

dc\_1929\_21

Gribovszki Zoltán

Vegetáció okozta napi ingadozás a hidrológiai  
jellemzőkben és annak jelentése

Sopron

2022

„Boldog ember az, a ki nem jár gonoszok tanácsán,  
bűnösök útján meg nem áll, és csúfolódók székében nem ül;  
Hanem az Úr törvényében van gyönyörűsége,  
és az ő törvényéről gondolkodik éjjel és nappal.  
És olyan lesz, mint a folyóvizek mellé ültetett fa,  
a mely idejekorán megadja gyümölcsét, és levele nem hervad el;  
és minden munkájában jó szerencsés lesz.”

Biblia I. Zsoltár

## Tartalom

Kivonat.....	5
Előszó.....	6
I. Napi ingadozás a hidrológiai jellemzőkben .....	7
Összefoglaló.....	7
I.1 Bevezetés (A napi ciklusú változás) .....	7
I.2 A napi ciklusú változás típusai .....	9
I.2.1 Influens vízfolyás infiltrációs vesztesége .....	9
I.2.2 Rendszeresen megjelenő napi napi csapadék okozta ingadozás .....	10
I.2.3 A hóolvadás és a fagyás-olvadás indukálta napi ingadozás .....	10
I.2.4 Evapotranszspiráció mint az ingadozás kiváltó oka .....	13
I.2.5 Egyéb napi periodicitást okozó hatások .....	15
I.3 A párolgási típus részletesebb elemzése .....	15
I.3.2 A párolgási típussal kapcsolatos vizsgálatok értékelése .....	15
II. Evapotranszspiráció számítása a talajvíz napi ingadozása alapján .....	18
Összefoglaló.....	18
II.1 Bevezetés.....	18
II.1.1 Elméleti megfontolások.....	19
II.1.2 Az eredeti White-módszer hiányosságai .....	20
II.2 A talajvízszint ingadozáson alapuló ET becslés metódusa .....	23
II.2.1 Számítási módszer .....	25
II.2.2 A módszer teszteléséhez szükséges környezeti változók.....	28
II.2.3 ET becslés eredményei a talajvíz napi ingadozása alapján a Hidegvíz-völgyben .....	32
II.2.4 Diskusszió a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszer esetében .....	36
II.3 Konklúziók a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszerhez .....	41
III. Evapotranszspiráció meghatározása a lefolyás napi ingadozása alapján.....	42
Összefoglaló.....	42
III.1 A lefolyás napi ingadozásán alapuló eljárás elve.....	42
III.2 A lefolyás napi ingadozásán alapuló eljárás tesztelése .....	47
III.2.1 A kísérleti terület, ill. az adatgyűjtés bemutatása .....	47
III.2.2 Összehasonlításra használt ET becselő módszerek .....	49
III.2.3 Az elemzésre kiválasztott időszakok .....	50
III.2.4 ET becslés eredményei a lefolyás napi ingadozása alapján .....	51
III.2.5 Diskusszió a lefolyás napi ingadozásán alapuló módszerhez.....	53

III.2.6 A lefolyás napi ingadozásán alapuló módszer tesztelése numerikus modellel.....	56
III.3 Következtetések a lefolyás napi ingadozása alapján kidolgozott módszerrel kapcsolatban .....	59
IV. A talajnedvesség napi ingadozásán alapuló ET becslő eljárás .....	60
IV.1 Összefoglaló .....	60
IV.2 A talajnedvességben az ET indukálta napi ingadozás .....	60
IV.3 A talajnedvesség napi ingadozásával dolgozó metódus ismertetése .....	61
IV.3.1 Elméleti megfontolások .....	61
IV.3.2 Tradicionális módszer.....	62
IV.3.3 Tradicionális napi ingadozáson alapuló eljárás (White-módszer).....	62
IV.3.4 A napon belül változó utánpótlódást figyelembe vevő, új módszer .....	63
IV.4 A módszer tesztelése terepi adatokon.....	64
IV.4.1 Talajnedvesség és talajvízadatok .....	65
IV.4.2 Referencia ET számítása .....	65
IV.5 Eredmények és diszkusszió .....	66
IV-6. Konklúziók, Összefoglalás .....	69
V. Szivárgáshidraulikai jellemzők (fajlagos hozam) meghatározása a napi ingadozás alapján .....	70
V.1 Összefoglaló .....	70
V.2 A fajlagos hozam klasszikus értelmezése .....	70
V.3 A kísérleti terület és az adatgyűjtés bemutatása (Anyag és módszer) .....	72
V.4 Számítási elvek, módszerek.....	73
V.4.1 Az új Sy becslési eljárás .....	73
V.4.2 Tradicionális Sy becslési eljárások.....	76
V.4.3 ET számítása a talajvíz és a talajnedvesség adatok alapján .....	77
V.5 Eredmények és diszkusszió az Sy meghatározásával kapcsolatban.....	78
V.5.1 Az Sy időbeli (napon belüli) dinamikája .....	78
V.5.2 Az Sy napi értékeinek összevetése .....	79
V.5.3 ET becslés különböző Sy értékekkel .....	82
V.6 Következtetések .....	83
Összefoglalás .....	84
Köszönetnyilvánítás.....	87
Hivatkozások.....	88
Függelék .....	99
F.1 A párolgási típus vizsgálatának történeti áttekintése .....	99

## Kivonat

A hidrológiai jellemzőkben (pl. talajnedvesség, talajvízszint, vízhozam) észlelhető napi ingadozás sok fontos információt tartalmaz. A fluktuáció okai sokfélék lehetnek, de az okozó hatások közül az egyik legjelentősebb és legjellemzőbb a mi klímánkon a vegetáció vízfogyasztása.

A témakörrel kapcsolatos kutatásaimat a következő pontokban összegeztem:

- Kutatásaim során összefoglaltam a hidrológiai jellemzőkben jelentkező napi ingadozás típusait, különösen fókuszálva az evapotranszspiráció okozta 24-órás hullámmásra. Rendszereztem és kritikailag értékeltem a talajnedvességben, a talajvízben és a lefolyásban jelentkező napi fluktuáció alapján helyi vagy vízgyűjtő szintű evapotranszspirációt számító eljárásokat.
- A talajvízszintek vegetációs időszakban kimutatható napi ingadozása alapján új eljárásokat (empirikus, hidraulikus) dolgoztam ki a talajvízből származó evapotranszspiráció számítására, akár napon belüli felbontásban. Az új eljárásokat több kísérleti területen (Hidegvíz-völgy, Nagyalföld számos pontja) sikeresen teszteltük és határoztunk meg velük talajvízből származó vízfelvételt.
- A kisvízgyűjtők vízhozamában jelentkező napi ciklusú hullámmás alapján a vízfolyásmenti zóna vízgyűjtőszintű talajvízpárolgásának meghatározására új technikát (regressziós módszer) dolgoztam ki, amelynek működését és korlátait numerikus módszerrel is vizsgáltam. Az új eljárást sikeresen teszteltem terepi méréseken és numerikus modell segítségével.
- A talajnedvességben jelentkező napi hullámmás alapján új módszert dolgoztam ki a párolgás napi és napon belüli mértékének és menetének meghatározására. Az eljárást sikeresen validáltam a hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő adatain.
- A napi ingadozás alapján történő számítások gyakori és nagyon pontos méréseket igényelnek, de ennek a követelménynek nem mindenféle mérőrendszer összeállítás tesz eleget. Terepi méréssorozattal vizsgáltam a vízállásmérésekre használt nyomássonodák mérési pontosságát. Igazoltam, hogy az általunk használt nyomássonodatípus és mérőműszer-elrendezés, megfelelő fenntartás és üzemeltetés mellett, nem terhelt mesterséges hibával, és így alkalmas a vízállásokban jelentkező napi ingadozás pontos nyomonkövetésére.
- A napi ingadozás az evapotranszspiráció meghatározására mellett sok egyéb (pl. a felszínalatti közegre jellemző) paraméter is számítható belőle. Erre példaként a talajvíz és talajnedvesség párhuzamos mérése alapján a fajlagos hozam ( $S_y$ ) értékét és annak dinamikáját számítottam. A számított  $S_y$  értékeket tradicionális fajlagos hozam meghatározási módszerekkel vettem össze. Az összehasonlítás alapján a slug teszt tűnik a legalkalmasabb, gyors, költséghatékony eljárásnak, amellyel a talajvíz napi ingadozásán alapuló ET és utánpótlódás számításához megfelelő  $S_y$  értékeket kaphatunk.

*Kulcsszavak:* napi periódusú fluktuáció, talajnedvesség, talajvíz, alapvízhozam, evapotranszspiráció, utánpótlódás, fajlagos hozam

## Előszó

A hidrológia egyik legfontosabb kérdése napjainkban az ökoszisztémák hidrológiai és biológiai folyamatai közötti összefüggés feltárása és számszerűsítése.

A vízgyűjtők és a bennük lejárló folyamatok komplex hidrológiai rendszert alkotnak. A rendszerben az állandóságot a domborzat, a geológiai és talajviszonyok, míg a változékonyságot az éghajlat és a vegetáció képviseli. A víz ebben a kontextusban az integrátor, míg a növényzet a moderátor, amely szabályozó szerepét főként az evapotranszspiráción keresztül tölti be (párolgás és párologtatás). Ez az evapotranszspiráció hazai természetes vízgyűjtőinken a vízmérleg kb. 90%-át teszi ki, így pontos számszerű értékének meghatározása a területi vízmérleg alapja. Természetesen a rendszer működéséhez az energiát a nap sugárzása adja, aminek ciklusossága alapvetően meghatározza a hidrológiai rendszer egyes elemeinek változékonyságát.

A talajnedvesség, a felszínközeli talajvízszintek és a vízfolyások talajvízből táplálkozó alapvízhozama, nemcsak a csapadékok hatására, illetve évszakos szinten változik, hanem a hosszabb, csapadékmentes időszakok alatt is periodikus hullámzást mutat. Ennek az ingadozásnak az erőssége elsősorban a meteorológiai paraméterektől és a vízgyűjtő jellemzőitől függ. A periodikus hullámzás egyik leggyakoribb ciklusideje a természetes rendszerekben 24 óra.

A jelenség tanulmányozása kapcsán csak kevés közleményben veszik figyelembe azokat a meglehetősen összetett hatásokat, amelyeknek a talaj vízkészlete ki van téve. Viszont éppen a víz-talaj-növény-atmoszféra komplex összefüggésrendszer kapcsolatainak a tisztázása lenne hivatott a hidrológiai jellemzők napi változását lényeges adalékokkal kiegészíteni. A napi ingadozás, figyelembe véve a víz, anyag és energiaáramlást, a talajnedvesség és talajvízjárás esetében az adott szűkebb terület, a vízfolyások alapvízhozama esetében pedig egész vízgyűjtő összegzett (integrált) válaszát mutatja.

A vízfolyásmenti vegetációnak (különösen a higrofita erdőtársulásoknak) jelentős hatása van a vízfolyásmenti zóna talajnedvesség- és talajvízmérlegére és így a vízfolyások talajvízutánpótlásból származó alapvízhozamára is. Jelen értekezés célja a hidrológiai jellemzőkben jelentkező napi ciklusú (elsősorban a vegetációi indukálta) változás tanulmányozása, számszerű jellemzése és ezekre alapozva új utánpótlás és párolgászámítási eljárások kidolgozása, valamint talajfizikai jellemző meghatározási módszerek kimunkálása.

A munka felépítését tekintve először a napi ingadozás jelenségét boncolgatja, majd bemutatja és rendszerezi a témával foglalkozó eddigi kutatások eredményeit, különös tekintettel a párolgás indukálta napi ciklusú hullámzásra. A dolgozat további részeiben a talajvíz, a lefolyás és a talajnedvesség napi ingadozása alapján kidolgozott saját módszerek kerülnek részletes ismertetésre, kitérve a lehetséges hibaforrásokra is.

A munka áttanulmányozása után remélem, hogy az olvasó többet tud majd meg a napi hullámzás okairól, jellemzőiről, és a kidolgozott módszerek megismerése után talán saját kutatásaiban is felhasználja, esetleg továbbfejleszti azokat.

## I. Napi ingadozás a hidrológiai jellemzőkben

### Összefoglaló

A hidrológiai jellemzőkben (pl. talajnedvesség, talajvízszint, vízhozam) észlelhető napi ingadozás kevésbé vizsgált jelenség, annak ellenére, hogy számos fontos információ forrása lehet. A fluktuáció okai sokfélék lehetnek: a fagyás-olvadás hatásai mellett, a trópusokon naponta rendszeresen megjelenő csapadékok, a vízfolyás medrének hőmérséklet hatására jelentkező hidraulikus vezetőképesség változása éppúgy az ilyen periodikus változás oka lehet, mint a vegetáció napi ciklusú vízfelvétele. Mivel az okozó hatások közül az egyik legjelentősebb és legjellemzőbb a mi klímánkon a vegetáció vízfogyasztása ezért a fejezet az evapotranszpiráció okozta napi ingadozás vizsgálatának történetét időrendben alaposan áttekinti. A talajnedvességben, a talajvízszintekben és a vízfolyások alapvízhozamában jelentkező napi ingadozást felhasználó helyi vagy vízgyűjtő szintű evapotranszpirációt számító eljárások bemutatása és rendszerezése ugyancsak a fejezet feladata.

*Kulcsszavak:* napi periódusú fluktuáció, talajnedvesség, talajvíz, alapvízhozam, evapotranszpiráció

### I.1 Bevezetés (A napi ciklusú változás)

A talajnedvesség, a talajvíz és a lefolyás időbeli változatosságában hosszú- (többéves vagy éven belüli változékonyság) és rövid periódusidejű (pl. napi periódus) változásokat különböztethetünk meg. Az éves periódusú változásnál az ökoszisztéma évszakos ökológiai ritmusáról beszélnek. Míg az évszakos változások jellemzőinek vizsgálatával a különböző szakkikkek sora foglalkozik, és a hidrológiai szakkönyvekben is hosszasan taglalják ezt a jelenséget, addig a talajnedvesség, a talajvízjárás és az alapvízhozam rövid periódusidejű (pl. napi) lefolyásjellemzőiről irodalmat a szakkönyvekben alig találunk.

Példaként Baumgartner–Liebschner (1990) csak egy rövid bekezdést szentel a kérdésnek, ahol a jelenséget a levegőhőmérséklet változásával magyarázza. Ez a megfigyelés a Harz-hegységbeni kísérleti terület eredményeihez kapcsolódik (Delfs et al. 1958). A "Hidrológia alapjai" c. szakkönyv (Dyck és Peschke, 1995 in Pörtge (1996)) második kiadása ír le, a Szászországi Werner-patak vízgyűjtőjén észlelt, napi periódusú lefolyásváltozást. Hewlett (1982) "Principles of Forest Hydrology" című munkájában említi a jelenséget egy bekezdés erejéig és okának már az evapotranszpirációt (ET) adja meg. Lee (1980) "Forest Hydrology" című tankönyvében említi a talajvízben jelentkező szignált, és a White (1932) módszert be is mutatja, de részletesebben nem elemzi a problémát. Az evapotranszpiráció talajvízre gyakorolt hatásának tárgyalásánál Dingman (2002) elemzi a napi ritmusú talajvízszint-változást, és leírja a White-féle eljárást, mint az evapotranszpiráció meghatározásnak egy módszerét a felszínközeli talajvízű területeken. A témával igen részletekbe menően foglalkozott Pörtge (1996), aki a rövid periódusú változások közül szintén a napi periódusidejű lefolyásváltozást vizsgálta behatóbban. A hazai szakkönyvek közül V. Nagy (1965) és Juhász (2002) említi a talajvíz napi ciklusú járását, mindketten Ubell (1960) a VITUKI kecskeméti kísérleti telepén végzett méréseire hivatkoznak. Az ingadozást a talajhőmérséklet napon belüli hullámzásához

kapcsolják, és okának kizárólag a talajlevegő abszolút páratartalmában, a párolgás és kicsapódás folyamatai miatt, bekövetkező változásokat tekintik. A talajvízszintekben jelentkező napi ciklusú változás megjelenését előbbi szerzők a vegetációs időszakhoz kötik és csak a felszínközeli talajvizeknél veszik jellemzőnek. Más hazai szakkönyvekben (pl. Németh 1954; Szesztay 1972; Zsuffa 1996; Stelczer 2000) nem is találtunk említést a jelenségről. A szakcikk esetében, különösen napjaink irodalmát áttekintve más a helyzet. A közelmúltban már egyre több cikk jelenik meg, melyek a hidrológiai jellemzőkben bekövetkező napi ciklusú változás alapján igyekeznek magyarázni és számszerűsíteni bizonyos vízháztartási jellemzőket. Magyarországi viszonylatban Gribovszki et al. (2009) és Gribovszki et al. (2010a) tekintette át a hidrológiai jellemzőkben kimutatható napi hullámozás jellegzetességeit, okait és az ennek alapján nyerhető vízgazdálkodás számára fontos információkat.

A lefolyásban jelentkező napi periódusú ingadozás Pörtge (1996) szerint csak kisvízgyűjtőkön (kb. 40 km<sup>2</sup> nagyságig) kisvízi időszakban tapasztalható, és csak a rajzoló vízmércével rendelkező állomásokon mérhető értékelhető formában. A jelenség ritkábban magában a vízfolyás medrében vizuálisan is felismerhető. Lundquist és Cayan (2002) vizsgálatai szerint azonban a napi periódusú hullámozás több ezer km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőnagyságnál is tapasztalható. A napi periódusidejű hullámozás nagyobb vízgyűjtők lefolyásában való megjelenését igazolják Troxell (1936) és Meyboom (1965) korábbi vizsgálatai is, ahol a jelenséget 40 km<sup>2</sup>-nél jóval nagyobb vízgyűjtőkön elemezték.

A tény, hogy a napi periódusú talajnedvesség-, és talajvízjárásnak valamint vízhozam ingadozásnak a korábbi tudományos irodalomban csak igen kevés figyelmet szenteltek, azon alapulhatott, hogy az általa képviselt mennyiségi változás vízgazdálkodási szempontból alárendelt jelentőségűnek ítélt. Ehhez járult még az a tényező, hogy e jelenség sokszor egyszerűen ismeretlen volt a mérést végző számára. Közvetlenül a mederben sokszor alig felismerhető a napi ciklusú vízszintváltozás, a rajzoló nélküli vízmércéken és a régi típusú, nem megfelelő érzékenységgű rajzolókon pedig ritkán kimutatható. A kimutathatóság korlátját jelentette a hidrológiai gyakorlatban a lefolyási adatok gyűjtésénél alkalmazott napi vagy a talajnedvesség és talajvízszintek észlelésénél használt heti egyszeri észlelés, amellyel lehetetlen érzékelni ezeket a napi ciklusidejű változásokat.

A jelenlegi korszerű digitális adatgyűjtő eszközök robbanásszerű fejlődésével egyre több lehetőség adódik nagy frekvenciás adatgyűjtésre, amely rengeteg új információt szolgáltat a napi periódusú hullámozásról.

A napi ciklusú hullámozásból levonható információk nemcsak a vízkészletek és az azokból történő vízfelhasználás pontos számszerűsítésére, az adott terület, ill. víztartó hidrológiai jellemzőinek becslésére alkalmasak, hanem nagyon jó diagnosztikai mutatói a klímaváltozásnak is. A napi hullámozásból nyerhető információk kiegészítői lehetnek a pontszerű hőmérséklet és csapadékméréseknek, amelyek a felső vízgyűjtőkön sokszor ritkák, általában nem egy egész vízgyűjtő integrált hatását mutatják és kevésbé befolyásoltak a vízgyűjtő biológiai jellemzői által (pl. növényállományok). Az integrátor hatás és a biológiai jellemzőkkel való szoros kapcsolat a talajnedvességben, a talajvízjárásban és alapvízhozamokban tapasztalható napi ciklusú hullámozást a klímaváltozás komplex hatásainak igen jó indikátorává teszi.



A legtöbb esetben a hidrológiai jellemzőkben tapasztalható napi ciklusú változás fő indukáló faktorainak a napsugárzást és a hőmérsékletet tekintjük. Ezek szabályozzák a napi ciklusú vízfelvételt és vízleadást, a csapadék, az evapotranszpiráció, az infiltráció és a hóolvadás vagy egyszerűen a hőmérséklet napon belüli fagyponthoz alatti és fölötti változása révén. Egyes folyamatok (pl. hóolvadás) a vízfolyásokban vagy a felszínközeli talajnedvességben közvetlenül és szinte azonnal érzékelhetőek, míg a talajvíznél kisebb a jelentőségük, ill. bizonyos késleltetéssel jelentkeznek.

Bár a napi ciklus megjelenése lehet valamilyen vízgazdálkodási tevékenység eredménye is, különösen kifejezett pl. a vízerőművek környezetében, jelen munka azonban elsősorban a napi ritmusú hullámzás természetes megjelenési formáival foglalkozik. A természetes hatásokra jelentkező napi fluktuáció folyamatának értelmezése segít annak megértésében is, hogyan történik a vízkészletek utánpótlódása egy talajnedvesség profil, egy talajvíztest vagy egy vízfolyás esetében, és milyen formában számíthatunk a veszteségekre. Ezek az információk a hosszabb távú vízhozamnövekedések és csökkenések értelmezését könnyíthetik meg, és jól felhasználhatók vízgazdálkodási kérdések eldöntésében is.

## I.2 A napi ciklusú változás típusai

Tekintsük át részletesebben azokat a mechanizmusokat, amelyek befolyásolják a talajnedvesség, a felszínközeli talajvízjárás és az alapvízhozam napi ciklusú változását. Lundquist és Cayan (2002) ezen előbbi hidrológiai jellemzőkben jelentkező napi periódusú hullámzás vizsgálatánál többféle mechanizmust, többféle típust vettek alapul. Szolgáljon például erre a következő csoportosítás.

### I.2.1 Influens vízfolyás infiltrációs vesztesége

Ez a jelenség csak a felszíni vízfolyásoknál érzékelhető. A víz viszkozitása és a hidraulikus vezetőképesség egyaránt hőmérsékletfüggő, így az influens (talajvízbe bepótló) vízfolyások, vagy influens vízfolyásszakaszok medren keresztüli elszivárgásban jelentkező vízvesztése függ a vízfolyás hőmérsékletétől (Lundquist és Cayan 2002). Azokon a szakaszokon, ahol a vízfolyás vize bepótlol a talajvízkészletbe, a legnagyobb vízvesztés a legnagyobb vízhőmérsékletnél következik be. A napi fluktuáció a patak hőmérsékletében a legnagyobb, amikor

- a patak vízhozama alacsony és/vagy nagy a vízfelszín-vízhozam arány, illetve
- a patak vize nagy hőforgalomnak van kitéve a napon belüli hőmérsékleti és sugárzási fluxusok változásai következtében (Lundquist és Cayan 2002).

A vízfolyások infiltrációs veszteségből származó, napi ciklusú vízjárása hasonló aszimmetriát mutat, mint az evapotranszpirációs típusé, hirtelen csökkenéssel és fokozatos emelkedéssel az egyes napokon.

Az erdőszűrt vízgyűjtőkön, árnyékolt vízfolyásmedernél általában olyan kicsi a napi vízhőmérséklet ingadozása, hogy az előbbi hatásnak nincs jelentősége.

Ugyancsak nincs jelentősége a hőmérsékletváltozásra bekövetkező sűrűségváltozástól eredő vízszintingadozásnak ( $4,8 \cdot 10^{-4}$  [mm/(nap·K)]) egy a földön reálisnak tekintett napi hőmérsékleti cikluson belül (Czikowsky és Fitzjarrald 2004).

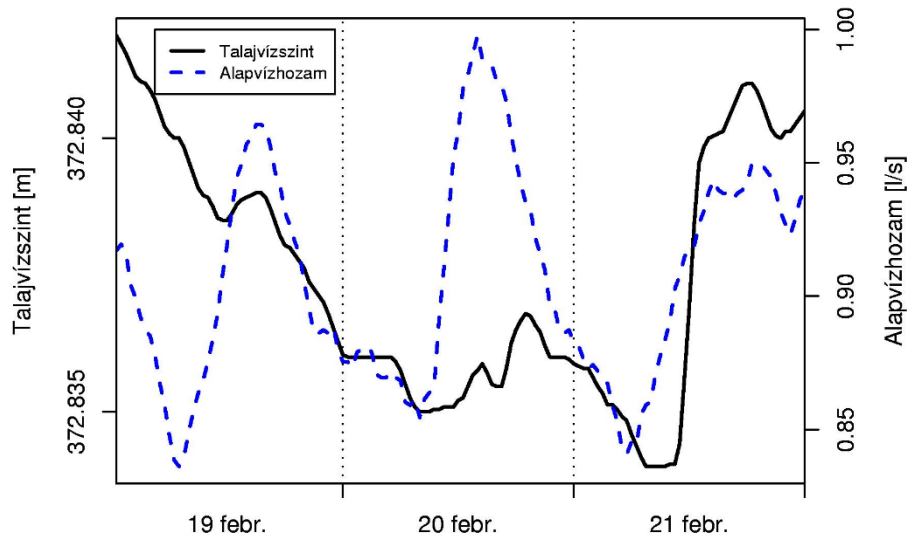
## I.2.2 Rendszeresen megjelenő napi napi csapadék okozta ingadozás

Egyes klímazónákban, például a trópusokon, az egyenlítő környékén, a szisztematikusan dél körül, kora délután megjelenő napi csapadék árhullámokat indít el a vízfolyásokon, amely árhullámok az összegyülekezéstől függően karakterisztikus napi jelleget kölcsönöznek a vízfolyások vízjárásának (Wain 1994). Mivel ez a típus klímáfüggő, a mérsékeltövi klímazónában nem jellemző.

## I.2.3 A hóolvadás és a fagyás-olvadás indukálta napi ingadozás

A hóolvadás és a fagyás-olvadás okozta napi periódusú hullámzás azokon a fagyos napokon jelenik meg, ahol a hőmérsékleti amplitúdó 10 °C körüli és a maximális hőmérséklet fagypont fölötti. A talajvízállás és a lefolyás menete ebben az esetben a levegőhőmérséklet menetével korrelál, tehát általában egy hajnali, reggeli minimummal és egy kora délutáni maximummal jellemezhető (*I-1. ábra*).

Ez a főként hőmérséklet által vezérelt típus azokon a területeken és időszakokban a legjellemzőbb, ahol a téli hótakaró olvadása jelentős változásokat okoz a vízfolyások vízhozamában, ill. a felszínközeli talajvízszintekben. A hóolvadás kis vízgyűjtőkön való tanulmányozása során egy aszimmetrikus napi ritmus megjelenése tapasztalható a vízfolyások hozamában. A napi ritmus jellemzője az éles emelkedés és a fokozatos csökkenés (Lundquist-Cayan 2002). Az aszimmetria magyarázata a hóolvadás és a hólé függőleges irányú szivárgási dinamikájában keresendő. A szivárgás a Darcy törvény alapján modellezhető, mivel porózus közegről van szó. A hólé szivárgási sebessége arányos az olvadás mértékével, így a kora délután jelentkező nagyobb mértékű olvadási hullám utoléri a korábbi, délelőtti kisebbet. Az egymásra torlódó hullámok egy sokkszerű éles frontként jelennek meg a hóréteg alján vonuló olvadt hólé vízjárásában és így a befogadó vízfolyás hidrográfjában is. A késő délutáni, esti csökkenő olvadási fluxusok viszont egyre inkább lemaradnak egymáshoz képest, így egy graduálisan csökkenő tendenciát hoznak létre a vízjárásban (Lundquist-Cayan 2002). A folyamat numerikus modellezésének eredményei szerint a maximális vízhozam időpontja egyre korábbra tolódik, ahogy a hóréteg vékonyodik és egyre "érettebbé" válik. Caine (1992) és Jordan (1983a, 1983b) módszereket is javasolnak, amelyek segítségével a vízjárásban jelentkező napi periódusú hullám alakjának és a maximális vízhozam idejének alapján a hóréteg vastagsága és hidraulikus vezetőképessége, főként kisvízgyűjtőkön, becsülhető.

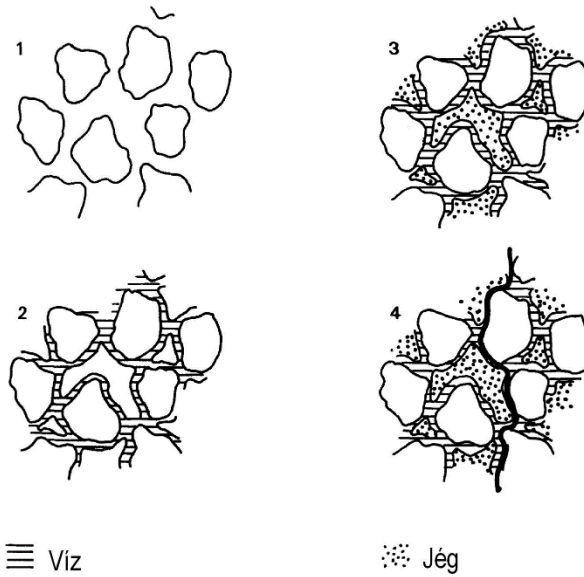


I-1. ábra A téli ún. hőmérsékleti típus menete a Sopron melletti Hidegvíz-völgy egy részvízgyűjtőjének vízhozam és egy vízfolyás menti talajvízkút vízállás idősorában a 2007. évben.

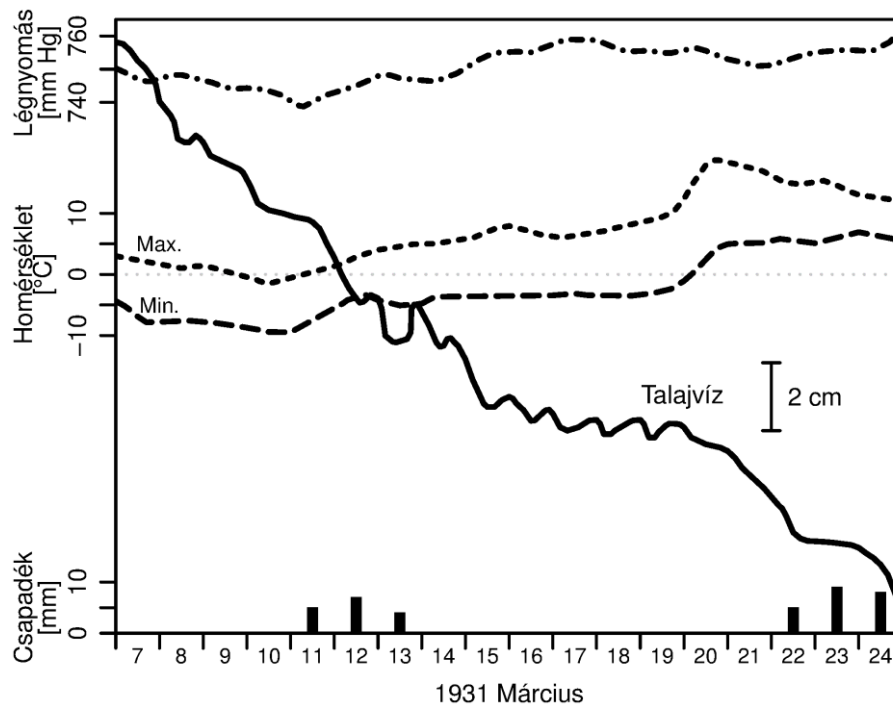
Hómentes területeken vagy időszakokban is előidéző a fagyás-olvadás jelensége (I-2. ábra) egy hasonló napi ritmust. Már Bouyoucos (1915) följegyezte, hogy a talajnedvesség páraalakban a meleg helyről a hidegebb és szárazabb hely felé mozog. Ez a jól ismert termoozmózis jelensége (Kézdy 1977). A talajfelszín közelében jelentkező talajfagy hatására egy másik jelenség, a kapilláris vízmozgás megindulása is tapasztalható, amint ezt a mérnöki gyakorlat már régen ismeri (Coduto 1999). A kapillárisan utánpótlódó víz a felszín közelében megfagyva növeli az ott kialakult jégencsék méretét (Kézdy 1977).

A fagyás és olvadás hatására jelentkező napi ciklus a vízfolyások vízjárásában általában élesebben jelentkezik, mint a talajvízszintekben (I-1. ábra). Ennek magyarázata a kisvízfolyásoknál a medernek, ill. a meder közvetlen környezetének a talajvíztartóhoz képest kevésbé kiegyenlített hőmérséklete lehet. A talajvízben jelentkező ilyen típusú hullámzás pedig általában a felszín közelében lévő talajvízszinteknél, a felszínhez közeledve egyre erősödik.

A felszínközeli talajfagy kihatása általában 1-2 m. A folyamatos állandó fagyhatásra nem tapasztalható a napi ritmusú hullámzás csak a talajvízszint folyamatos süllyedése és ugyanez detektálható a vízfolyások alapvízhozamában is. A süllyedés gyorsabb, mint az a természetes kiürülésből adódna, tehát ezek az időszakok nem jók a természetes, egyéb hatásoktól mentes kiürülés tanulmányozására (pl. a szivárgási tényező és a porozitás becslésére, amint erre Brutsaert–Nieber (1977) dolgoztak ki módszereket). A periodikusan változó szivóerő és a vele kapcsolatban megjelenő napi ritmus akkor jelentkezik, ha mind a fagyponthoz feletti, mind az az alatti hőmérséklet egyaránt előfordul a nap során (Eimern 1950) (I-3. ábra). A jelenséget először Pörtge írta le részletesen és magyarázta az előbbieket az okait (Pörtge 1996).



I-2. ábra A talajban jelentkező fagyás sematikus ábrázolása 1, talajszemcsék; 2, talajszemcsék a körülöttük lévő vízfilmmel és a levegővel telt pórusokkal a telítetlen zónában; 3, talajszemcsék a telített zónában a körülöttük lévő vízfilmmel és a jéggel telt pórusokkal; 4, egy lehetséges, még nyitott áramlási útvonal a talajszemcsék és a jéggel telt pórusok között (Pörtge 1996 nyomán).

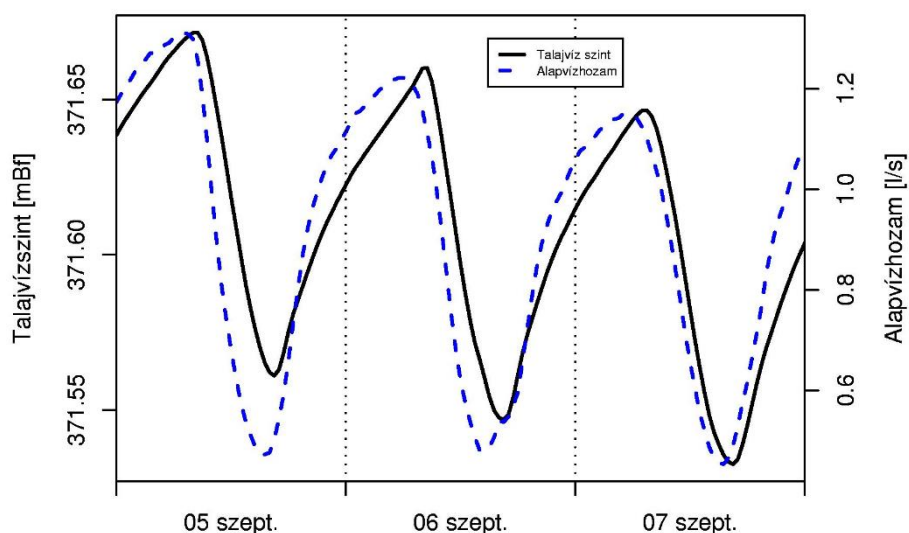


I-3. ábra A téli típus megjelenése a talajvízjárásban a légnyomással, a csapadékkal és a hőmérséklettel összehasonlítva az 1931 március 7.-e és 24.-e közötti időszakban Rheinkamp-nál (Niederrhein) (Eimern 1950 nyomán).

Egy szép példa a jég és hó olvadása, valamint az evapotranszspiráció okozta napi hullámzás párhuzamos elemzésére Mutzner et al. (2015) munkája. Vizsgálataik során a vegetációs időszak kezdetén a hóolvadás és az evapotranszspiráció által okozott ingadozás átmenetét vizsgálták az Alpok két magasabban fekvő kisvízgyűjtőjében. Az egyik vízgyűjtőben a kétfajta ok által előidézett ingadozás hasonló amplitudókkal volt jellemezhető és az átmeneti időszak a kétféle típusú ingadozás között számos napon keresztül jellemző volt, de az átmeneti időszakon kívül a két fő típus jól elkülönült. A másik vízgyűjtőben egy gleccser olvadása az egész vegetációs időszakon keresztül indukálta a téli típus megjelenését párhuzamosan a párolgás okozta napi hullámzás mellett, de a kétféle hullámzás amplitudója eltérő volt, és természetesen fázisban is eltérően jelentkeztek. Kutatásaik alapján megállapították, hogy a vegetációs időszak nagy részében a párolgás okozta napi hullámzás hatása felülmúlja a gleccser oladásából származó másodlagos hatást, de a mért evapotranszspiráció és a vízfolyásmenti zóna nagyságának ismeretében a kétféle ingadozás elkülöníthető egymástól.

#### I.2.4 Evapotranszspiráció mint az ingadozás kiváltó oka

A párolgási típus egy reggeli, kora délelőtti maximális és egy délutáni, esti minimális talajnedvesség, talajvízállás és lefolyásértékkel jellemezhető (I-4. ábra, I-5. ábra). Ennél a típusnál általában világos összefüggés mutatható ki a hidrológiai jellemzők napi ritmusa és a relatív légnedvesség napi menete között, ami döntő mértékben a besugárzástól függ. Azonban a jelenség nem közvetlenül a sugárzással és a relatív légnedvességgel, hanem a sugárzás, a légnedvesség és egyéb meteorológiai paraméterek által vezérelt evapotranszspirációval (erdővel borított területen főként a transzspirációval) hozható összefüggésbe. Az összefüggés alapja, hogy a növények a gyökerükön keresztül nyerik a vízutánpótlásukat a talaj vízkészletéből.



I-4. ábra A nyári ún. párolgási típus menete a Sopron melletti Hidegvíz-völgy egy részvízgyűjtőjének vízhozam és egy vízfolyás menti talajvízkút vízállás idősorában a 2005. évben.

A vízfolyás menti talajvízszintekben és talajnedvességben valamint a vízfolyások alapvízhozamában az evapotranszspiráció hatására megjelenő napi hullámzás leírásával, okainak vizsgálatával többen foglalkoztak (csak a legfontosabbakat említve: Troxell 1936,

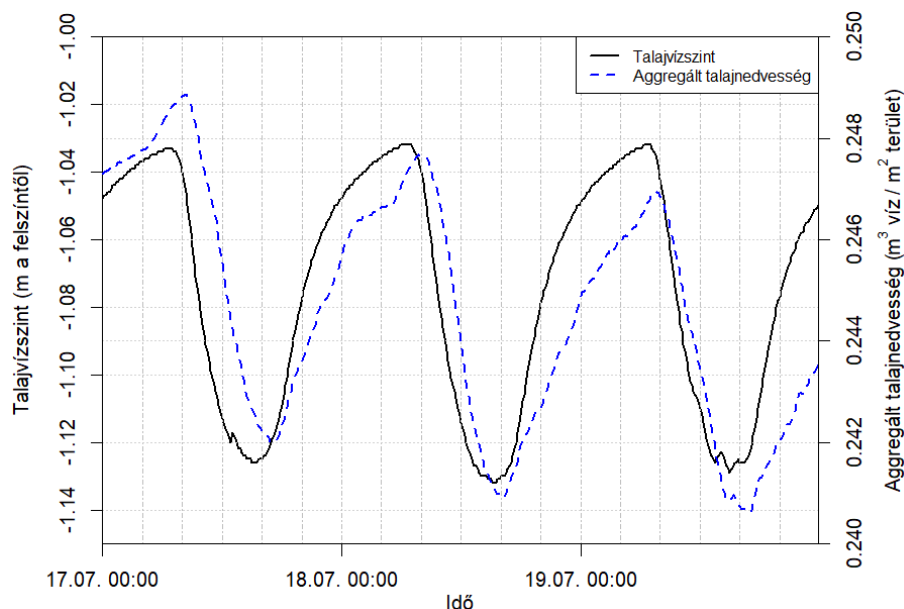
Croft 1948, Tschinkel 1963, Pörtge 1996, Bond et al. 2002, Lundquist-Cayan 2002, Boronina et al. 2005, Loheide et al. 2005, Gribovszki et al. 2006, Butler et al. 2007, Shah et al. 2007, Wondzell et al. 2007, Lautz 2008, Szilágyi et al. 2008, Gribovszki et al. 2010a, Gribovszki et al. 2011, Szilágyi et al. 2011, Gribovszki et al. 2013, Fahle-Dietrich 2014, Móricz et al. 2016, Csáfordi et al. 2017, Gribovszki 2018a, Gribovszki 2018b).

A hullám formájában megjelenő aszimetriára (erőteljes csökkenés és fokozatos emelkedés) már csak néhányan hívják fel a figyelmet (Lundquist–Cayan 2002). Már kevesebb irodalomban találunk kidolgozott módszereket a vízfogyasztás (evapotranszpiráció) számítására a karakterisztikus szignál alapján (White 1932, Meyboom 1965, Reigner 1966, Bauer et al. 2004, Engel et al. 2005, Nachabe et al. 2005, Schilling 2007, Gribovszki et al. 2008, Loheide 2008, Kirchner 2009, Soylu et al. 2012, Gribovszki et al. 2010b, Gribovszki 2014), ill. a szignál analitikus leírására (Czikowsky 2003, Czikowsky–Fitzjarrald 2004).

A Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjében, Gribovszki et al. (2006) szerint, a vegetációs periódusban a talajvízszintekben és a vízgyűjtő patakjainak vízhozamában jelentős, evapotranszpiráció okozta, ingadozás mutatható ki. Érdekes anomália a talajvízjárásban jelentkező hullám késése a patakvízhozamában jelentkező szignálhoz képest. A késés a szélsőértékeknél jól látható az *I-4. ábrán*. A jelenség magyarázatát Szilágyi et al. (2008) írta le. A késés okaként, numerikus modellezéssel alátámasztott eredmények alapján, a növényi vízfelvétel hatására jelentkező helyi és összegzett (regionális) hidraulikus gradiensben jelentkező eltérések adhatók meg.

A talajnedvesség napi ingadozását a talajvízszintével összevetve (*I-5. ábra*) is hasonló anomália tapasztalható, mivel a talajnedvesség napi hullámozása kisebb (30-60 perces) késést mutat a talajvíz szignáljához képest (Gribovszki 2014). A késést Nachabe et al. (2005) is leírta a talajvíz és a talajnedvesség nagy gyakoriságú párhuzamos méréséhez kapcsoltn.

A további fejezetekben erről az evapotranszpiráció indukálta típusról részletesen szólok.



*I-5. ábra A talajnedvességben és a talajvízben jellemző napi ingadozás 2013 júliusában a Sopron melletti Hidegvíz-völgy egy vízfolyás menti égeres erdőtüskésében.*

### I.2.5 Egyéb napi periodicitást okozó hatások

A természetes folyamatok mellett az antropogén hatások is eredményezhetik a talajvízállás változását a napi periódusnak megfelelő léptékben. Így hasonló jelenséget figyelt meg Bousek (1933) a vízművek szivattyúzási teljesítményének változása következtében Magyarországon. Napjainkhoz közelebbi példaként Morgenschweis (1995) vízkivétellel összefüggő napi periódusváltozás vizsgálatait említhetjük meg. Hasonló jelenséget idéz elő a vízerőművek csúcsrajáratása a Dráva folyón, akár méteres napi vízszintingadozást okozva.

A talajvízkivétel okozta mesterséges vízszintingadozások sokkal nagyobbak (lokálisan több métereseek) is lehetnek, mint a természetes hatások okozta napi hullámzás (az ET okozta napi ingadozás a Gribovszki et al. (2008) által vizsgált területen maximum 20 cm volt a legforróbb nyári napokon). Az előbbieket szerint a mesterséges hatások képesek elmaszkolni a természetes hatások okozta napi ingadozást, ha azonos területen és időszakban jelentkeznek.

A 24-órás periódustól eltérő rövid tartamú változások (pl. 12 órás periodicitás) okai általában a hasonló periódusidejű árapály jelenségekre utalnak (Senitz 2001), de ez elsősorban a mélyebb talajvízszintekben és rétegvizekben tapasztalható.

### I.3 A párolgási típus részletesebb elemzése

A lefolyás párolgás indukálta napi periódusú változásai is általában visszavezethetők a talajnedvesség és a talajvíz hasonló periódusú változásaira, illetve másképpen a telített és telítetlen zóna vízkészletének változására, így célszerű az előbbi rendszert komplexen vizsgálni. A párolgási típussal kapcsolatos vizsgálatok részletes bemutatását a függelékben közlöm a terjedelmi korlátok miatt.

#### I.3.2 A párolgási típussal kapcsolatos vizsgálatok értékelése

A párolgási típus mind a talajnedvességben, mind a talajvízszintekben és a lefolyásban megjelenhet, amennyiben a terület adottságai szerint a felszín alatti vízkészletek az ET által érintettek lehetnek. A klasszikus szinuszhullámhoz hasonló szignál kialakulása, a hidrogeológiai értelemben vett feláramlási (discharge) zónákban jellemző. A beszivárgási (recharge) zónákban a szignál egy lépcsős függvényként jelentkezik (elsősorban a talajnedvességben, hiszen ezeken a helyeken a talajvízszint általában mélyebben van) mivel a háttérből származó utánpótlódásra nem lehet számítani. Amennyiben a recharge zónában a talajvízszint közel lenne a felszínhez, az ET hatására a talajvízszintekben szintén lépcsős függvény megjelenése várható.

A függelékben szereplő irodalmi áttekintésben láthatjuk, hogy elsőként a talajvízszintekben és a lefolyásban észlelt napi ingadozás megjelenéséről számol be a legtöbb publikáció. Csak a talajnedvesség mérésének automatizálásától kezdve találunk olyan irodalmat, amely a talajnedvességben is értékeli a szignált, így a talajnedvességre kidolgozott módszerek is később jelennek meg.

- A talajvízben és talajnedvességben jelentkező szignál alapján ET-t számító módszerek alapjául szinte minden esetben a White (1932)-féle eljárás szolgál. A White-módszer, egyszerűsége miatt, bár többször kiegészítették és pontosították, a továbbiakban is jól felhasználható előzetes, tájékoztató vizsgálatokra.
- A lefolyás esetében a becslés alapjául legtöbbször a napi maximumok burkológörbéje és az aktuális vízhozamok közötti különbségek szolgálnak. A talajvízszint és az előbbi vízhozammérések napi ingadozása alapján meghatározott ET értékek között nagyságrendi különbségek lehetnek. Feltételezhetően a talajvízből történő meghatározás a pontosabb, mivel ez mutat közelebbi értékeket a meteorológiai mérések alapján számított ET értékekkel. Az újabb, tározómodellekkel dolgozó, a lefolyás napi ingadozásán alapuló eljárások ET értékei közelebbiek, mind a talajvíz alapú becslésekhez, mind a meteorológiai mérések alapján számított ET értékekhez. Hátrányuk viszont, hogy alkalmazásukhoz igen pontos vízhozammérések szükségesek.
- Az egyre pontosabb, nagy időbeli felbontású talajnedvességprofil mérések az  $S_y$  ismerete nélkül is alkalmasak az ET becslésre. Gribovszki (2018) alapján azt is láthattuk, hogy a napi hullámváz elemzése alkalmas lehet talajfizikai paraméterek meghatározására is.

A következő *I-1. táblázatban* összegezve található meg azok a kutatások, amelyek új folyamatra hívták fel a figyelmet, vagy legalábbis lényegesen hozzájárultak a napi ingadozáson alapuló ET becslés fejlődéséhez.

A következő fejezetekben a sekély talajvízű területek (általában vízfolyás menti zónák) talajvízállásában és talajnedvesség dinamikájában, valamint a kisvízgyűjtők alapvízhozamában tapasztalható napi ingadozása alapján evapotranszpiráció becslésére kidolgozott saját módszerek kerülnek részletesebb bemutatásra.



I-1. táblázat A talajnedvesség, a talajvíz és a lefolyás napi ingadozásán alapuló legfontosabb ET-t számító eljárások.

Szerző (publikálás év)	Alapinformációk az eljárásról.
Talajnedvesség	
Nachabe et al.(2005)	A White (1932) módszer adaptálása talajnedvesség adatokra.
Gribovszki (2014)	A Gribovszki et al. (2008) empirikus technikájának adaptálása talajnedvesség adatokra.
Talajvízszint	
White (1932)	Az eredeti talajvíz napi ingadozásán alapuló módszer.
Troxell (1936)	Javaslat (elméleti szinten) a napon belül is változó utánpótlódás becslésére.
Meyboom (1965)	Az $S_y$ 50%-ának figyelembevétele az ET <sub>gw</sub> számításánál.
Dolan et al. (1984)	Az utánpótlódás figyelembevétele az adott napra a megelőző és a követő éjszaka adatai alapján.
Hays (2003)	Utánpótlódás számítása az éjszakai időszak alapján, de értéke csak a napközbeni időszakban figyelembe véve.
Engel et al. (2005)	A White-módszer módosítása a regionális talajvízszint változás, mint additív konstans figyelembevételével.
Loheide et al. (2005)	A White-módszerhez alkalmazandó $S_y$ becsléséhez talajfizika függő nomogram kidolgozása.
Schilling et al. (2007)	ET <sub>gw</sub> becslése a talajvíz lépcsős napi ingadozása alapján.
Gribovszki et al. (2008)	ET <sub>gw</sub> becslés az utánpótlódás napi ingadozásának figyelembevételével (empirikus és hidraulikus módszer).
Loheide et al. (2008)	Regresszió alapú ET <sub>gw</sub> -t becsülő eljárás a trendmentesített talajvíz-ingadozásokat felhasználva.
Soylu et al. (2012)	Fourier-transzformáció alapú ET <sub>gw</sub> számítás
Wang és Pozdniakov (2014)	Statisztikai ET <sub>gw</sub> becslés a trend- és mérésizaj-mentesített napi ingás szórása alapján
Lefolyás	
Meyboom (1965)	Vízfolyásmenti ET <sub>gw</sub> becslése a napi maximális alapvízhozamok burkológörbéje és az aktuális vízhozamidőssor különbségeként
Reigner (1966)	Csak a telítettségközeli légnedvességű hajnali időszakok használata a maximális vízhozamok burkológörbéjének előállítására.
Kirchner (2009)	Vízgyűjtőszintű ET <sub>gw</sub> becslése az utánpótlódásra nemlineáris tározómodellt felhasználva.
Gribovszki et al. (2010b)	Vízfolyásmenti ET <sub>gw</sub> becslése az utánpótlódásra naponta más paraméterű lineáris tározómodellt felhasználva.
Cadol et al. (2012)	Vízfolyásmenti ET <sub>gw</sub> becslése a vízfolyásmenti zónára átszámított trendmentesített vízállás és a vízállásváltozás kapcsolata alapján
Széles et al. (2018)	Vízfolyásmenti ET <sub>gw</sub> becslése a diurnális lefolyásingadozást a sugárzási bevételnek megfelelő exponenciális válaszfüggvénnyel közelítve.

## II. Evapotranszspiráció számítása a talajvíz napi ingadozása alapján

### Összefoglaló

A felszínközeli talajvízű területek (általában vízfolyásmenti zónák) talajvízállásának, vegetációs időszakban jellemző, napi ciklusú változása alapján egy új módszert (a White (1932) eljárás módosításával) dolgoztam ki a vegetáció talajvízből táplálkozó evapotranszspirációjának számítására. Az eljárás újdonsága, hogy a korábbi módszerekkel ellentétben napon belüli változó talajvízutánpótlódást is képes figyelembe venni. Az új eljárás két egymástól függetlenül használható változatát munkáltam ki, egy empirikus és egy hidraulikus. A hidraulikus módszer egy egyszerűsített vízmérleg és a talajvízmozgás Darcy-féle megközelítése alapján számítja a talajvíz evapotranszspirációját, a talajvízszintek napi periódusú ingadozását felhasználva. Az empirikus módszer nem igényli a Darcy-féle egyenlet használatát, így a szivárgási tényező ismeretét sem. Az új eljárást először a Sopron melletti hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő 2005. évi hidro-meteorológiai adatain teszteltük. A módszerek által szolgáltatott talajvíz-evapotranszspirációs értékeket (amelyek nagyon közel voltak a vizsgált felszínközeli talajvíztükrű területen a potenciális evapotranszspirációhoz) a Penman-Monteith-féle egyenlettel félórás időfelbontásban, a White-féle eljárással pedig napi időfelbontásban hasonlítottam össze. A hidraulikus módszerre készített érzékenységvizsgálat szerint a szivárgási tényezőnek és az  $S_y$  fajlagos hozamnak a pontos ismerete fontos a modell megfelelő működéséhez. A módszert később számos más területen is sikerrel alkalmaztuk, ill. alkalmazták hazánkban és külföldön egyaránt a talajvízből származó ET becslésére. Az eljárás alkalmazásánál ügyelni kell arra, hogy a számításra felhasznált adatok olyan talajvízkútból származzanak, amely a vízfolyásmenti zóna szegélyétől és a vízfolyástól elegendő távolságra van. Nagyon fontos a pontos, mesterséges hibahatásokról mentes mérés is. Így, ha a vízállás és a kompenzáló légnyomás külön nyomásmérővel mért, azokat hasonlóan temperált környezetben telepítjük.

*Kulcsszavak:* evapotranszspiráció, napi periódusú fluktuáció, vízfolyásmenti zóna

### II.1 Bevezetés

A felszínközeli talajvízű környezetben a vegetációnak, főként, ha ez erdő, különösen jelentős a hatása a talajnedvesség és talajvíztér szorosán összefüggő dinamikájára. Ha ezek a területek kisebb vízfolyások mentén találhatók, akkor a vízfolyásmenti vegetációnak a kisvízfolyások alapvízhozamára is igen jelentős hatása van. Ezek a talajvízfüggő ökoszisztémák általában igen értékesek és vízkészletgazdálkodási jelentőségük is kiemelt, így evapotranszspirációjuk (ET) pontos meghatározása, mind természetvédelmi, mind vízkészletgazdálkodási szempontból fontos. A vízgazdálkodásban használt numerikus modellek is legtöbbször igénylik az evapotranszspiráció pontos értékeinek megadását, hogy valóságközelben regionális vagy lokális vízmérleget tudjanak számítani. Az előbbi okokból a felszínközeli talajvízű területeken található vegetáció hatását a vízkészletekre intenzíven vizsgálták az elmúlt évtizedekben a világ majd minden részén pl. (Federer 1973; Gazal et al. 2006; Goodrich et al. 2000; Zsuffa 1996).

Az evapotranszspiráció értékeinek pontos meghatározása még fontosabbá válik a klímaváltozás tendenciáit értékelve, ha figyelembe vesszük, hogy az egyre melegebb

környezetben a párolgási kényszer is nőni fog. A vízmérleg ET tagja jelenleg is meghatározó hazánkban, hiszen a regionális vízmérlegben éves szinten kb. 90%-ot tesz ki.

Hazánkban a VITUKI Komlói telep nevű kísérleti állomásán folytattak intenzív vizsgálatokat az evapotranszspiráció talajvízre gyakorolt hatását tanulmányozva. A terepi kutatások kapcsán egy módszert is kifejlesztettek kútszoportos mérésekre alapozva, amellyel 2-3 napos felbontással lehetett egy adott terület talajvízforgalmát (így az evapotranszspirációját is) számítani (Major 1974). Érdemes megemlíteni az Erdészeti Tudományos Intézet talajvízzel kapcsolatos elemzéseit is (Járó – Sitkey 1995), amelynek kapcsán különböző típusú erdőállományok hatását vizsgálták a talajvízszintekre.

A következő fejezetben a sekély talajvízű területek (általában vízfolyás menti zónák) talajvízszintjének napi ingadozása alapján evapotranszspiráció becslésre kidolgozott saját fejlesztésű módszerek kerülnek bemutatásra. A metódusok alapját a White (1932) módszer jelentette.

### II.1.1 Elméleti megfontolások

A sekély talajvízű környezetben, pl. vízfolyásmenti zónákban, a növények többlet párologtatási igénye kielégíthető a vízfolyásmenti zóna talajvízkészletéből, a talajvíz háttérből történő utánpótlódásából, ill. mindkettőből (*II-1. ábra, II-1. egyenlet*). Influens (talajvízkészletbe bepótló) vagy időszakosan influenssé váló vízfolyás esetében a párologtatás közvetlenül a vízfolyás vízkészletét is fogyaszthatja. Példaként a napi periódusú talajvízjárás szélsőértékeinél, ahol ez a szélső érték rövid időre állandósul (vagyis a készletváltozás nulla), a vízfolyásmenti zóna talajvízkészletének utánpótlódása,  $Q_{net}$  [ $LT^{-1}$ ], egyensúlyban van a növényzet pillanatnyi transzspirációs talajvízigényével és az esetlegesen fellépő talajvíz-  
evaporációval, vagyis összességében a talajvíz-  
evapotranszspirációval  $ET_{gw}$  [ $LT^{-1}$ ].

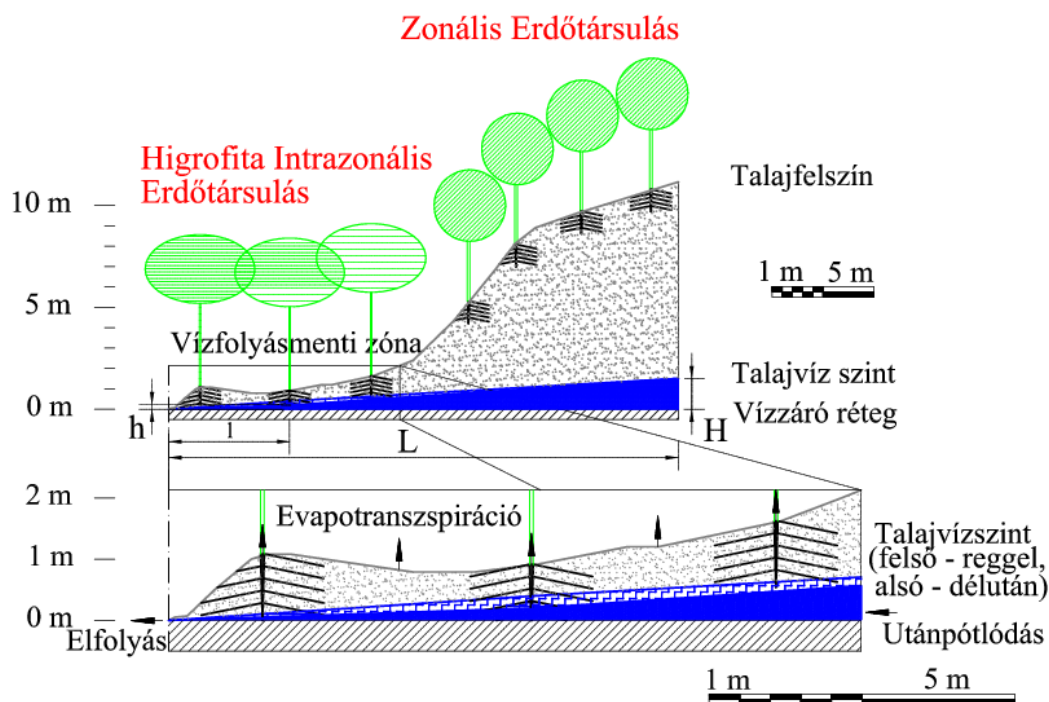
$$\frac{dS}{dt} = Q_{net} - ET_{gw} \quad (II-1)$$

Ahol,  $S$  [ $L$ ] az egységnyi területen raktározott vízmennyiség,  $Q_{net} = Q_{in} - Q_{out}$ , a nettó utánpótlódás vagyis az adott egységnyi felületű felszín alatti térrészhez érkező ( $Q_{in}$ ) és onnan távozó ( $Q_{out}$ ) szivárgó vízhozamok különbsége [ $L^3T^{-1}$ ]. A talajvízállás csökkenésének időszakában a talajvíz-  
evapotranszspiráció meghaladja az utánpótlódás mértékét és erőteljesen elkezd fogyasztani a vízfolyásmenti zóna talajvízkészletét is ( $dS / dt < 0$  tehát  $Q_{net} < ET_{gw}$ ). A talajvízállás legalacsonyabb értékénél az evapotranszspirációs kényszer csökkenése miatt, az  $ET_{gw}$  újra egyensúlyba kerül a talajvíz-  
utánpótlással ( $dS / dt = 0$  tehát  $Q_{net} = ET_{gw}$ ). A talajvízállás növekedésének időszakában a párolgási kényszer tovább csökken és mivel ezt az utánpótlódás már meghaladja, a vízfolyásmenti zóna talajvízkészlete ismét növekszik majd ( $dS / dt > 0$  tehát  $Q_{net} > ET_{gw}$ ). Ezek alapján nyilvánvaló, hogy a talajvízjárás görbéje egy összegző görbe, ami a talajvíz utánpótlódás (pozitív tag) és az evapotranszspirációs vízfelhasználás (negatív tag) összegződéséből keletkezik (Troxell, 1936).

Mivel a vízfolyás a csapadékmentes időszakokban utánpótlódását elsősorban a talajvízkészletből kapja, ezért a vízhozam napi ritmusa is hasonló lesz a talajvízben keletkező szignálhoz, de annál a szélsőértékek közelében kissé ellapítottabb (*I-4. ábra*). A lekerekítettség abból ered, hogy a lefolyásban jelentkező ingadozás egy vízgyűjtő, pontosabban annak vízfolyásmenti zónája, integrált válaszát mutatja a vegetáció vízfogyasztására nem pedig egy pontszerű adott vegetációfoltra jellemző értéket (ebben az esetben a vízfolyás mentén kissé eltérő időpontban érkező hullámok szuperponálódnak egymásra).

Ugyanígy a talajnedvesség esetében a szignál még a talajvízhez képest is kevésbé ellapított (*I-5. ábra*), hiszen itt még szűkebb környezetre vonatkoznak a mért értékek, bár megjegyzendő, hogy a talajnedvesség mért időszora sokkal zajosabb, így nehezebb az értelmezés.

A maximális párologtatás a napon belül akkor jelentkezik, amikor a legerősebb a talajvízszint csökkenési rátája. Ez a pont általában jól kapcsolható a napi maximális besugárzás idejéhez. A minimális párologás a hajnali órákban jellemző, ami a telítési hiány minimumának megjelenési ideje. A vízfolyásmenti zóna talajvízszintjének minimuma kapcsolható össze a háttér talajvízszint és a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjének legnagyobb eltéréseivel, vagyis ekkor a legjelentősebb a hidraulikus gradiens (horizontális áramlási rendszerben a talajvízfelszín esése) a vízfolyásmenti zóna és a háttér között. Amikor késő délután az ET értéke elkezdi csökkenni, a nagyobb hidraulikus gradiens miatt gyors a vízfolyásmenti talajvízkészletek visszatöltődése. Így a talajvízszintek minimumának megjelenése után közvetlenül, ha rövid időre is, de kissé függetlenné válhat a visszatöltődés az aktuális ET értékétől. Ez a folyamat különösen kifejezett lehet a *II-2. ábra* szerinti esetben, amikor is a vízfolyástól kissé távolabb a talajvízszint már mélyebben a felszín alatt található, így alig gyakorol rá hatást az evapotranszpiráció napi ritmusa.



II-1. ábra A vízfolyásmenti zóna egyszerűsített modellje

## II.1.2 Az eredeti White-módszer hiányosságai

Bár az eredeti White-féle módszer (1932) világszerte elterjedten használt, egyszerű és robusztus, és első becslésként mindenképpen egy jó, az adott terület jellemzőit is figyelembe vevő evapotranszpirációs értéket szolgáltat, mégis felmerül az eljárással kapcsolatban egy-két bizonytalanság. Ezek közül az egyik a fajlagos hozam ( $S_y$ ) megfelelő értékének használata, a

másik pedig a háttérből érkező utánpótlódás ( $r$  vagy másként  $Q_{net}$ ) napon belül nem állandó értéke. A fajlagos hozam értelmezésével kapcsolatosan egy rövid bevezető okfejtést teszek a következő néhány oldalon, de ezt a témát később egy külön fejezetben is elemzem. A napon belüli utánpótlódás becslésére ebben a fejezetben, a talajvízből evapotranszpirációt számító módszer ismertetése kapcsán térek ki részletesebben.

### II.1.2.1 Fajlagos hozam értelmezése és számítása

Az egyik probléma az eredeti White-féle megközelítéssel kapcsolatban a fajlagos hozam megfelelő értékének becslése. Az  $S_y$  tradicionális értelmezése szerint (II-2. egyenlet) az a vízmennyiség, amelyet a nyílt tükrű víztartó egységnyi alapterületű eleme bocsát ki magából vagy fogad magába egységnyi vízszintváltozás hatására.

$$S_y = \frac{V_w}{A \cdot \Delta} \quad (II-2)$$

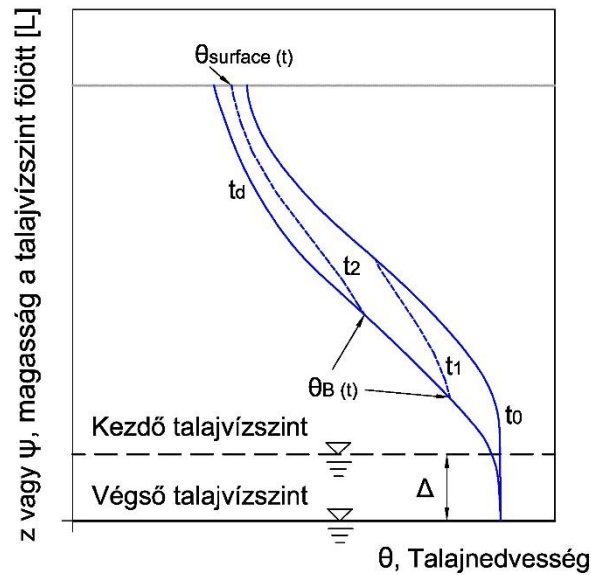
Ahol,  $A$  [ $L^2$ ] a víztartó vizsgált alapterülete, a  $V_w$  [ $L^3$ ] a kibocsátott vagy befogadott vízmennyiség, amely  $\Delta$  [ $L$ ] vízszintváltozás (emelkedés vagy csökkenés) hatására jött létre (Freeze and Cherry 1979, Kovács 2004).

Az  $S_y$  egy másik klasszikus megközelítés szerint (II-3. egyenlet) a  $\theta_s$ , a telített térfogatos víztartalom (dimenzió nélküli) és a  $\theta_R$ , a (gravitációs) leürülés utáni maradék térfogatos víztartalom (dimenzió nélküli) különbségeként is kifejezhető (Loheide et al. 2005):

$$S_y = \theta_s - \theta_R \quad (II-3)$$

Loheide et al. (2005) numerikus modellezéssel vizsgálták a White-féle módszer helyességét és első megközelítésként az  $S_y$ -t a felszínközeli tározótérben csak a felszín alatti közeg fizikai paramétereitől függő konstans értéknek vették. Minden esetben 1 mm/nap ET értéket adtak be a modellbe. A modell kimeneteként létrejövő napi ritmusú talajvízfluktuációból, különböző talajtípusoknál, a White-módszer eredeti megközelítését használva, 1,01 és 29,1 mm/nap közötti ET értékeket tudtak meghatározni. Vizsgálataik alapján megállapították, hogy csak a talajtípustól függő konstans  $S_y$ -t alkalmazva, a talaj fizikai féleségétől függően a homoktartalom csökkenése és az agyagtartalom növekedése az ET egyre növekvő mértékű felülbecsléséhez vezet.

Fentiek szerint megállapítható, hogy az  $S_y$  klasszikus értelmezés szerinti meghatározása, általában nem megfelelő a White-módszer esetében. Meyboom, (1965) szerint az aktuálisan szabaddá váló  $S_y$  értéke, amely a diurnális módszereknél felhasználható, a teljes hatékony porozitás 50%-ával vehető figyelembe. Loheide et al. (2005) és Szilágyi (2004) vizsgálatai alapján, mind a talajvízszint felszíntől való elhelyezkedése, mind a háromfázisú zóna gravitációs pórustérének viszonylag hosszan lejátszódó kiürülési folyamata, ill. annak időbelisége is hatással van az  $S_y$  aktuálisan figyelembe veendő értékére (II-2. ábra). A hatás annál kifejezettebb, minél inkább finomabb szövetű az adott talaj. Tehát különböző fizikai féleségekre más és más időtartamú vízszintcsökkenést vizsgálva, valamint a talajvíz felszíntől mért mélysége szerint is változó az aktuálisan rendelkezésre álló  $S_y$  értéke.



II-2. ábra A talajprofil víztartalmának tranziens leürülése

Loheide et al. (2005) az Sy White-módszerhez felhasználható értékére egy nomogramot, ill. egy egyenletet adtak meg (Nachabe (2002) vizsgálatait alapul véve). Az egyenlet segítségével az Sy aktuális értékére már a valósághoz sokkal közelebbi becslés adható, egy mélység szerinti és egy időbeli kompenzáció figyelembevételével.

Az összefüggés létrehozásához a Brooks és Corey (1964) modellt használták (II-4. egyenlet). Az összefüggés alapján a talajvízszint fölött  $z_i$  magasságban, amely  $\psi$  nyomómagassággént is felfogható, található egyensúlyi (statikus állapotokat feltételező) víztartalom  $\theta(z_i)$  a következő:

$$\theta(\psi) = \theta_R + (\theta_S - \theta_R) \cdot \left(\frac{h_a}{\psi}\right)^\lambda \quad (II-4)$$

ha  $z_i \geq h_a$  és  $\theta(z_i) = \theta_S$  ha  $z_i < h_a$ . Ahol,  $h_a$  [L] a zárt kapilláris zóna magassága,  $z_i$  [L] a talajvízfelszíntől mért távolság, amelyben a talajnedvességre kíváncsiak vagyunk és  $\lambda$  a pórus méretek megoszlására vonatkozó index [dimenzió nélküli].

A Brooks és Corey modellt (II-4. egyenlet) felhasználva az Sy értéke közelítően a következő összefüggés szerint számítható.

$$S_y(t) = \frac{K_S t}{\Delta} \cdot \left[ \left(\frac{\theta_B - \theta_R}{\theta_S - \theta_R}\right)^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}} \cdot \left(\frac{\theta_{\text{Surface}} - \theta_R}{\theta_S - \theta_R}\right)^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}} \right] \cdot t + (\theta_S - \theta_R) \cdot \left(1 - \frac{\theta_B - \theta_R}{\theta_S - \theta_R}\right) \quad (II-5)$$

Ahol,  $\Delta$  [L] a talajvízszint süllyedése,  $t$  [T] az eltelt idő,  $\theta_{\text{Surface}}$  a felszíni térfogatos víztartalom,  $\theta_B$  a víztartalom profil változását az időben és a mélység szerint leíró paraméter, amely a következőképpen kalkulálható.

$$\theta_B(t) = \theta_R + (\theta_S - \theta_R) \cdot \left(\frac{\Delta(\theta_S - \theta_R)}{\frac{2+3\lambda}{\lambda} K_S}\right)^{\frac{1}{\lambda-1}} t^{1-\frac{1}{\lambda}} \quad (II-6)$$

A  $K_S$  szivárgási tényező, a Kozeny-Kármán összefüggés alapján kalkulált,  $K_S = B \cdot \theta_e^n$ . Ahol,  $\theta_e$  az effektív porozitás (azaz a teljes porozitás mínusz a -33 kPa-nál mért víztartalom),  $B$  [LT<sup>-1</sup>] és  $n$  [-] paraméterek. Amikor a  $K_S$ -t (cm · h<sup>-1</sup>) mértékegységben számítjuk az  $n = 4$  és a  $B = 1058$ .

A fenti  $S_y$  meghatározására szolgáló összefüggést az első vizsgálatok során napi szintű vízszintsüllyedés, és a süllyedéshez tartozó idő felhasználásával alkalmaztam, így napi szinten konstans  $S_y$  értéket adott. Gribovszki (2018b) eredményei alapján, párhuzamos, nagy gyakoriságú talajnedvesség és talajvízszint adatokat felhasználva, az  $S_y$  napon belül is számíthatóvá vált, amelyre egy későbbi fejezetben részletesen kitérek.

### II.1.2.2 A telített és telítetlen zóna kapcsolata

A White módszer, bár csak a telített zóna vízforgalmának vizsgálatára készült, mégis figyelembe veszi valamelyest a telítetlen zónából való vízfelvételt is (minél közelebb van a talajvíz a felszínhez annál inkább). A jelenség magyarázata, hogy a kapilláris zónán keresztül a növényzet kapcsolatban van a talajvízszinttel, és így a telítetlen zónából való vízfelvétel megjelenik a talajvízszint csökkenésben. A White-féle becslés (így a következőkben ismertetődj saját fejlesztésű becslés is) tehát a következő mechanizmusokon keresztüli vízfelvételt tudja figyelembe venni:

- 1, közvetlen vízfelvétel a talajvízből (a talajvízszint alól);
- 2, közvetlen vízfelvétel a talajvízzel összeköttetésben lévő kapilláris zónából;
- 3, a talajvízszint csökkenésével az egyébként a telített zóna felé leürülő talajnedvesség egy részének felhasználása (ennyivel csökken a talajvíz felé leürülő vízmennyiség, vagyis az  $S_y$ );
- 4, közvetett vízkivétel a telített zónából azáltal, hogy a kapilláris zóna fölött kevés elhelyezkedő gyökérzet szívóhatása még képes egy felfelé irányuló vízmozgást indukálni. A kapilláris zóna fölött nagyobb távolságra elhelyezkedő gyökérzet szívóhatása már nem érvényesül a talajvízre.

Shah et al. (2007) numerikus modellvizsgálatokat végeztek HYDRUS modellel (Simunek et al. 1998), felszínközeli talajvízű területeken, az ET megoszlását elemezve a telítetlen és a telített zóna között, különböző talajvízmélységeknél, eltérő talajfizikai jellemzőknél és vegetációborításnál. Elemzéseik során úgy találták, hogy a felszíntől fél méteren belül elhelyezkedő talajvíztükör esetében általában az összes ET a talajvízből származik, a telített és telítetlen zónák között fennálló igen szoros hidraulikai kapcsolat miatt. Kimutatták, hogy a talajvíztér és a telítetlen zóna talajnedvesség dinamikájának észrevehető szétválása (igazából a teljes szétválás soha nem történik meg) a talajtípustól függően 0,3 és 1,5 m-es talajvízmélység között kezdődik meg a mély gyökérzettel rendelkező vegetációborítás (pl. erdő) esetében.

## II.2 A talajvízszint ingadozáson alapuló ET becslés módszere

Bár a White-féle módszer a fenti  $S_y$ -ra vonatkozó korrekció figyelembe vételével már az eredeti változatnál jobb becslést ad, de a talajvízutánpótlódás napon belüli változásának elhanyagolása miatt még jelentős hibát tartalmaz. A talajvízutánpótlódás értéke a nap folyamán egy vízfolyásmenti zónában a következőképpen változik (II-1. és II-3. ábra):

- A talajvíz napi fluktuációja során késő éjszaka és kora hajnalban, amikor a transzspiráció zérus vagy minimális, a vízfolyásmenti zónában a készletek visszatöltődése zajlik. Ekkor a legkisebb a különbség a lezajló folyamatokban a vegetáció nyugalmi időszakához képest.

- A reggeli órákban, amikor a talajvízszint a vízfolyásmenti zónában a legmagasabb, a háttér vízszint (a növényzet transzspirációs hatásától független vízszint) és a vízfolyásmenti zóna vízszintje között a potenciálkülönbség a legkisebb a nap során (itt ekkor a legkisebb a hidraulikus gradiens). Így a háttérből érkező utánpótlódás ebben az időszakban lesz a legkisebb. Ugyanekkor a patak felé távozó vízmennyiség ekkor a legnagyobb, hiszen a hidraulikus gradiens a vízfolyásmenti zóna talajvízszintje és a vízfolyás vízszintje között ekkor a maximális. A nettó utánpótlódás tehát, ami a vízfolyásmenti zónába a háttérből érkező és onnan a patak felé távozó talajvízhozam különbsége, ekkor a legkisebb.

- A párologtatás növekedésével, a növényzet erősen megcsapolja a talajvízkészletet és egy depressziót hoz létre a vízfolyásmenti zónában. Ahogy a talajvízszint csökken, a háttér vízszint és a vízfolyásmenti aktuális vízszint közötti eltérés egyre nő (nő a hidraulikus gradiens). A vízfolyásmenti zóna és a patak vízszintjei közötti eltérés pedig ugyanebben az időszakban csökken (csökken a hidraulikus gradiens). A háttér és a vízfolyásmenti zóna talajvízszintje közötti különbség növekedésével növekszik a háttér talajvíz utánpótlódás, és a legalacsonyabb vízfolyásmenti talajvízszint elérésénél, vagyis délután éri el maximális értékét. Ugyanekkor a vízfolyásmenti zóna és a patak vízszintjei közötti eltérés, tehát a patak felé távozó talajvízhozam, ekkor éri el minimumát. A nettó utánpótlódás tehát ekkor a legnagyobb.

Ezek alapján nyilvánvaló, hogy a nettó utánpótlódás ( $r$  vagy  $Q_{net}$ ) nem egy konstans érték, hanem egy változó, amelynek értéke a háttér vízszint, a vízfolyásmenti zóna és a patak vízszintjének viszonyából például a Darcy-féle összefüggés szerint számítható. Az utánpótlódás nem konstans értékének figyelembevétele annál nyilvánvalóbb, ill. fontosabb a pontos becslés szempontjából, minél nagyobb a napi fluktuáció amplitúdója, tehát minél nagyobb az ET.

A háttér vízszint (a növényzet hatásától függetlennek véve) a csapadékmentes időszakokban egy lassú, fokozatos csökkenéssel jellemezhető. A háttér vízszint függetlensége a növényzettől a vízfolyásmenti zóna szélétől való erős terepemelkedés miatt sok esetben rövid távolságon belül feltételezhető (lásd. a *II-1. ábrát*, amely egy valós keresztmetszelvényt mutat a későbbiekben ismertetendő vizsgálati területről). Loheide et al. (2005) numerikus-modellvizsgálatokat végeztek a White-féle módszer érvényességével kapcsolatban. A modellvizsgálatok során az egyik kérdés az egész vízfolyásmenti zónát reprezentáló kút megfelelő elhelyezése volt. Úgy találták, hogy a vízfolyásmenti zóna középső részén (a középső 4/5-ödében) a kút bárhol elhelyezhető, de a zóna szegélyének közelében (1/5-öd vagy az általuk vizsgálati elrendezés szerinti esetben 7-8 m távolságra a szegélytől) már kezd érvényesülni a napi hullám amplitúdójának gyengülése, és rövid távolságon belül, a szegélytől kifelé, teljesen meg is szűnik a hullámozás. Bauer et al. (2004) egy az Okavangó-folyó deltavidékén folytatott kísérlethez kapcsolódóan a talajvízben jelentkező napi ritmusú változás szegélyhatástól függő befolyásolásának analitikus leírását is megadták. Bauer et al. (2004) analitikus megoldását felhasználva, a mi kísérleti elrendezésünk geometriájának és talajfizikai jellemzőinek esetében a befolyásolás a szegélytől (ahol kötött peremeket feltételezünk) kb. 2-3 m-es távolságra érvényesül. A Butler et al. (2007) terepi vizsgálatai szerint (az USA Kansas és California államaiban, vízfolyásmenti környezetben) a mért talajvíz napi ingadozásértékek a növényállományok szegélyénél a hullámozás amplitúdójának csökkenését mutatták, és a



hullámzás erőssége jól jellemezte a szűkebb környezet heterogenitását a növényállományfolt belső részein.

### II.2.1 Számítási módszer

Az előbbieket figyelembe véve, az általunk kidolgozott új módszer szerint, a talajvíz evapotranszpiráció (illetve az utánpótlódás) mértéke a talajvízszint adatok alapján a következőképpen számítható. Az alapegyenletek, a tömegmegmaradási egyenlet, amely egy egyszerűsített vízmérleg (II-7. egyenlet), a mozgási egyenlet pedig a Darcy-törvény alkalmazása, horizontális áramlási esetben, a Dupuit-féle feltételezéssel élve (II-8. egyenlet, II-3. ábra) (Kovács 1972):

$$\frac{dS}{dt} = S_y \frac{dh}{dt} = Q_{\text{net}} - ET_{\text{gw}} \quad (\text{II-7})$$

$$Q_{\text{net}} = Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}} = \frac{k(H^2 - WT^2)}{2(L-1)} d_1 - \frac{k(WT^2 - h_0^2)}{2l} d_1 \quad (\text{II-8})$$

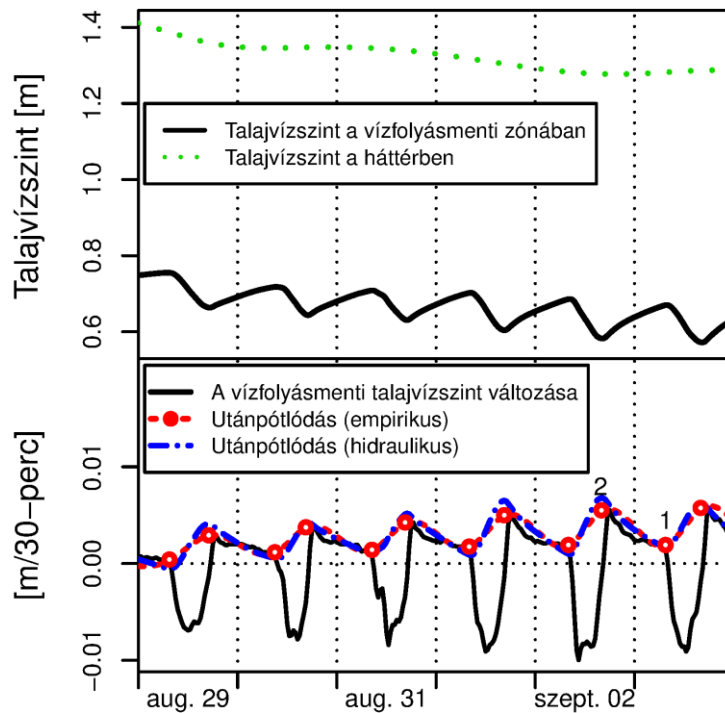
Ahol,  $S$  [L] a vízfolyásmenti zóna egységnyi felületéhez tartozó raktározott vízkészlet,  $ET_{\text{gw}}$  [ $\text{LT}^{-1}$ ] az evapotranszpirációs ráta,  $Q_{\text{net}}$  [ $\text{LT}^{-1}$ ] a nettó talajvíz utánpótlódás (ami a hozzáfolyás ( $Q_{\text{in}}$ ) minusz elfolyás ( $Q_{\text{out}}$ ) különbségeként számítható)  $d_1$  [L] egységnyi szélességű sávban (a dimenzióegyeztetés miatt tüntettem fel, később elhagyom),  $k$  [ $\text{LT}^{-1}$ ] a vizsgált kút környezetének átlagos szivárgási tényező értéke,  $H$  [L] a háttér (ahol a napi fluktuáció már elhal) talajvízszint vagy nyomásszint  $L$  [L] távolságra a pataktól,  $l$  [L] a talajvízszint mérési helyének távolsága a pataktól,  $WT$  [L] a vízfolyásmenti mért talajvízállás és  $h_0$  [L] a vízfolyásban mérhető vízállás (II-1. ábra).  $dS/dt$  az  $S_y \cdot dWT/dt$  alapján számolható. A  $H$ , a  $WT$  és a  $h_0$  egy tetszőleges referenciaszint (ami lehet a patakmeder alja vagy egy horizontális vízzáró réteg felső síkja) feletti magasság. A II-8. egyenlet permanens viszonyokat tételez fel a  $Q_{\text{net}}$  számításánál az adott időlépcsőben, ami elméleti szempontból nem teljesen helytálló.

