nyáreleji csapadék-maximum bekövetkezéséből, illetve elmaradásából adódik. Ugyanez a jelenség ismerhető fel a potenciális párolgás ingadozásaiban is, tehát nyilvánvaló, hogy az ingadozás légköri okokra vezethető vissza.

Nem érdektelen — főként vízforgalmi és mezőgazdasági vízgazdálkodási szempontból — a tényleges és potenciális párolgás egymáshoz viszonyított értékeinek időbeli változása, amelyet a 2. ábrán mutatunk be. Ha a potenciális párolgást a vízvesztéseget fokozó hatásként, a tényleges evapotranspirációt pedig a vízellátottság és a párologtatóképesség eredő paraméterének tekintjük, akkor ezeknek az értékeknek, illetve különbségeinek időbeli változása olyan függvénynek minősül, mely együttesen jól reprodukálja a vízforgalom körülményeit. A tényleges és potenciális evapotranspiráció átlagos aránya lokálisan olyan bázis paraméternek tekinthető, melytől jelentősen eltérő arányszám hidrológiai anomáliára utal.

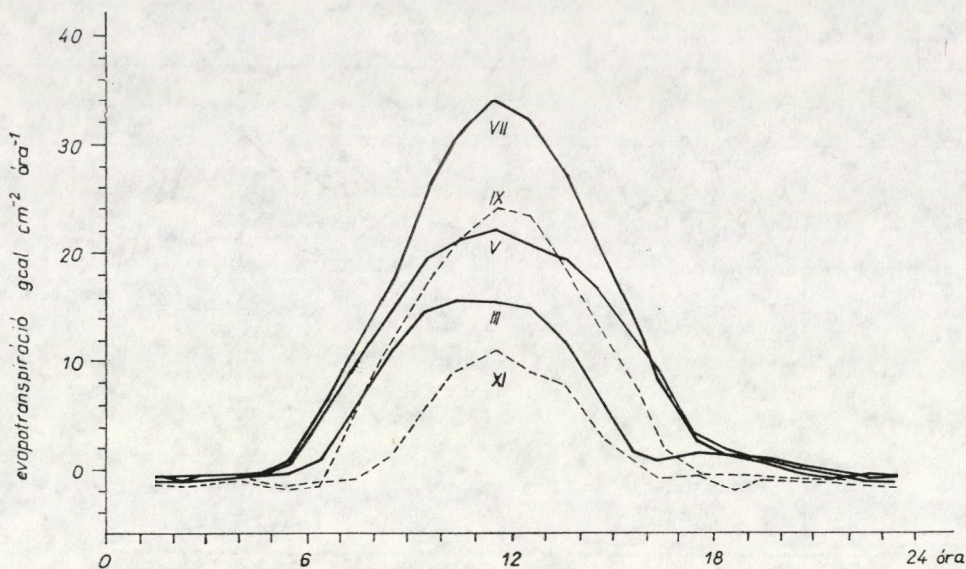
A tényleges evapotranspiráció napi menete igen jellegzetes. A 3. ábra néhány hónapra vonatkozóan mutatja be 7 éves átlagban a tényleges evapotranspiráció napi változását. Természetesen hasonló módon alakul az ábrán nem szereplő hónapokban is eltérő napi összegekkel. A teljesebb tájékozódás végett a mm-ben kifejezett napi összegek párolgási hőjét is feltüntettük ($\text{gcal cm}^{-2} \text{óra}^{-1}$). Az evapotranspiráció nem csupán a környezeti tényezők által szabályozott folyamat, több élettani tényező is fontos szerepet játszik alakulásában.