Amikor a fő áramlási irány vertikális a vízfolyásmenti zónában (mély víztartó esetében) a II-8. egyenletet a klasszikus Darcy-féle egyenlettel helyettesíthetjük:

$$Q_{\text{net}} = A_1 k_v \frac{H - WT}{l} \quad (\text{II-9})$$

Ahol,  $A_1$  [ $\text{L}^2$ ] a vízfolyásmenti zóna kutat magába foglaló egységnyi felületű része (csak a dimenzióegyeztetés miatt szerepeltettem, a későbbi levezetésekben elhagyom),  $H$  [L] a teljes „háttér” nyomás  $l$  [L] mélységben a referenciaszint alatt, és  $k_v$  [L/T] a vertikális szivárgási tényező átlagos értéke. Fenti egyenlet (II-9.) teljesen általános áramlási irány esetében is használható, ebben az esetben  $H$  a háttérben lévő nyomásszint.

dc\_1929\_21



II-3. ábra A talajvízszintek, azok differenciái és a talajvíz utánpótlódás ( $Q_{net}$  az  $S_y$ -al redukálva) az empirikus és a hidraulikus eljárásokkal becsülve

Az ET<sub>gw</sub> becslésének a lépései a következők.

A talajvízszintek idősorának differenciáit képezzük (az adatgyűjtés sűrűségétől függően fél-egy órás különbségeket célszerű használni), hogy a  $dWT/dt$  tagot megkapjuk. Ez a görbe reprezentálja a vízfolyásmenti zóna talajvízkészletének változását, vagy másként az utánpótlódás ( $Q_{net}$ ) és az ET<sub>gw</sub> rátájának különbségét osztva az  $S_y$ -nal.

A  $Q_{net}$  értékét két módszerrel (Gribovszki et al. 2008) egy ún. empirikus és egy ún. hidraulikus elnevezésével becsültük.

Az empirikus módszer esetében, a napi maximális és minimális nettó utánpótlódás értékét a talajvízszintek napi maximális ( $Q_{net\_max} \approx \max(S_y \cdot \Delta WT/\Delta t)$ ) és a késő éjszakai - kora hajnali átlagos differenciális változásából ( $Q_{net\_min} \approx \text{mean}(S_y \cdot (\Delta WT_{predawn}/\Delta t))$ ) számoltuk. Az átlagolás az utóbbi értékekre azért szükséges, hogy csökkentjük a mérési hibák szerepét, a relatíve kis differenciális vízszintváltozás időszakában. A napi maximális és minimális nettó utánpótlódási ráta értékét ezután a napi minimális és maximális (II-3. ábra 2. és 1. jelzésű pontok) talajvízszintek időpontjaiba helyeztük. Spline (lineáris interpoláció is elfogadható) interpolációval sűrítettük be a maximális és minimális utánpótlódások közötti adathiányokat, hogy a későbbi számításokhoz megfelelő időfelbontást kapjunk (II-3. ábra szaggatott vonal). Megjegyzendő, hogy a valódi maximális utánpótlódás valószínűleg egy kissé magasabb (mivel ebben az időszakban még nem elhanyagolható az ET, ami itt nincs figyelembe véve) és korábban következik be (mivel a talajvízállás minimuma, így a legnagyobb hidraulikus gradiens is korábban van), mint a legnagyobb differenciális változás a hullám felszálló ágán. A valódi minimális utánpótlódás pedig valószínűleg kissé alacsonyabb, és később (nyári időszakban 6 és 8 h között) jelentkezik, mint a késő éjszakai - kora hajnali átlagos differenciális talajvízszintváltozásból számítható érték. Az utóbbi különbség oka, hogy a legalacsonyabb vízszint (és így a legkisebb hidraulikus gradiens) később következik be. A  $\Delta WT/\Delta t$  értékek az

utánpótlódás számítására a legmagasabb talajvízszint időbeli környezetében (6 és 8 óra között) azért nem javasolhatók közvetlenül, mert ekkorra már az ET jelentős lehet, és így befolyásolhatja a  $\Delta WT/\Delta t$  értékét. Sajnos ezen empirikus eljárás alkalmazásakor nem tudjuk megítélni a valódi utánpótlódásokhoz képest jelentkező eltérések pontos mértékét.

A hidraulikus módszer esetében, a horizontális áramlási rendszerrel, a korábban említett Dupuit-féle feltételezéssel élve kalkuláltuk a  $Q_{net}$  értékét, ehhez azonban szükség volt a  $k$ ,  $WT$ ,  $l$ ,  $H$  és  $L$  ismeretére. A  $k$ ,  $WT$  és  $l$  értékek a helyi mérésekből ismertek, de a  $H$  és  $L$  értékeket csak előzetes becslések alapján vehetjük fel.  $L$  értéke a vízfolyásmenti zóna szélességének ismerete alapján becsülhető. Elsődlegesen vertikális áramlást feltételezve (mélyebben fekvő vízzáró réteg esetében),  $k_v$  és a  $WT$  értékek a helyszíni mérésekből ismertek, de a  $H$ -t és az  $l'$ -t becsülni kell. Az  $l'$  első közelítésben (a patakmeder magasságát referenciaszintnek véve) kb. a patakmeder szintje alatti víztartó mélységével vehető azonosnak. A  $H$  értéke abból a feltételezésből becsülhető, hogy a késő éjszakai – kora hajnali órákban az ET nulla körüli és ekkor  $\Delta S/\Delta t = Q_{net}$ , így a II-8. (horizontális eset) és II-9. (vertikális eset) egyenletek átrendezésével  $H$ -ra (mint háttérszintre) adódik (II-10, II-11):

$$H = \sqrt{2(L - l) \left( \frac{S_y d_1}{k} \frac{dWT}{dt} + \frac{WT^2 - h_0^2}{2l} \right) + WT^2} \quad (II-10)$$

$$H = \frac{S_y}{k_v} \frac{dWT}{dt} l' + WT \quad (II-11)$$

Viszont ezek után is még csak egy értékünk van a háttér talajvízszintre (a  $H$ -ra) a késő éjszakai – kora hajnali órákban. Interpolációra van itt is szükség (spline interpolációt használtunk), hogy a további számításokhoz elegendő sűrűségű háttér vízszint adatot (II-3. ábra felső rész, pontozott vonal) kapjunk.

A hidraulikus módszer szerinti utánpótlódást ( $Q_{net}$ ) a háttér vízszint ( $H$ ) becslése után a II-8. (horizontális eset) és II-9. (vertikális eset) egyenletből számíthatjuk (II-3. ábra alsó rész, pont-vonal). A háttér vízszint ( $H$ ) valójában egy hipotetikus, elméleti vízszint érték, a módszer tesztelésére használt kísérleti területen azonban közel volt a vízfolyásmenti zónán kívül eső talajvíz kutak vízszintjéhez. Ha van információnk a vízfolyásmenti talajvízáramlás száraz periódusokban jellemző irányára vonatkozóan, akkor pontosabban le tudjuk írni geometriailag a problémát, ha a vizsgálati keresztshelvényünket (II-1. ábra) nem a patakmederre merőlegesen, hanem a talajvízáramlás fő irányában vesszük fel. Jellemző ugyanis, hogy a vízfolyásokhoz egyre közeledve a talajvízáramlás fő iránya is kezd a vízfolyás irányához közelíteni. Ebben az esetben a mérőpont és a háttérbecslés helyzetét leíró  $l$  és  $L$  távolságok is a keresztshelvény-felvétel irányától függően módosulnak.

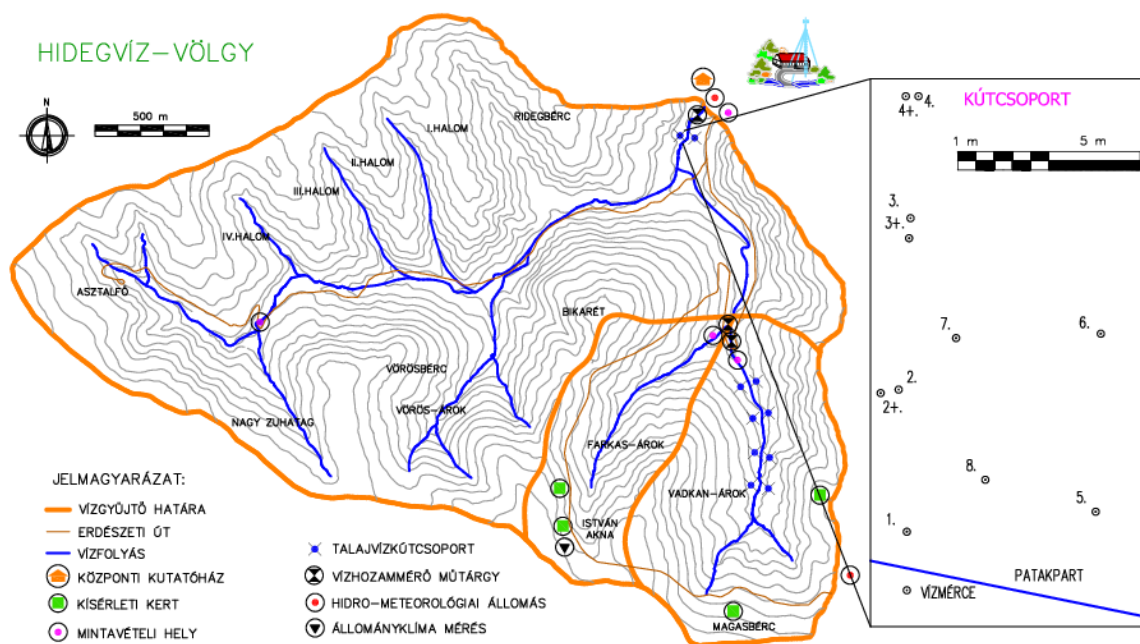
$Q_{net}$  paraméter meghatározása után az  $ET_{gw}$  a II-7. egyenletből átrendezés után számítható.

Érdemes megjegyezni, hogy a talajvízállások pontos és zavartalan, nagy időfelbontású érzékelése nagyon fontos a módszer pontossága szempontjából. A numerikus differenciaképzés miatt ugyanis az eredeti adatsorban szereplő kisebb hibák is helytelen ET értékekhez vezethetnek. A természetben végzett észlelések miatt, még a legnagyobb körültekintés mellett is fellép egy véletlenszerű bizonytalanság, ezért a nyers adatok használata előtt célszerű azokat egy alulvágó szűrővel simítani. A szűrő megválasztásánál ügyeljünk arra is, hogy túlzott simítással nehogyan az adatsor elvesse lényeges információ tartalmát. A problémára a legjobb megoldás, ha elegendően nagy gyakorisággal gyűjtünk adatot, és ezután jelentősebb

információvesztés nélkül egy erősebb filtert tudunk használni (pl. ha félórás ET adatokat akarunk kapni, akkor célszerű legalább 10 perces gyakoriságúra állítani az adatgyűjtőnket).

## II.2.2 A módszer teszteléséhez szükséges környezeti változók

Az előbbieken ismertetett módszer mindkét változatát a Soproni-hegységben található, 6 km<sup>2</sup> kiterjedésű, hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő és több Nagyalföldön található mérési pont adatain teszteltük. Mivel a vizsgált kisvízgyűjtő adatait minden módszer fejlesztésénél felhasználtuk ezért azt részletesebben bemutatom (II-4. ábra). A nagyalföldi számos mérési pont környezetének részletes bemutatása meghaladja jelen dolgozat kereteit, így a területbemutatásnál csak utalok az ottani adatokat feldolgozó cikkekre (Móricz et al. 2012, Gribovszki et al. 2014, Móricz et al. 2016, Csáfordi et al. 2017, Gribovszki et al. 2017).



II-4. ábra A kísérleti vízgyűjtő és az elemzésnél felhasznált talajvíz-kútcsoport

A kísérleti vízgyűjtő domborzata változatos. A völgyeket meredek lejtők (hosszuk 500-800 m, míg az átlagos esésük 30-35% közötti) jellemzik, amelyek a területnek hegyvidéki jelleget kölcsönöznek. A domboldalak között viszonylag széles völgytalpak húzódnak. A vízgyűjtőben található a Soproni-hegység legmagasabb pontja a Magasbérc (555,8 m).

A vízgyűjtő alapkőzete a felszín közelében harmadidőszaki (Miocén) üledék. Ez a fluvialis üledék a kristályos alapkőzetre települt öt rétegben, amelyek közül csak a felső két réteg jelenik meg a felszínen. A hegyoldalakban és a hegytetőkön az ún. Felsőtödli Blokk-kavics Formáció található kb. 10-50 m vastagságban. Ez a réteg durva kavicsot és finom iszapot egyaránt tartalmaz, így erősen osztályozatlan. A völgyek alján, az átlagosan finomabb szemcseösszetételű ún. Magasbérci Homok Formáció található. Ez a réteg jó víztartó, így a völgyek többnyire állandó vízfolyásokkal bírnak (Kisházi és Ivancsics 1981).

A vízfolyásmenti zóna vegetációja éger (*Alnus glutinosa*) dominanciájú higrofil intrazonális társulás. A domináns fafaj egyedei a vizsgált vízfolyásmenti zónában 13 cm-es

átlagos mellmagassági átmérővel és közel 15 m-es átlagmagassággal jellemezhetők az adatgyűjtés időszakában. A vizsgált állomány levélfelületi indexe 7,4.

Az évi középhőmérséklet a vizsgált területen 8-8,5 °C, a januári középhőmérséklet -2,0, a júliusi 19,0 °C. A térséget hűvös nyár és enyhe tél jellemzi. Az évi átlagos csapadékmennyiség kb. 750 mm, amiből 460-480 mm hullik a tenyészidőszakban. A hidegvíz-völgyi adatok júniusi-júliusi csapadék maximumot mutatnak, ez egyértelműen a szubatlanti-szubalpin jellegre utal. Némely évben egy tavaszi első és egy őszi második maximum mutatkozik meg, amely pannon mediterrán hatásra vall. Az észak-atlanti és az adriai ciklonok, főleg nyáron, jelentős mennyiségű vízgőzt szállítanak a területre. Az évi csapadékmennyiség szélső értékeit illetően az egész Soproni-hegységre jellemző, hogy tág határok között ingadozik; 451–1130 mm 25 év átlagában (Marosi és Somogyi 1990).

A talajvízszintek mérése (II-4. ábra) a fő vízgyűjtő kifolyási szelvényének közelében telepített kútsoport 2+ számú kútjában történt. A kutat 80 mm átmérőjű fúrófejjel mélyítettük le. A furatba 63 mm átmérőjű PVC cső került, amely az alsó 1 m-es, felszíntől 25 cm-re kezdődő szakaszán szűrőzött (kútszűrő szövettel, a szövet és a fúrólyuk széle közötti hézagot durvahomok tölti ki). A kútban a talajvízszintek (WT) mérése nyomásvákuum működéssel szennyezésmentesen történt 10 perces gyakorisággal, 1 mm-es érzékenységgel. A mérési alapadatokat szolgáltató kút a bal parti vízfolyásmenti zóna (amely ebben a szelvényben kb. 20 m széles a vizsgált oldalon) közepén helyezkedik el. A talajvízszint távolsága a talajfelszíntől a vizsgált vízfolyásmenti területen 0,6 és 0,9 m között változik a vegetációs időszak száraz periódusaiban. Tehát a fák gyökérzónája az év során minden időszakban eléri a talajvízfelszínt vagy legalább annak kapilláris zónáját.

Az ET számításhoz szükséges jellemző paraméterek a II-1. táblázatban találhatóak. A H értékeket a talajvízjárás (WT) alapján a II-8. egyenlet segítségével számoltam. Az  $S_y$  értékeket minden egyes napra vonatkozóan a II-4, 5. és 6. egyenletek segítségével számítottam, a napi minimális és maximális talajvízszintek és a közöttük eltelt idő alapján. A szükséges Brooks-Corey modell paramétereket (II-1. táblázat) a kutak környezetében vett zavartalan minták víztartóképeségi görbéi alapján, az azokhoz való legjobb illeszkedés alapján kaptuk. A Kozeny-Kármán-egyenlethez szükséges effektív porozitás értékeket szintén az előbbi minták laboradatai alapján határoztuk meg. Az így kapott szivárgási tényező értéke ( $K_s = 2 \cdot 10^{-7}$  m/s) kb. egy nagyságrenddel alacsonyabb, mint a visszatöltődés-vizsgálat alapján számolt (II-1. táblázat). Ez nem meglepő, amennyiben figyelembe vesszük a nagyobb térbeli léptékkel egyre fontosabbá váló preferenciális lefolyási irányok (vagy makropórusok) szerepét (pl. Brutsaert és Nieber 1977; Szilágyi et al. 1998) és az üledékes rétegek települése miatti anizotropia megjelenését a rendszerben.

II-1. táblázat Az ET számításához használt szivárgáshidraulikai paraméterek

	$k_s$ [m/s]*	$l$ [m]	$L$ [m]	$h_a$ [m]	$\lambda$ [-]	$\theta_s$ [-]	$\theta_R$ [-]	$\theta_e$ [-]	$B$ [m/s]	$n$ [-]
Felhasznált (medián) érték	$1,8 \times 10^{-5}$ ( $1,1 \times 10^{-6}$ - $2,9 \times 10^{-4}$ )	9,4	40	0,23	0,32	0,379	0,035	0,091	$2,94 \cdot 10^{-3}$	4

\*16 visszatöltődés-vizsgálat adatai alapján számolt (Schwartz és Zhang, 2003) és a kútsoport talajvízszintjei alapján inverz modellezés segítségével validált adat (Kovács és Szanyi, 2005).

### II.2.2.1 A kontrol ET becslésére használt Penman-Monteith módszer

Az elemzéshez reprezentatív csapadékmentes időszakokat választottunk ki a 2005-ös hidrometeorológiai adatsorokból. Az általunk számított ET-t, félórás időlépcsőben a Penman-

Monteith egyenlet (Allen et al. 1998) ET értékeivel (PM\_ET), napi időlépcsőben pedig az eredeti White-módszer ET<sub>gw</sub> értékeivel hasonlítottuk össze. Hughes et al. (2001) úgy találta, hogy a Penman-Monteith összefüggés az egyik legalkalmasabb a sűrű vegetációval borított felszínre, így a legtöbb vizes élőhely, evapotranszpirációjának becslésére. A jelen kifejlesztett módszer a talajvíz ET-t számítja, de a vizsgált sekély talajvízszintű kísérleti területen ez nagyon közel van a Penman-Monteith egyenlettel számított teljes ET értékéhez, így az összehasonlítás megtehető.

Az ET számítása a Penman-Monteith egyenlet alapján a következő:

$$ET = \frac{\Delta_e \cdot (R_0 - S) + \rho_a \cdot c_p \cdot VPD \cdot r_a^{-1}}{\rho_w \cdot L_v \cdot \left( \Delta_e + \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right)} \quad (II-12)$$

Ahol, ET a módszer által számított evapotranszpiráció (m/s),  $L_v$  a párolgáshő (kJ/kg),  $\Delta_e$  a telített párányomás görbéjének irántangense (kPa/K),  $\gamma$  a psychrometrikus állandó (kPa/K),  $R_0$  a sugárzási egyenleg ( $\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), VPD a telítési hiány (kPa), S itt a talaj hőforgalma és a fásszárú növényállomány törzs és koronaterének időleges energiatárolási kapacitása ( $\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $\rho_a$  a levegő sűrűsége ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $\rho_w$  a víz sűrűsége ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  a nedves levegő fajhője ( $\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $r_a$  az aerodinamikusan ellenállás (s/m), és  $r_c$  a lombkorona ellenállása vagy más néven effektív sztómaellenállás (s/m).

A Penman-Monteith-módszer által igényelt adatokat egy állományklíma mérésre szolgáló mérőtorony szolgáltatja, ami azonban nem a völgyben, hanem a domboldalon, a vizsgált patakmenti zónától 1,9 km-re délre található az egykori István-akna közelében (-).

Mivel a vizsgált faállomány lombkoronája 10-15 m-rel a talajfelszín fölött található, a talaj hőforgalma a lombkorona számára rendelkezésre álló energia szempontjából elhanyagolhatónak vehető. A fák törzsében és ágrendszerében időszakosan tárolt energia kb. a beérkező sugárzás 5%-ának vehető (Goodrich et al. 2000). Szintén Goodrich et al. (2000) szerint az  $r_c$ -t éjszaka a sztómák záródása miatt magasabb értékkel (i.e., 5000 s/m) célszerű figyelembe venni, hogy így elfojtsuk (radikálisan lecsökkentsük) az éjszakai ET-értékét.

A Penman-Monteith-módszer  $r_c$  értékeinek szezonális változását a vegetációs időszakban végzett LAI mérések adatai alapján becsültük ( $r_c = 200/\text{LAI}$  (Allen et al., 1998)), szintén Goodrich et al. (2000) alapján feltételezve, hogy a kilombosodás előtt és a lombhullás után az  $r_c = 1000$  s/m.

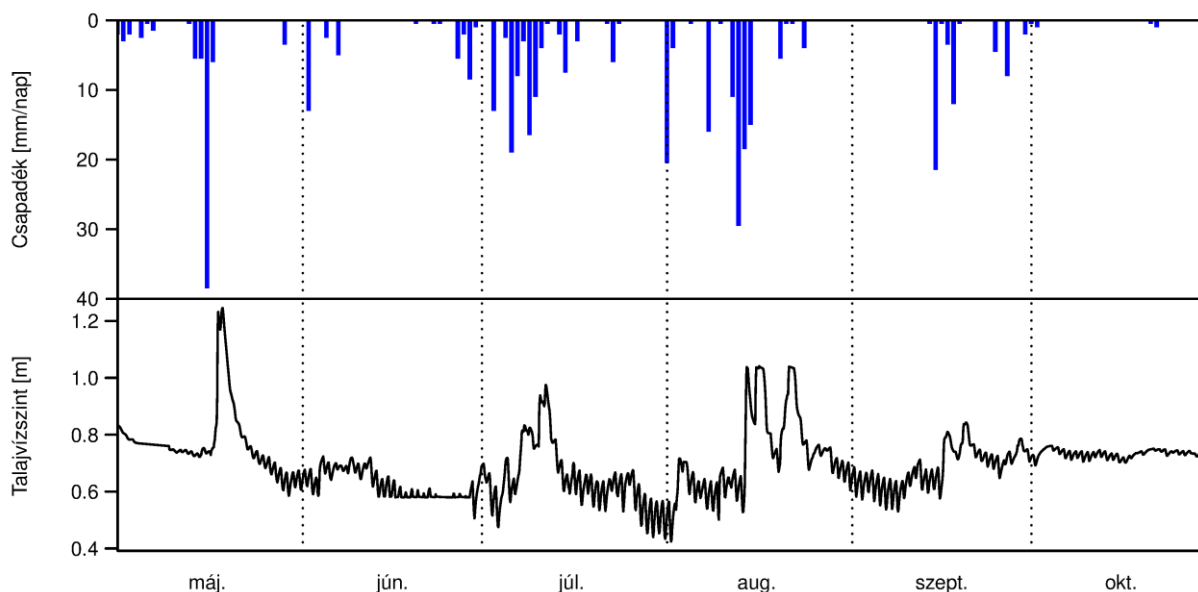
A kapott Penman-Monteith ET értékek lehetséges, hogy lényegesen eltérnek a vízfolyásmenti zónára javasolt új módszer szerinti ET<sub>gw</sub> becslés értékeitől. Az eltérés objektív okokra és nem csak a javasolt új módszer lehetséges hibáira vezethető vissza. Ez egyrészt azért lehet így, mert a Penman-Monteith-módszerhez adatokat szolgáltató meteorológiai torony a vízfolyásmenti zónától távolabb, a domboldal (meteorológiai szempontból) jóval „kitettebb” részén található. Másrészt a Penman-Monteith-módszer nemcsak a talajvízből, hanem a telítetlen zónából származó vízfelvételt is figyelembe veszi. Végül pedig a talajnedvesség és a talajvíz állapota jelentősen eltérhet a torony domboldali, ill. a vízfolyásmenti zóna völgytalpi területein. Összefoglalva a Penman-Monteith-módszer segítségével inkább a vízgyűjtő egészére jellemző „jó átlagos” ET értékeket határozhatunk meg, de a kapott adatok így is (természetesen az előbbieket tudatában) alkalmasak a javasolt módszer becsült ET<sub>gw</sub> értékeivel való összehasonlításra.

### II.2.2.2 Az elemzésre kiválasztott időszakok jellemzői

Az elemzésre kiválasztott időszakok 100 napot tettek ki a 2005-ös év vegetációs (május-október) periódusában (II-5. ábra). A vegetációs időszakban jelentkező 2-3 mm-es vagy annál kisebb csapadékok nem jelentkeztek a módszert zavaró hatásként (erdőterületen el sem érik a talajfelszín az intercepciós veszteség miatt, így nem jelentkeznek a talajvíz számára utánpótlódként), úgyhogy ezen csapadéku napokat általában bevontuk az elemzésbe. A kicsapadékok befolyásoló hatása ugyan megjelenik a napi talajvízjárásban, és ezzel helyesen csökkenti a módszerrel kiszámított ET-t, de még nem befolyásolja olyan mértékben a talajvízjárás görbéjét, hogy az értékelhetetlen lenne. Hosszabb száraz időszakokban az 5 mm-es csapadékmagasságig nem érzékelhető a csapadékok módszert zavaró hatása, azonban a nedves tavaszi időszakban vagy közvetlenül nagycsapadékokat követően a 3 mm-t meghaladó csapadékok már befolyásolhatják a módszerrel kapott eredményeket.

A nagyobb csapadékok esetében a vízfolyásmenti területek felszínközeli talajvízjárására gyakorolt hatás a csapadéknagyságtól függően még 1-2 napig érzékelhető, ezért ezeket a nagycsapadékokat követő napokat kihagytuk az elemzésből. Az empirikus módszer esetében a csapadékok okozta zavaró hatások sokkal erőteljesebben jelentkeznek, míg a hidraulikus módszer ezeket a változásokat nagyobb tartományon belül képes elviselni. Egyes tavaszi (pl. május eleje) ill., ősz végi kisebb napi fluktuációjú időszakokban az empirikus módszer, az észlelési pontosság és a fluktuáció hasonló nagyságrendje miatt, nem működik zavartalanul. Bár a hidraulikus módszer szerint ezek az időszakok is értékelhetőek, a feldolgozásból kihagytuk őket, hogy a két módszer azonos hosszúságú időszak alapján legyen összehasonlítható.

A csapadékos napok mellett, egy rossz szintbeállítás miatt a június végéből egy két hetes időszak sérült volt, úgyhogy ezt az időszakot is kihagytuk az elemzésből.



II-5. ábra A vizsgált 2005-ös év vegetációs időszakának csapadék és talajvíz idősora

## II.2.3 ET becslés eredményei a talajvíz napi ingadozása alapján a Hidegvíz-völgyben

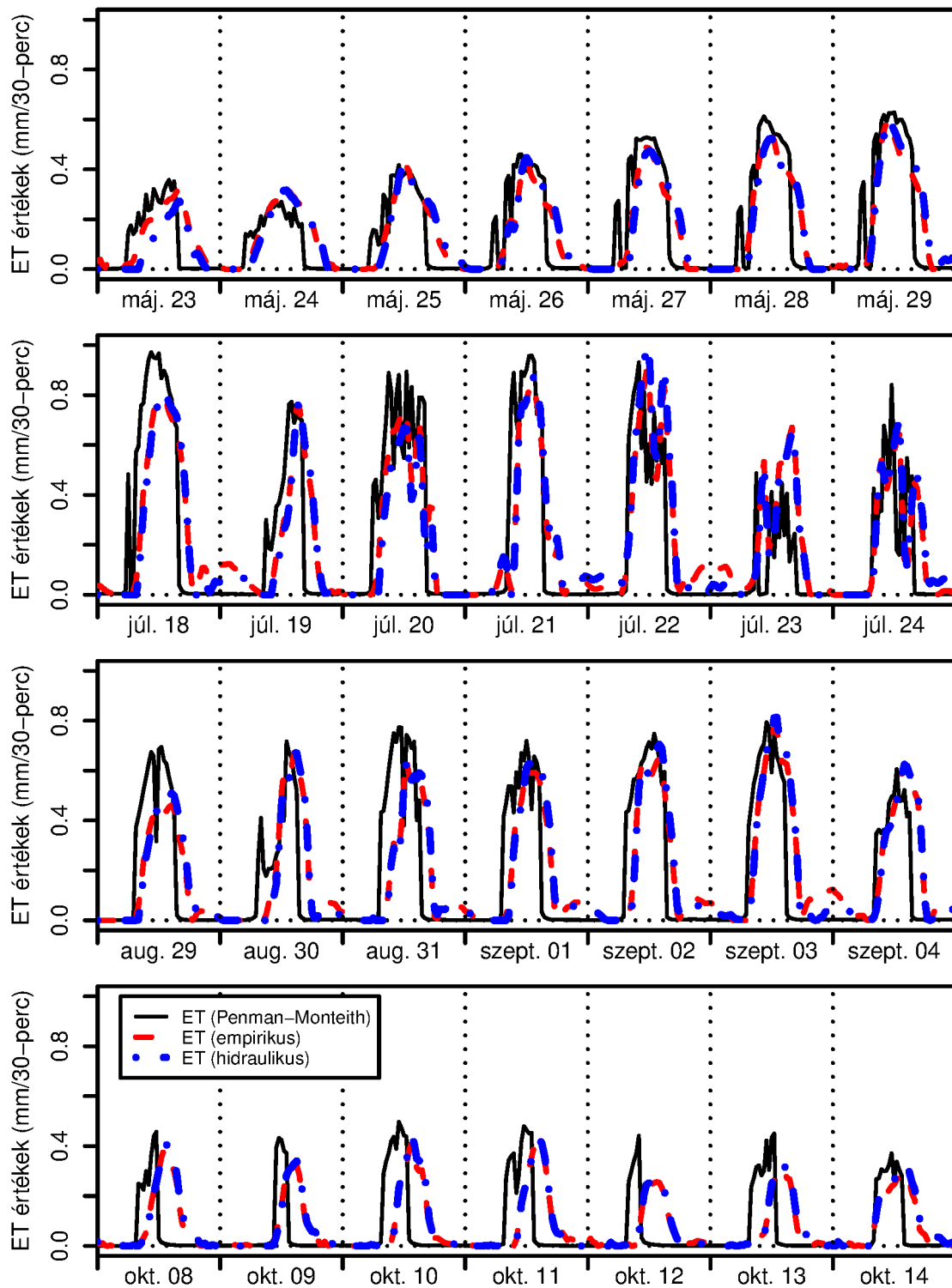
### II.2.3.1 Félórás értékek összevetése

A kapott ET<sub>gw</sub> adatokat a Penman-Monteith-féle ET értékekkel összehasonlítva, félórás időfelbontásban, 4 jellemző 1 hetes időszakban a II-6. ábra mutatja. Az ábrán látható, hogy a vizsgált módszer eredményei az éjszakai időszakban sokszor magasabb párolgást mutatnak. Az eltérés azért van, mert a PM\_ET értékek éjszaka a felvett 5000 s/m-es  $r_c$  érték miatt minimalizáltak. Előbbiek miatt az egybevetésnél így nem annyira a számszerű egyezést, hanem a tendenciák hasonló alakulását és a hasonló napközbeni értékeket kell alapul venni.

Keresztkorrelációs elemzés alapján a PM\_ET értékekhez képest az új módszerek ET<sub>gw</sub> értékei átlagosan 60-90 perces késést mutatnak (a nagyobb értékek a vegetációs időszak végén és elején jellemzők). Ezen eltolásoknál jelentkező maximális korreláció 0,85-0,98. A késés logikus, mivel a párolgási kényszer valószínűleg korábban jelentkezik, mint a talajvízkészletből való vízfelvétel. Egyes vegetációs időszak végi (október közepe-vége) időszakokban az előbb említettekénél nagyobb, akár 180 perces késések is jelentkeznek. Az ilyen nagyobb késleltetés, a kisebb vízfelvételű időszakokban, valószínűleg a fatörzsben tárolt jelentősebb mennyiségű vízkészlet puffertározó hatásával magyarázható. A tározott készlet transzspirációs felhasználása és talajból történő utánpótlódása között jelentősebb idő is eltelhet, a tározótér nagyságnak a felhasználás-utánpótlódáshoz viszonyított nagyságától függően.

Az új módszer a maximális talajvízszintváltozás időszakában (nyáron kb. 19 és 21 h között) néha nulla vagy negatív ET értéket ad. A hiba abból ered, hogy a gyors talajvíz-utánpótlódás időszakában jelentkező nagy differenciális változásokat nem tudja megfelelően követni az egyszerűsített modell, mivel a talajvízáramlás csak három kontrollpont segítségével adott, amelyek közül csak egy van a vízfolyásmenti zónában. A hiba a hosszabb, csapadékmentes, nyár közepi időszakokban jelentkezik a legerőteljesebben, a nagyobb csapadékokat követő néhány napban (amelyek már alkalmasak a számításra), a tavaszi és kora nyári időszakokban viszont nem mutatható ki.



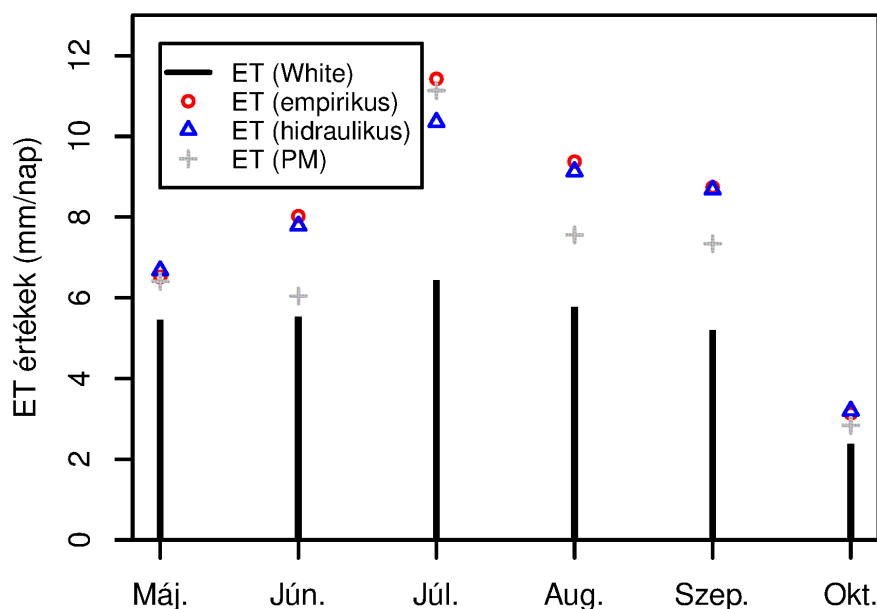


II-6. ábra 30-perces gyakoriságú ET értékek néhány jellemző időszakban

### II.2.3.2 Napi értékek összevetése

A napi adatokat a fél órás adatok napi szintű összegzésével kaptuk. Mind az empirikus, mind a hidraulikus módszerrel kapott ET<sub>gw</sub> adatok lényegesen magasabbak, mint a White-módszerrel számolt értékek, viszont nem mutatnak ilyen jelentős eltérést a PM\_ET értékektől (II-7. ábra, II-2. táblázat). A különbség a módszerek alapfeltevésében keresendő. A White-módszer ugyanis konstans talajvíz-utánpótlódást feltételez az egész nap folyamán és azt az utánpótlódást a minimális talajvíz-utánpótlódású időszak (késő éjszaka) értékeiből számítja, amikor a háttér és a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjeinek különbsége minimális. Az új empirikus és hidraulikus módszerek periodikusan változó talajvíz-utánpótlódással számolnak, ami maximális a délutáni és minimális a reggeli órákban.

A legnagyobb a különbség a White-féle és az új módszerekkel számolt ET értékek között a nyár derekán, amikor a legnagyobb periodikus ingadozások jellemzők a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjében. A legkisebb a különbség a vegetációs időszak elején (május eleje) és a végén (október közepe-vége), mikor a talajvízszintek változása, tehát az utánpótlódás változása is minimális. A White módszer (Sy szempontjából korrigált) eredményeit numerikus modellek eredményeivel összehasonlítva, Loheide et al. (2005) nem érzékelték jelentősnek a kapott ET értékek eltéréseit, vagyis elhanyagolhatónak vélték az utánpótlódás napon belüli változását. Valószínűleg azért juthattak erre a következtetésre, mert az általuk modellezett helyzetekben csak kismértékű (1-1,5 mm-es) evapotranszpirációt feltételeztek. Ilyen ET értékek mellett nem jelentősek a hidraulikus gradiens és az ebből eredő utánpótlódás napon belüli eltérései. Ellenben nálunk a száraz, meleg nyári napokon jellemző 8-10 mm körüli ET értékeknél (ami az adott körülmények között teljesen valósnak tekinthető, és a Penman-Monteith módszerrel verifikált is) az utánpótlódás napon belüli eltérése igen élesen jelentkezik.



II-7. ábra Havi átlagos napi ET értékek összevetése

### II.2.3.3 A módszer érzékenységvizsgálata a Hidegvíz-völgyben

A hidraulikus almodszernél az egyes felhasznált paraméterekre való érzékenységet külön is vizsgáltuk. A patakbeli vízszintek változására az új módszer a legkevésbé érzékeny, mutatja ezt, hogy a  $h_0=0$  m,  $h_0=0,2$  m, mint szélsőséges alapvízhozamoknál jellemző vízállások esetében számolt ET<sub>gw</sub> (mm) értékekben csak a harmadik tizedesben (tized százalékokban) van eltérés. Így nem érzékeny tehát a módszer a patak vízszintjének diurnális fluktuációjára sem, ami a keresztshelvény geometriájának ismeretében egyébként is max. 1-2 cm. Az elméleti háttér vízszint (L) helyének a megválasztására a modell csak kis mértékben mutatott változékonyságot a számított ET<sub>gw</sub> értékekben. A víztartó réteg aljának mélységére, mint referenciaszintre a módszer ugyancsak mérsékelten érzékeny. A víztartó réteg 0,1 m-es süllyesztésével, annak valós tartományában (0-0,5m-ig) 2-5% között változik (a süllyesztéssel nő) az ET napi értéke. A patakmeder melletti, a mederrel párhuzamossá váló áramlási irányt figyelembe véve (a vizsgált kútsoport esetében mért talajvízszintek alapján a valós áramlási irány kb. 40 fokos szöget zár be a patak hossz tengelyével) az egyes hónapokban 5-14% közötti csökkenések jelentkeznek az ET-ben. Az eltérés kifejezetten a patakmedertől való távolság megváltozása miatt és nem az esesváltozás miatt lép fel. Igazolja ez utóbbi állítást, hogy az esesváltozásra (a patakban lévő vízszintek változásához hasonlóan) a módszer egyáltalán nem érzékeny. A kapott ET értékek a legerősebben (lineárisan) függenek a fajlagos hozam (Sy) és a szivárgási tényező (k) változásától.

Az érzékenységvizsgálatnál tapasztalt eltérések általában május és október hónapokban kevésbé, az intenzívebb evapotranszpirációjú július, augusztus és szeptember hónapokban viszont erőteljesebben jelentkeznek.

II-2. táblázat Az ET (mm/nap) becslés érzékenységvizsgálatának eredményei

Módszerek és paraméterek	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szep.	Okt.
Penman-Monteith (PM)	6,41	6,04	11,13	7,56	7,34	2,84
Eredeti White módszer	5,44	5,51	6,81	5,78	5,21	2,37
Empirikus módszer	6,49	7,97	11,33	9,42	8,74	3,12
$h_0 = 0,07$ m, $d_0 = 0$ m, median k	6,26	7,05	8,56	8,05	7,24	2,73
$h_0 = 0,57$ m, $d_0 = 0,5$ m, median k	7,06	8,52	11,39	10,31	9,72	3,38
$h_0 = d_0 = 0,5$ m, median k	7,06	8,52	11,39	10,31	9,72	3,38
$h_0 = 0,7$ m, $d_0 = 0,5$ m, median k	7,06	8,52	11,39	10,31	9,72	3,38
$h_0 = 0,37$ m, $d_0 = 0,3$ m, median k	6,76	7,86	10,49	9,34	8,61	3,15
Áramlási irány $40^\circ$ a patakhoz, $h_0 = -0,03$ m, $l = 14,6$ m, $d_0 = 0,5$ m*, median k (a valósághoz közeli mederesés)	6,70	7,82	10,14	9,28	8,52	3,05
Áramlási irány $40^\circ$ a patakhoz, $h_0 = -0,23$ m, $l = 14,6$ m, $d_0 = 0,5$ m*, median k, (a reálisnál nagyobb mederesés)	6,70	7,82	10,14	9,28	8,52	3,05
$L = 20$ m, $h_0 = d_0 = 0,3$ m	7,26	8,85	12,19	10,74	10,24	3,61
$L = 110$ m, $h_0 = d_0 = 0,3$ m	6,60	7,55	9,93	8,87	8,07	2,99
$k = 1,1 \cdot 10^{-6}$ m/s (min.), $h_0 = d_0 = 0,3$ m	6,18	6,41	7,85	7,34	6,31	2,43
$k = 2,9 \cdot 10^{-4}$ m/s (max.), $h_0 = d_0 = 0,3$ m	29,58	47,92	78,61	62,07	67,16	20,66

A medián k értékét lásd a II-1. táblázatban. A  $d_0$  [L] a patakmeder szintjétől lefelé figyelembe vett referenciaszint mélységét jelenti, a  $h_0$  [L] pedig a vízfolyásban mérhető vízállást.

\* A  $h_0$  a patakmederrel merőleges iránytól eltérő szöget bezáró talajvízáramlás esetében egy alsóbb keresztaszvénnybe vetítve értendő, de a merőleges keresztaszvénnyre vonatkoztatva, ezért vannak a táblázatban negatív értékek, amelyek az alsó keresztaszvénnyben pozitív vízállást jelentenek.

## II.2.4 Diszkusszió a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszer esetében

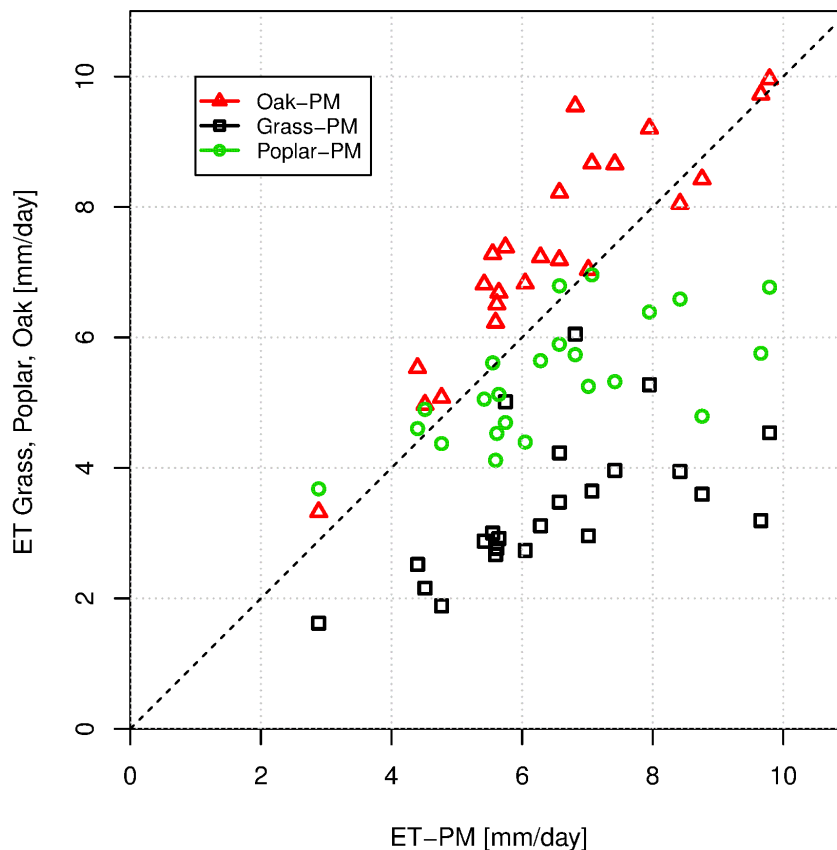
### II.2.4.1 ET becslés a talajvíz napi ingadozásán alapuló saját módszerrel más területeken

A kidolgozott eljárást nemcsak a hidegvíz-völgyi területen teszteltük, hanem más területeken (pl. a Nagyalföldön) is mutatkozott igény a talajvízfelvétel becslésére. Ezen vizsgálatok eredményei a következőképpen foglalhatók össze.

Egy erdő és egy lágyszárú felszínborítás vízfelhasználását Móricz et al. (2012) hasonlították össze a Nyírségben Hydrus 1D-modell felhasználásával. A talajvíz-utánpótlódás mértékét a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott empirikus módszerrel becsülték, enélkül a talajvízfüggő termőhelyen a modell pontosabb kalibrálására aligha nyílt volna lehetőség. A vizsgált 2007–2009 időszakban a talajvízfüggő kocsányos tölgyes erdőterület ET-je (785 mm) kb. 30%-kal volt nagyobb, mint a közelben fekvő parlagé (623 mm). A talajvíz-felhasználása között pedig közel háromszoros volt a különbség (erdő: 243 mm, parlag: 85 mm). Míg a tölgyes esetében átlagosan a teljes ET 60%-a származott a telített zónából, addig ez a parlag esetében alig 30% volt. A száraz nyári periódusban a tölgyes talajvíz-felhasználása meghaladta a teljes ET 90%-át, de ekkor a parlag talajvízfelhasználása is jelentős volt (60%). A kocsányos tölgyes talajvíz-felhasználása 40%-kal kevesebb volt a vizsgált időszak nedvesebb évében, mint a szárazabbban, annak ellenére, hogy a száraz évben a talajvíz mélyebben helyezkedett el. A modellhez alkalmazott potenciális evapotranszpirációs értékeket helyi meteorológia mérések alapján számították, a Penman-Monteith módszerrel.

Gribovszki et al. (2014 és 2017) talajvízfelvétel és sófelhalmozódás szempontjából hasonlított össze egy-egy szomszédos kocsányos tölgyes, nemesnyáras és kontroll parlagterületet a Jászságban. A talajvízfelvétel becslését a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott módszer empirikus változatával végezték. A vizsgált forró nyári időszakban a középkorú kocsányos tölgyes talajvíz-felhasználása (7,3 mm/nap) nagyobb volt, mint a fiatal nemesnyárasé (5,4 mm/nap), de mindkét erdőtípus vízfelvétele lényegesen meghaladta a kontrollterületét (3,4 mm/nap). A meghatározott értékek mindhárom vegetációforma esetében szignifikáns korrelációt mutattak a Penman-Monteith módszerrel meghatározott potenciális ET-vel, de a legszorosabb összefüggést mind félórás, mind napi léptékben a tölgyes mutatta ( $R_{30\text{-min.}}=0,95$ ,  $R_{\text{daily}}=0,90$ ) és abszolút értékben is az állt legközelebb a PM\_ET értékekhez (II-8. ábra).

Fahle és Dietrich (2014) egy nagyméretű, automatizált szondákkal felszerelt talajvíz-liziméter adatain tesztelt különböző talajvíz napi ingadozáson alapuló módszereket (White (1932), Dolan (1984), Hays (2003), Gribovszki et al. (2008), Loheide (2008), Soyly et al. (2012)) az ET<sub>gw</sub> és az utánpótlódás becslése szempontjából Németországban. Az eredmények szerint a módszerek korrelációja szignifikáns volt az ET becslése szempontjából, de csak maximum 50%-át voltak képesek magyarázni a napi evapotranszpirációs rátának, és az ET abszolút értékét is kevésbé pontosan becsülték. Az utánpótlódás meghatározásában viszont már sokkal jobb eredményt lehetett elérni az eljárásokkal. Az egyszerű és a komplex módszerek alapján kapott eredmények nem különböztek lényegesen. A módszerek közül mind az evapotranszpirációs ráta, mind az utánpótlódás becslésénél a legjobb korrelációt a mért értékekkel a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott eljárás adta ( $R_{\text{ET}}=0,71$ ,  $R_{\text{Qnet}}=0,94$ ). A módszerekkel történő számítás során azt a következtetést vonták le, hogy az utánpótlódás minél hosszabb reprezentatív időszak alapján történő becslése javítja a végeredményt.



II-8. ábra Különböző felszínborítási formák (oak-tölgy, poplar-nyár, grass-gyep) talajvízfelhasználása összevetve a Penman-Monteith módszer ET (PM\_ET) értékeivel a Jászságban 2012 júliusában

Móricz et al. (2016) talajvíz feláramlási és utánpótlódási zónákban elhelyezkedő különböző növényállományok talajvízfelvételének becslésére a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott módszert használta fel a Nagyalföldön. Egy talajvíz feláramlási zónában fekvő nemesnyaras, valamint egy beszivárgási zónában elhelyezkedő akácos talajvízfelvételt hasonlították össze. A feláramlási zónában található nyaras alatt a klasszikus szinusz hullámra hasonlító talajvízszint ingadozási mintázatot találtak, míg a beszivárgási zónában lévő akácos alatt egy lépcsős (éjszaka közel konstans vízállást mutató) napi ritmust. Az utóbbi, lépcsős esetben a nettó utánpótlódás zérusnak volt vehető, így a számítás jelentősen leegyszerűsödött, hiszen a vízszint-változás  $S_y$ -al korrigált értéke (mint készletváltozás) adta az adott időlépcsőben a talajvízből származó vízfelvételt (ET<sub>gw</sub>). Kontroll növényállományként, mindkét erdő esetében a szomszédos mezőgazdasági parcellákat használták fel, de ezek egyikében sem volt kimutatható talajvíz ingadozás (így talajvízfelvétel sem). A nyaras talajvízfelvétele 3-3,3 mm/nap-os átlagos értékkel jelentősebb volt, mint az akácosé (0,7 mm/nap), bár a talajvízmélység mindkét esetben azonos (kb. 3 m) volt. A Penman-Monteith eljárást használták a potenciális ET meghatározására. Az ET<sub>gw</sub> értéke a nyári száraz időszakokban a nyaras esetében megközelítette a PM\_ET értékét.

Különböző vegetációformák talajvíz-felhasználását számította Csáfordi et al. (2017) a Nagyalföldön Gribovszki et al. (2008) módszerét alkalmazva. Az elemzéshez 20 talajvízkút adatainak többéves mérési idősorát használta fel. A kutakat különböző erdőtürsulásokban és szomszédos mezőgazdasági kontrollterületeken létesítették. A vizsgált erdők közül az akácoknak viszonylag alacsony volt a talajvízfelhasználása (átlag: 0,4-1,0 mm/nap), a

nyárasoké ehhez képest magasabb értéket képviselt (1,7-6,0 mm/nap), míg a legmagasabb értéket egy kocsányos tölgyes talajvíz-felhasználása adta (8,2 mm/nap). Ehhez képest a kontrollterületek lágyszárú vegetáció formái nem, vagy alig használtak fel talajvizet.

#### *II.2.4.2 Összehasonlítás más módszerekkel meghatározott ET értékekkel*

Ha az új módszer (3,2-10,5 mm/nap) által a Hidegvíz-völgyben kapott eredményeket összehasonlítjuk más mérések eredményeivel, szem előtt kell tartanunk, hogy ezek a csapadékmentes időszakokban mért értékek havi átlagai. A hidegvíz-völgyi vizsgálati területen (ugyancsak patakmenti égervegetációnál) Tóth (2007) kútcsoportos vizsgálatai szerint, a Major (1974) módszere alapján számított talajvíz ET értékek, a vegetációs időszakban 2-12 mm/nap (havi átlagok) között voltak jellemzőek. A White-módszert alkalmazva 2005.VII.06-07.-én (egy csapadékos időszak száraz, de felhős napján, napi max. hőm. 17°C), egy a hidegvíz-völgyi Vadkan-árok vízfolyásmenti zónájában a napi dinamikát feltáró expedíciós mérés adatainak (talajvízszintek) felhasználásával, 0,5-4,5 mm/nap-os ET<sub>gw</sub> értékeket határoztunk meg (Gribovszki et al., 2007). Megjegyzem, hogy a 0,5 mm/nap-os érték egy patakmenti tarvágásra vonatkozó adat. Az előbbi két vizsgálat ugyanazon kútcsoportoknál történt. A vizsgálatok idején a talajvízszint felszíntől mért távolsága 0,2 és 1,3 m között volt, tehát a számított ET<sub>gw</sub> értékek nagyon közel voltak a potenciális ET értékéhez.

A világ más tájain a vegetációs időszakban mért ET<sub>gw</sub> értékeket alapul véve a következő összehasonlítás tehető: Bauer et al. (2004) Botswana-ban 0,06-4,3 mm/nap közötti talajvíz ET-t határozott meg változó sűrűségű, vegyes (fás, bokros és lágyszárú) vegetációformációknál. Ebben az esetben a felszíntől 2-3 m mélységben lévő, nagy gyakorisággal mért talajvízszinteket használtak az elemzéshez, így az adott helyeken a számított talajvíz ET és a vadózus zónából származó ET valószínűleg összehasonlítható nagyságú volt. Buttler et al. (2007) vízfolyásmenti lágyszárú és fás vegetációra az USA területén 2,9-9,3 mm/nap közötti ET<sub>gw</sub>-t kalkulált, ahol a nagyobb értékek a fás vegetációra vonatkoznak. A vizsgálatok az előbbi esetben ugyancsak nagy gyakoriságú talajvízszint-észlelések alapján történtek, ahol a talajvíz felszíntől mért távolsága 0,3 és 3,4 m között volt. Így a számított talajvíz ET értékek közel voltak a potenciális ET-hez, ahol a talajvíz közel volt a felszínhez és alacsonyabbak voltak, mint a potenciális ET, ahol a talajvíztükör mélyebben volt a felszín alatt. Goodrich et al. (2000) 4-8 mm/nap-os ET értékeket számított a vízfolyásmenti vegetáció esetében. Gazal et al. (2006) vízfolyásmenti fás vegetációnál 2-7 mm/nap közötti, Hughes et al. (2001) lágyszárú borítású sós-mocsár esetében 2-6 mm/nap közötti ET-t kalkulált. Az utóbbi három esetben növényi nedváraamlás mérésekkel kalibrált mikrometeorológiai módszert használtak az ET meghatározására.

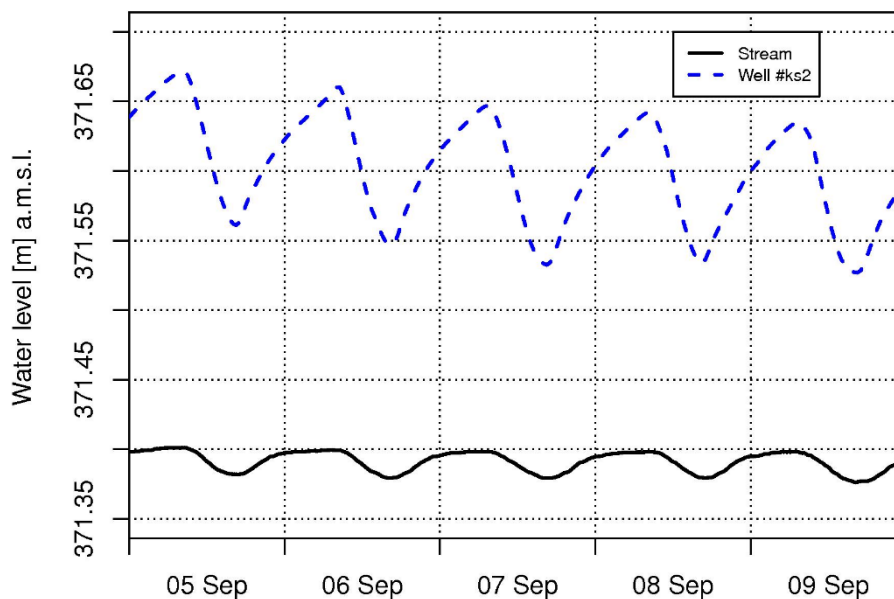
Az összehasonlítás alapján megállapíthatjuk, hogy az általunk meghatározott talajvíz ET értékek viszonylag magasak (legmagasabb értéként Butler et al. (2007) közöl 9,3 mm-es napi ET-t egy júniusi időszakban, fűz-nyár ligeterdőre). Sajnos a közölt irodalmi adatok alapján nem minden esetben azonosíthatók a vizsgált vegetáció pontos jellemzői (pl. LAI). A mi esetünkben viszont a korlátlan vízellátottság, az elegendő mennyiségű és a meglehetősen nagy levélfelület lehetőséget ad ilyen mértékű párolgásra. A magas párolgási értékeket indokolhatja a szomszédos, nem vízfolyásmenti területek advekción hűtőhatása és páraéhsége a nyári aszályos időszakban, mint oázis-effektusként ismert hatás (Morton 1980). Különösen igazolhatóan látszik az új eljárás, ha a módszer által nappal adott ET értékeket összehasonlítjuk a Pennman-Monteith-model eredményeivel, valamint a területen ugyancsak talajvízháztartási alapon, de más módszerrel meghatározott adatokkal (Tóth 2007).

### II.2.4.3 Lehetséges hibák a módszer alkalmazásánál

Egyes kutatások, mint Zhu et al. (2011) és Johnson et al. (2013) nagyobb vízfolyások környezetében vizsgálódva megállapítják, hogy a folyóhoz közeli kutak kevésbé alkalmasak a talajvízfelvétel becslésére. A zavarás oka egyrészt, hogy a folyóban bekövetkező relatíve nagy vízállásváltozások hatást gyakorolhatnak a folyóközeli talajvízszintekre (Zhu et al. 2011). Másrészt, ha a talajvíz-utánpótlódás a folyó közvetlen közelében szinte a folyóból származik kizárólagosan, akkor a klasszikus White (1932) eljárással nem becsülhető pontosan a talajvízfelvétel (Johnson et al. 2013).

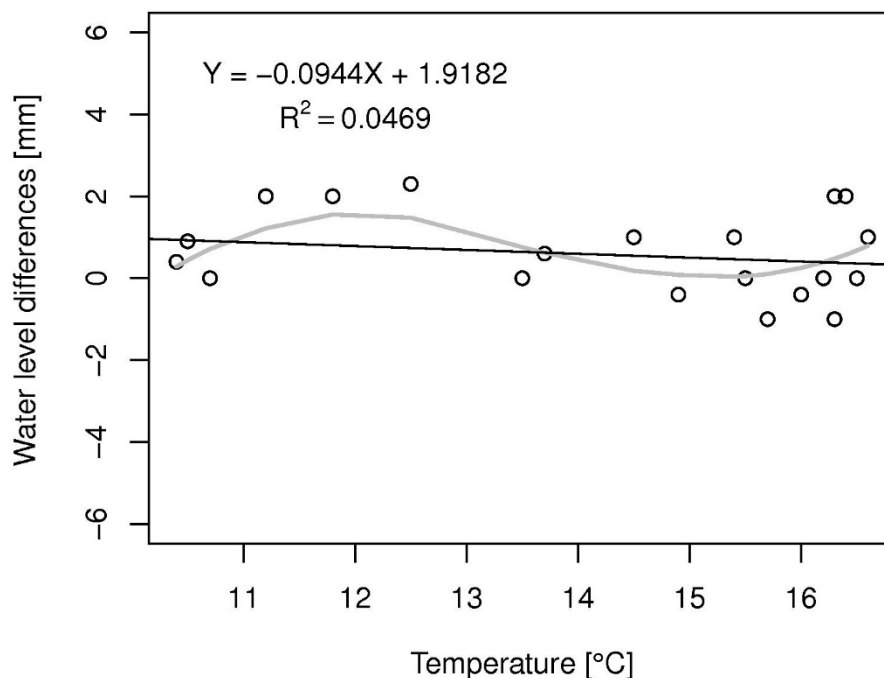
Zhu et al. (2011) vizsgálatai szerint (Colorádó folyó, USA) a folyóhoz közeli területeken (< 200 m) a talajvíz napi ingadozása nemcsak az ET, hanem a folyó jelentős vízállásváltozásai által is befolyásolt. A folyótól távolabb (> 800 m) viszont a felszíni víz vízszintváltozásainak már nincs jelentős hatása a talajvíz napi ingadozására, így az ETgw becslésére sem. Az előbbieket figyelembevételével becsülve az ETgw értékét a folyótól távolabbi, már megbízhatóan vehető kutakban, az ETgw a teljes ET kb. 80%-ának adódott, 8-10 mm/nap-os átlagos értékekkel. Általános irányelvként megfogalmazható, hogy a nagyobb vízállásváltozást mutató folyók mentén lehetőség szerint ne becsüljünk ETgw-t a közvetlenül a folyóparton található talajvízkutak adatai alapján.

Szilágyi et al. (2011), reagálva Zhu et al. (2011) cikkében tett megállapítására, mérések alapján bemutatták, hogy a felső vízgyűjtőkön, az emberi hatásoktól mentes kisvízfolyások esetében, a felszíni vízállás jellemző napi ingadozása csak a vízfolyás (1-2 m-es) közvetlen közelében befolyásolja kismértékben a talajvízszintek napi ingadozását. Igazolásként a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben egy a vízfolyásmenti zóna közepén, a patakmedertől 9,4 m-re lévő talajvízkút napi ingadozását hasonlítják a vízfolyás vízállásának napi hullámzásához. A mérések szerint a talajvíz napi hullámzása közel egy nagyságrenddel nagyobb, mint a patakvízszint napi ingadozása a patakmederben, amihez durván egy 6 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőterület tartozik (II-9. ábra). Az előbbieket figyelembe véve az antropogén hatásoktól mentes kisvízgyűjtők vízfolyásmenti zónájában a talajvízszintek napi ingadozása is problémamentesen felhasználható az ETgw becslésére.



II-9. ábra A vízfolyásmenti zóna közepén található talajvízkút (Well ks2) és a szomszédos patak (Stream) vízállásának (Water level) napi ingadozása a Hidegvíz-völgyben

A másik probléma a vízállások automata nyomássonzákkal történő érzékelésével kapcsolatos. A napi ingadozáson alapuló módszerek nagy érzékenyséű talajvízállás adatokat igényelnek (minimum mm-es felbontással), ezért nagyon érzékenyek a mérési pontosságra (McLaughlin and Cohen, 2011; Cuevas et al., 2010). A vízállások ingadozását manapság nagyon gyakran nyomásmérő szondákkal monitorozzák, de ezek kialakítása és pontossága eltérő. A rendelkezésre álló abszolút nyomást mérő berendezések egy külön másik szondát is igényelnek a légnyomás kompenzációjára. McLaughlin és Cohen (2011), valamint Cuevas et al. (2010) elemezték az előbb említett abszolút nyomásmérő szondapár mérési pontosságát a hasonló, ill. az eltérő termális környezet szempontjából. Megállapították, hogy a két nyomássonza adatait felhasználva, ha azok eltérő termális környezetben vannak (pl. az egyik egy talajvízkútban, a másik egy angol házikóban) jelentős hibát vihetünk az ET<sub>gw</sub> meghatározásába. Gribovszki et al. (2013) ugyanakkor légzőkábellel ellátott nyomássonzákat elemezték, terepi körülmények között, manuális kalibráló mérést használva és a környezeti paramétereket folyamatosan monitorozva. A mérések alapján megállapítható volt, hogy a hasonló és temperált hőmérsékletű környezet miatt a légzőkábellel ellátott nyomássonzákat mérései a hőmérsékletváltozástól függetlenek (II-10. ábra). Az előbbieket szerint a légzőkábeles nyomássonzákat temperált környezetű kutakban elhelyezve, jól használhatók a vízállások pontos mérésére és így az ET<sub>gw</sub> hibamentes meghatározására. Gribovszki et al. (2013) felhívták azonban a figyelmet arra, hogy a légzőkábel csövének eltömődése jelentős hibákat okozhat, így az ilyen típusú műszerek megfelelő fenntartása és az időnkénti manuális ellenőrző mérés lényeges.



II-10. ábra Manuális és a nyomássonzával automatikusan mért talajvízállások eltérései (Water level differences) a hőmérséklet függvényében (kútban mért léghőmérséklet, Temperature) egy vízfolyásmenti zónában található kút (ks1) esetében a Hidegvíz-völgyben (Gribovszki et al. 2013 nyomán).



### II.3 Konklúziók a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszerhez

Jelen kidolgozott ET<sub>gw</sub> számítási eljárás a White-féle módszer (White 1932) továbbfejlesztésén alapul. Az új metódus a talajvízállás napi periódusú, vegetációs időszaki hullámzását veszi alapul és ebből számít, akár napon belüli felbontással talajvízfelvételt. A módszerrel félórás gyakorisággal számított ET<sub>gw</sub> a Penman-Monteith módszerrel számított ET értékekhez képest jelentősebb, akár több órás késést mutatnak. Az ET<sub>gw</sub> számításához csak egy felszínközeli talajvízű területen megfelelően elhelyezett, nagy gyakorisággal (min. 10 perc) észlelt, talajvízkút vízállás adatai szükségesek. Az új módszer esetében két verziót fejlesztettünk ki (az empirikus és a hidraulikus). Az ET meghatározásához a hidraulikus módszer, a nagy felbontású talajvízállás adatok mellett, a vízfolyásmenti zóna telített hidraulikus vezetőképességének (k) ismeretét, illetve a kút vízfolyásmenti zónán belüli elhelyezkedésének geometriai jellemzőit is igényli. Ha a k és a geometriai jellemzők nem állnak rendelkezésre, az egyszerűbb empirikus módszer használata javasolt.

A módszert sikeresen teszteltük, ill. tesztelték több területen, sekély talajvízű környezetben. A számítások alapján kapott talajvíz ET<sub>gw</sub> az összehasonlításra alkalmas időszakokban, jó egyezést mutattak a kontroll ET-vel. A számított ET<sub>gw</sub> értékek abban a tartományban voltak, ahol hasonló módszerekkel a világ más tájain is talajvíz evapotranszpirációt határoztak meg.

A módszer alkalmazásánál a megfelelő talajvízkút kiválasztására ügyelni kell (lehetőleg a vízfolyásmenti zóna szegélyétől és a vízfolyástól legalább néhány m-es távolságra legyen). A módszer szempontjából nagyon fontos a pontos, mesterséges hibahatásoktól mentes mérés. Így, ha a vízállásmérésre és a kompenzáló légnyomásmérésre külön nyomássondatakat használunk, azokat helyezzük el hasonlóan temperált környezetben.

## III. Evapotranszspiráció meghatározása a lefolyás napi ingadozása alapján

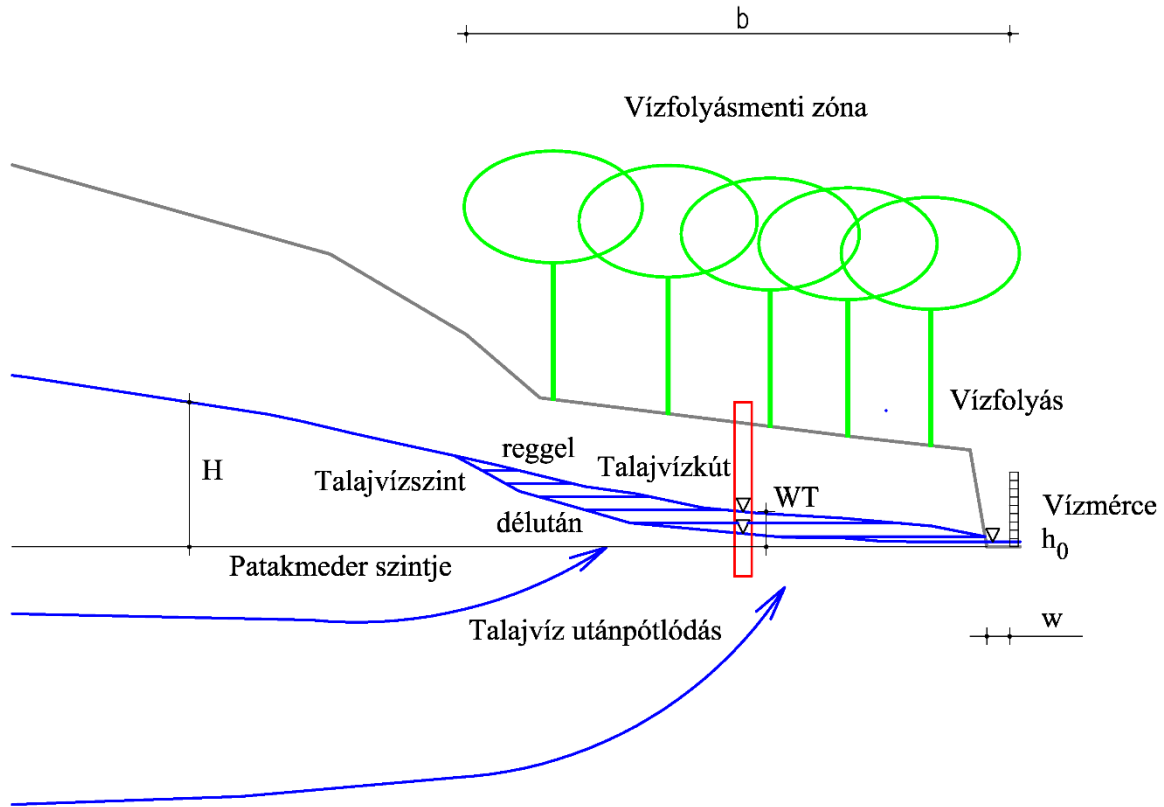
### Összefoglaló

A vízfolyásmenti területek növényállományai (különösen az erdő) vegetációs időszakban jelentős hatást gyakorolnak nemcsak a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjére hanem a vízfolyások alapvízhozamára is. Az egyik ilyen hatás a kisvízfolyások alapvízhozamában jelentkező napi ciklusú ingadozás, amely vízgyűjtőszinten hasznos információk forrása lehet a hidro-ökológiai rendszerek megismerésében. A korábban tárgyalt talajvízszintek napi ingadozásán alapuló talajvíz evapotranszspirációt számító módszert továbbfejlesztettem a kisvízfolyások alapvízhozamában jelentkező napi ingadozást felhasználó eljárásá. Az új módszerrel már vízgyűjtőszinten (a vízfolyásmenti zónára vonatkozóan) van lehetőségünk a talajvízfogyasztás számítására, és így vízgyűjtőszinten vízkészletgazdálkodási kérdések eldöntésére. A módszer a vízmérleg egyenletet és a lineáris tározó modellt használja fel a számításhoz, igényli a vízfolyásmenti zóna vízgyűjtőszintű geometriai jellemzőinek (szélesség, hossz) ismeretét, de nem igényel semmiféle talajfizikai paramétert. Az eljárás segítségével sikerrel határoztam meg vízgyűjtőszintű talajvíz evapotranszspirációt, a Soproni-hegységben található, erdővel borított hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő lefolyási adatainak felhasználásával. Az új eljárás helyességét numerikus modellezéssel is teszteltük, ami alapján megállapítást nyert, hogy a módszer a feltételezett áramkép megfelelőségét igazoló geometriai és talajfizikai jellemzők esetén működik megfelelően. A modellbe beadott ET értékek és a modell kimeneti lefolyásadatainak felhasználásával visszszámolt talajvíz ET lineáris korrelációja minden paraméterkombinációban egyhez nagyon közeli, így a modellparaméterek egyszerű kalibrálásával más áramképeknél is pontos ET értékek nyerhetők vissza.

*Kulcsszavak:* napi ingadozás, talajvíz evapotranszspiráció, alapvízhozam, lineáris tározó

### III.1 A lefolyás napi ingadozásán alapuló eljárás elve

A felszínközeli talajvíztükörrel rendelkező területeken, így pl. a vízfolyások mentén, a csapadékmentes időszakokban a növények vízfelvétele általában közvetve vagy közvetlenül a talajvíz-készletből történik. A vízfolyásmenti talajvízkészlet előbbi hatásra történő csökkenése egy fokozott mértékű háttérből történő utánpótlódást indukál (*III-1. ábra, III-1. egyenlet*). A teljesség kedvéért megjegyezzük, hogy a háttérből történő utánpótlódás (a vízgyűjtő geometriája miatt) az elhanyagolható párolgású hónapokban is jelen van (pl. a nyugalmi időszakban). A vegetációs időszak csapadékmentes periódusaiban a talajvízszint ingadozás kialakításában résztvevő elemeket és azok egymásrahatását már korábban a talajvíz napi ingadozásával foglalkozó fejezetben (*II. fejezet*) elemeztük, így itt csak utalunk arra és egy újabb-komplexebb ábrával általánosítjuk a problémát (*III-1. ábra*).



III-1. ábra A vízfolyásmenti zóna általánosított modellje a lefolyás napi ingadozásán alapuló becsléshez

Mivel csapadékmentes időszakokban a vízfolyások alapvízhozama általában a talajvíz utánpótlásból származik, hasonló lefutással jellemezhető a kisvízfolyások alapvízhozamában tapasztalható ingadozás is, mint a talajvízszint napi járása, így hasonló a becslés elve is. A Gribovszki et al. (2008) által a talajvízforgalom alapján az evapotranszpiráció számítására kidolgozott módszer átalakítható, és kiterjeszhető a völgyfenéki területek vízgyűjtőszintű talajvíz evapotranszpirációjának meghatározására pusztán a vízhozam adatok felhasználásával. Az átalakítás alapja a mozgásegyenlet lineáris transzformációval való helyettesítése, amelyet (Loheide 2008) is alkalmazott napon belüli evapotranszpirációt számító módszerének kimunkálásakor. A lineáris transzformáció a vízgyűjtőszintű új eljárásnál tulajdonképpen egy vízfolyásmenti zónára felírt lineáris tározó modellként fogható fel. A vízhozamon alapuló új módszer esetében alapegyenletként tehát az egyszerűsített (a talajvízterre felírt) vízháztartási egyenletet (III-1. egyenlet), valamint a lineáris tározó modellt (III-3. egyenlet) vettük alapul.

$$\frac{dS_r}{dt} = S_y(t, WT) \cdot \frac{dWT}{dt} \cdot A_r = Q_{in} - Q_{out} - ET_{gw} \cdot A_r = Q_{net} - ET_{gw} \cdot A_r \quad (III-1)$$

Ahol,  $dS_r/dt$  a vízfolyás-menti zónában (riparian,  $r$ ) tárolt talajvízkészlet ( $S_r$ ) változása [ $L^3T^{-1}$ ],  $S_y$  a vízfolyásmenti területekre jellemző fajlagos hozam az adott időlépcsőben (amely pontosabb számításoknál a  $WT$  (talajvízszint) és  $t$  (idő) függvénye is),  $Q_{in}$  a vízfolyásmenti zónába érkező hozam [ $L^3T^{-1}$ ], a  $Q_{out}$  a vízfolyásmenti zóna talajvízteréből a vízfolyás medrébe kilépő vízhozam [ $L^3T^{-1}$ ],  $Q_{net}=Q_{in}-Q_{out}$  a vízfolyásmenti zónába érkező és onnan távozó vízhozamok különbsége [ $L^3T^{-1}$ ], az  $A_r=lr \cdot 2b$  [ $L^2$ ] pedig a vízfolyásmenti zóna területe,  $b$  a vízfolyásmenti zóna átlagos fél szélessége a vizsgált vízfolyásszakaszon [ $L$ ],  $lr$  [ $L$ ] pedig a vízfolyás völgyének hossza, ahol a vízigenyes növénytakaságok helyet foglalnak.

Hogy a vízfolyásmenti zóna talajvízterébe vizet szállító ún. háttér utánpótlódást ( $Q_{net}$ ) számíthassuk a vízháztartási egyenletet (*III-1. egyenlet*) első lépésben a késő éjszakai – kora hajnali órákra írjuk fel. Ebben az időszakban az általános alakú egyenletből a talajvíz-evapotranszpiráció ( $ET_{gw}$ ) tag kiesik. A napnak ebben a szakában ugyanis az evapotranszpiráció értéke a vízfolyásmenti zónában általában elhanyagolható, tehát az egyenlet egyszerűsödik (*III-2. egyenlet*).

$$\frac{dS_r}{dt} = Q_{in} - Q_{out} = Q_{net} \quad (III-2)$$

$Q_{out}$  a lineáris tározó modell segítségével a következő (*III-3. egyenlet*) alakban írható.

$$Q_{out} = \frac{1}{T^*} \cdot S_r \quad (III-3)$$

Ahol,  $T^*$  [T], a vízfolyás-menti zónában jellemző átlagos tartózkodási idő.

A *III-2.* és a *III-3. egyenletet* összevonva és  $T^*$ -ot állandóként a differenciáljel elé kiemelve adódik (*III-4. egyenlet*).

$$T^* \cdot \frac{dQ_{out}}{dt} = Q_{in} - Q_{out} = Q_{net} \quad (III-4)$$

A  $Q_{out}$  paraméter általában a vízhozamméréséből ismert, a  $Q_{in}$  meghatározására hívjuk segítségül első lépésben a Darcy-féle összefüggést. A Darcy-féle összefüggés felírásánál az egész vízgyűjtőre kiterjedő összefüggő áramlási rendszer feltételezésével élünk (Tóth 1963). Az áramvonalak kilépése így, a *III-1. ábra* szerint, nemcsak a vízfolyás medrébe, hanem a vízfolyásmenti zónába is történik, annak vízigényétől függően eltérő sűrűségben. A vegetációs időszak hosszabb csapadékmentes periódusaiban a vízfolyásmenti zónában, a növényzet által okozott depresszió miatt, legalább a gyökérszónához közeli (közvetlen a gyökérszóna alatti) talajvíztérben feláramlási zóna alakul ki, ahol a talajvíz áramvonalak közel függőlegesek lesznek. Így a vízfolyásmenti zónába belépő talajvízhozam a következőképpen számítható. A hozamok értelmezhetők a vízfolyásmenti zóna 1 fm hosszára is, ekkor  $Q$  helyett  $q=Q/lr$  [ $L^2T^{-1}$ ] használandó. A továbbiakban végezzük így a számításainkat (a *III-5. egyenletben* a 2-vel való osztás azért szükséges, mert a számításokat csak a vízfolyásmenti zóna fél szélességére írjuk fel).

$$\frac{Q_{in}}{2lr} = \frac{q_i}{2} \approx k \cdot \frac{H-WT}{L} \cdot b \quad (III-5)$$

Ahol,  $k$  [ $LT^{-1}$ ] a vízfolyás-menti zónára jellemző vertikális irányban értelmezett szivárgási tényező,  $H$  [L] a háttér, közel nyugalmi (a napi talajvíz-ingadozástól már közel független) nyomásszint a vízfolyás mederfenékszintjétől számítva, a vízfolyásmenti zónától átlagosan  $L$  távolságra [L].  $WT$  [L], a vízfolyásmenti zóna átlagos talajvízszintje, ugyancsak a mederfenékszintjétől értelmezett. Az egyenletben alkalmazott  $(H-WT)/L$  gradiens egy jellemző becült érték.

Hogy egyszerűsíthessük az összefüggést,  $L$ -t vegyük a vízfolyásmenti zóna fél (egyik völgyoldali) átlagos szélességének ( $b$ ). Ez korábbi vizsgálataink szerint (Gribovszki et al. 2008) a számítások szempontjából megfelelő érték. Igazolja ezt Bauer et al. (2004) és Loheide et al. (2005) azon megállapítása is, hogy a napi periodicitású növényi vízfelvétel hatására megjelenő talajvízszint-ingadozás elhalása a vízfolyásmenti zóna szélétől kifelé rövid távon belül valószínűsíthető. Az előbbieket szerint a *III-5. egyenlet* a következő alakot ölti (*III-6. egyenlet*).

dc\_1929\_21

$$q_i \approx 2 \cdot k \cdot \frac{H-WT}{b} \cdot b = 2 \cdot k \cdot (H - WT) \quad (III-6)$$

A  $q_o = Q_{out}/l_r$  esetére ugyancsak írjuk fel a Darcy törvényt, feltételezve, hogy a vízfolyásmenti zónában lévő vízszintek alapján is meghatározható a vízfolyásba szivárgó hozam. A  $q_o/2$  a vízfolyásba az egyik völgyoldalról belépő hozam (III-7. egyenlet).

$$\frac{q_o}{2} \approx k \cdot \frac{WT-h_0}{\frac{b}{2}} \cdot \frac{w}{2} \quad (III-7)$$

Ahol,  $h_0$  a vízfolyás vízállása a mederfenék szintjétől mérve [L],  $w$  a meder fél szélessége [L].