d) Felszíni hozzá- és elfolyás

Alapvető kérdés, hogy átlagos csapadékösszeg, adott talajfizikai tulajdonság esetén, a vizsgált sík mintaterületen kell-e számolnunk hozzá-, illetve elfolyás tényével. Tekintettel arra, hogy ezek mérése — csekély mennyiségük miatt — körülményes, ezért azt elméleti úton állapítottuk meg. Abból a feltételezésből kiindulva, hogy a hó és a víz terjedése porózus anyagokban analóg fizikai törvények szerint játszódik le. E szerint a talajnedvességtartalom különböző mélységben mért évi amplitúdója, valamint a mélység logaritmusára között lineáris összefüggés áll fenn, abban az esetben, ha a vizsgált szelvény egyes rétegeinek fizikai szerkezete között nagy különbség nincs. Az analógia további feltétele, hogy a felszínen a rendszerbe belépett vízmennyiséget oldalirányú felszín alatti szivárgási veszteség nem terheli, illetve azt nem gyarapítja. Vizsgálataink szerint e feltételek teljesülnek, mivel a logaritmikus

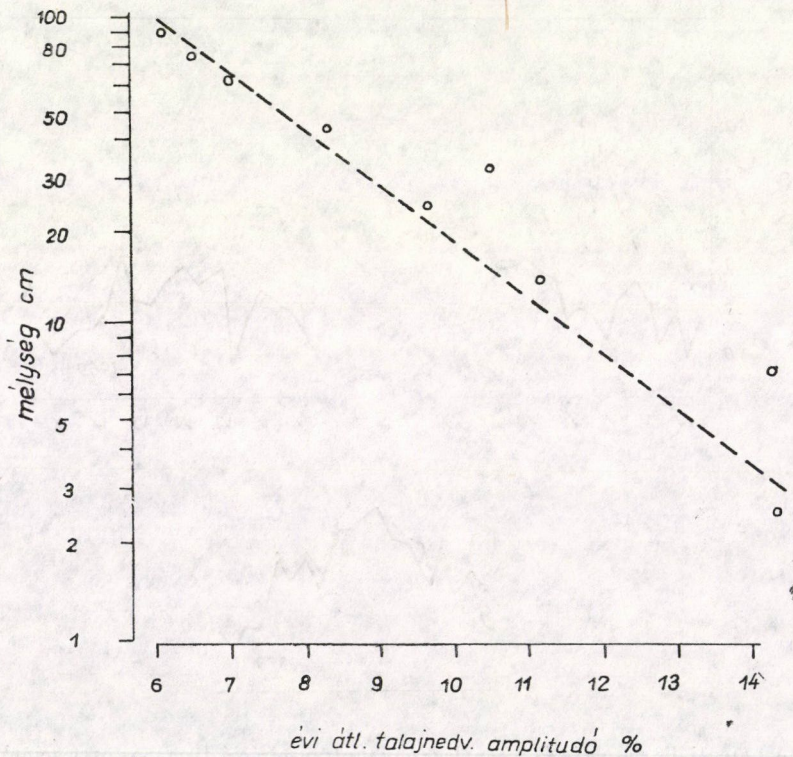


2. ábra. A potenciális párolgás és a tényleges evapotranspiráció 10 napos összegeinek évi változása (Debrecen—Kismacs)



3. ábra. A tényleges evapotranspiráció átlagos napi menete (Debrecen—Kismacs, 1964—70)

Σ III	= 73,80 gcal cm ⁻² nap ⁻¹	~ 1,23 mm
Σ V	= 157,53 gcal cm ⁻² nap ⁻¹	~ 2,63 mm
Σ VII	= 210,61 gcal cm ⁻² nap ⁻¹	~ 3,51 mm
Σ IX	= 130,53 gcal cm ⁻² nap ⁻¹	~ 2,19 mm
Σ XI	= 35,75 gcal cm ⁻² nap ⁻¹	~ 0,60 mm



4. ábra. A talajnedvesség-tartalom átlagos évi ingadozása és a mélység közötti összefüggés (Debrecen—Kismacs, 1964—70)

dekrementumok a vizsgált szelvényre vonatkoztatva egy egyenes mentén helyezkednek el, ahogyan a 4. ábra szemlélteti. E vizsgálati eredményből azt a következtetést vontuk le, hogy a mintaterületen hozzá- és elfolyás átlagban nincs, illetve ha van, akkor azok egymással mennyiségileg azonosak.