A  $h_0$  kisvízfolyásoknál, egy-két napnál hosszabb csapadékmentes időszakokban csak néhány cm-es, maximum 1-2 dm-es érték. Így a  $h_0$ -t a száraz időszakokban közel 0-nak véve és az egyszerűsítéseket elvégezve adódik (III-8. egyenlet).

$$q_o \approx k \cdot WT \cdot \frac{2w}{b} \quad (III-8)$$

A III-6. és a III-8. egyenletet összevonva a következőt kapjuk (III-9. egyenlet).

$$q_i \approx 2 \cdot k \cdot H - 2 \cdot k \cdot WT \approx 2 \cdot k \cdot H - q_o \cdot \frac{b}{w} \quad (III-9)$$

A III-9. egyenletben szereplő  $b$  és  $w$  paraméterek szintvonalas térképről levezethetők, ill. a terepen a vízigényes növénytársulások helyfoglalásának ismeretében meghatározhatók.

A III-9. egyenletet a III-4. egyenletbe behelyettesítve adódik a következő (III-10).

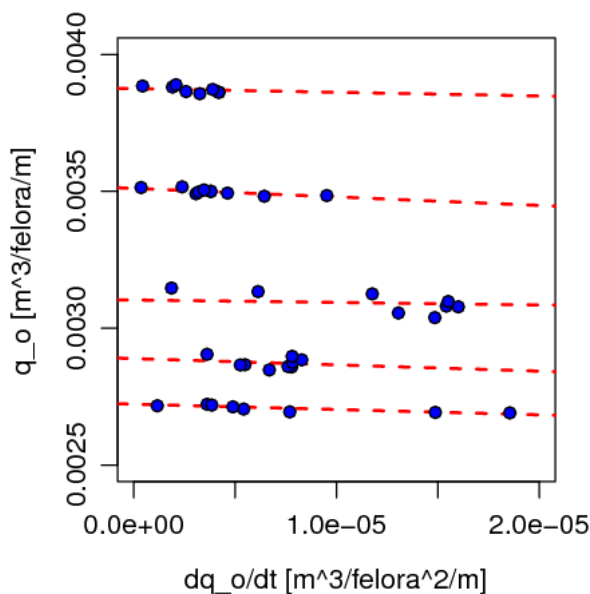
$$T^* \cdot \frac{dq_o}{dt} = q_i - q_o = q_{net} \approx \left( 2 \cdot k \cdot H - q_o \cdot \frac{b}{w} \right) - q_o = 2 \cdot k \cdot H - q_o \cdot \left( \frac{b}{w} + 1 \right) \quad (III-10)$$

A III-10. egyenletet  $q_o$ -ra átrendezve III-11. egyenletet kapjuk.

$$q_o = \frac{2 \cdot k \cdot H}{\left( \frac{b}{w} + 1 \right)} - \frac{T^*}{\left( \frac{b}{w} + 1 \right)} \cdot \frac{dq_o}{dt} \quad (III-11)$$

Látható, hogy a III-11. egyenlet lineáris ( $y = a + m \cdot x$  alakú), ahol az  $y$  a  $q_o$  tag, az  $x$  a  $dq_o/dt$  tag, az iránytangens az  $m = T^* \cdot (b/w + 1)^{-1}$ , a tengelymetszet pedig az  $a = 2 \cdot k \cdot H \cdot (b/w + 1)^{-1}$ . Az egyenlet paraméterei, az adott nap késő éjszakai - kora hajnali időszakában konstansnak véve őket, meghatározhatók az összetartozó  $q_o$  és  $dq_o/dt$  adatpárok alapján (III-2. ábra).

dc\_1929\_21



III-2. ábra Az összetartozó  $dq_o/dt$ - $q_o$  adatpárok (pontok), és a rájuk naponként illesztett regressziós egyenesek (szaggatott vonalak) egy május 22. és 27. közötti időszak késő éjszakai óráiban.

$k$   $H$  értéke, mivel csak egy hajnali időpontban kapunk rá a III-11. egyenlet alapján napi egy adatot, interpolálandó, hogy a további számításokhoz megfelelő adatsűrűséget kapjunk. A  $(b/w+1)$  tényező a vízfolyásmenti zóna keresztirányú kiterjedése, ill. a meder geometriája által meghatározható általában konstans érték. A szivárgási tényező egy háttér nyomásszint és az előbbi geometriai paraméterek ismeretében az adatok alapján szükség szerint számítható.

A  $T^*$ , tartózkodási idő paraméter ugyancsak hajnali értékével számított, szükség esetén a  $k$   $H$ -hoz hasonlóan interpolálható. A módszer hidegvíz-völgyi adatokra való alkalmazásánál nem eredményezett hibát, ha a  $T^*$  értéket konstansnak tételeztük fel a vegetációs időszakban. A  $T^*$ -al kapcsolatos paraméternek a vegetációs időszakon belüli jelentős változása a meredek terepemelkedés és így a vízfolyásmenti zóna közel állandó szélessége miatt a Hidegvíz-völgyben kevésbé is valószínű.

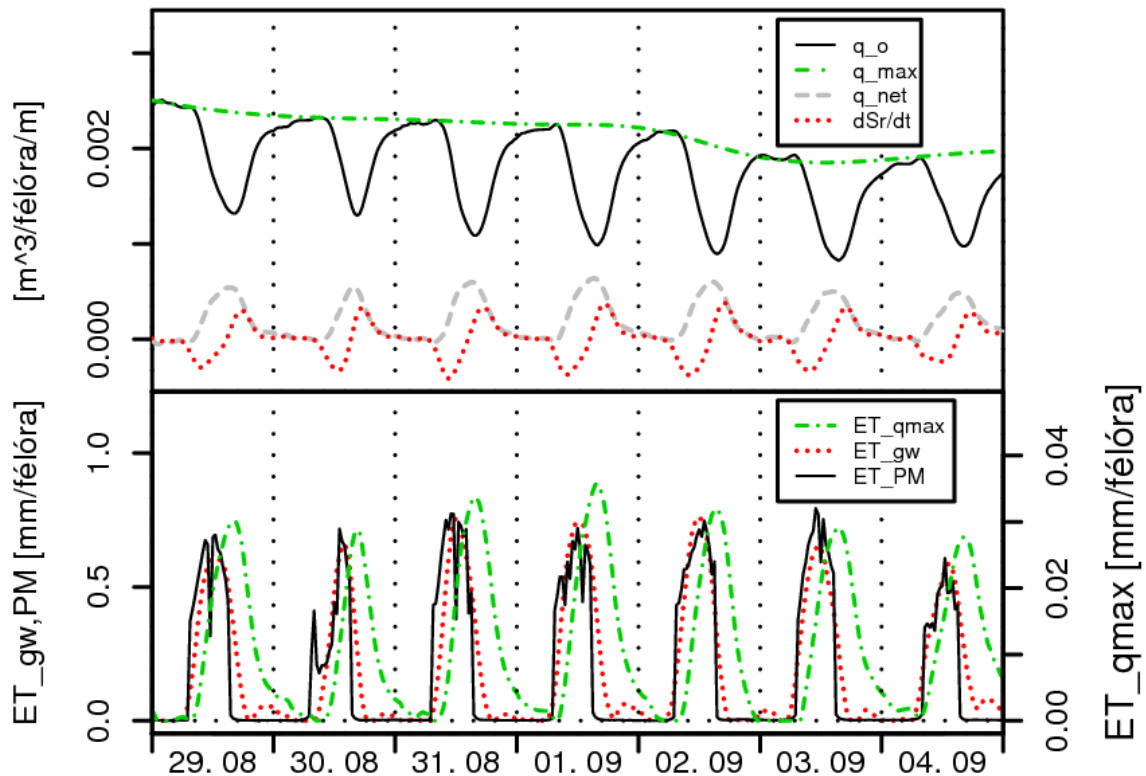
Az  $ET_{gw}$  ( $ET_{gw} \cdot 2b = ET_{gw} \cdot Ar/lr$ ) számításához a III-1. egyenletet hívjuk segítségül, amelyet a III-10. és a III-11. szerint átalakítva a III-12. egyenlet adódik.

$$ET_{gw} \cdot 2b = q_{net} - T^* \cdot \frac{dq_o}{dt} \approx 2 \cdot k \cdot H - q_o \cdot \left(\frac{b}{w} + 1\right) - T^* \cdot \frac{dq_o}{dt} \quad (III-12)$$

A módszer elvét a III-3. ábra illusztrálja.

A módszerrel kapcsolatban fontos megjegyezni, hogy a mederben bekövetkező készletváltozással nem számol, így csak kisvízgyűjtőkön, néhány  $km^2$ -es vízgyűjtő nagyságig alkalmazható korrekció nélkül.

dc\_1929\_21



III-3. ábra A vízhozamok napi ritmusából talajvíz-evapotranszpirációt ( $ET_{gw}$ ) számító módszerek elve (felső) és a kapott  $ET$  értékek (alsó). Felső ábra:  $q_o$  a patakvízhozam,  $q_{max}$  a napi maximális vízhozamok burkológörbéje;  $q_{net}$  a nettó talajvízutánpótlódás a vízfolyásmenti zónához,  $dS_r/dt$  a vízfolyásmenti zóna készletváltozása. Alsó ábra:  $ET_{qmax}$  az eredeti  $q_{max}$  módszerrel számított  $ET$ ,  $ET_{gw}$  az új módszerrel számított  $ET$ ,  $ET_{PM}$  a Penman-Monteith referencia  $ET$ .

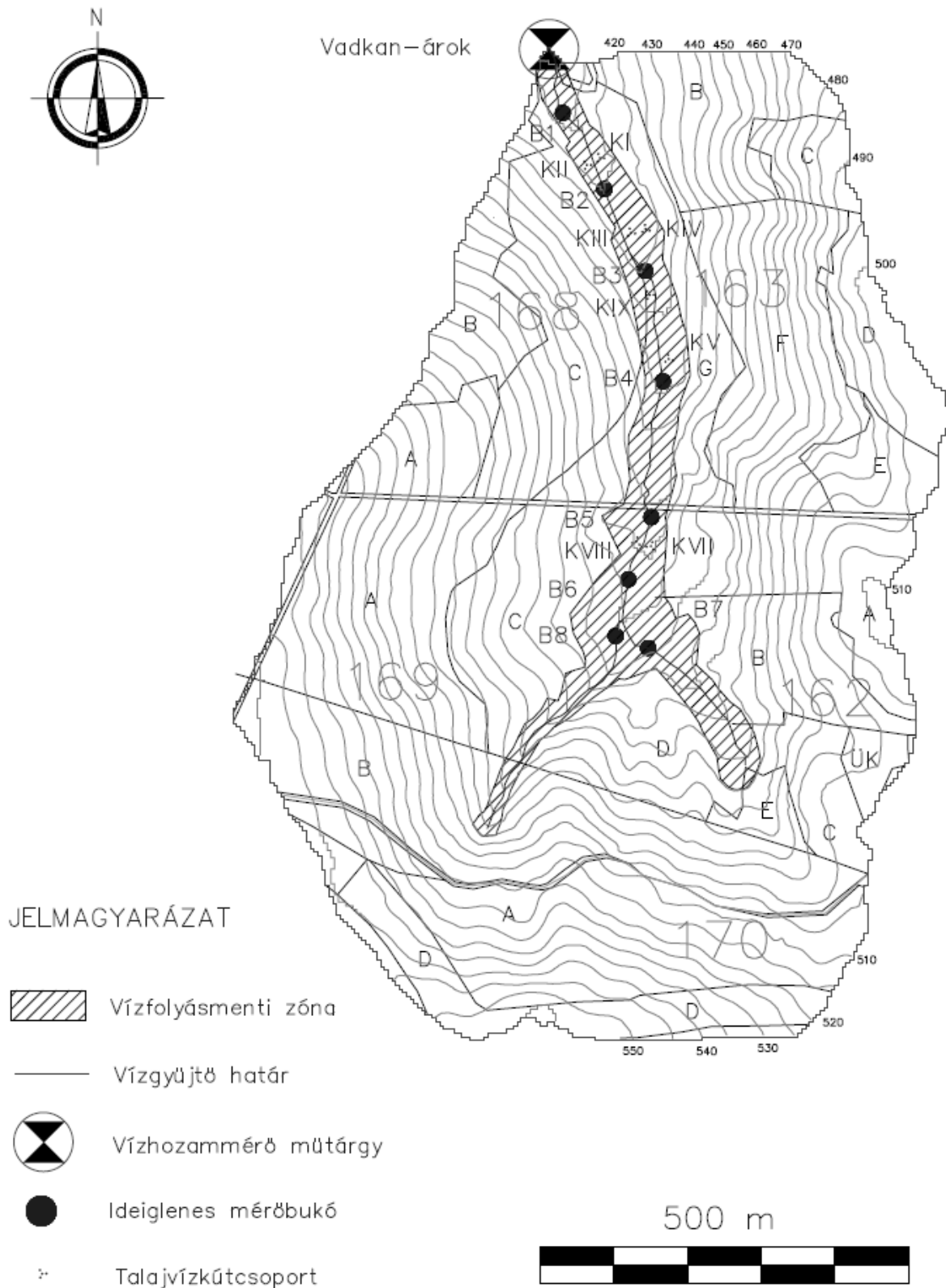
## III.2 A lefolyás napi ingadozásán alapuló eljárás tesztelése

A lefolyás napi ingadozásán alapuló módszert a Vadkan-árok (III-4. ábra) 93,3 ha-os vízgyűjtőjének a lefolyási adatain teszteltük.

### III.2.1 A kísérleti terület, ill. az adatgyűjtés bemutatása

A Vadkan-árok a Soproni-hegységben található erdővel borított kísérleti vízgyűjtő, a Hidegvíz-völgy egyik részvízgyűjtője. A vízgyűjtő általános földrajzi leírása a korábbi talajvíz napi ingadozásán alapuló eljárást bemutató fejezetben megtalálható.

dc\_1929\_21



III-4. ábra A Vadkan-árok völgyének helyszínrajza. A térképen a nagyméretű arab számok és az önállóan álló nagy betűk az erdőgazdálkodás alapegységeit jelölik. A B-arab szám kombináció a mérőbuckók helyeit, a K-római szám kombináció kútcsoportokat jelöl.



A vízfolyásmenti higrofita növényállományok térfoglalását a vízigényes vegetáció terepi kiterjedése és a domborzat alapján becsültük. Mitsch és Gosselink (2000) szerint a vízfolyás középvízi mederszintjétől (ez a mi esetünkben a meder mélypontjától csak néhány cm, tehát a mérés az egyszerűség kedvéért a meder mélypontjától is történhet) kb. 2,5-3,0 m-es magasságig terjed ki általában a vízigényes fászfű növénytársulás. Ez a becslés a terepi növényállomány felvételezésekkel is jól összevág. Így tehát 2,5 m-es magassági kiterjedést figyelembe véve, a higrofita erdőállományok átlagos szélessége a völgytalpon 35,2 m.

A vízfolyásmenti zóna vegetációja elsősorban fiatal és középkorú éger (*Alnus glutinosa*) dominanciájú higrofil intrazonális társulás. Megtalálhatók a patakminti zónában, az égeresen kívül, fiatal és középkorú lucfenyő (*Picea abies*), a vízgyűjtő felső szakaszán pedig kisebb foltokban nyír (*Betula pendula*) főfafajú erdőállományok is. A völgy alsó részén (163 G erdőrészlet északi fele) egy tarvágás is található (egy 2004-2005 telén kitermelt lucfenyő állomány helyén). A völgytalpi állományok levélfelületi indexe évről évre LAI=7 körül ingadozik (Török 2008). A Vadkan-árok völgyfenéki területein telepített kútcsoportok (8 kútcsoport, 35 talajvízkúttal, *III-4. ábra*) 2005-2006-os adatai szerint a vegetációs időszak száraz periódusaiban a vízfolyásmenti zónában 0,2 és 1,7 m között változott a talajvízszint mélysége a felszíntől (Storcz 2006, Tóth 2007). Ezek alapján, a völgytalpi területeken a fák gyökérszónája a vegetációs időszak nagy részében eléri a talajvízfelszint vagy legalábbis az a fölötti kapilláris zónát. A völgytalpi területek kiterjedése az év során állandónak vehető, mivel a völgyoldalak, a viszonylag széles völgytalpak szélein hirtelen emelkednek.

A számítás során felhasznált vízhozam adatokhoz, a vízállások mérése, a Vadkan-árok kifolyási szelvényében telepített mérőműtárgyban (*III-4. ábra*) történt. A műtárgy a vizsgált 2005-ös évben egy trapéz nyílású bukólemezzel volt ellátva. A vízállás adatokat egy nyomáselven működő szenzor rögzítette 2 perces gyakorisággal. A vízállás adatokból a vízhozam adatokat a  $Q(l/s)=0,1524 \cdot h(cm)^{1,842}$  empirikus vízhozam görbe segítségével kaptuk.

### III.2.2 Összehasonlításra használt ET becselő módszerek

Az elemzéshez reprezentatív csapadékmentes időszakokat választottunk ki a 2005-ös vízhozam-vízállás adatsorokból. A vízfolyásmenti zóna vízkészletváltozása alapján számított ET értékeket, félórás és napos időlépcsőben a továbbiakban  $q_{max}$ -módszernek nevezett eljárás (Meyboom 1965, Reigner 1966, Bond et al. 2002) általunk kismértékben továbbfejlesztett változatának (Kalicz et al. 2005) és a Penman-Monteith (PM) módszernek (mint általában használt referenciamódszer (Allen et al. 1998)) az ET értékeivel hasonlítottuk össze.

Az ET számítása a  $q_{max}$ -módszer továbbfejlesztett változata alapján a következő volt. A patak lefolyásából „hiányzó” vízmennyiség meghatározásához (*III-3. ábra* felső rész) feltételezzük, hogy az alapvízhozamok időszakában, a reggeli órákban mért vízhozam maximum az evapotranszpirációtól kevéssé befolyásolt. A hiányzó (1 fm-hosszra redukált) vízhozamot a napi maximumokra ( $q_{max}=Q_{max}/l_r$ ) húzott spline burkológörbéből az aktuális vízhozamot ( $q_0=Q_0/l_r$ ) kivonva kapjuk az egyes időlépcsőkben. A hiányzó vízmennyiség, a módszer feltételezése szerint az evapotranszpiráció (amiben a növényállományok jelenléte domináns, így inkább csak transzspiráció) által a talajvízkészletből elfogyasztott mennyiség, vagyis maga a talajvíz ET.

Az új módszerrel számított ET adatokhoz kontrollként itt is a Penman-Monteith eljárást (Allen et al. 1998) használtuk (*II-12. egyenlet*) a korábban ismert paraméterek és kényszerek figyelembevételével. Megjegyzendő, hogy a jelen kifejlesztett módszer a talajvíz ET-t számítja (ET<sub>gw</sub>), de a vizsgált sekély talajvízszintű kísérleti területen ez nagyon közel van

dc\_1929\_21

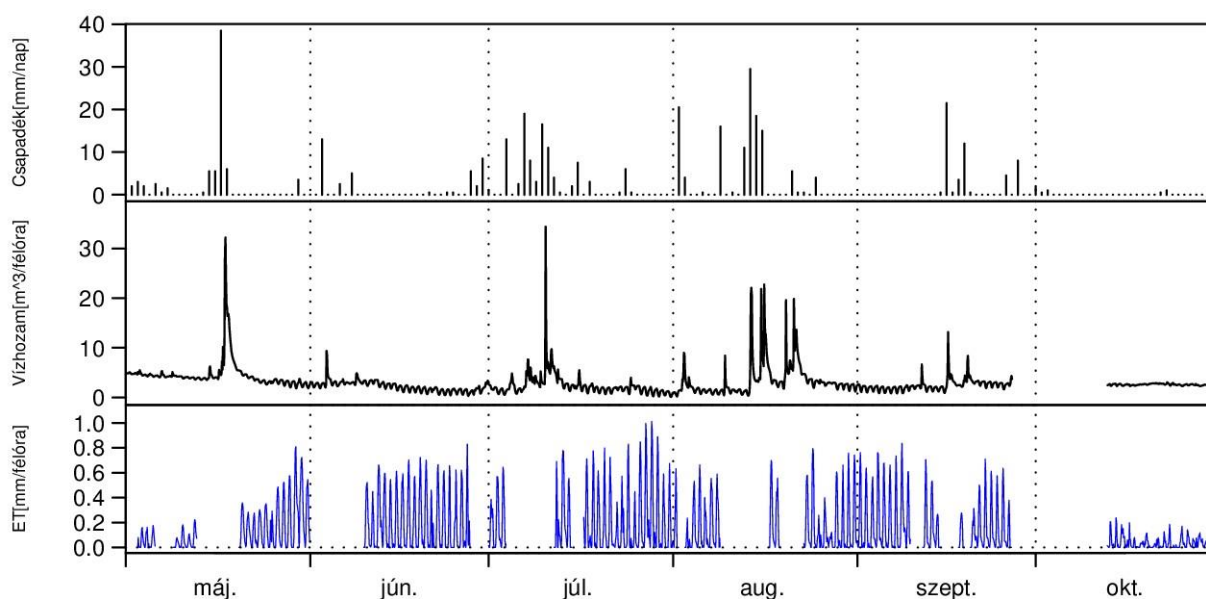
a Penman-Monteith egyenlettel számított teljes ET (ET\_PM) értékéhez, így az összevetés megtehető.

A Penman-Monteith módszer által igényelt adatokat egy állományklíma mérésre szolgáló mérőtorony szolgáltatta, ami azonban nem a völgyben, hanem a domboldalon, a Vadkan-árok vizsgált patakmenti zónájának súlypontjától kb. 800 m-re, NyDNy-i irányban található az egykori István-akna közelében (II-4. ábra).

### III.2.3 Az elemzésre kiválasztott időszakok

Az elemzésre kiválasztott időszakok 86 napot tettek ki a 2005-ös év vegetációs (május-október) periódusában. A talajvízjáráshoz hasonlóan a vegetációs időszakban jelentkező kisebb csapadékok (max. 1-2 mm-es) alig jelentkeztek a módszert zavaró hatásként (erdőterületen az intercepciós veszteség miatt nem érik el a talajfelszínt, viszont a burkolt vagy tömörödött felületeken összegyülekezve már kismértékben befolyásolhatják a kisvízfolyás vízjárását), így ezen csapadéku napokat általában bevontuk az elemzésbe. Ezeknek a kiscsapadékoknak a befolyásoló hatása ugyan megjelenik a napi talajvízjárásban, és ezzel helyesen csökkenti a módszerrel kiszámított talajvíz ET-t, de még nem befolyásolja olyan mértékben a vízjárást, hogy az értékelhetetlen lenne.

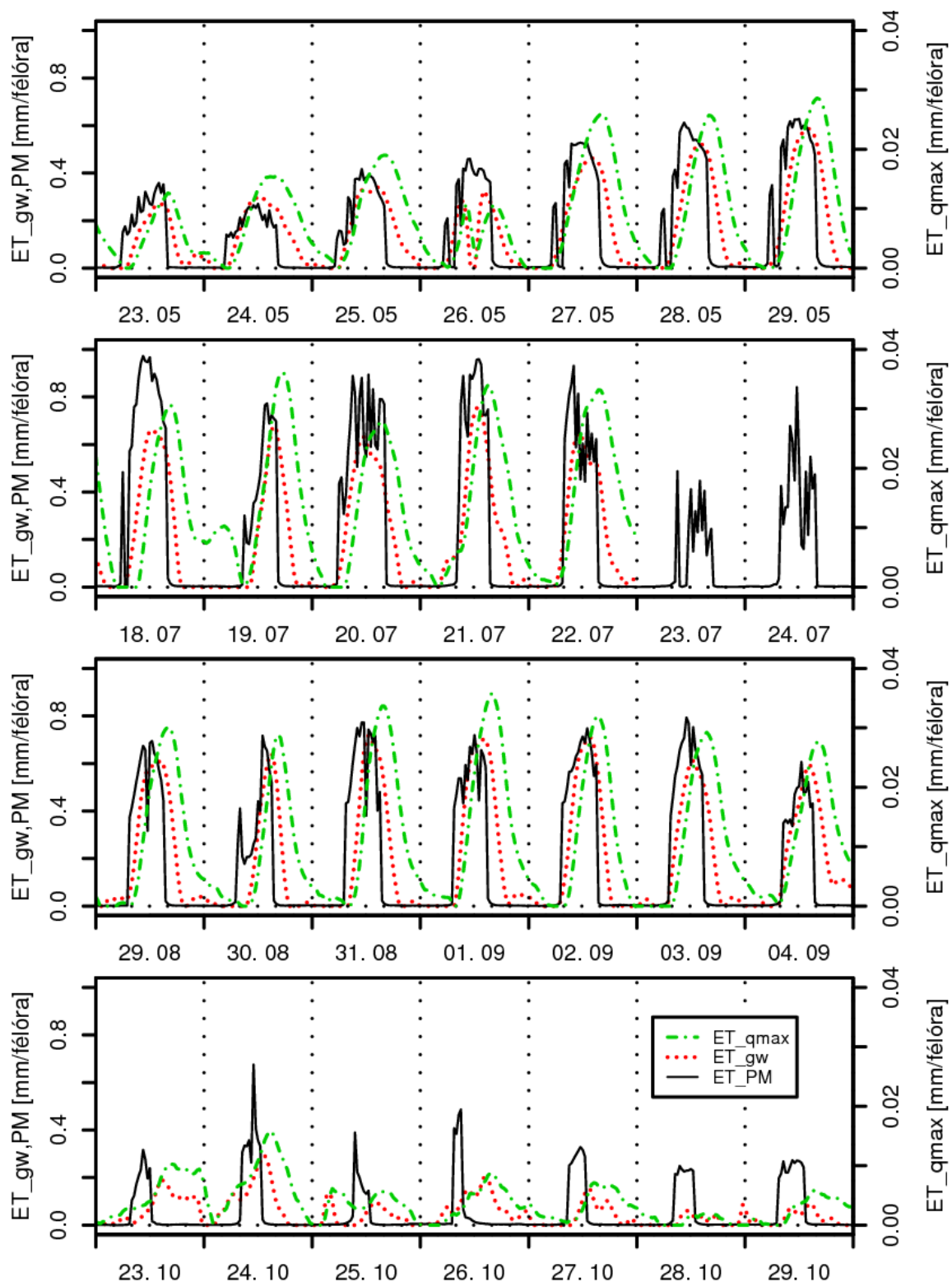
A nagyobb csapadékok esetében (pl. máj.17) a vízjárásra gyakorolt hatás a csapadéknagyságtól függően még egy-két napig érzékelhető (Brutsaert 2005), ezért ezeket a nagycsapadékok által befolyásolt időszakokat kihagytuk az elemzésből. Az ún. qmax-módszer esetében a csapadékok okozta zavaró hatások sokkal erőteljesebben jelentkeznek, míg az új módszer ezeket a változásokat nagyobb tartományon belül képes tolerálni. Egyes tavaszi (pl. május eleje), de még inkább az ősz végi kisebb napi ingadozással jellemezhető időszakokban az ún. qmax-módszer, az észlelési pontosság és a napi ciklusú változás hasonló nagyságrendje miatt, nem működik zavartalanul. Bár az új módszer szerint ezek az időszakok is értékelhetők lennének, a feldolgozásból kihagytuk őket, hogy a módszerek eredményei azonos hosszúságú idősor alapján legyenek összehasonlíthatók. A csapadékos napok mellett, a nyomásmérő szonda hibája miatt szeptember legvégéből és október elejéből két heti adat sérült volt, így ezt is kihagytuk az elemzésből.



III-5. ábra Az elemzésre kiválasztott időszak hidrológiai jellemzői

### III.2.4 ET becslés eredményei a lefolyás napi ingadozása alapján

#### III.2.4.1 Összehasonlítás félórás időléptékben



III-6. ábra 30-perces gyakoriságú ET értékek összevetése néhány jellemző időszakban. Jelmagyarázat: ETqmax az eredeti qmax módszerrel számított ET, ETgw az új módszerrel számított ET, ET<sub>PM</sub> Penman-Monteith referencia ET.

Az új módszerrel kapott ET adatokat az ún.  $q_{max}$  és  $PM\_ET$  értékekkel összehasonlítva, félórás időfelbontásban, 4 jellemző 1 hetes időszakra vonatkozóan a *III-6. ábra* mutatja. Az ábra alapján látható, hogy a  $q_{max}$  által szolgáltatott ET értékek napi futása késést mutat az új módszer napi futásához képest. A napon belüli ET értékek az új és a  $PM$ -módszer esetében igen hasonlóak, de a  $q_{max}$ -módszer értékeinél egy nagyságrenddel magasabbak. Érdeemes megjegyezni, hogy a vizuális összevethetőség miatt, az új és a  $PM$ -módszer eredményeit az ábra bal oldali tengelyéhez, míg a  $q_{max}$  módszerét a jobb oldali tengelyhez rendeltük.

Keresztkorrelációs elemzés alapján az új módszerrel kalkulált ET értékekhez képest a  $q_{max}$  módszer ET értékei kb. 120 perces késést mutatnak, míg a  $PM\_ET$ -hez képest az új módszer értékeinek késése kb. 90-120 perc. Ezen eltolásoknál jelentkező maximális korreláció az új és a  $q_{max}$  módszer között 0,93-0,98, az új és a  $PM$  módszer között 0,86-0,93, tehát igen jelentős. Megjegyezzük, hogy a vegetációs időszak legvégén (okt. 23-29) a maximális korrelációs értékek a  $PM$ -módszerhez viszonyítva igen leromlanak (0,55-0,58) és eltolódásuk is megnő (150 perc), mivel ekkor a napi ciklusú változás a vízhozamban már alig érzékelhető. A  $PM$  és a  $q_{max}$  módszer eredményeit összevetve, a  $q_{max}$  értékek jelentős 210-300 perces késést mutatnak és a két módszer kapcsolatát mutató maximális korrelációs értékek is az előbbieknél gyengébbek 0,81-0,89 (október végén 0,46-0,49).

A kimutatott késés logikus, mivel a valódi ET (valamint a talajvízkészletből és így áttételesen a meder vízkészletéből való vízfelvétel is) valószínűleg korábban jelentkezik, mint az összegző tulajdonságú vízjárás görbéből közvetlenül a  $q_{max}$ -módszerrel számítható ET érték. A mederbeli vízjárás görbéje ugyanis egy olyan összegző jellegű görbe, amely a talajvízből érkező utánpótlódás, a mederbeli készlet változása és az ET, mint tagok, előjelhelyes összegéből áll elő. A valódi ET-hez (a Penman-Monteith-féle módszerrel közelítve) mind időeltolásban, mind értékben az új módszerrel meghatározott ET értékek állnak közelebb.

#### III.2.4.2 Összevetés napi időléptékben

A napi ET adatok havi átlagos értékeit a *III-7. ábra* mutatja. A napi ET értékeket a fél óras adatok napi szintű összegzésével kaptuk.

*III-7. ábrán* a különböző módszerekkel számolt értékekben jelentkező különbség elsősorban a módszerek elvének különbségében, ill. kisebb mértékben, a módszerek hibaérzékenységében keresendő. A  $q_{max}$ -módszer hibaérzékenysége, az elvi hibáktól függetlenül, a napi maximum meghatározásában keresendő, ugyanis a módszer ezekre a maximumokra húz burkológörbét, ez a maximum pedig napi egyetlen adat. Ez az egy adat pedig, különösen az igen kis amplitúdójú ősz végi, vagy esetleg kisebb csapadékokkal zavart napokon, az alapvízhozamos időszakban szokásos reggeli maximum időpontjától eltérő és ettől magasabb is lehet. Az új, a vízfolyásmenti zóna vízforgalmán alapuló módszer viszont a késő éjjeli-kora hajnali időszakban egy több órás periódust mintáz átlagolva, így nagyobb a biztonsága.

Az új, a vízfolyásmenti zóna vízforgalmán alapuló módszer nagyobb biztonságát mutatja, hogy míg a 2005-ös vegetációs időszakban a  $q_{max}$  módszerrel csak 86 nap evapotranszpirációja számítható (és az összehasonlításoknál csak ezeket a napokat vettük figyelembe), addig az új módszer 110 alapvízhozamos nap értékelésére ad lehetőséget.

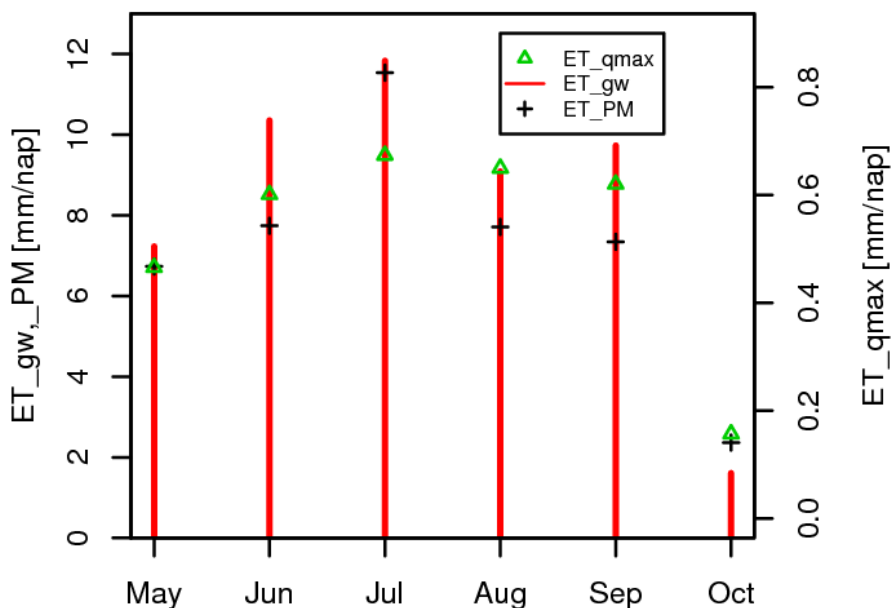
Már Reigner (1966) utal arra, hogy az ET a késő éjszakai időpontokban sem vehető minden nap teljesen zérusnak, bár azokon a napokon, mikor hajnalban harmatképződés van ez feltételezhető. Azonban ezen zérus körüli ET-vel jellemezhető időszakok a legtöbb esetben olyan rövidek, hogy nincs ideje a vízhozamnak a háttérből érkező talajvíz utánpótlás szintjére emelkednie vagy másként a vízfolyásmenti zóna hiányzó készleteit a háttér utánpótlásnak

egy közel egyensúlyi szintig visszatölteni. Reigner (1966) szerint a probléma megoldása lehet olyan csapadékmentes, de nedvesebb alapvízhozamos napokat találni, amelyek reggeli maximális vízhozama lehetőséget ad a valódi háttér talajvízutánpótlódás meghatározására. Megjegyzendő, hogy a vízfolyásmenti zónában keletkezett hiány visszatöltéséhez, tehát egy közel egyensúlyi állapot kialakulásához valószínűleg ezek az ún. ideális időszakok sem elegendően hosszúak. Az igazi megoldást a probléma kezelésére a vízfolyásmenti zóna készletváltozásának figyelembevétele jelenti, amely az általunk kifejlesztett új módszer alapját is képezi.

Az új módszer 8,13 mm/nap-os átlagos ET értékeit a PM\_ET értékekkel (7,34 mm/nap) összehasonlítva egy 10,8%-os különbség adódik, az új módszer javára. A PM egyenlet alkalmazott formájában azonban a számítási módszer miatt éjszakai ET-t nem számít (még a kora éjszakai órákban sem). Ha ezt a kora éjszakai ET-t is figyelembe vesszük, a valóságos párolgás nagyobbak adódik a PM módszerrel számítottnál. Egy óvatos becsléssel élve a PM-féle értékeket 15%-al megnövelve már az új módszerrel számított ET értékekhez igen közeli eredményeket kapunk.

A vegetációs időszak végén a napi ciklusú ingadozás gyengülése miatt a különbségek a PM\_ET és az új módszerrel számolt értékek között relatíve nagyobbak lesznek.

A vízfolyásmenti zóna vízforgalmára kidolgozott új módszer ET értékei jelentősen, nagyságrenddel magasabbak, a qmax-módszer által számítottnál (III-7. ábra). A különbség oka a vízfolyásmenti zónában tározódó vízkészlet változásának figyelmen kívül hagyása az utóbbi módszer esetében.



III-7. ábra Havi átlagos napi ET értékek a lefolyás napi ritmusából számítva.

### III.2.5 Diszkusszió a lefolyás napi ingadozásán alapuló módszerhez

Ha a kapott eredményeket összehasonlítjuk más mérések eredményeivel, szem előtt kell tartanunk, hogy ezek a csapadékmentes időszakokban mért értékek havi átlagai. A qmax-módszer (0,16-0,67 mm/nap) által kapott eredmények nagyságrenddel alacsonyabbak, mint ugyanezen időszakban a vízfolyásmenti zóna vízkészletváltozását felhasználó új diurnális módszer 1,61-11,83 mm/napos párolgásértékei. A referenciaként használt PM-féle módszer 2,36-11,54 mm/nap-os, az új lefolyás alapú diurnális módszerhez hasonló értékeket számít.

A hidegvíz-völgyi vizsgálati területen ugyancsak a Vadkan-árok esetében a  $q_{max}$ -módszerrel a 2001-es vegetációs időszakra is a 2005-öshöz hasonló (0,11-0,69 mm/nap), a csapadékmentes időszakok kb. heti periódusaira vonatkozó, átlagos ET<sub>gw</sub> értékeket határoztunk meg (Kalicz et al. 2005).

Ugyancsak az ún.  $q_{max}$ -módszert alkalmazva 2005.07.06-07.-én, egy a Vadkan árok vízrendszerének napi dinamikáját feltáró expedíciós mérés adatainak felhasználásával, a vízfolyás mentén 0,63-1,25 mm/nap-os ET<sub>gw</sub> értékeket számítottunk (Gribovszki et al. 2007).

Kukléta (2007) a Vadkan-árok vízfolyás-menti területeire felállított vízháztartási mérlegéből, szezonális szinten (a telepített bukók lefolyási adataiból ld. III-4. ábra), kalkulált a 2006-os év vegetációs időszakára vonatkozó átlagos napi ET-értékeket: 0,48-2,39 mm/nap. Megjegyezzük, hogy a számításnál konstans háttérhozzamot feltételezett, ami nem biztos, hogy valós.

Tschinkel (1963) egy a potenciális kiürülési görbe és az aktuális napi átlagos vízjárás különbsége alapján ( $q_{max}$ -módszerhez hasonló eljárás) számított napi felbontással ET<sub>gw</sub>-t. A vizsgált terület a dél-kaliforniai San-Dimas-patak vízfolyás-menti zónája volt, amelyet egy elegyes égeres erdőtársulás uralt. Tschinkel (1963) 1952 és 1954 vegetációs időszakára 0,44 és 1,75 mm/napos terjedelemben számította az ET-t.

Reigner (1966) Észak-Kelet Pennsylvániában a Dilldown-patak vízfolyásmenti zónájára, az általunk  $q_{max}$ -módszernek nevezett eljárással, a vízfolyás vízjárásának napi ritmusát felhasználva, 1955 és 1956 vegetációs időszakában (júliusban és augusztusban) 0,31 és 1,93 mm közötti napi ET<sub>gw</sub>-t határozott meg. A vízfolyásmenti vegetáció juhar-tölgy dominanciájú keménylombos erdő volt, amelyben elegyben a fenyők is megtalálhatók voltak. Reigner (1966) a kalkulált ET adataihoz viszont megjegyzi, hogy ezen értékek jóval alatta maradtak a légköri jellemzők által számított potenciális ET-nek (amely átlagosan a vizsgált időszakban 3,81 mm/nap volt).

Zecharias és Brutsaert (1988) az Appalache-hegység platóján fekvő 19 db vízgyűjtő kiürülési (apadási) görbéi alapján, a lineális tározómodellt felhasználva, számítottak talajvíz ET-t. A vízgyűjtők egyike sem volt nagyobb 200 km<sup>2</sup>-nél és 75%-ban az ottani humid klímára jellemző erdőtársulásokkal fedettek voltak. A kapott átlagos napi ET értékek a 0,0068-0,3099 mm/nap-os tartományban szóródtak. A számított ET értékek a teljes vízgyűjtőterületre lettek vonatkoztatva. A valóságban viszont a hegy- és dombvidéki vízgyűjtők esetében a talajvizet elsősorban a vízfolyásmenti területek fogyasztják, amelyek általában, durván a teljes vízgyűjtő 5%-át teszik ki. Így újraszámítva az előbbi ET értékeket 0,14-6,2 mm/nap-os terjedelmet kapunk, amely már sokkal közelebb áll a realitásokhoz.

A Vadkan-árok vízhozam adatai alapján a Zecharias és Brutsaert (1988) által kifejlesztett módszert alkalmazva is számítottuk a vízfolyásmenti területek ET-ját. A 2005. év vegetációs időszakának száraz napjaira vonatkozóan 0,72-14,5 mm/nap terjedelemben 6,75 mm/nap átlagos értékkel kalkuláltuk az ET-t (Gribovszki et al. 2008b). Az adatokhoz megjegyizzük, hogy nem vethető direktben össze a vízfolyásmenti zóna vízforgalmán alapuló módszerekre vonatkozó eredményekkel, mert az értékelhető napok nem voltak azonosak. Ugyanevvel a módszerrel (az apadási görbék alapján) hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő két szomszédos részvízgyűjtőjének (a Farkas-, és a Vadkan-árok) a lefolyási adatait felhasználva 5,8 és 6,2 mm/nap értékkel határoztuk meg a talajvízből származó evapotranszpirációt a 2000-2005 évek vegetációs időszakainak száraz periódusaira (Kalicz et al. 2011).