e) Kapillárisan felemelt víz

Bár a vizsgált szelvény alsó zárósíkja a talajvíz szintjétől távol helyezkedik el, mégis felvetődik az a kérdés, hogy az év valamely szakaszában fennáll-e az átszivárgás, illetve a vertikális potenciálgradiens következtében alulról felfelé irányuló vízfelvétel lehetősége. E kérdést először kísérletileg csapadégmentes, majd csapadékos periódusok alatt módszertanilag még a 60-as évek elején az alábbi úton oldottuk meg a vízháztartási egyenlet segítségével:

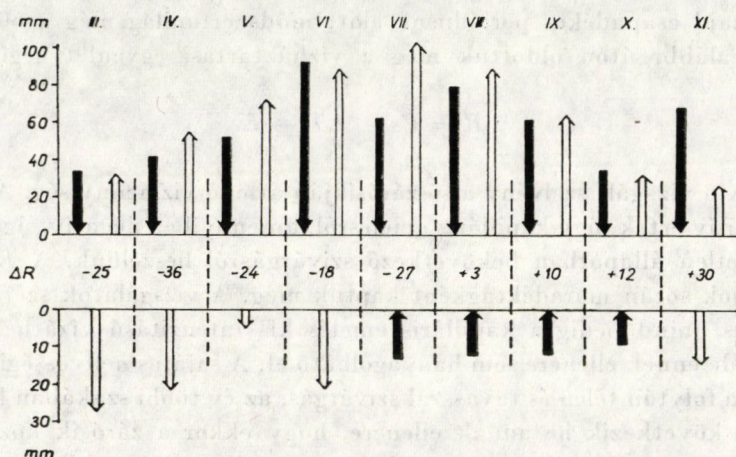
$$\Delta R = Cs - ET \pm K$$

melyben K a vizsgált szelvény alsó zárósíkján átlépő vízmennyiség. Amennyiben ez pozitív érték, úgy kapilláris emelésről, amennyiben negatív, úgy telített vagy telítetlen állapotban bekövetkező szivárgásról beszélünk. A K értékét a számítások során maradéktagként kaptuk meg. A vizsgálatok szerint mind a szivárgás, mind pedig a kapilláris emelés kis intenzitású vízáthelyeződési folyamat, de ennek ellenére sem hanyagolható el. A sajátos nedvességi profilok kialakulása folytán télen és tavasszal szivárgás, az év többi szakában kapilláris vízfelvétel következik be annak ellenére, hogy ekkor a zárósík közelében a nedvességi potenciálgradiens igen csekély. Az említett irányokban mozgó víz átlagos mennyisége igen kicsi: a szivárgás legnagyobb havi összege sem éri el a 30 mm-t, a kapillárisan emelt vízmennyiség legnagyobb havi összege 20 mm alatt marad. Ennek ellenére e vízmennyiségekkel feltétlenül számolnunk kell a fedőréteg vizsgált szelvényének pontos vízforgalmi elemzése során.

A hajdúsági löszhát talajának vízmérlege

A vízforgalom egyes összetevőinek ismerete lehetőséget nyújt a teljes mérleg meghatározására és annak időbeli változásának megállapítására. A vízmérleg idő szerinti változása rendkívül fontos agrohidrológiai adottság a különböző növények természetességének megállapítása végett. Az összetevők mennyiségének arányai, valamint a köztük kialakuló számszerű kapcsolat tájékeztető tulajdonság. A korábbiakban igen röviden ismertetett összetevők alapján vázoljuk a teljes vízmérleget a tenyészidőszak egyes hónapjaira. Ezt mutatja be az 5. ábra. Amint az ábra adataiból kitűnik, az egyes évszakok mérlege igen sajátosan alakul. Tavasszal nagyfokú a raktározott vízkészlet csökkenése, amely részben a párolgással, részben pedig a még

fennálló leszivárgással magyarázható. Nyár elején a szivárgás — a csapadék maximuma miatt — intenzívebbé válik s majd meg is szűnik; a többi nyári hónapban a párolgás eléri a maximumát s vele egyidejűleg megkezdődik az alsó rétegekből a vízfelvétel. Ősszel a vízkészletváltozás pozitív a párolgás csökkenése és az alsó vízfelvétel együttes hatása folytán. Ez az átlagos kép 7 évre vonatkozik. Felvetődik a kérdés, hogy ez milyen mértékben tekinthető reprezentatívnak. Ez a probléma energetikailag oldható meg. A téli évszaktól eltekintve a vizsgált 9 hónap alatti párolgás 561 mm volt átlagban, amely $33,66 \text{ kcalcm}^{-2}$ energiaösszeget emésztett fel. Ez az összeg a felszínre érkező