Wittenberg és Sivapalan (1999) a Harris-folyó délnyugat Ausztráliában fekvő 384 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőjén számítottak a lefolyási adatokból ET-t, a nemlineáris tározómodellt felhasználva. A területet borító vegetáció őshonos eukaliptusz (*Eucalyptus marginata*) erdő volt, amely képes igen nagy, akár 35 m-es mélységben húzódó talajvízkészletet (a vizsgált

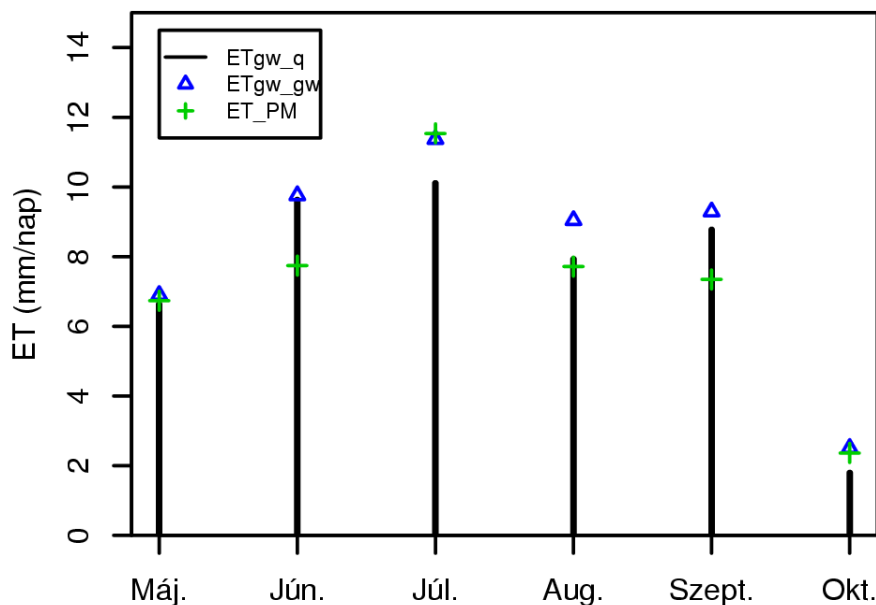
vízgyűjtőben a talajvízszint a felszint alatt kb. 10 m-es nagyságrendű mélységben húzódik) is felhasználni. Az 1984-es év vegetációs időszakában számításai alapján a talajvízből származó ET 0,03-0,26 mm/nap-os tartományban változott. A számítás itt is a teljes vízgyűjtőre vonatkoztatva történt, de a nagy mélységből a vizet felszívni képes erdőállományok jelenléte miatt az előző durva korrekciós (vízfolyásmenti területek 5%-os területfoglalása) számítás végrehajtása (a vízfolyásmenti zónára való vonatkoztatás céljából) bizonytalan lenne, így azt nem tesszük meg.

Boronina et al. (2005) a ciprusi 300 km<sup>2</sup>-es Kouris-vízgyűjtő vízfolyásának lefolyási adatait felhasználva számította, a qmax-módszer egy egyszerűsített változata alapján, a vízfolyásmenti területek talajvízből származó ET-ját. Az általa meghatározott ET adatok a 2001-es év vegetációs idejének végére érvényesek, a vízfolyásmenti zónára vonatkoztatva 0,9-4,3 mm/nap-os értékkel. A vízfolyásmenti vegetáció nyár (*Populus nigra*), platán (*Platanus orientalis*) és éger (*Alnus orientalis*) fajokból állt.

Az előbbi irodalmi adatok szerint a vízhozamok alapján számított ET értékek általában alacsonyabbak az általunk a vízfolyásmenti zóna vízforgalma alapján meghatározott ET értékeknél, és közelebb állnak az ún. qmax-módszer alapján meghatározott ET értékekhez. Viszont ezen számítások sokszor a teljes vízgyűjtőt tételezik fel aktív felületként a talajvíz evapotranszpiráció szempontjából, másrészt a vízfolyásmenti területek vízkészletváltozása legtöbbször nem szerepel a módszerekben. A vízfolyásmenti zóna vízmérlegét felhasználó módszerek mellett szól egyes szerzők, pl. Reigner (1966) korábban említett azon megállapítása is, hogy a vízhozamok alapján meghatározott talajvíz ET sokkal alatta marad a területre más módszerekkel számított potenciális ET-nak. A vízfolyásmenti zóna vízmérlegével dolgozó módszer helyessége mellett szól az is, hogy a növényállományok vízfogyasztásának számítására általában referenciamódszerként használt Penman-Montieth-módszerhez nagyon hasonló értékeket ad.

Gribovszki et al. (2008) a talajvíz napi ciklusú ingadozása alapján határozott meg talajvíz ET-t a Hidegvíz-völgy központi vízfolyásának völgytalpán egy középkorú égeres állományban ugyancsak a 2005-ös évben. A talajvíz napi fluktuációja alapján meghatározott ET<sub>gw</sub> értékek a vegetációs időszak átlagukban (8,22 mm/nap) nagyon közeli értéket adnak a lefolyás napi ingadozásán alapuló módszerrel számított talajvíz ET-hez (8,13 mm/nap). Hasonló mondható el a havi átlagértékekre is, amelyet III-8. ábra mutat. A számításoknál azonos napokat (összesen 80 napot) vettünk figyelembe. A napi ciklusú ingadozást alapul vevő új módszerek napon belüli értékeinek korrelációja magas (0,89-0,96), futásuk hasonló. Igaz ez annak ellenére is, hogy a vizsgált völgytalpi területek kitétsége kissé eltérő. A vízhozamok alapján talajvíz ET-t számító módszer napon belüli futása talán kissé simítottabb. Ez a kisimultság abból adódhat, hogy a vízhozamokban a vízgyűjtőszintű összegzett hatások nyilvánulnak meg. Az új módszerekkel számolt ET<sub>gw</sub> értékek késése a mindkét esetben referenciamódszerként használt PM-módszerhez képest is hasonló (60-120 perc).

dc\_1929\_21



III-8. ábra A vízhozamok és a talajvíz napi fluktuációja alapján, valamint a PM módszerrel számolt havi átlagos ET értékek. Jelmagyarázat:  $ET_{gw\_q}$ , a vízhozamok napi ritmusán alapuló és a vízfolyás-menti zóna vízmérlegét felhasználó új módszer;  $ET_{gw\_gw}$ , a talajvízszintek napi ritmusán alapuló és a vízfolyás-menti zóna vízmérlegét felhasználó új módszer;  $ET_{PM}$ , Penman-Monteith módszer.

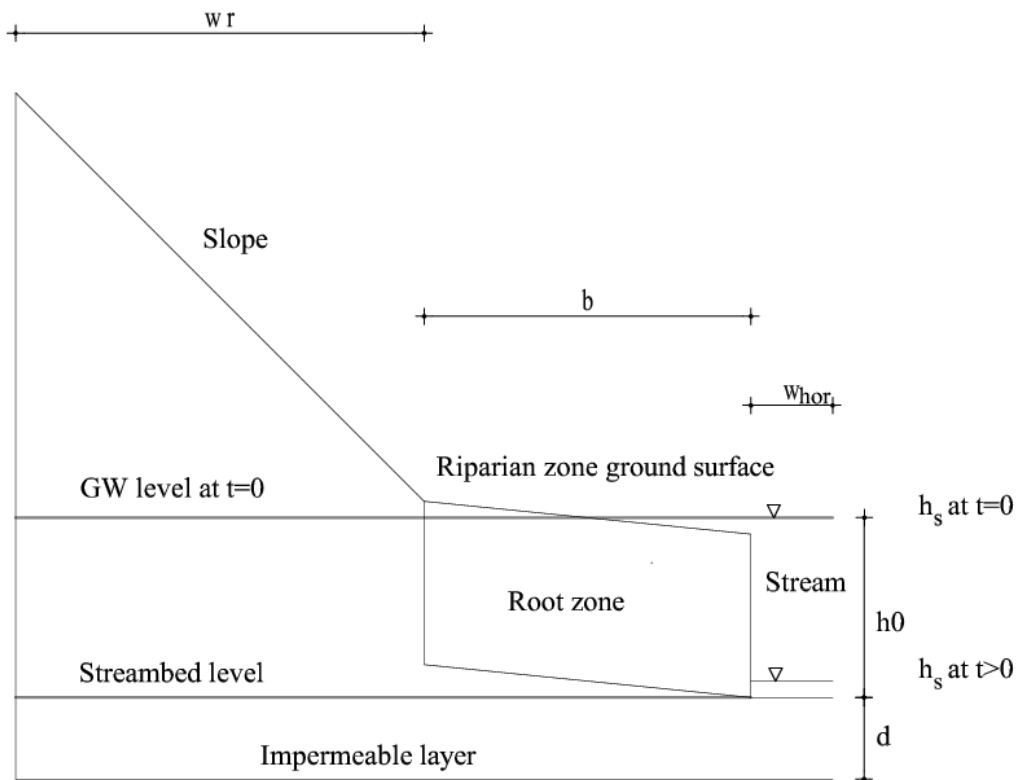
### III.2.6 A lefolyás napi ingadozásán alapuló módszer tesztelése numerikus modellel

A vízfolyásmenti vegetáció (elsősorban erdők) párolgásának becslésére Gribovszki et al. (2010b) által kifejlesztett eljárást, amely a vízfolyások vízhozamának napi ingadozásán alapul, eddig megbízhatóan csak a hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő lefolyási adatain tudtuk tesztelni. Kiegészítésképpen megjegyzem, hogy több USA-ban található vízgyűjtő lefolyásadatain is próbáltuk a lefolyás napi ingadozásán alapuló módszert tesztelni, de a mérési adatok tér és időbeli felbontásának nem megfelelő volta miatt általában nem jártunk sikerrel. Talán a legjobb eredményeket egy Idaho állambeli kísérleti vízgyűjtő adataival értük el (Gribovszki et al. 2012), azonban ott is a zajos mérések meglehetősen pontatlanná tették az éjszakai regressziós kapcsolatot.

Az előbbieket szerint sajnos a módszerhez szükséges nagy időbeli felbontású, pontos vízhozammérések csak igen kis számban fellelhetők és ezek hozzáférhetősége is kérdéses. A vízfolyásmenti zóna vízforgalmának numerikus modellezése azonban lehetőséget nyújt szintetikus vízhozam idősorok előállítására. A vizsgálat során a Hidegvíz-völgy vadkan-árokai vízgyűjtőjének, mint mintavízgyűjtőnek egy átlagos keresztmetszvényében 2D numerikus modellezést végeztünk FlexPDE végeses elemes szoftverrel (III-9. ábra).



dc\_1929\_21



III-9. ábra A numerikus modellben felépített sematikus keresztmetsvény. A bal oldalon a vízgyűjtőhatárt jelképező no-flow (vízzáró határ) feltételezéssel élünk ( $w_r$  távolságra a vízfolyásmenti zóna szélétől). A patak ( $h_s$  a patak vízállása) a vízfolyásmenti zóna víztartójának jobb oldalán található. Az  $x_0, y_0$  ( $x=0, y=0$ ) koordinátákat a modellben a jobb oldalon vettük fel a vízfolyásmeder szintjén.

A modell vezérlő egyenleteként a Richards egyenletet használtuk a telített és telítetlen zónát együtt kezelve (Lam et al., 1987, Szilágyi et al. 2008) a következő formában (III-13. egyenlet)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K(\Psi) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K(\Psi) \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + s = m \cdot \gamma_w \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (III-13)$$

Ahol,  $K$  [ $L \cdot T^{-1}$ ] a hidraulikus vezetőképesség (a pórusnyomás magasság függvénye,  $\psi$ );  $h$  [ $L$ ] a hidraulikus nyomómagasság;  $m$  a víztartóképességi görbe meredeksége, ami térfogatváltozást jelképez a telített zónában;  $s$  a nyelő tag, ami most az ET-t jelenti [ $L \cdot T^{-1}$ ] a modellben;  $\gamma_w$  a víz térfogatsúlya;  $x, y$  [ $L$ ] a horizontális, vertikális koordináták és  $t$  [ $T$ ] az idő.

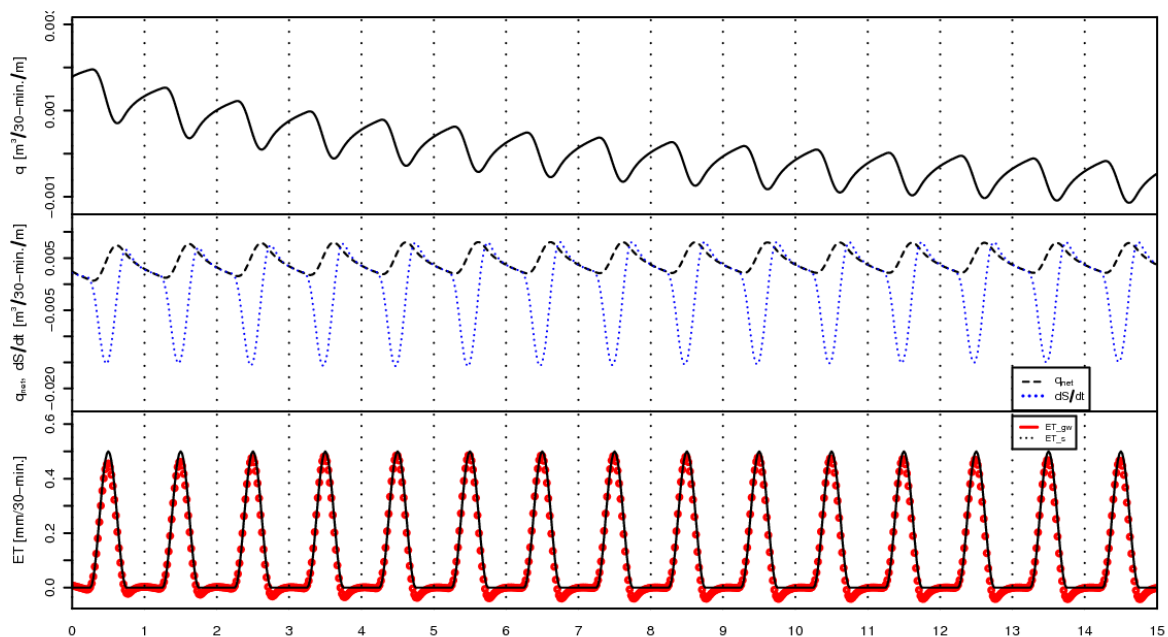
A modellparamétereket (geometria, párolgás és talajfizikai paraméterek) egy kezdeti értékhez képest szisztematikusan változtattuk és vizsgáltuk a beadott párolgási idősor ( $\sin^2$  függvénnyel közelítve, éjszakai zérus párolgással, 6 mm/nap átlagos párolgási értékkel) visszanyerhetőségét.

Az eredmények alapján a kimunkált módszer ún. sekély víztartók esetén alkalmas a becslésre. A vízfolyás menti zóna lényeges (10% fölötti) meredeksége jelentősebb eltéréseket is okozhat a párolgásbecslésben, annak akár közel vízszintes volta azonban csak kis mértékben módosítja az eredményeket. Erősen befolyásolja a módszer eredményeit a vízfolyásmenti zóna keskeny volta, ugyanakkor a jelentősebb szélessége nincs ilyen mértékű hatással a számításra. A vízfolyásmenti zónán kívüli terep meredeksége ugyancsak nem bír meghatározó befolyással

a módszerre. A vízfolyásmeder szélességének növelése, mintegy 4m-es szélességnél már erősen befolyásol, így az új módszer csak kisvízfolyások felső szakaszain alkalmazható. Ugyancsak kis befolyással bír a párolgás értékének (akár nagyságrendjének) változtatása a becslésre.

A leginkább befolyásolják a módszer eredményeit a talajfizikai paraméterek. A vízfolyásmenti zóna környezetében kialakuló áramkép és a módszer hipotetikus áramképének megfelelősége a gyökérvonalban sandy clay loam fizikai féleségű talajok esetében nyújt pontos eredményt (III-10. ábra). Az alacsony vízvezetőképességű (pl. agyag, iszap) víztartó esetében a vízfolyásmenti zóna alatt egy jelentős depressziós tölcser alakul ki, itt a módszer alulbecsli a párolgást. A homokos, durvább szövetű talajoknál pedig a gyökérvonalban az áramlási vonalak nem válnak függőlegessé, hanem közel vízszintesek maradnak (mivel a szükséges vízigény szinte mindig kielégíthető az utánpótlódással), így a módszer felülbecsül. Ez utóbbi esetekben nem teljesül a módszer egy-egy alapfeltételezése, tehát korrekcióra szorul. A modellben beadott és az új módszerrel kapott párolgási értékek lineáris korrelációja igen magas ( $R=0,98-1,00$ ), így a korrekció egy talajtípustól függő konstans szorzó bevezetésével megtehető.

Az alkalmazott, homogénnek feltételezett szivárgási tényezők modellben értelmezett több nagyságrendi változása és a valóságban mérhető vízgyűjtőszintű értékek azonban nincsenek összhangban. A numerikus modellben a valóságban szereplő makropórusok, jobb vízvezetőképességű vetők nagyobb szivárgási tényezői nem voltak figyelembe véve. Az előbbieket szerint a modellben feltételezettnél egy jóval szűkebb tartományban változhatnak a szivárgási tényezők, aminek következtében a kidolgozott eljárás korrekció nélkül is megfelelően működhet.



III-10. ábra A lefolyás napi ingadozása alapján talajvíz ET-t becsülő módszer bemutatása szintetikus adatokon (vályogos szövetű talajnál). Felső ábra:  $q$  a modellezett talajvíz kibocsátás, mint alapvízhozam; Középső ábra:  $q_{net}$  a becsült talajvízútánpótlódás,  $dSr/dt$  a becsült talajvízkészlet változás a vízfolyásmenti zóna 1 m-es szakaszán; Alsó ábra:  $ET_{gw}$  az új módszer által becsült talajvízpárolgás,  $ET_s$  a modellbe beadott ET ráta. A vízszintes tengelyen az idő napokban jelölt.

### III.3 Következtetések a lefolyás napi ingadozása alapján kidolgozott módszerrel kapcsolatban

Az ebben a fejezetben bemutatott ET<sub>gw</sub> számítási módszer a talajvíz napi ciklusú változásán alapuló White-féle módszer (White 1932) Gribovszki et al. (2008) és Loheide et al. (2008) által javított változatának vízhozam adatok alapján dolgozó továbbfejlesztése. Az új módszer a kisvízfolyások vízjárásának napi periódusú, vegetációs időszakos ingadozását veszi alapul és ebből számítja napi vagy az adatgyűjtés gyakorisága szerint nagyobb gyakoriságú (pl. 30 perces) felbontással talajvíz ET-t. Az ET<sub>gw</sub> számításához egy nagy gyakorisággal (1-2 perc) észlelt, a vízjárást pontosan (mm-felbontással) követő vízállásregisztráló által mért adatok szükségesek.

Az ET<sub>gw</sub> meghatározásához az új, a vízfolyásmenti zóna vízforgalmán alapuló módszer, a nagy felbontású vízállás adatok mellett a vízfolyásmenti zóna főbb geometriai jellemzőinek ismeretét igényli (hossz és szélesség). Nem szükséges viszont a módszer használatához sem az Sy fajlagos hozam, sem a szivárgási tényező vízgyűjtőszintű értékének meghatározása.

Az új módszer a korábbi, a vízhozamokban jelentkező napi periódusú ingadozás alapján talajvíz ET-t számító módszereknél közel egy nagyságrenddel nagyobb ET<sub>gw</sub> értékeket számít. Ezen új lefolyás napi ingadozásán alapuló módszerrel számított ET<sub>gw</sub> értékek viszont nagyon közeliek a meteorológiai jellemzők segítségével számítható ET értékekhez.

A módszer numerikus modellel való tesztelése során megállapítást nyert, hogy a vízfolyásmenti zóna néhány m-esre keskenyedése, jelentősebb meredeksége, valamint a vízfolyás medrének jelentősebb szélessége teszi bizonytalanná a módszert. A talajfizikai jellemzők (elsősorban a szivárgási tényezők) több nagyságrendi változtatása szintén jelentősen befolyásolhatja a módszert. A modellbe beadott és a szintetikus lefolyási adatok alapján az új módszerrel meghatározott párolgási értékek lineáris korrelációja azonban igen magas, így a korrekció szükség esetén egy pl. talajtípustól függő konstans szorzó bevezetésével megtehető.

## IV. A talajnedvesség napi ingadozásán alapuló ET becslő eljárás

### IV.1 Összefoglaló

A fejezet a talajnedvesség napi ingadozásán alapuló új módszert és annak tesztelését ismerteti. Az új metódus a talajvíz napi ingadozásán alapuló Gribovszki et al. (2008) módszer talajnedvesség adatokra való adaptálásával jött létre. A talajnedvesség napi ingadozásán alapuló módszer előnye a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszerhez képest, hogy nem igényli az  $S_y$  értékének ismeretét. Másrészt viszont az eljárás hátránya, hogy az egész háromfázisú zóna talajnedvesség-készletét a talajvíztükör fölött nagy gyakorisággal és megbízhatóan kell mérni és ez meglehetősen drága műszert igényel. Az új módszert a Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének 2013-as évre vonatkozó hidrometeorológiai adatain sikeresen teszteltem. Mind napon belüli, mind napi felbontásban jól összeváltak a kalkulált értékek a referenciamódszerként használt Penman-Monteith-módszerrel számolt ET-val. A korábbi tradicionális metódussal és a White (1932) módszer talajnedvességre adaptálásával becsült ET értékek viszont jelentősen alatta maradtak az új módszerrel számított ET-nak. A különbség oka a korábbi módszerek nem megfelelő utánpótlódás becslése miatt jelentkezett. A kidolgozott módszer elsősorban a talajvíz feláramlási zónákban, hasznosítható és itt jelentősen pontosíthatja a talajnedvesség-mérésen alapuló ET becslést.

*Kulcsszavak:* evapotranszspiráció, talajnedvesség, napi ingadozás, feláramlási zóna

### IV.2 A talajnedvességben az ET indukálta napi ingadozás

Felszínközeli talajvízű területeken a párolgás (általában a növények transzspirációja) nemcsak a talajvízben, de a vadózus zóna talajnedvességében is jellegzetes napi ingadozást indukál. Haise and Kelley (1950) a talajnedvesség profilban jelentkező jellegzetes napi ingadozást először írták le tudományos igényvel tenziométeres kísérleteikhez kapcsolatan Arizónában. Ez a jellegzetes szinuszhullámhoz hasonló ciklus leginkább talajvíz feláramlási zónákban jellemző felszínközeli talajvízű területeken (Gribovszki et al. 2010a, Móricz et al. 2012).

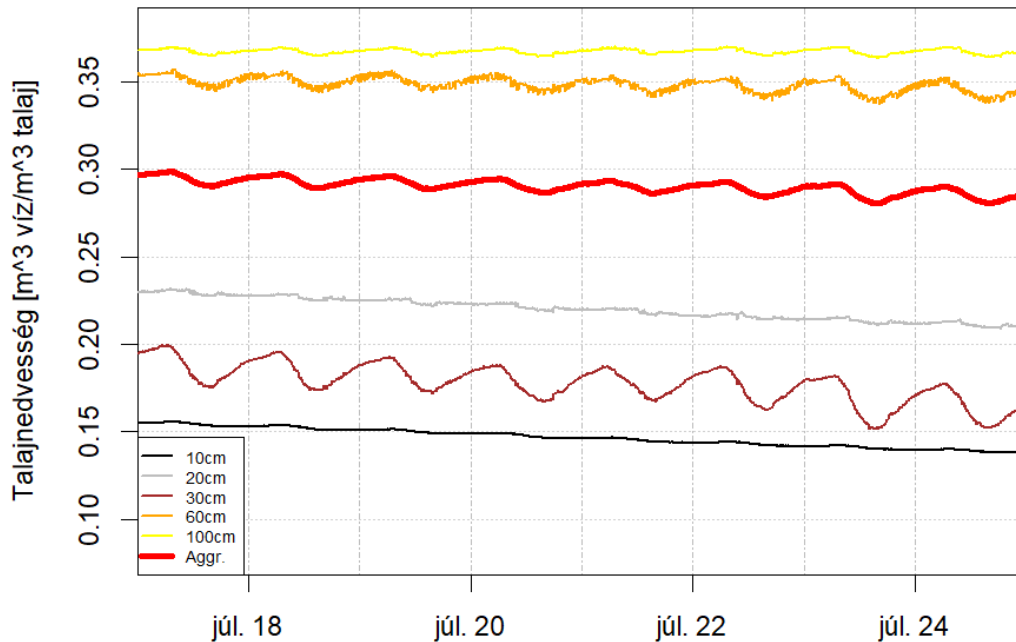
A napi ingadozás okozója a vegetációs időszakban a talajnedvesség esetében az evapotranszspiráció, amely elsősorban a sugárzás és a relatív páratartalom által befolyásolt. A talajnedvességben jelentkező szignál alakja, hasonlóan a talajvíz és a lefolyás napi ingadozásához, kora reggeli maximummal és késő délutáni minimummal jellemezhető (*IV-1. ábra*), de a görbe lefutása általában meredekebb és kevésbé simított, mint a talajvízben jelentkező hullámzás esetében (*I-5. ábra*).

Nachabe (2005) a talajvízre kidolgozott White (1932) módszert adaptálta talajnedvesség adatokra az ET meghatározása céljából, eliminálva így az  $S_y$  paramétert. Gribovszki (2014) a Gribovszki et al (2008) által napon belüli utánpótlódással dolgozó empirikus technikát a talajnedvesség adatokra alkalmazva dolgozott ki új eljárást az ET becslésére. Az eljárást a Penman-Monteit-féle referencia ET meghatározási módszerrel Gribovszki (2018b) validálta. Az új ET becslő eljárást Gribovszki (2018b) összevetette a Nachabe (2005) által kidolgozott White (1932) alapú metódussal (ami konstans utánpótlódással számol) és a tradicionális (Dingman 2002) talajnedvesség alapú ET meghatározási módszerrel is (ami nem számol utánpótlódással).

Érdemes megjegyezni, hogy míg a talajvíz és a vízhozam napi ingadozásával dolgozó módszerek talajvíz evapotranszspirációt (ET<sub>gw</sub>) számítanak, addig a talajnedvesség napi

dc\_1929\_21

ingadozásán alapuló módszer a teljes ET értéket megadja (amennyiben a teljes talajnedvesség profil mintázva van a felszíntől egészen a talajvízszintig), bár az ET<sub>gw</sub> és az ET között a felszínközeli talajvízű területeken nem jelentős a különbség.



IV-1. ábra Evapotranszpiráció indukálta napi ingadozás a talajnedvességben

### IV.3 A talajnedvesség napi ingadozásával dolgozó metódus ismertetése

#### IV.3.1 Elméleti megfontolások

Az ET meghatározás alapja a talajnedvesség profilra felírt vízháztartási egyenlet:

$$\frac{dS_{sm}}{dt} = \frac{d\theta_r}{dt} = Q_i - Q_o - ET = Q_{net\_sm} - ET \quad (IV-1)$$

Ahol,  $S_{sm}$  ( $L^3/L^2$ ) egységnyi területen a vadózus zónában tározott vízmennyiség, ami a teljes talajprofil aggregált talajnedvességével  $\theta_r$  azonos, a vadózus zónába beérkező  $Q_i$  és onnan távozó  $Q_o$  vízárámok ( $L^3/T/L^2$ ),  $Q_{net\_sm} = Q_i - Q_o$  a nettó utánpótlódás ( $L^3/T/L^2$ ) és ET az evapotranszpiráció ( $L^3/T/L^2$ ).

A sekély talajvízű területek, így tipikusan a vízfolyásmenti zónák, talajnedvesség készlete (amelyből a növényzet is elsősorban táplálkozik) szorosan összefügg a talajvíztérrel. Csapadékmentes időszakokban a ET által felhasznált talajnedvesség így a talajvízkészletből tud utánpótlódni ezeken a területeken. Az ET által indukált talajnedvesség napi ingadozásában a készletfelhasználás és utánpótlódás játéka jelenik meg (IV-1. egyenlet). A talajnedvesség-ingadozás szélsőséges értékeinél (napi maximum és minimum) rövid ideig a készletváltozás közel zérusnak vehető  $dS_{sm}/dt = 0$ , így az utánpótlódás ( $Q_{net\_sm}$ ) és a vízfelhasználás (ET) egyensúlyban van. A hullámszár emelkedő ágán a készlet nő ( $dS_{sm}/dt > 0$ ), vagyis az utánpótlódás meghaladja a vízfelhasználást ( $Q_{net\_sm} > ET$ ), míg a süllyedő ágon a készlet csökken ( $dS_{sm}/dt < 0$ ), vagyis a vízfelvitel nagyobb, mint a talajnedvesség utánpótlódása ( $Q_{net\_sm} < ET$ ). Az ET értéke akkor a legnagyobb a nap

során, amikor a talajnedvesség görbéje az apadó ágon a legmeredekebb (általában a besugárzási maximum környékén). Viszont az ET értéke általában nem akkor a legkisebb, amikor a talajnedvesség ingadozás emelkedő ága a legmeredekebb, hanem inkább hajnalban, mikor a telítési hiány (VPD) a napi minimumánál van. A talajnedvességkészlet minimális értéke időpontjában a legerősebb a kényszer (legnagyobb a hidraulikus gradiens) annak mélyebbről történő utánptótlódására, vagyis ekkor szállítható a legtöbb víz a talajvíztérből a vadózus zónába (ilyenkor a legnagyobb az utánptótlódás lehetősége).

A következőkben tekintsük át az összehasonlításra felhasznált talajnedvességkészlet alapján ET-t becsülő eljárásokat és az új eljárás számítási módszerét.

#### IV.3.2 Tradicionális módszer

Klasszikus módon a talajnedvesség adatok alapján napi lépésközzel számítjuk az evapotranszpirációt ( $ET_{\text{trad}}$ ) a két egymást követő nap talajnedvesség-profil különbségéből (Dingman 2002) a fenti *IV-1. egyenlet* átrendezésével, abból az utánptótlódást elhagyva.

$$ET_{\text{trad}} = \frac{d\theta_T}{dt_{\text{daily}}} = \theta_{T(j)} - \theta_{T(j-1)} \quad (IV-2)$$

Ahol,  $\theta_{T(j)}$  a talajnedvesség a  $j$ -edik napon és  $\theta_{T(j-1)}$  a  $(j-1)$ -edik napon. A fenti *IV-2. egyenlet* szerinti utánptótlódás olyan esetekben lehet indokolt, ahol a talajvíz olyan mélyen van, hogy abból nem lehetséges növényi vízfelvétel.

#### IV.3.3 Tradicionális napi ingadozáson alapuló eljárás (White-módszer)

Nachabe (2005) a talajnedvességre adaptálta White (1932) talajvíz napi ingadozásán alapuló ET módszerét, kiküszöbölve ezzel a problémás  $Sy$  paraméter meghatározását. White (1932) alapfeltételezését követve a késő éjszakai időszak, amikor az ET általában elhanyagolható mértékű, lett felhasználva a nettó utánptótlódás becslésére. Ebben az időszakban a napi ingadozást mutató görbe növekedési mértéke ( $Q_{\text{netmin\_sm}}$  [ $L^3/T/L^2$ ]) arányos a késő éjszakai utánptótlódással. A késő éjszakai adatokon alapuló utánptótlódás (általában órás átlag) lett kiterjesztve egész napra jellemző értéként az eljárásban. Az ET meghatározásához az egész 24 órás periódusra figyelembe vett éjszakai utánptótlódás még korrigálva lett az adott napra jellemző talajnedvesség-készletváltozással ( $d\theta_T/dt_{\text{daily}}$  [ $m^3/s/m^2$ ]). A korrekció azért szükséges mivel kevésbé valószínű, hogy a talajnedvesség-készlet ugyanarra a szintre térjen vissza 24 óra elteltével. Érdeemes megjegyezni, hogy kizárólag ez utóbbi készletváltozás adja az alapját a tradicionális ET számítási módszernek ( $ET_{\text{trad}}$ ). Az előbbieket szerint a White-módszer adaptálását a talajnedvességre tehát a következő egyenlet mutatja.

$$ET_{\text{white\_sm}} = 24 \cdot Q_{\text{netmin\_sm}} + \frac{d\theta_T}{dt_{\text{daily}}} \quad (IV-3)$$

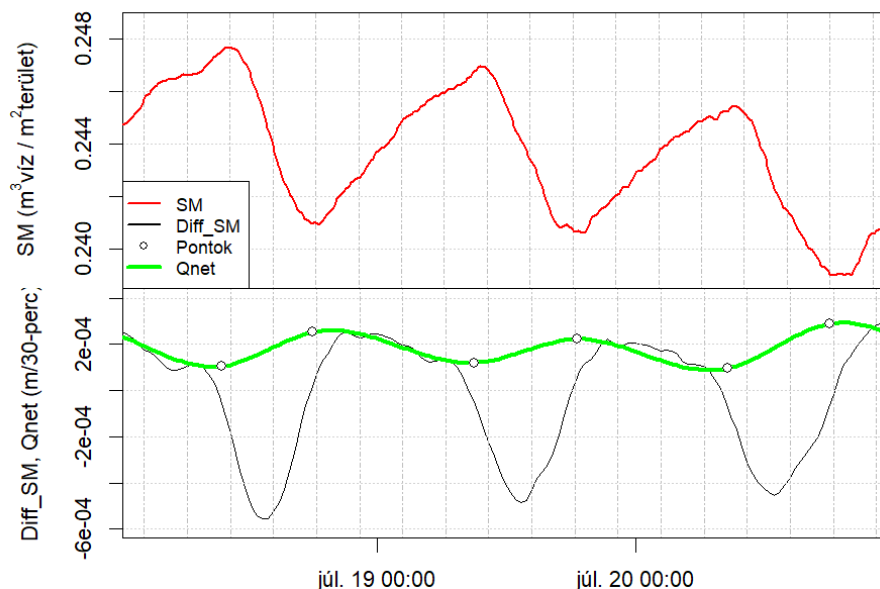
Az utánptótlódás, mint konstans jelenik meg a *IV-3. egyenletben* és ez a fluxus ( $Q_{\text{netmin\_sm}}$ ), mivel a közel legmagasabb talajnedvesség (tehát legkisebb hidraulikus gradiens) időszakában lett számítva, a napon belül a legkisebb utánptótlódáshoz közeli érték.

## IV.3.4 A napon belül változó utánpótlódást figyelembe vevő, új módszer

A Gribovszki et al. (2008) eljárás talajnedvességre történő adaptálásával a napon belül változó utánpótlódás is figyelembe vehető (Gribovszki 2014). Az ET meghatározás lépései az új módszer alapján a következők (IV-2. ábra). Elsőként a talajnedvesség profil idősorát kell idő szerint differenciálni (általában félórás, órás felbontás megfelelő), hogy a készletváltozás mértékét ( $d\theta_T/dt$ ) megkapjuk. A differenciált idősor jelképezi az utánpótlódás és a vízfelvétel különbségét a talajprofilban. Késő éjszaka, mikor az ET közel zérus, az utánpótlódás az egyszerűsített vízmérleg egyenlet alapján kalkulálható:

$$\frac{d\theta_T}{dt} = Q_{\text{net\_sm}} \quad (IV-4)$$

Azért, hogy az utánpótlódás napon belüli változását figyelembe tudjuk venni, a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott eljárás empirikus almodszereit tudjuk legegyszerűbben felhasználni, amely karakterisztikus pontok alapján dolgozik (Gribovszki 2014). Az utánpótlódás maximális értékét a legnagyobb differenciális változással vehetjük közel azonosnak ( $Q_{\text{netmax\_sm}} = \max(d\theta_T/dt)$ ), míg a minimum a készletváltozás késő éjszakai átlagos értékéből becsülhető ( $Q_{\text{netmin\_sm}} = \text{mean}(\theta_{T_{\text{predawn}}}/dt)$ ). Az utóbbi esetben az átlagolás azért szükséges, mert a relatíve kis készletváltozások hajnali időszakában a zajos adatsor differenciálása miatt megjelenő hibák jelentős mértékűt érhetnek el. A kapott jellemző utánpótlódásokat aztán azokra az időpontokra kell elhelyezni, ahol a talajnedvesség napi szélsőértékei jeleznek ( $Q_{\text{netmax\_sm}}$  a napi minimális talajnedvesség idejére, míg a  $Q_{\text{netmin\_sm}}$  a maximális talajnedvesség idejére). Ezt követi a  $Q_{\text{net\_sm}}$  értékek interpolációja (spline vagy zajos idősoránál lineáris) a karakterisztikus pontok között, hogy a további számítások időlépcsőjéhez megfelelő adatsűrűséget kapjunk (IV-2. ábra).



IV-2. ábra A talajnedvesség napi ingadozásán alapuló új módszer elve (talajnedvesség [SM], karakterisztikus pontok [Pontok], utánpótlódás [Qnet], talajnedvesség változás [Diff\_SM]).

Az ET számításához az előbbiek alapján meghatározott, napon belül változó utánpótlásból ki kell vonni a talajnedvességkészlet-változás mértékét a *IV-1. egyenletet* átrendezve.

$$ET = Q_{net\_sm} - \frac{d\theta_T}{dt} \quad (IV-5)$$

Megjegyzendő, hogy a talajnedvesség napi ingadozásán alapuló módszer esetében a talajvízre Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott eljárás hidraulikus almódszerét is lehetett volna adaptálni, de itt a telítetlen zóna változó szivárgási tényezőinek figyelembevétele az eljárást nagyon megbonyolította volna. Másik alternatívaként a lefolyásra Gribovszki et al. (2010b) által kidolgozott módszer adaptálása jöhetett volna szóba, de a talajnedvesség, lefolyáshoz és talajvízhez képest, sokkal zajosabb időszora (*F-26. ábra*) ennek a módszernek az alkalmazását nem tette lehetővé.

#### IV.4 A módszer tesztelése terepi adatokon

Az új eljárást a Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjében teszteltük egy vízfolyásmenti területen, sekély talajvízű környezetben elhelyezett talajnedvességprofil-mérő adatait felhasználva.

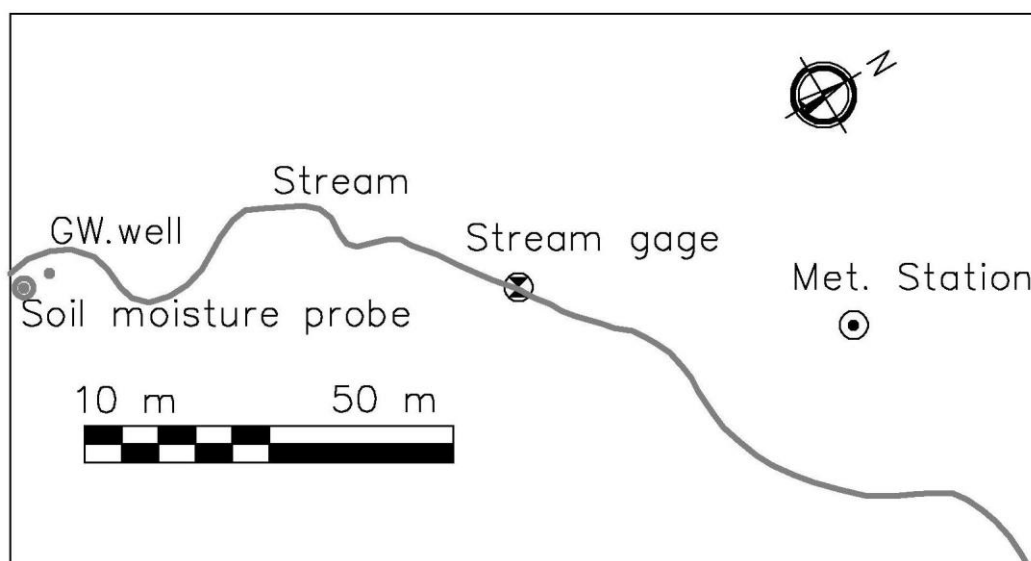
A kísérleti parcella egy völgytalpi területen, feláramlási zónában helyezkedett el. A talajnedvesség-profil fizikai paraméterei a következők:

- vályogos homok szövet,
- szivárgási tényező  $k=0,18$  m/d,
- telítettségi víztartalom  $\theta_{sat}=0,51$ ,
- szántóföldi vízkapacitás 0,33 bárnál  $\theta_{fc}=0,28$ .

A kísérleti parcella mézgás éger (*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.) dominanciájú ligeterdő,

- amelynek átlagmagassága 15 m,
- átlagos mellmagassági (1,3 m magasan) átmérője 13 cm,
- levélfelületi indexe a vegetációs időszakban megközelítően  $LAI=7$ .

Az egész vizsgálati terület részletes bemutatása a Gribovszki et al. (2006) és a Csáfordi et al. (2012) publikációkban található meg.



IV-3. ábra A talajnedvességmérő (*Soil moisture probe*) elhelyezkedése a hidegvíz-völgyi vízgyűjtő (ld. II-4. ábra) kifolyási szelvényében.