5. ábra. A természetes felszín átlagos vízforgalmi összetevőinek havi értékei (Debrecen—Kismacs, 1964—70)

felhasználható szoláris energiának mintegy 70%-a. Az 50 éves átlagokkal végzett közelítő számítások szerint a párolgás az említett időszak alatti energiának cca. 60%-át használja fel. E megállapítás helytállónak tekinthető, ugyanis a 7 éves program átlagos évi csapadékösszege a sokéves átlag felett volt, s így érthetően a párolgás is fokozódott, de egyidejűleg az energiafelvétel csökkent. Az 5. ábrán bemutatott vízmérleg mérsékeltén átlag feletti csapadékviszonyokra tekinthető reprezentatívnak.

Nem érdektelen, hogy a program alatti években miként alakult a havi vízmérleg, s ezt mutatjuk be a II. táblázatban. Amint ebből látható, a vízmérleg összetevői azonos hónapra vonatkozóan igen tág határok között ingadoznak, s az egyes évszakok átlagos sajátosságai nagymértékben eltolódhatnak az időjárás ritmusbeli változásának megfelelően. Annak ellenére, hogy 7 évi rendszeres mérés nem teszi lehetővé a reprezentatív középértékek megállapítását, időbeli extrapolációval a 7 évi alapprogram eredménye alkalmas arra, hogy kiszámíthassuk a reprezentatív vízmérleg összetevőinek időbeli változását.

II. táblázat

A természetes felszín 1 m-es vízforgalmának havi összetevői(Cs: csapadék, TET: tényleges evapotranspiráció, R: talajnedvesség-változás, K_{VM}: kapillárisan mozgó víz és elfolyás.)

É v	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
1964 Cs.....	52	39	53	67	12	62	99	83	31
TET	-18	-57	-77	-104	-118	-93	-79	-52	-26
R	+17	-47	-37	-43	-13	+6	+6	+47	+38
K _{VM}	-17	-29	-13	-6	+96	+37	-14	+16	+33
	↓	↓	↓	↓			↓		
1965 Cs.....	49	61	81	211	71	90	22	4	125
TET	-32	-66	-70	-109	-117	-98	-85	-32	-15
R	-20	-36	-7	-31	-9	+6	+34	+13	+36
K _{VM}	-3	-31	-18	-133	+37	+14	+97	+41	-74
	↓	↓	↓	↓					↓
1966 Cs.....	40	33	93	89	89	76	59	49	65
TET	-39	-58	-59	-83	-105	-111	-46	-51	-15
R	-20	-36	+7	-31	-9	+6	+34	+13	+36
K _{VM}	-21	-11	-27	-37	+7	+41	+21	+15	-4
	↓	↓	↓	↓					↓
1967 Cs.....	26	42	31	77	42	30	78	38	17
TET	-41	-55	-82	-72	-91	-71	-60	-35	-26
R	-29	-24	-50	-8	-48	-24	+23	+41	-2
K _{VM}	-14	-11	+1	-13	+1	+17	+5	+38	+7
	↓	↓		↓					
1968 Cs.....	14	18	23	46	39	116	130	8	58
TET	-33	-41	-64	-51	-81	-96	-72	-25	-23
R	-70	-35	-41	-24	-3	+40	-44	+42	+62
K _{VM}	-51	-12	0	-19	+39	+20	-102	+65	+30
	↓	↓	-	↓			↓		
1969 Cs.....	35	36	30	88	88	61	56	39	43
TET	-35	-47	-66	-109	-87	-72	-46	-33	-32
R	-33	-37	-55	-76	-74	+14	+1	-10	+26
K _{VM}	-33	-26	-19	-55	-75	+25	-9	-16	+15
	↓	↓	↓	↓	↓		↓	↓	
1970 Cs.....	43	36	108	98	71	142	20	10	48
TET	-35	-60	-82	-96	-120	-86	-62	-40	-35
R	-32	-43	+43	-69	-7	+31	-20	-1	+38
K _{VM}	-40	-19	+17	-71	+42	-25	+22	+29	+25
	↓	↓		↓		↓			