#### IV.4.1 Talajnedvesség és talajvízadatok

6 talajnedvesség mérő szenzort telepítettünk egy profilográfban 10, 20, 30, 40, 60 és 100 cm-re a talajfelszín alatt a vízfolyásmenti zónában (IV-3. ábra). A szenzorok kapacitív elven térfogatos víztartalmat mértek a légszáraztól a telített tartományig  $\pm 0,06 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es pontossággal. A talajnedvességmérés 10 perces gyakoriságú volt.

A talajnedvesség-mérés mellett egy talajvízikutat is telepítettünk (IV-3. ábra), hogy a talajvízszint-ingadozásokat is követni tudjuk. A talajvízszint a vizsgált periódus csapadékmentes időszakokban jellemzően 0,8 és 1,1 között volt. Ezen mélység és a talajtípus alapján Shah et al. (2007) szerint valószínűsíthető, hogy szinte a teljes telítetlen zóna közvetlenül kapcsolatban van a talajvíztérrel, így az ET<sub>gw</sub> közel azonosnak vehető a teljes ET-vel.

Az egyes mélységekben mért talajnedvességekből a teljes telítetlen zónára vonatkozó teljes vagy aggregált talajnedvességet a következő egyenlet szerint képeztük:

$$\theta_T = \int_0^{z_0} \theta dz \quad (IV-6)$$

Ahol, a  $\theta_T$  a teljes vagy aggregált talajnedvesség (m),  $z$  a mélység a felszín alatt (m) és  $\theta$  a víztartalom az egyes mélységekben ( $\text{m}^3$  víz  $\text{m}^3$  talajban). A  $z_0$  értékének a számításokban 1,2 m-t vettünk fel, mivel ez alá az érték alá sohasem süllyedt a talajvízszint a vizsgálati időszakban.

Az elemzéshez 2013 vegetációs periódusából csapadékmentes időszakokat (összesen 89 napot) választottunk ki. Csapadékmentesnek tekintettük a 3 mm alatti csapadékösszegű napokat, mivel az ilyen nagyságú csapadékokat a lombkorona és az avar teljes egészében visszatartja, így nem okoz különösebb talajnedvesség-utánpótlódást felülről, ami zavarhatná a módszer működését.

Az ET talajnedvesség napi ingadozásán alakuló becsléséhez a pontos, nagy időbeli felbontású mérés lényeges. A nyers idősor a talajnedvesség esetében azonban sokszor zajosabb, mint pl. a talajvíz esetében (F-26. ábra), így célszerű a gyakoribb mérés és a mért adatsoron a differenciálás előtt egy simítás elvégzése, hogy a hibákat csökkentsük. Figyelnünk kell azonban a simítás mértékére, nehogy az alkalmazott alulvágó szűrő elsimítsa vagy tompítsa magát a jellemző napi ingadozást is.

#### IV.4.2 Referencia ET számítása

Az ET értékekhez összehasonlításként a Penman-Monteith egyenlettel számítottunk referencia ET-t (Allen et al., 1998) hasonlóan a talajvíz és a lefolyási adatok napi ingadozásán alapuló módszerekhez. A számítás alapjai a korábban leírtakhoz általában hasonlóak, így itt ezekre nem térek ki.

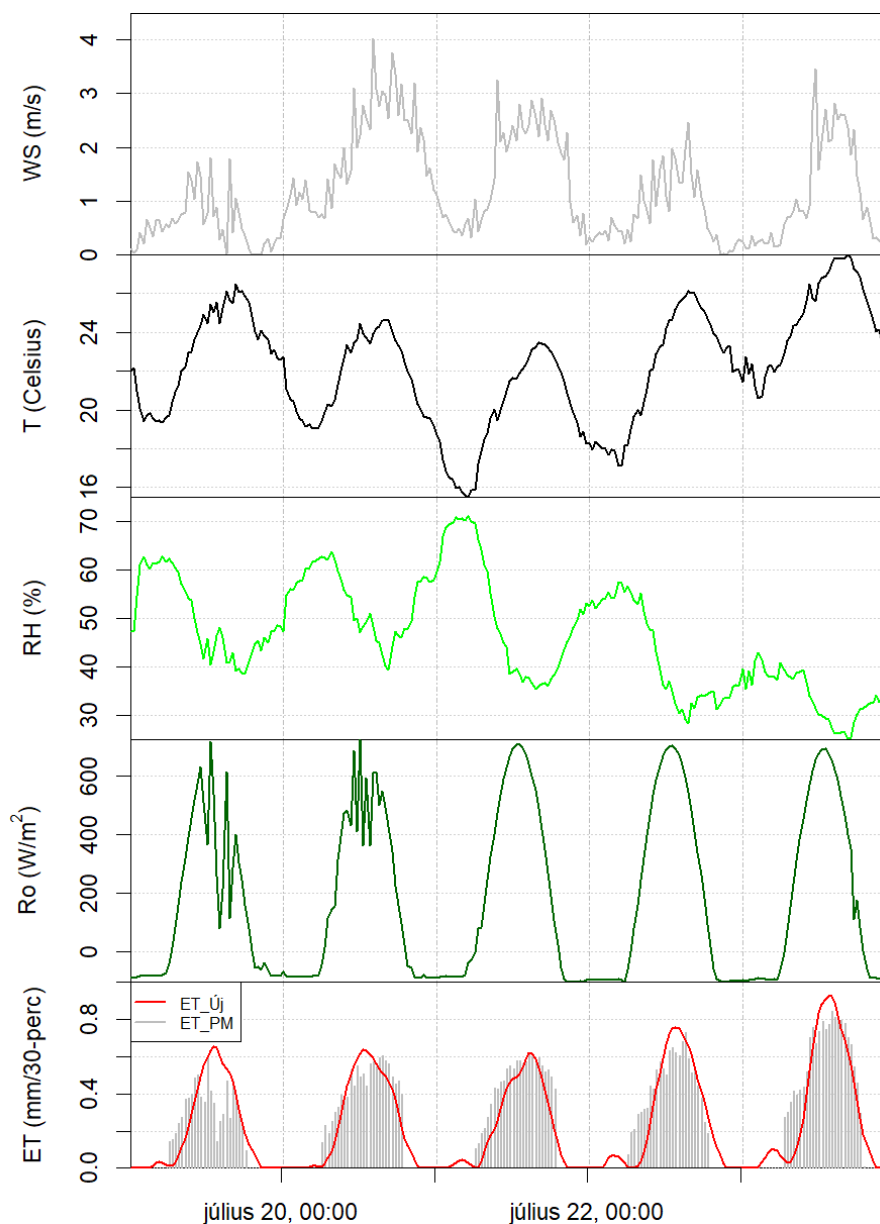
A Penman-Monteith módszerhez szükséges meteorológiai adatokat egy állományklíma mérésére alkalmas torony erdőállomány fölött 2 m-es magasságban elhelyezett szenzorai szolgáltatták, amelyek a talajnedvesség mérési helyétől 1,9 km távolságra helyezkedtek el (II-4. ábra).

Az összehasonlítás során a Penman-Monteith referencia ET-vel mind félórás, mind napi szinten megtörtént az összevetés. Az összehasonlítás alapját korrelációs vizsgálat és Tukey HSD (honestly significant difference) post hoc teszt jelentette. Az elemzéseket az R software környezetben végeztük (R Core Team, 2012).

## IV.5 Eredmények és diszkusszió

Az új módszer félórás időközű ET becsléseit hasonlítottuk össze a PM\_ET értékekkel három jellemző időszakban (2013-06-03/2013-06-09, 2013-07-16/2013-08-05, 2013-09-01/2013-09-08). Az IV-4. ábra néhány jellemző július végi napra vonatkozóan ábrázolja a számított ET értékeket a befolyásoló meteorológiai tényezőkkel együtt.

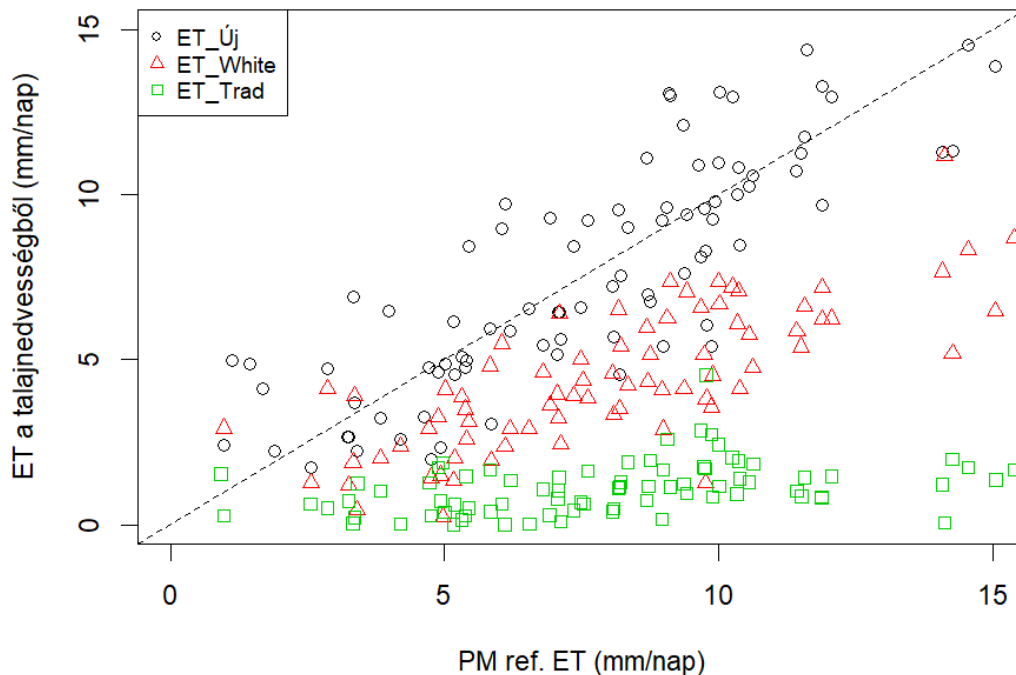
A félórás adatok alapján készült keresztkorrelációs elemzés, amely a PM és az új módszerrel becsült ET értékeket vetette össze egy 30-60 perces eltolásnál (az új módszer késett a PM módszerrel számolt értékekhez képest) mutatta a maximális korrelációs értékeket ( $r = 0,854-0,914$ ). A nagyobb késés a vizsgált vegetációs időszak kezdetén (június elején) és végén (szeptemberben) volt jellemző. A késés oka a xylem víztranszport mechanizmusának és a törzsben tárolt vízmennyiség pufferoló hatásának a következménye lehet.



IV-4. ábra Félórás ET becslés értékei a talajvíz napi ingadozása (ET<sub>new</sub>) és a PM (ET<sub>PM</sub>) módszer alapján a befolyásoló meteorológiai paraméterekkel együtt ábrázolva (WS: szélesebesség, T: hőmérséklet, RH: relatív páratartalom,  $R_0$ : nettó radiáció) néhány jellemző napon.

dc\_1929\_21

A napi ET értékek összehasonlítását a *IV-5. ábra* mutatja. Az új és a PM módszer napi szintű ET értékeit a 30 perces gyakoriságú ET adatok összegzésével kaptuk, míg a White-féle és a tradicionális megközelítés eleve napi értékeket számít. A PM eljárással összevetve az új metódus napi szintű korrelációi jobbak ( $r=0,85$ ), mint az összefüggések a White megközelítés ( $r=0,76$ ) vagy a tradicionális becslés ( $r=0,38$ ) esetében, de ugyanez a tendencia mondható el az abszolút ET értékeket összevetve is (*IV-1. táblázat*).



*IV-5. ábra* Különböző talajnedvesség alapú becslések napi ET értékei összevetve a Penman-Monteith módszer (PMref.ET) által kapott eredményekkel (napi ingadozáson alapuló módszer (ET\_Új), White megközelítés (ET\_White), tradicionális becslés (ET\_Trad)).

A Tukey HSD teszt eredményei szerint (*IV-1. táblázat*) csak az új módszer ET értékei nem különböznek szignifikánsan a PM\_ET-től. A White-féle megközelítés 38%-al alábecsli a referencia PM\_ET-t, míg a tradicionális számítás csak 1/6-1/7-ét adja a Penman-Monteith ET értékeknek. Az értékek közötti különbségek a következő okokra vezethetők vissza:

Az eredeti White-féle megközelítés konstans utánpótlódást számít az egész napra. Ezen utánpótlódási ráta becslése abban a késő éjszakai időszakban történik, amikor a talajvíz és a vadózus zóna között majdnem a legkisebb a hidrauliks gradiens és így az utánpótlódó vízmennyiség is. Ezzel ellentétben az új módszer az utánpótlódás napon belüli változékonyságát is számítja úgy, hogy nemcsak a legkisebb (hajnali órák), hanem a legnagyobb (késő délutáni időszak) utánpótlódás értékét is figyelembe veszi.

A tradicionális módszer egyáltalán nem számol utánpótlódással, így az eljárással becsült ET értékek relatíve nagyon alacsonyak. Az utánpótlódás jelentősége szempontjából kiemelendő, hogy augusztus hónapban 88%-át adta az új módszerrel meghatározott ET-nek (Gribovszki 2014).

IV-1. táblázat A különböző módszerekkel meghatározott ET értékek a talajnedvességen alapuló eljárással kapcsolatban (n=89)

Módszer	Átlag (szórás) (mm/nap)	Eltérés az ET <sub>PM</sub> -tól (mm/nap)	Tukey HSD teszt p-érték*	korreláció az ET <sub>PM</sub> -el
ET <sub>PM</sub>	7,21 (3,73)	-	-	-
ET <sub>New</sub>	7,84 (3,66)	0,63	0,4341	0,846
ET <sub>White</sub>	4,43 (2,11)	2,78	0,0000	0,762
ET <sub>Trad</sub>	1,11 (0,79)	6,10	0,0000	0,379

Penman-Monteith ref. ET (ET<sub>PM</sub>), napi ingadozáson alapuló módszer (ET<sub>new</sub>), White megközelítés (ET<sub>White</sub>), tradicionális becslés (ET<sub>Trad</sub>)

p-érték\*: Tukey HSD teszt szignifikancia értéke a PM<sub>ET</sub>-t mint referenciát alapul véve.

Ha az új módszerrel kapott ET-t összevetjük (7,8 mm/nap) más hasonló vizsgálatok eredményeivel, akkor elmondható, ezek az értékek a magasabbak között szerepelnek. Viszont fontos megjegyezni, hogy a kiválasztott időszakok általában száraz és forró napjai a vegetációs periódusnak.

Nachabe et al. (2005) 1,5-6,3 mm/nap-os havi átlagos ET-t határozott meg Floridában nagy gyakoriságú talajnedvesség-profil méréseket felhasználva a White-módszer talajnedvességre adaptálásával (így konstans utánpótlódás-becsléssel).

A talajvíz és a lefolyás napi ingadozásával foglalkozó fejezetek esetében is feltüntetésre kerültek ET<sub>gw</sub> becslések a világ számos tájáról, azonban ott mivel csak a talajvízfelvételtől volt szó, nem lehet minden esetben összevetést tenni.

Az irodalomban rendelkezésre álló adatból néhányat illusztrációként kiemelek, ahol növényi nedváramlással kalibrált mikrometeorológiai módszert használtak a sekély talajvízű területek ET értékeinek meghatározására. Goodrich et al. (2000) egy ligetes vegetációjú területen 4-8 mm/nap-os, míg Hughes et al. (2001) egy lágyszárú borítású sós-mocsár esetében 2-6 mm/nap közötti ET értékeket határozott meg Ausztráliában. Gazal et al. (2006) egy vízfolyásmenti nyár erdőtársulás esetében Ausztrália szemiárid régiójában 2-7 mm/nap közötti ET értékeket számított. Mivel azonban az utóbbi kutatások esetében nem azonosíthatók a vegetáció pontos paraméterei pl. LAI, így a direkt összehasonlíthatóság itt is kérdéses.

Mindamellet, hogy az új módszer ET értékei a hasonló vizsgálatok eredményeivel összevetve viszonylag nagyok, a becslés nem tűnik a valóságtól elrugaskodottnak, hiszen

- a vadózus zóna vízutánpótlása a sekély talajvízből szinte azonnal megvalósulhat, így a víz korlátlanul rendelkezésre áll (potenciális ET),
- a vegetációs időszakban az ilyen mértékű párolgáshoz a szükséges energia rendelkezésre áll,
- a növényállomány nagy érdességű erdő, aminek levélfelülete (LAI) jelentős és
- a becsült értékek közel állnak a Penman-Monteith metódussal számoltakhoz.

Az energia rendelkezésre állása szempontjából érdemes figyelembe venni az oázis effektust (Morton 1983) is, ami különösen hosszabb nyári csapadékmentes időszakok előrehaladtával jelentkezhet, mikor a nedves völgytalpi területek melletti száraz és forró környezet jelentős mennyiségű többlet advekción hőt is tud adni a párolgáshoz.

## IV-6. Konklúziók, Összefoglalás

Az új ET becselő eljárás az eredeti talajvíz napi ingadozására kidolgozott White-módszer (White 1932) Gribovszki et al. (2008) által továbbfejlesztett változatának a talajnedvességre való adaptálása. A talajnedvesség napi ingadozásával dolgozó új módszer előnye a talajvízszint diurnális ritmusát felhasználó módszerhez képest, hogy nem igényli a fajlagos hozam (Sy) ismeretét, amelynek meghatározása sok esetben problémás.

Az új módszert sikeresen lehetett alkalmazni a Hidegvíz-völgy mintavízgyűjtőjének vízfolyásmenti talajnedvesség adatsorán az ET becslésére. A kapott eredmények mind napon belüli (félórás), mind napi szinten jó egyezést mutattak az elfogadottan referenciamódszerként használt Penman-Monteith egyenlettel becsült párolgásértékekkel.

Az új módszerrel számított ET a tradicionális talajnedvesség alapú ET becsléshez képest 6-7 szeres értékeket számít, mivel a tradicionális módszer nem veszi figyelembe a vizsgált talajvíz feláramlási zónában igen fontos talajvízből történő utánpótlódást.

A White-módszer közvetlen talajnedvességre történő adaptálását (Nachabe 2005) alkalmazva a kapott párolgásértékek közel 40%-al alatta maradnak az új eljárással számított ET-nek. A különbség oka, hogy bár a White-módszer adaptációja számol a talajvízből történő utánpótlódással, de azt napon belül konstansnak veszi és értékét a késő éjszakai minimális utánpótlódású időszak alapján határozza meg.

A javasolt módszer alkalmazásának lehetőségei a jövőben valószínűleg nőni fognak, ahogy a talajnedvesség folyamatos monitorozása egyre megbízhatóbbá és olcsóbbá válik. Az alkalmazással kapcsolatos igények pedig a talajvízfüggő társulások vízigényének meghatározásakor az EU Víz keretirányelv bevezetése kapcsán is nőni fognak. Az egyre melegebbé és esetenként szárazabbá váló klimatikus viszonyok között a talajvízfüggő erdőtársulások vízigénye a jövőben valószínűleg nőni fog. A vízigény a biológiai produkcióval szorosan összefügg, így az erdőgazdálkodóknak is érdeke a vízigény kielégítése, hiszen ebben az esetben lehet nagy hozamú fajokkal dolgozni. A vízfelvétel pontos számszerűsítése tehát vízkészletgazdálkodási és erdőgazdálkodási szempontból is lényeges kérdés, különösen akkor, ha vízpótlás vagy vízvisszartartás kérdése merül fel az erdők többlet-vízigényének kielégítése kapcsán.

## V. Szivárgáshidraulikai jellemzők (fajlagos hozam) meghatározása a napi ingadozás alapján

### V.1 Összefoglaló

A talajvíz napi ingadozása alapján talajvíz evapotranszpirációt és talajvíz-utánpótlódást számító módszerek egyik kulcsparamétere a fajlagos hozam ( $S_y$ ), hiszen az ebben jelentkező hiba közvetlenül átadódik az utánpótlódás és így az ET becslésbe is (Mould 2010, Fahle és Dietrich 2014). A paraméter klasszikustól eltérő értelmezése szükséges a fent említett módszerek esetében, hiszen a pórusok leürülésére rendelkezésre álló idő itt általában rövidebb és a talajvízszint viszonylag közel van a felszínhez. A nagy időbeli gyakoriságú, teljes talajnedvesség profilra (terepfelszíntől a talajvízszintig) kiterjedő talajnedvesség-mérések és az ezzel párhuzamos talajvízszint-mérések, lehetőséget adnak az  $S_y$  akár napon belüli változásának meghatározására. A kapcsolt talajnedvesség és talajvízszintmérések alapján számított  $S_y$  értékeket tradicionális módszerekkel meghatározott  $S_y$  értékekkel vettem össze, a diurnális módszerekhez leginkább megfelelő egyszerű eljárás kiválasztása céljából. A számítások alapján lehetőség nyílt az  $S_y$  paraméter időbeli dinamikájának vizsgálatára, elsősorban a leürülésre rendelkezésre álló idő függvényében. A meghatározott napon belül változó és a napon belül konstansnak vett  $S_y$  értékekkel is megtörtént a talajvíz napi ingadozásán alapuló ET számítás, és a kapott eredményeket egy referencia ET meghatározási módszerrel is sikeresen összevettem.

*Kulcsszavak:* talajvíz-utánpótlódás, telített-telítetlen zóna kapcsolata, napi ingadozás, fajlagos hozam, evapotranszpiráció

### V.2 A fajlagos hozam klasszikus értelmezése

A fajlagos hozam általánosan használt értelmezése (amint az a talajvízhez kapcsolódó fejezetben már bemutatásra került), az a vízmennyiség, amely a nyílt tükrű talajvíztartó egységnyi alapterületű részéről, egységnyi talajvízszint-változás hatására, szabadul fel vagy tározódik (Freeze and Cherry 1979) (*II-2. egyenlet*). Másképpen megközelítve a telítettséghez tartozó víztartalom ( $\theta_s$ ) és a gravitációs leürülés utáni reziduális vagy maradék víztartalom ( $\theta_r$ ) különbségeként is felfogható (térfogatos víztartalmakról van szó). A telítettséghez tartozó víztartalom a porozitással azonosítható, míg a maradék víztartalom akkor áll be, mikor a gravitációs leürülés már elhanyagolható mértékűvé válik (Crosbie et al. 2005).

A reziduális víztartalom értékére a mezőgazdasági gyakorlatban a szántóföldi vízkapacitást, mint a víztartóképeségi vagy másképpen pF görbe egy jellemző pontját fogadják el (Nachabe et al. 2003).

A szántóföldi vízkapacitás definíciójából következik is az egyezés, hiszen ez az a víztartalom, amit a talaj egy telítettséget követő leürülés után a gravitáció ellenében a kapilláris és adhéziós erőkkel visszatart. Ez a leürülési folyamat általában 1-2 napot vesz igénybe (Radcliffe and Simunek 2010). Az előbbi definíciók szerint a szántóföldi vízkapacitás, és így a fajlagos hozam is, egy konstansnak elfogadott érték. A valóságban viszont ezek a paraméterek (különösen sekély talajvízű környezetben) elsősorban szorosan függenek a talajvízmélységtől (Child 1960, Duke 1972) és, mivel tranziens folyamatról van szó, a talajprofil leürülésére rendelkezésre álló időtől (Nachabe 2002, Loheide 2005), de befolyásolhatja őket a megelőző talajnedvesség (Loheide et al. 2005) vagy a növényi aktivitás is (Logsdon et al. 2010).

A fajlagos hozam pontszerű vagy parcella szintű értelmezésben klasszikusan a szemeloszlási görbe alapján (Johnson 1967, Robson 1993, Loheide et al. 2005) vagy a víztartóképeségi görbe segítségével határozható meg (Johnson et al. 1963, Carsel and Parrish 1988, Healy and Cook 2002,

Radcliffe and Simunek 2010), illetve szivárgáshidraulikai tesztek alapján becsülhető (ILRI 1972, Neumann 1987, Moench 1994, Schwartz and Zhang 2003).

A fajlagos hozam konstansként való értelmezése a telítetlen zóna teljes és szinte azonnali leürülését feltételezi (Duke 1972). A vadózus zónában történő vízmozgás (leürülés és feltöltődés) tranziens voltának figyelembevétele azonban, mikor rövidebb időlépcsőben vizsgálódunk, lényeges lehet. A leürülésre rendelkezésre álló idő lekorlátozása egy pillanatnyilag rendelkezésre álló leürülő vízmennyiség definíciójának megjelenését indukálja avval a fajlagos hozammal szemben, ami a teljes leürülés bekövetkezte után áll elő (Duke 1972). A “pillanatnyilag rendelkezésre álló fajlagos hozam” Meyboom (1965) szerint bevezetett fogalom, amely a telítetlen zónából a napi ingadozás időléptéke alatt felszabaduló vízmennyiségként értelmezhető.

A fajlagos hozam egy komplexebb módon is megközelíthető (a talajvízmélységet és a leürülési időt figyelembe véve) egy kezdeti és egy végső talajnedvesség profil közötti terület elosztva az időközben bekövetkezett talajvízszint változással (II-2. ábra). Ha feltételezzük, hogy sem forrás, sem nyelő nincs a telítetlen zónában a fenti összefüggés egyenletszerűen a következő:

$$S_y = \frac{1}{\Delta} \int_0^{z_d} \theta(z, t_1) dz - \frac{1}{\Delta} \int_0^{z_d} \theta(z, t_2) dz \quad (V-1)$$

Ahol,  $\Delta$  (L) a  $t_1$  és  $t_2$  időpontok közötti talajvízszint-változás,  $z$  (L) a felszín alatti mélység,  $\theta(z, t)$  a dimenzió nélküli talajnedvesség  $t$  időpontban és  $z$  mélységben, és  $z_d$  (L) egy tetszőlegesen felvett mélység, ameddig a talajnedvesség profilt értelmezzük (célszerűen kicsit a talajvízszint alatt). Az előbbi egyenlet és definíció jól érzékelteti, hogy a fajlagos hozam nemcsak a talaj jellemzőitől függ, hanem értékének meghatározásában a talajvízmélységnek és a leürülésre rendelkezésre álló időnek is fontos szerepe van.

A fenti V-1. egyenlet alapján a Brooks és Correy (1964) féle víztartóképeségi görbét felhasználva Nachabe (2002) egy összefüggést munkált ki az  $S_y$  számítására (II-5. egyenlet), majd Loheide et al. (2005) ezt numerikus modellezéssel megtámogatva egy talajtípusfüggő nomogramot dolgozott ki. A Nachabe (2002) által kidolgozott egyenletet használtam fel korábban (Gribovszki et al. 2008) a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszer esetében az  $S_y$  napi szintű becslésére. Az egyenlet alkalmazása kicsit nehézkes, mivel elég sok helyszínen mért és adott területre vonatkozó talajfizikai paramétert igényel. Ezen paraméterek aktuális értékének becslése (pl. a felszíni aktuális talajnedvességé) is sokszor problémás.

Az előbbieket szerint a talajprofilból hosszabb időtávon (a klasszikus értelmezés szerinti 1-2 napos időtáv) több víz ürül le, mint rövidebb idő alatt (a diurnális ritmus leürüléséhez tartozó néhány óra), amit Szilágyi (2004) is megerősít. Más részről sekély talajvízű környezetben a talajvízmélység szerepe is fontos, mivel nagyobb vertikális kiterjedésű telítetlen zóna több vizet bocsát ki, mint egy kisebb kiterjedésű.

A fajlagos hozam előbbi és egyéb paramétereiktől való függésének részletesebb elemzése megtalálható Healy and Cook (2002) és Loheide et al. (2005) tanulmányaiban.

A fajlagos hozam, egy más megközelítésben, becsülhető a talajvízszint és talajnedvesség napi ingadozáson alapuló módszereinek (Gribovszki et al. 2008 és Gribovszki 2014) utánpótlódás-számítása alapján, párhuzamos nagy gyakoriságú talajnedvesség-profil és talajvízszintmérések felhasználásával. Az  $S_y$  ilyen típusú meghatározása, mivel lényegesen eltér a klasszikus megközelítéstől, mindenképpen új lehetőségeket vet fel például avval, hogy akár napon belüli  $S_y$  értékeket szolgáltat. A fejezetben bemutatandó elemzésnek alapvetően két célja volt:

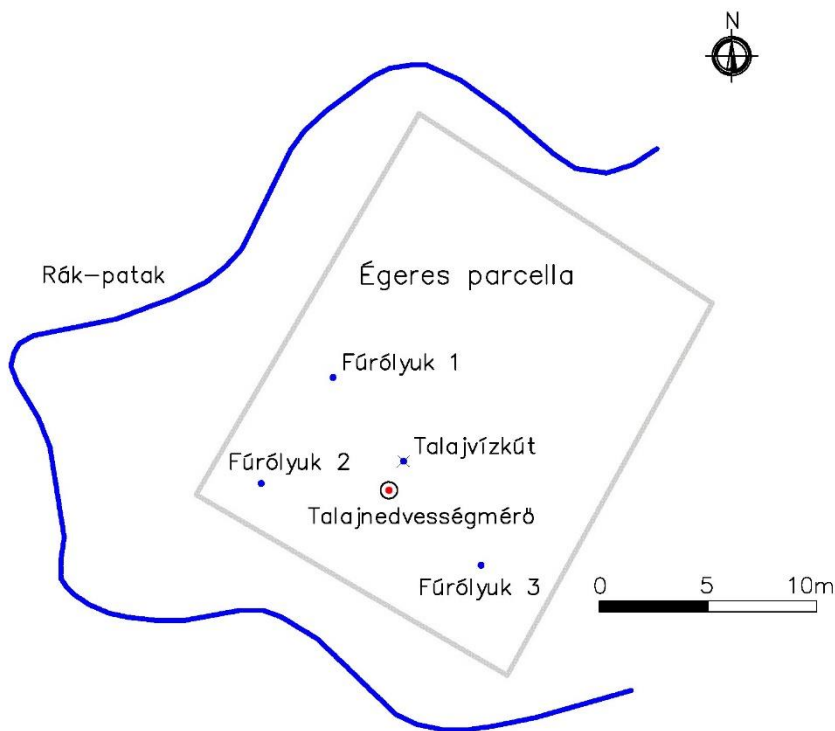
- Az újfajta  $S_y$  becslési eljárás kidolgozása és tesztelése.
- Az új becslés eredményeit összevetve a korábbi tradicionális technikákkal, annak a klasszikus, egyszerű módszernek a kiválasztása, amely a napi ingadozáson alapuló eljárásokhoz leginkább felhasználható.

dc\_1929\_21

### V.3 A kísérleti terület és az adatgyűjtés bemutatása (Anyag és módszer)

Az  $S_y$  becslésére használt adatsorok a Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének egyik vízfolyásmenti égeres erdőtársulásából származnak (V-1. ábra). A vízgyűjtő részletes leírása a talajvízzel foglalkozó fejezetben, ill. a Gribovszki et al. (2006) és a Csáfordi et al. (2012) tanulmányokban található meg.

A szűkebb vizsgálati terület geológiai alapja egy alapvetően homokos szövetű Magasbérci Homok Formációnak nevezett réteg (Kisházi és Ivancsics, 1985). A kísérleti parcellán, amely megegyezik avval, ahol a talajnedvesség napi ingadozásán alapuló módszert is teszteltük (Gribovszki 2018a) egy fiatal-középkorú égerliget található.



V-1. ábra A vizsgálati parcella a Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének kifolyási szelvényében.

A vizsgálati területen egy talajnedvességprofil-mérőt telepítettünk, amely 10, 20, 30, 40, 60 és 100 cm-es mélységben tartalmaz szenzorokat. A szenzorok kapacitív elven működnek és a térfogatos nedvességtartalmat mérik 10 percenként a légszáraz és telített állapotok között  $\pm 0,06 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es pontossággal. A műszer esetében a gyártó (Delta-T Devices Ltd) által adott gyári kalibrációs egyenletet használtuk, amelynek helyességét a terepen kiegészítő vizsgálatokkal igazoltuk. Hozzáfűzöm ehhez, hogy a felhasznált módszerek során nem az abszolút talajnedvesség-értékekkel, hanem azok változásával dolgoztunk.

A talajnedvesség-szenzorok által mért értékeket numerikusan integrálva, a következő egyenlet szerint kaptuk meg a vadózus zóna aggregált talajnedvességét (V-2. egyenlet):

$$\theta_T = \left( \sum_{i=0}^n \frac{1}{2} (\theta_i + \theta_{i+1}) \cdot (z_{i+1} - z_i) \right) / z_{n+1} \quad (V-2)$$

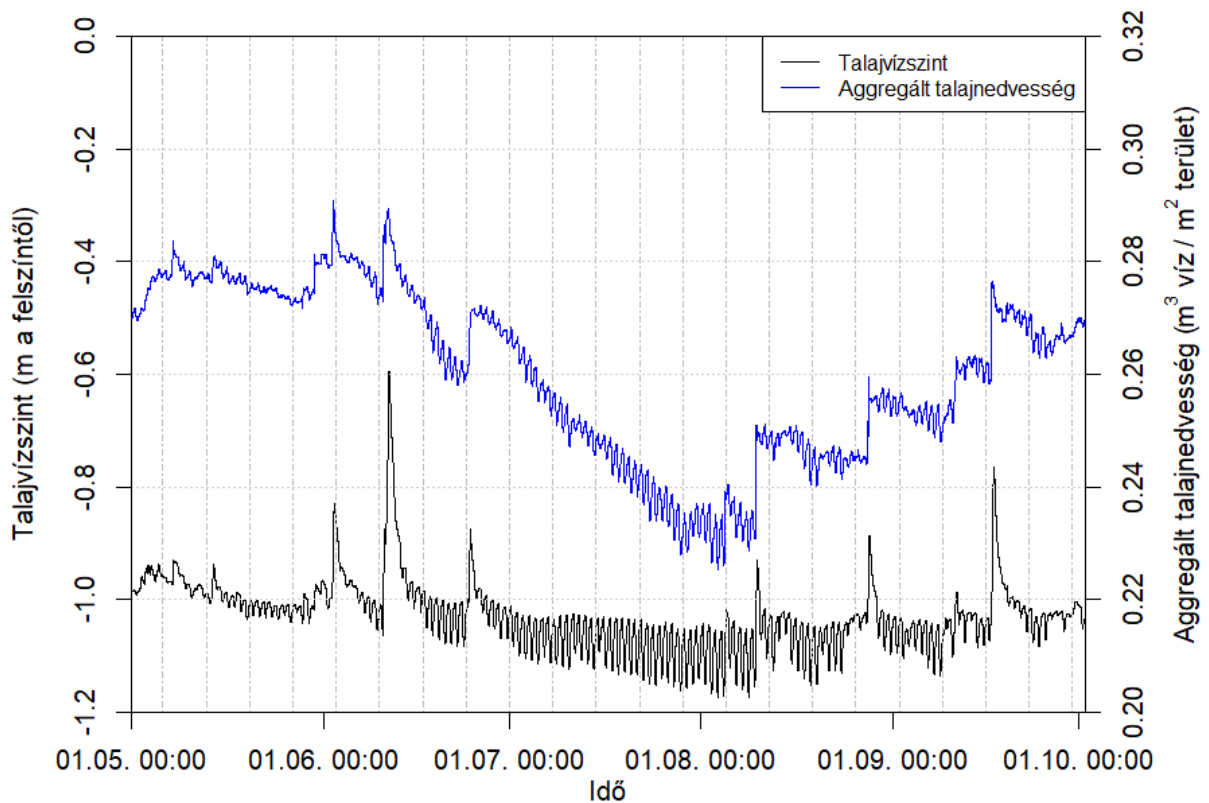
Ahol,  $\theta_T$  (L) az aggregált talajnedvesség,  $z_i$  (L) az  $i$ . szenzor mélysége és  $\theta_i$  (dimenzió nélküli,  $\text{m}^3 \text{ víz } \text{m}^3 \text{ talajban}$ ) az  $i$ . szenzor térfogatos talajnedvessége. Mivel a felszínen nem volt talajnedvesség-mérés ( $z_0=0$ ), ezért a felső 10 cm-ben egységes talajnedvességet feltételeztem ( $\theta_0=\theta_1$ ). A  $z_{n+1}$  mélységet 1,2 m-ben vettem fel, mivel a vizsgált időszakban a talajvízmélység sohasem süllyedt ez alá a mélység alá (V-2. ábra).



dc\_1929\_21

Egy talajvízkutat (1,6 m mélységű és a felszín közeli 20 cm-t kivéve végig szűrőzött) létesítettünk a talajnedvesség-mérő közelében, amelyben egy légzőkábellel ellátott nyomásonzával mértük a talajvízszinteket. A mérés 1 mm-es érzékenységgel és a talajnedvességhez hasonlóan ugyancsak 10 perces időintervallummal történt (www.dataqua.hu, Gribovszki et al. 2013). A talajvízszinteket heti rendszerességgel manuálisan is validáltuk. A talajvízkút fúrása egy 70 mm-es nyitott élű fúróval történt, a furatban egy 50 mm átmérőjű PVC cső került elhelyezésre.

A kiválasztott csapadékmentes időszakokban a talajvízszint 0,8 és 1,1 m között változott (V-2. ábra) következésképpen, amint a talajnedvességre vonatkozó fejezetben ezt már leírtuk, a fásszárú növényzet gyökérzete mindig képes volt a talajvízkészletet hasznosítani.



V-2. ábra A párhuzamosan mért talajnedvesség és talajvíz idősorok a 2013-as évben.

## V.4 Számítási elvek, módszerek

### V.4.1 Az új Sy becslési eljárás

A hosszú csapadékmentes időszakokban nyáron a növényi vízfelvétel lényegesen lecsökkenti a talajnedvességet és így a mártix potenciált (technikailag negatív hidraulikus nyomómagasságként is értelmezhetjük) a telítetlen zónában, evvel felfelé történő vízmozgást indukálva. Ez a talajvíztérből a telítetlen zónába történő vízmozgás különösen lényeges mértékű azokon a területeken, ahol a talajvíz a felszínhez közel (a növények számára elérhető mélységben) van. A felfelé történő vízáramlás, amit alulról történő utánpótlódásnak ( $Q_{net}$ ) is nevezünk, a talajvízszint és a talajnedvesség napi ingadozása alapján számítható, és ez képezi az alapját az új Sy meghatározási módszernek.

#### Utánpótlódás számítása a talajvíz napi ingadozása alapján

A talajvíz napi ingadozása alapján evapotranspirációt számító eljárást (Gribovszki et al. 2008) használtam fel az utánpótlódás becslésére. A becslésnél a vizsgált egységnyi területre felírt vízmérleg egyenletből lehet kiindulni:

$$\frac{dS_{gw}}{dt} = S_y(t, WT) \frac{dWT}{dt} = Q_{net\_gw} - ET_{gw} \quad (V-3)$$

Ahol, az  $S_{gw}$  az egységnyi területen tározott talajvízkészlet ( $L^3/L^2$ ),  $WT$  ( $L$ ) a talajvízszint,  $S_y$  a fajlagos hozam,  $Q_{net\_gw}$  ( $L^3/T/L^2$ ) a nettó utánpótlódás az adott egységnyi területű talajvíztömbre, a környező talajvíztérből beérkező és onnan a környező talajvíztérbe távozó hozamok különbségeként, és  $ET_{gw}$  ( $L^3/T/L^2$ ) a talajvíz evapotranszpiráció.

A talajvízszint mérések alapján a fajlagos hozammal normalizált utánpótlódás ( $Q_{net\_gw}/S_y$ ) meghatározható. Azért szükséges az  $S_y$ -al való osztás, mert az  $S_y$ -ra vagyunk kíváncsiak a számítás kapcsán és most még nem ismert az értéke. A késő éjszakai időszakban, amikor az  $ET_{gw}$  minimális, a normalizált utánpótlódás a következő *V-4. egyenlet* alapján számítható:

$$\frac{dS_{gw}}{dt} \cdot \frac{1}{S_y} = \frac{dWT}{dt} = \frac{Q_{net\_gw}}{S_y} \quad (V-4)$$

Azért, hogy az egész nap során megkaphassuk a normalizált utánpótlódás mértékét a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott empirikus technikát használtam. Az eljárás karakterisztikus pontok alapján határozza meg az utánpótlódás szélsőértékeit és ezen értékek között interpolál, hogy a számítási időlépcsőnek megfelelő adatsűrűség meglegyen (*II-3. ábra*).

#### *Az utánpótlódás becslése a talajnedvesség napi ingadozása alapján*

A talajvízből származó utánpótlódás meghatározására a Gribovszki (2014) által a talajnedvesség napi ingadozása alapján, az  $ET$  számítására kidolgozott módszert használtam fel. Ebben az esetben a vízháztartási mérleget a telítetlen zónára írtam fel.

$$\frac{dS_{sm}}{dt} = \frac{d\theta_T}{dt} = Q_i - Q_o - ET = Q_{net\_sm} - ET \quad (V-5)$$

Ahol,  $S_{sm}$  ( $L^3/L^2$ ) az egységnyi területű talajnedvesség-profilban tározott vízkészlet,  $\theta_T$  ( $L^3/L^3 \cdot L$ ) a talajnedvesség-profilra aggregált talajnedvesség ( $S_{sm}$  és  $\theta_T$  azonos),  $Q_i$  az érkező és  $Q_o$  a távozó vízfluxus a vizsgált talajoszlophoz ( $L^3/T/L^2$ ), a kettő különbsége a nettó utánpótlódás  $Q_{net\_sm} = Q_i - Q_o$  ( $L^3/T/L^2$ ) és  $ET$  az evapotranszpiráció ( $L^3/T/L^2$ ).