További fontos kérdés, hogy a természetes felszín vízmérlegének ismerete miként alkalmazható a mezőgazdasági növénytermesztésben. Ismert, hogy hazánkban a természetes felszínnek aránya csekély, legnagyobb hányada

mezőgazdaságilag hasznosított terület. A vízforgalom alaptörvényei szerint a mezőgazdaságilag hasznosított terület vízforgalma alapvetően eltér a természetes állapotú talaj vízforgalmától. Ennek oka a növénytakaró, a talaj fizikai állapota, és egyéb más tényezők megváltoztatására vezethető vissza. A kutatási programban kerestük annak a lehetőségét, miként lehetséges a természetes terület jellegzetes paramétereiből a különböző növénykultúrák vízforgalmának sajátosságaira következtetni. Ez a kérdés legegyszerűbben statisztikai módszerekkel oldható meg.

A vízforgalom összetevői közül az evapotranspiráció az, amely alapvetően függ az összes többi összetevőtől. E megfontolásból kiindulva párhuzamos párolgásméréseket végeztünk különböző növényállományok felett s ezt összehasonlítva a természetes felszín párolgásával az alábbi általános érvényű *arányszámokat* kaptuk:

Hónap Növény	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Őszi búza ...	1,07	1,12	1,19	1,15	0,74	—	—	—
Kukorica	—	0,83	0,97	1,08	1,21	1,18	1,10	—
Cukorrépa....	—	—	—	0,81	1,09	1,19	1,21	1,16
Lucerna	—	1,07	1,09	1,14	1,16	1,18	1,15	1,10

A fenti arányszámok természetesen közelítő értékek, jelentős szóródás tapasztalható, de mindennek ellenére egy olyan megoldást jelent, melyre vonatkozóan eddig ajánlás nem történt. Ez azt jelenti, hogy a természetes felszín vízforgalmának ismeretéből következtethetünk a mezőgazdaságilag hasznosított területeken kialakuló vízfelhasználásra. Ezt azért is jelentősnek tartjuk, mivel a mezőgazdasági kultúrák feletti rendszeres evapotranspirációs mérések elterjedésére különböző okokból nem számíthatunk. Ezzel szemben felmerül annak az igénynek az elfogadása, hogy sűríteni kell a táj jellemző mintaterületek létesítését, mivel az ott kapott eredmények területileg és időbelileg is extrapolálhatók, s így mezőgazdasági hasznosíthatóságukra széles lehetőség nyílik.

IRODALOM

- ALBRECHT, F. (1940): Untersuchungen bei dem Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Ber. Dt. RWA.
- KONSZTANTINOV, A. R. (1963): Iszparenje v prirode. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- MUNN, R. E. (1966): Descriptive micrometeorology. Advances in Geophysics. Academic Press, New York.
- SZÁSZ, G. (1966): A nyári félév csapadékviszonyainak vizsgálata az öntözés szükségességének megítélése szempontjából. Hidrol. Közl. 12. sz. 560—566.
- SZÁSZ, G. (1967): Kondenzációs folyamatok megfigyelése és mérése homoktalajban. Agro-kémia és Talajtan. Tom. 16. 663—668.
- SZÁSZ G. (1971): Természetes csapadékviszonyokra épülő növénytermesztés agrometeorológiai vonatkozásai Magyarországon. MTA. Agr. Tud. Oszt. Közl. 2—4. 187—198.
- SZÁSZ G. (1972): A talajfelszín közelében képződő csapadékmennyiség meghatározása. Időjárás. 76. évf. 208—222.
- SZÁSZ G. (1973): A potenciális párolgás megállapításának új módszere. Hidrol. Közl. 9—10. sz. 435—442.