A  $Q_{net\_sm}$  becslésére az éjszakai órákban, amikor az  $ET$  zérus közeli, a fenti *V-5. egyenlet* egyszerűsített formája használható.

$$\frac{dS_{sm}}{dt} = \frac{d\theta_T}{dt} = Q_{net\_sm} \quad (V-6)$$

Azért, hogy az egész nap során megkaphassuk a  $Q_{net\_sm}$  értékét az általam (Gribovszki 2014) kidolgozott eljárást használtam. A módszer a fent említett talajvíz napi ingadozásán alapuló metódus (Gribovszki et al. 2008) empirikus technikájának talajnedvességre való adaptálása, tehát azonos alapelvekkel dolgozik. Az eljárás itt is karakterisztikus pontok alapján határozza meg az utánpótlódás ( $Q_{net\_sm}$ ) szélsőértékeit és ezen értékek között interpolál, hogy a számítási időlépcsőnek megfelelő adatsűrűség meglegyen (*IV-2. ábra*). A különbség a talajvízadatokkal dolgozó módszerhez képest, hogy itt nincs szükség az  $S_y$  ismeretére az utánpótlódás számításához.

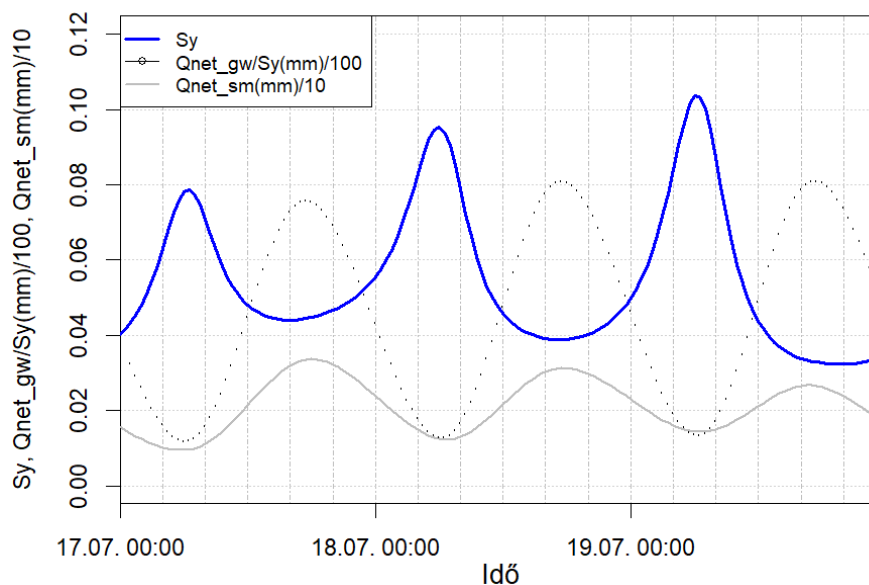
#### *Az $S_y$ becslése a napi ingadozás alapján*

Ha a közvetlen kapcsolatot a kapilláris zónán keresztül feltételezzük a talajvíztér és a vadózus zóna között sekély talajvízű környezetben, akkor a talajvíz és a talajnedvesség napi ingadozása alapján számítható utánpótlódás azonosnak vehető. Ebben az esetben az  $S_y$  a talajnedvesség adatok alapján számított utánpótlódás és a talajvízadatok alapján számított normalizált utánpótlódás hányadosaként adódik (*V-3. ábra*)

dc\_1929\_21

$$\frac{Q_{net\_sm}}{Q_{net\_gw}/S_y} = S_y \quad (V-7)$$

Érdemes megjegyezni, hogy a *V-7. egyenlet* azonos a *V-1. egyenlettel* a késő éjszakai időszakban, amikor az ET elhanyagolható mértékű. Tradicionálisan a telítetlen és a telített zónában párhuzamosan mért készletváltozást használják fel az  $S_y$  becslésére (Healey and Cook 2002). Az előbbi feltételezés azonban hibás lehet, ha az ET meghatározóvá válik a vízmérleg egyenletben és a telítetlen zónából történő vízfelvétel lényegesen eltér a telített zónából történő talajvíz-evapotranszpirációtól. Ez utóbbi eset napközben és kicsit mélyebb talajvízszintű környezetben időnként jellemző lehet.



V-3. ábra A talajnedvesség ( $Q_{net\_sm}$ ) és a talajvíz ( $Q_{net\_gw}/S_y$ ) napi ingadozása alapján számított utánpótlódások és a hányadosuként kapott  $S_y$  egy reprezentatív nyári időszakban

Az  $S_y$  napi ingadozást felhasználó módszerekkel történő meghatározásához a pontos és nagy gyakoriságú talajvíz- és talajnedvességmérések elengedhetetlenek. Az idősorok differenciaképzése ugyanis felnagyítja a mérési hibákat és így torzíthatja az utánpótlódás meghatározását. Itt is kiemелendő a simítások szükségessége, különösen a talajnedvesség idősorok esetében. Ügyelnünk kell viszont arra, hogy a simítás nehomogy eltompítsa magát a jellemző napi ingadozást is. A korábbi fejezetekben evvel kapcsolatban elmondottak érvényesek itt is.

Ugyancsak ügyelni kell, hogy azokat a napokat, ahol a csapadék felülről történő utánpótlódása megzavarhatja a napi ingadozást kihagyjuk az elemzésből. Az előbbieket miatt 3 mm-nél nagyobb csapadékösszegű napokat kihagytuk az elemzésből. A 3 mm körülbelül a vizsgált területen álló növényállomány intercepciós tározási kapacitása. Mivel a talajnedvesség átrendeződése egy tranzien folyamat, amely időt vesz igénybe ezért a nagycsapadékokat követő 1-2 napot (aszerint, hogy mennyire volt zavart) szintén kivettük az elemzésből. Az előbbieket szerint a számításra figyelembevehető napok száma (ahol jól látható, hibamentes karakterisztikus napi ingadozás volt jellemző) csak 38 nap volt a rendelkezésre álló 92 napos nyári időszakból.

Összehasonlítás céljából, két különböző időskálán határoztunk meg  $S_y$  értékeket az utánpótlódás alapján. Elsőként napon belüli időbeli felbontásban ún. “dinamikus”  $S_y$  értékeket számítottunk a *V-7. egyenlet* alapján félórás időlépcsőben ( $S_{y\_dyn}$ ). A késő éjszakai időszakban, amikor az ET elhanyagolható mértékű, az  $S_y$  a talajnedvesség és a talajvízszint változásának hányadosaként számítható a *V-1. egyenlet* szerint. Az előbbieket miatt a késő éjszakai időszakot

dc\_1929\_21

(éjfél-től hajnal 4 óráig) is felhasználtam az  $Sy$  napi szintű számításához ( $Sy_{night}$ ), hiszen az eredeti White-módszer (White 1932) is ezt az időszakot használta az utánpótlódás becslésére.

#### V.4.2 Tradicionális $Sy$ becslési eljárások

Az  $Sy$  becslését összehasonlítóként klasszikus eljárásokkal is elvégeztük, hogy a diurnális módszerek számára leginkább megfelelő egyszerű módszert kiválaszthassuk. Az összehasonlításra kiválasztott tradicionális eljárások a szemeloszlási görbe, a víztartóképeségi görbe (pF) és a furatos módszer (slug teszt) alapján történő becslés.

A vizsgált telítetlen zónából 6 zavartalan, ill. zavart mintát vettünk. A zavart mintákból szemeloszlási görbéket határoztunk meg szitalással és hidrometrálással (Coduto 1999). A vett minták mindegyike textúra szempontjából a homok, ill. a vályogos homok kategóriába esett (V-1. táblázat).

V-1. táblázat A telítetlen zónára jellemző mért textúra, pF és szivárgási tényező adatok.

Mélység (cm)	Homok (%)	Iszap (%)	Agyag (%)	Textúra	$\theta_{sat}$ (L <sup>3</sup> /L <sup>3</sup> )	$\theta_{0,33bar}$ (L <sup>3</sup> /L <sup>3</sup> )	$\theta_{1bar}$ (L <sup>3</sup> /L <sup>3</sup> ) <sub>r</sub>	$\theta_{15bar}$ (L <sup>3</sup> /L <sup>3</sup> )	k*
10	91,00	9,00	0,00	homok	0,6013	0,2935	0,2680	0,0780	1,9235
20	87,80	12,20	0,00	vályogos homok	0,5970	0,2631	0,2443	0,0853	0,3360
30	86,30	13,70	0,00	vályogos homok	0,5189	0,2657	0,2527	0,0858	0,1234
40	84,30	15,70	0,00	vályogos homok	0,4567	0,3100	0,2879	0,0858	0,1023
60	84,44	15,51	0,05	vályogos homok	0,4666	0,3086	0,2505	0,0432	0,0739
100	87,34	12,63	0,03	vályogos homok	0,4282	0,2271	0,1609	0,0554	0,0496
átlag	86,86	13,12	0,01		0,5115	0,2780	0,2441	0,0722	0,1762
sd	2,49	2,48	0,02		0,0740	0,0321	0,0437	0,0184	0,7365

$\theta_{sat}$ ,  $\theta_{0,33bar}$ ,  $\theta_{1bar}$ ,  $\theta_{15bar}$ : a telített állapothoz-, illetve 0,33 bar, 1 bar és 15 bar nyomáshoz tartozó víztartalmak.

A k\* (telített hidraulikus vezetőképesség) minden mélységre vonatkozóan 9 slug teszt geometriai átlaga.

A zavartalan minták alapján nyomáskamrában vízvezető-képességi görbék jellemző pontjait határoztuk meg (Radcliffe and Simunek 2010) -33 kPa, -100 kPa and -1500 kPa nyomásoknál (V-1. táblázat). A víztartóképeségi görbe (V-8. egyenlet van Genuchten 1980) paramétereit a Rosetta programmal (Schaap et al. 2001) becsültük a pF-görbe jellemző pontjai, valamint a szemeloszlás alapján meghatározott homok, iszap és agyagtartalom segítségével (V-2. táblázat).

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha \cdot \psi)^n)^{1-1/n}} \quad (V-8)$$

Ahol,  $\theta(h)$  a víztartóképeségi görbe egyes víztartalom értékei  $\theta$  (L<sup>3</sup>/L<sup>3</sup>) a hozzájuk tartozó jellemző pórusnyomásoknál,  $\psi$  (L, cm-ben számítva),  $\theta_r$  és  $\theta_s$  (L<sup>3</sup>/L<sup>3</sup>) a telítettséghez tartozó és a reziduális víztartalom, valamint  $\alpha$  (L<sup>-1</sup>, expressed in 1/cm) és  $n$  a víztartóképeségi görbe paramétereit.

dc\_1929\_21

V-2. Táblázat A becsült víztartóképeségi görbe (Van Genuchten típusú) paraméterei.

Mélység(cm)	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	n
10	0,0215	0,5349	0,0163	1,3011
20	0,0241	0,4840	0,0171	1,3236
30	0,0231	0,5120	0,0210	1,2946
40	0,0311	0,4171	0,0043	1,5750
60	0,0282	0,3780	0,0022	1,8378
100	0,0214	0,3377	0,0068	1,4854
átlag	0,0249	0,4440	0,0113	1,4696
sd	0,0039	0,0786	0,0078	0,2132

Az  $S_y$  értéket a szemeloszlási görbe alapján a homok, iszap és agyagtartalom segítségével becsültem.

- Elsőként Johnson (1967) háromszög alakú nomogramját használtam. A nomogram a klasszikus értelmezés szerint a porozitás és a reziduális víztartalom különbségeként becsli a fajlagos hozamot.
- A fajlagos hozamot a pillanatnyilag rendelkezésre álló vízmennyiségként értelmezve Loheide et al. (2005) nomogramja segítségével kalkuláltam. A nomogram numerikus modellezés segítségével készült a talajvíz és talajnedvesség napi ingadozását figyelembe véve.

A pillanatnyilag rendelkezésre álló  $S_y$  (amely a napi ingadozáson alapuló számításokhoz általában jobban alkalmazható) lényegesen alacsonyabb is lehet, mint a Johnson (1967) által becsült különösen a finomabb talajsövet esetében, mivel a kisebb pórusokból relatíve lassabban ürül le a víz és hosszú idő a napi ingadozás esetében nem áll rendelkezésre. Érdemes még megjegyezni, hogy a Loheide et al. (2005) nomogram akkor használható, ha a talajvízszint legalább 1 m körüli vagy az alatti. Ez a feltétel az V-2. ábrát szemlélve a vizsgált időszak csapadékmentes napjaiban általában teljesül.

A pF görbe segítségével az  $S_y$  a telítettséghez tartozó víztartalom és a szántóföldi vízkapacitás (FC) különbségeként határozható meg. A szántóföldi vízkapacitás többféleképpen is definiálható.

- A -33 kPa (-330 cm) pórusnyomáshoz (mátrix potenciál) tartozó víztartalmat használják általában a mezőgazdaságban szántóföldi vízkapacitásként (Jamison and Kroth 1958).
- Manapság azonban egy talajtextúra függő FC értéket is definiálnak, amely homoktalajoknál -100 cm, átmeneti talajoknál -350 cm és agyagos talajoknál -500 cm pórusnyomás értékhez tartozó víztartalomként meghatározott (Romano and Santini 2002).

A fajlagos hozam pF görbe alapján történő számításához a -330 cm pórusnyomáshoz tartozó víztartalmat (mint tradicionális FC) és a -100 cm pórusnyomáshoz a homokos szövetű talajoknál tartozó víztartalmat (mint újabb megközelítésű FC) is felhasználtam.

Az  $S_y$  becslésére másféle megközelítésben a porozitás (jellemzően inkább a makroporozitás) és a hidraulikus vezetőképesség közötti empirikus kapcsolat is felhasználható. Így a fajlagos hozam számítása slug tesztek segítségével, pl. az ún. "furatos módszer" felhasználva is megtörténhet (Molen et al. 2007). A furatos módszerhez a talajnedvességmérő néhány m-es környezetében (V-2. ábra) három fúrólukot mélyítettünk. Minden egyes fúrólukban a felszíntől a talajvízig 6 jellemző mélységben, három ismétlésben terepi szivárgási tényező mérést végeztünk (összesen 54 mérést). A szivárgási tényező adatok (V-1. táblázat) alapján Van Beers (ILRI, 1972) és az USBR (1984) megközelítését is felhasználva becsültem a fajlagos hozamokat.

#### V.4.3 ET számítása a talajvíz és a talajnedvesség adatok alapján

A fajlagos hozam meghatározási eljárásokból a legjellemzőbbet kiválasztva talajvíz ET-t becsültem és ezeket a talajnedvesség adatok alapján becsült ET értékekhez (Gribovszki 2014), mint

dc\_1929\_21

referenciához hasonlítottam. A vizsgált felszínközeli talajvízű területen, Shah et al. (2007) vizsgálatait is alapul véve, az ET és az ET<sub>gw</sub> értékét hasonlóan tételeztem fel.

Az ET<sub>gw</sub> értékek a talajvíz napi ingadozása alapján az V-3. egyenlet átrendezésével számíthatók:

$$ET_{gw} = Q_{net\_gw} - S_y \frac{dWT}{dt} \quad (V-9)$$

A talajnedvesség napi ingadozása alapján az ET az V-5. egyenlet átrendezésével kapható meg:

$$ET = Q_{net\_sm} - \frac{d\theta_T}{dt} \quad (V-10)$$

Az Sy és az ET becslések összehasonlítására korrelációs vizsgálatot és Tukey HSD (honestly significant difference) post hoc tesztet használtunk (Tukey 1949).

## V.5 Eredmények és diszkusszió az Sy meghatározásával kapcsolatban

### V.5.1 Az Sy időbeli (napon belüli) dinamikája

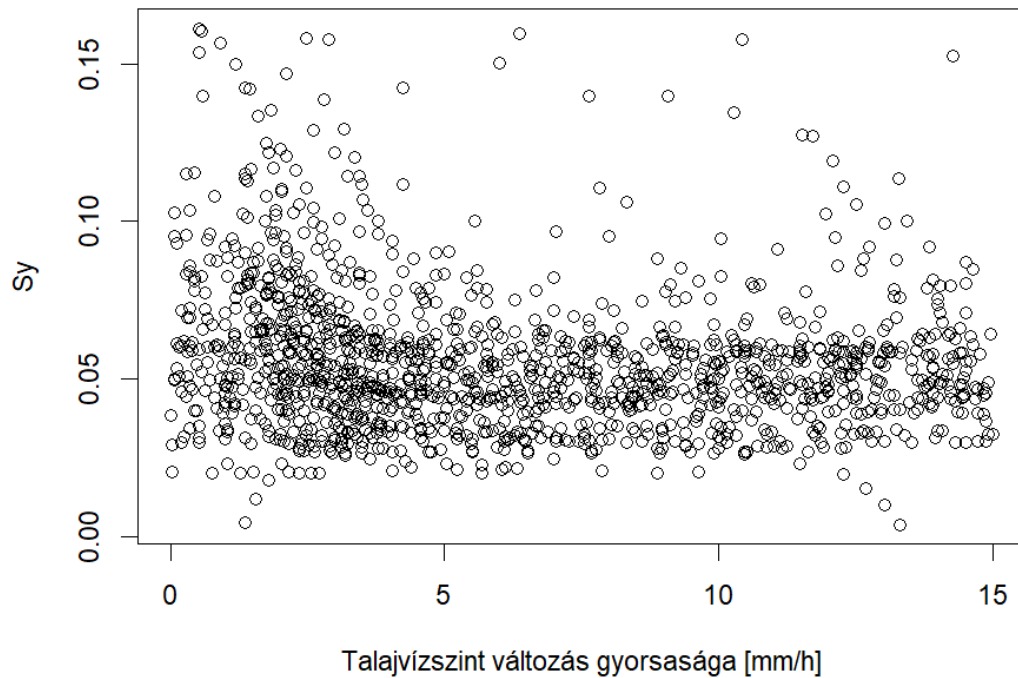
Mind a talajnedvesség és a talajvíz napi ingadozása alapján számított utánpótlódásban, mind ezek hányadosában jelentős napon belüli hullámozás tapasztalható a vizsgálati területen (V-3. ábra). Az Sy napon belüli változása egy éjszakai alacsony értékkel (amikor a talajvízszint változása lassú) és egy napközbeni alacsony értékkel (amikor a talajvízszint emelkedése és süllyedése relatíve gyors) jellemezhető. Előbbiek szerint a telítetlen zóna leürülésének és az utántöltődésének sebessége egy kulcsparaméternek tűnik az Sy meghatározása szempontjából.

Az Sy és a talajvízmélység összefüggését vizsgálva a kísérleti parcellán nem találtunk szignifikáns kapcsolatot. Ez nem is csoda, hiszen a nyári csapadékmentes periódusokban nem változott a talajvízszint tendenciaszerűen (V-2. ábra), ezért a talajvízmélységtől függő kompenzációt az Sy esetében itt nem kell figyelembe venni.

A másik érdekes kérdés a napon belül változó Sy és a talajvízszint időbeli változása. A V-4. ábra szerint az 5 mm/h talajvízszint időbeli változás határon felül az Sy közel konstansá válik, míg ez alatt a küszöb alatt nagyobb értékek találhatóak, jellemzően szélesebb sávban szóródva. A telítetlen zóna hidraulikus vezetőképességeinek geometriai átlaga (3,18 mm/h) közel van ehhez az időbeli változásban jelentkező küszöbértékhez. Az előbbiek szerint, ha a talajvízszint időbeli változása nagyobb, mint a hidraulikus vezetőképesség, akkor csak a nagyobb pórusok (makropórusok) leürülésére van idő, és ezen pórusok pórustérfogata viszonylag konstansnak tűnik. Ellenben, ha a talajvízszint süllyedése/emelkedése viszonylag lassú, akkor a talajmátrix kisebb pórusai is elkezdenek leürülni/feltöltődni. A mátrix leürülése viszont lassabb és jóval komplexebb folyamat, ami emeli az Sy-ra kapott értéket, de egyúttal szélesebb tartományban szét is szórja.

Az előbbiekből következően, ha csak nagyobb pórusok (durva homok és kavics fizikai féleség) vannak jelen a kőzetvázban (üledékben), akkor az Sy értéke nagyobb lesz és közel konstans értéket vesz fel (kevésbé változik napon belül). Ellenben, ha a nagyobb méretű és finomabb részecskék, vagy makropórusok és finomabb mátrix egyszerre van jelen (duális porozitású rendszerek) a vadózus zónában és a talajvízszint mozgásának sebessége széles tartományban változik (átfedve a mátrixra és a makropórusokra jellemző szivárgási tényezőket) akkor az Sy a napon belül jellemzően változhat. Finomabb és homogén szemeloszlású közeg esetében (ahol nagyobb makropórusok nincsenek jellemzően a rendszerben) a kérdés tovább vizsgálendő.

dc\_1929\_21



V-4. ábra A talajvízszint-változás mértéke és a napon belül is változó Sy összefüggése.

#### V.5.2 Az Sy napi értékeinek összevetése

Az V-3. táblázat a különböző módszerekkel számított napos gyakoriságú Sy értékeket mutatja. Mint látható az Sy értékek jelentősen különböznek egymástól. A napi Sy\_dyn értékeket a 30 perces adatok számtani átlagaként (48 adatból) kalkuláltam. Az általam dinamikusnak elnevezett napi ingadozás alapján számolt fajlagos hozamot tekintetem referenciának, hiszen ennek kellene a legmegbízhatóbb becslésnek lennie.

Összevetve az V-3. táblázat adatait a pusztán a szemeloszlási görbe jellemzőit figyelembe vevő becslések sokkal magasabbak a többinél. Ebben a csoportban a pillanatnyilag rendelkezésre álló Sy (Sy\_Loheide) csak 80%-a a tradicionális szemeloszlási görbe alapú becslésnek (Sy\_Johnson), de így is 2-5-ször nagyobb, mint az egyéb megközelítéssel számolt értékek. Ezek szerint, homokos szövetű talajoknál, a csak szemeloszlási görbe adatokat használó számítások nem elég megbízhatóak a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszerekhez. Nagyon sokszor viszont csak ilyen adatok állnak rendelkezésre, ebben az esetben egy robosztus első becslésként (hogy a Johnson (1967) megközelítése szerinti felülbecslést csökkentsük) Meyboom (1965) javaslata szerint a Johnson (1967) nomogramja segítségével meghatározott Sy érték 50%-át vegyük figyelembe a talajvíz napi ingadozáson alapuló módszereknél.

dc\_1929\_21

V-3. Táblázat Különböző megközelítésekkel számított Sy értékek

Eljárástípus	Almódszer	n	Átlag $\pm$ sd	Eltérés az Sy_dyn-től	Tukey HSD teszt: p-érték*
Szemeoloszlási görbe	Johnson (1967) [Sy_Jonhson]	6	0,348 $\pm$ 0,014	0,290	0,0000000
	Loheide et al. (2005) [Sy_Loheide]	6	0,285 $\pm$ 0,014	0,227	0,0000000
pF görbe	FC 0,33barnál [Sy_0,33bar]	6	0,156 $\pm$ 0,064	0,098	0,0000000
	FC 0,1barnál [Sy_0,1bar]	6	0,072 $\pm$ 0,049	0,014	0,9763023
Slug teszt	van Beers [Sy_van Beers]	54	0,052 $\pm$ 0,044	-0,006	0,9999239
	USBR [Sy_USBR]	54	0,047 $\pm$ 0,058	-0,011	0,9938450
Diurnális	Night (0-4h) [Sy_night]	38	0,084 $\pm$ 0,037	0,027	0,0007702
	Dynamic [Sy_dyn]	38	0,058 $\pm$ 0,015	-	-

sd: szórás, p-érték\*: Tukey HSD teszt szignifikancia (az Sy\_dyn a referencia).

A pF görbe alapú módszerek fajlagos hozamának becslése alacsonyabb értéket ad, mint a csak fizikai féleséget figyelembevevő (szemeoloszlási görbe alapú) megközelítések. Másrészt a slug teszten alapuló fajlagos hozam-becsléshez és a dinamikus Sy-hoz hasonlítva, ezek a víztartóképeségi-görbe eljárások is felülbecsülnek. A pF-görbe alapú becsléseket különböző megközelítés szerint összevetve, ha a szántóföldi vízkapacitást 0,33 báros értékkel vesszük figyelembe (Sy\_0,33bar), akkor a kapott Sy durván kétszerese az FC-t 0,1 bárral számító fajlagos hozamokhoz (Sy\_0,33bar) képest. Utóbbi (Sy\_0,33bar) viszont nagyon közel áll a csak az éjszakai utánpótlódások hányadosait a számításra felhasználó megközelítéshez (Sy\_night).

A furatos módszerekkel kapott adatok a leghasonlóbbak a dinamikus módszer eredményeihez, alig 10-20%-os eltérést mutatva. Ez a relatíve alacsony különbség valószínűleg abból ered, hogy a vizsgált területen a slug tesztek esetében tapasztalt vízállásváltozás sebesség (3,03 mm/óra) nagyon hasonló a napi ingadozás esetében jellemző talajvízmozgás sebességéhez (4,2 mm/óra).

A napi ingadozáson alapuló, ún. diurnális módszereket összehasonlítva az éjszakai időszak utánpótlódását felhasználó módszer (Sy\_night) durván 50%-al nagyobb értéket ad, mint a dinamikus eljárás (Sy\_dyn). Ez a differencia a leürülés/feltöltődés sebességének a különböző napszakokban jelentkező eltérő értékéből adódik. Ha lassabb a folyamat (jellemzően késő éjszaka a legkisebb a talajvízszint-változás) akkor relatíve nagyobb mennyiségű víz tud be, illetve kilépni a gravitációs pórusteréből (lásd V-2. ábra). Az előbbieket miatt a késő éjszakai Sy értékek általában jelentősen magasabbak, mint a napi átlag, így nem javasolhatók a talajvíz napi ingadozásán alapuló ET vagy utánpótlódás becslésekhez.

Fahle és Dietrich (2014) egy nagyméretű talajvíz-liziméter adatait használta fel, hogy a diurnális módszerek hatékonyságát összevesse. A homokkal töltött liziméter Sy becslésére vízmérleg alapú megközelítést használt (Healey and Cook 2002). Az Sy meghatározásához felhasznált időablak 6 óra és 18 óra között volt, mivel az ET jellemzően ebben az időszakban volt jelentős. Az általa meghatározott Sy érték 0,063 volt, ami nagyon hasonló a homokos szövetű vizsgálati területünkön a dinamikus módszerrel meghatározott Sy-hoz (S\_dyn). Fahle és Dietrich (2014) jelentősebb szóródást tapasztalt az Sy napi értékeiben (V-4. táblázat), de ez a szóródás nem tért el jelentősen attól, mint amit az Sy\_dyn eljárást alkalmazva, mi is meghatároztunk. A talajvízmélység és az Sy-értékek kapcsolatát vizsgálva, a mi elemzéseinkhez hasonlóan, nem tapasztalt szignifikáns összefüggést.



dc\_1929\_21

Fahle és Dietrich (2014) megjegyezték, hogy az  $S_y$  becslésénél bizonyos mértékű hibaforrást eredményezett, hogy a vízmérleg alapú számításnál a telítetlen zónában jelentkező vízvesztés (ET), nem jelent meg teljes mértékben a talajvíz napi ingadozásában (az ET és az ET<sub>gw</sub> kisebb eltérése miatt). Ez a hiba nem lép fel akkor, ha a nettó utánpótlódást (ahogy az  $S_{y\_dyn}$  módszer esetében) és nem a vízkészlet változását használjuk fel az  $S_y$  számítására, hiszen ebben az előbbi esetben, a telített zónával kapcsolatban nem lévő vadózus zóna részről történő ET-nek nincs szerepe a számítás során.

Wang et al. (2014) az  $S_y$  értéket 0,34-0,35 között határozta meg (napi talajvíz-ingadozáson alapuló ET számításához) egy homokos, félsivatagi kísérleti területen Kínában, ahol a talajvízmélység a vegetációs időszakban 2-3 m között volt. Wang és Podzniakov (2014) 0,34-0,38 közötti tartományban becsült  $S_y$  értékeket egy homokos vályog szövetű területre Új-Mexikóban. Mindkét fent említett kutatás pusztán szemeloszlási görbe adatokat felhasználó pF görbe alapú megközelítéssel dolgozott, így az általuk meghatározott értékek inkább közvetett becslésen, mint közvetlen mérésen alapulónak tekinthetők.

Cheng et al. (2013) az  $S_y$  meghatározásához egy nagyméretű homokkal töltött hengerben (átmérő 0,6 m, magasság 2,2 m) végeztek vizsgálatot Kínában, a talajvízszint felszíntől egy adott mélységbe (1,1 m) süllyesztése utáni leürülést elemezve. A kísérletben az első 24 óra után már nem tapasztaltak jelentős változást a talajnedvesség vertikális eloszlásában. Az eredmények alapján úgy tapasztalták, hogy a talajvízszint fölött 60-70 cm-es magasságban mérhető talajnedvesség-értékek jól reprezentálják az egész talajnedvességprofil. A fenti adatokat felhasználva az  $S_y$  értékét 0,287-ben határozták meg. A vizsgálathoz megjegyzendő azonban, hogy a kísérlet időtartama a napi ingadozás időléptékéhez képest meglehetősen hosszú volt, így a pórusok leürülésére jelentősebb idő állt rendelkezésre.

Soylu et al. (2012) napi talajvízszintingadozással kapcsolatos elemzéseikben az  $S_y$  értéket időben állandónak vették, az általuk vizsgált három Új Mexikóban található kutatási terület esetében. Az  $S_y$  konstans voltának feltételezése abból adódott, hogy a vizsgálati időszakban a talajvízszintek felszíntől mért mélysége időben állandó volt, jellemzően a felszíntől 1 m-nél mélyebben. Az  $S_y$  meghatározására a napi ingadozás alapján becsült és a kontrollként mért ET (mikrometeorológiai módszerrel) közötti eltérésnegyzetösszeg minimalizálása alapján történt. Az átlagos  $S_y$  a vizsgált három területre 0,046, 0,11 és 0,035 adódott, amely értékek az általam dinamikus módszerrel meghatározott  $S_y$  jellemző tartományától nem térnek el jelentősen.

A homokos szövetű telítetlen zónára történt  $S_y$  becslések eredményeit összehasonlítva (V-4. táblázat) megállapítható, hogy azok a kutatások, ahol független referencia ET mérések (liziméter vagy mikrometeorológiai módszer) felhasználásával számították az  $S_y$ -t, sokkal alacsonyabb fajlagos hozam értékeket határoztak meg, mint azok, amelyek szemeloszlási görbe vagy hosszan tartó leürülési kísérlet alapján becsültek. Az előző, független ET mérésen alapuló becslések, az általam meghatározott dinamikus fajlagos hozamhoz ( $S_{y\_dyn}$ ) hasonló tartományban becsülték az  $S_y$ -t.

dc\_1929\_21

V-4. táblázat *Sy* becslések homokos szövetű telítettlen zónára  
(a talajvíz napi ingadozásán alapuló ET számításához felhasználva).

Sy becslési módszer	Szerző(k)	átlagos Sy	Sy becslés tartománya
Vízmérleg (liziméter adatok)	Fahle and Dietrich (2014)	0,063	0,044-0,079 (első és harmadik kvartilis)
Szemeloszlás alapú pF görbe	Wang et al, (2014)	-	0,34-0,35
	Wang and Pozdniakov (2014)	-	0,34-0,38
Leürülési kísérlet (hengerben)	Cheng et al, (2012)	0,287	-
Kontrol ET mérés alapján	Soylu et al, (2014)	0,064	0,035-0,11
Párhuzamos talajnedvesség és talajvízszintmérés ( <i>Sy_dyn</i> )	Jelen dolgozat, Gribovszki (2018)	0,058	0,048-0,064 (első és harmadik kvartilis)

### V.5.3 ET becslés különböző *Sy* értékekkel

A V-3. táblázat szerint a van Beers-féle, slug teszt alapú, módszer becslései álltak legközelebb a dinamikus fajlagos hozam becsléshez, ezért ezen két módszerrel becsült fajlagos hozamokat választottam ki az ET<sub>gw</sub> számításához, hogy összevegyem statikus és dinamikus módszerek hatékonyságát. A kapott ET<sub>gw</sub> értékeket a talajnedvesség napi ingadozása alapján történt ET-becsléshez (ET<sub>SM</sub>) hasonlítottam referenciaként feltételezve, hogy az ET<sub>gw</sub> és az ET nem tér el jelentősen a vizsgált napokon. A kalkulált ET<sub>gw</sub> értékek nagyok, de elfogadhatónak tűnnek, ha figyelembe vesszük, hogy az elemzésre kiválasztott napok a legmelegebbek (hiszen csak a legjelentősebb napi ingadozású időszakokat választottunk ki az *Sy* meghatározásához). Itt is megemlíteném, hogy a jelentős evapotranszpiráció nemcsak a vízfolyásmenti parcellára eső sugárzási egyenlegről, hanem a környező száraz és forró területek advekcións hőjéből is táplálkozik az oázis effektust is figyelembe véve.

Az *Sy\_dyn* értékeket felhasználva az ET<sub>gw</sub> becslésre (ET<sub>Sy\_dyn</sub>) jobb korrelációt kaptunk az ET<sub>SM</sub> értékekkel ( $r=0,93$ ), mint amikor az ET meghatározásához az *Sy*-t a slug teszt alapú van Beers módszerrel (ET<sub>Sy\_van Beers</sub>) becsültük ( $r=0,76$ ). Bár a korrelációk jobbák voltak, az ET<sub>Sy\_van Beers</sub> a referenciamódszertől csak alig tért el jobban, mint az ET<sub>Sy\_dyn</sub>, amint a Tukey HSD teszt értékei is mutatják az V-5. táblázatban.

Az *Sy\_dyn* és az *Sy\_van Beers* értékét összehasonlítva 12%-os különbséget (0,006) találunk, míg az ET<sub>Sy\_dyn</sub> és az ET<sub>Sy\_van Beers</sub> értékek eltérése csak 4,9 % (0,51 mm/nap). A különböző eltérések abból adódnak, hogy a dinamikus *Sy*, annak napon belüli változásából adódóan tompítja az ET-számításban a nappal és az éjszaka között jelentkező eltérést. Az éjszakai órákban az *Sy\_dyn* magas, amikor az ET alacsony és alacsony a nappali időszakban, amikor az ET magas.

V-5. táblázat ET értékek különböző Sy becslések alapján (n=38).

Módszer	Átlag $\pm$ sd (mm/nap)	Eltérés az ET_SM- től (mm/nap)	Tukey HSD teszt p-érték*	korreláció (p-érték) az ET_SM-el
ET_SY_dyn	10,27 $\pm$ 3,64	0,48	0,9582993	0,931 (2,540087e-17)
ET_Sy_van Beers	9,76 $\pm$ 2,57	0,99	0,7283867	0,760 (3,147992e-08)
ET_SM	10,75 $\pm$ 3,33	-	-	-

sd: szórás, p-érték\*: Tukey HSD teszt szignifikancia (az ET\_SM a referencia).

## V.6 Következtetések

A napon belül változó nettó utánpótlódást párhuzamosan folyó nagy gyakoriságú talajnedvesség és talajvízadatok alapján meghatározva új eljárást dolgoztam ki, a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszerekhez, az Sy becslésére. Az új módszert egy homokos szövetű kísérleti parcella adatain sikeresen teszteltem. A telítetlen zóna leürülését és feltöltődését dinamikusan figyelembevevő új módszert a tradicionális (szemeloszlást felhasználó, pF-görbe alapú, slug teszt eredményeiből számított) Sy becslési technikákkal összehasonlítottam. A slug teszt alapú becslések eredményei voltak igazán hasonlóak az új módszerrel becsült fajlagos hozamokhoz, de az egyik pF-görbe alapú becslés (a textúrát figyelembevevő szántóföldi vízkapacitást számítva) eredményei sem tértek el szignifikánsan attól. A slug teszt alapú becslések hasonlóságát valószínűleg az okozta, hogy a furatos módszereknél mért talajvízszint-változás gyorsasága nem tért el jelentősen a talajvíz napi ingadozásának sebességétől. Az eredményeken alapulva úgy tűnik, hogy a slug tesztek eredményeiből származtatott Sy becslés, mint egy relatíve gyors és olcsó terepi technika, javasolható a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszereknél a fajlagos hozamok becslésére. Mivel a módszer csak homokos textúra esetében tesztelt, további vizsgálatok szükségesek kötöttebb talajok esetében.

Az új módszerrel kapott, nagy időbeli felbontású (napon belüli) fajlagos hozamokat vizsgálva lényeges különbség mutatható ki az Sy értékében a talajvízszint mozgásának (süllyedésének/emelkedésének) sebességét figyelembevéve. Amikor a talajvízszint mozgása gyorsabb, mint a vadózus zóna telített hidraulikus vezetőképessége az Sy értékek közel konstansok (a nagyobb pórusokban relatíve gyorsan leürülő vízkészleteket reprezentálva). Ez alatt a küszöb talajvízszint mozgási sebesség alatt az Sy értékek egyre magasabbak és jelentősebben is szóródnak (megkezdődik a talajmátrix kisebb pórusainak is a bekapcsolódása a leürülési/feltöltődési folyamatba).

A dinamikus módszerrel meghatározott fajlagos hozamot és a hozzá legközelebb álló slug teszt alapú Sy becslést is felhasználtuk egy talajvíz napi ingadozásán alapuló ET-számításhoz. Az eredményeket a talajnedvesség napi ingadozásán alapuló módszer ET értékeihez hasonlítva nem adódott jelentősebb különbség a módszerek között az átlagokat tekintve, de a korrelációk a dinamikus módszerrel meghatározott Sy felhasználásával jobbak voltak a kontroll ET-vel.

## Összefoglalás

A hidrológiai jellemzőkben, így a talajnedvességben, a talajvízszintben vagy a kisvízgyűjtők lefolyásában tapasztalható napi periódusú hullámváltozás kevéssé vizsgált jelenség, bár fontos információk forrása lehet. A fagyás-olvadás váltakozása napon belül, a trópusokon naponta rendszeresen megjelenő csapadékok, a vízfolyás medrének hőmérséklet hatására jelentkező hidraulikus vezetőképesség változása éppúgy az ilyen periodikus változás oka lehet, mint a vegetáció napi ciklusú vízfelvétele. A következőkben tézisszerűen összefoglalom a napi ingadozás vizsgálatával kapcsolatos kutatásaimat.

### *I\_tézis*

*Áttekintettem a hidrológiai jellemzőkben a napi ingadozás típusait, kitérve az okozó hatásokra. Elemeztem a párolgási típus szezonális változását és összefüggését a környezeti paraméterekkel. A napi ingadozást felhasználó evapotranszpirációt számító eljárásokat rendszereztem és kritikailag értékeltem. Ezek az eljárások általában kevés paramétert igényelnek, egyszerűek és nagyobb időbeli felbontásban (pl. órás) is viszonylag pontos talajvíz evapotranszpiráció-értéket szolgáltatnak. Az ET<sub>gw</sub> mellett az előbbi eljárások alkalmasak a felszín alatti talajvíz utánpótlódás becslésére is, amelynek számszerűsítése vízkészletgazdálkodási szempontból is fontos. Az előbbieket miatt a diurnális módszerek méltán felveszik a versenyt a rövid távon pontos, de sok paramétert igénylő mikrometeorológiai módszerekkel éppúgy, mint a kis paraméterigényű (pl. csak hőmérséklet), de rövid távon pontatlan robosztus eljárásokkal.*

### *II\_tézis*

*A felszínközeli talajvízű területek (általában vízfolyásmenti zónák) talajvízállásának napi ingadozása alapján egy új módszert (a White (1932) eljárás módosításával) dolgoztam ki a vegetáció csapadékmentes időszakokban jellemző, elsősorban a talajvízből táplálkozó evapotranszpirációjának számítására. A módszer újdonsága, hogy napon belüli háttérből történő utánpótlódás számítására is alkalmas. Az új eljárás két egymástól függetlenül használható változatát munkáltam ki, egy empirikus és egy hidraulikus. A hidraulikus módszer egy egyszerűsített vízmérleg és a talajvízmozgás Darcy-féle megközelítése alapján számítja a talajvíz evapotranszpirációját, a talajvízszintek napi periódusú ingadozását felhasználva. Az empirikus módszer karakterisztikus pontok alapján dolgozik, statisztikai alapon, így nem igényli a Darcy-féle egyenlet használatát. Az új eljárást először a Sopron melletti hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő 2005. évi hidro-meteorológiai adatain teszteltem. A hidraulikus módszerrel készített érzékenységvizsgálat szerint a szivárgási tényezőnek és az  $S_y$ , fajlagos hozamnak a pontos ismerete fontos a modell megfelelő működéséhez. A módszert később számos más területen is sikerrel alkalmaztuk, ill. alkalmazták hazánkban és külföldön egyaránt a talajvízből származó ET becslésére.*

*III\_tézis*

*A napi vízállásingadozásán alapuló eljárások alkalmazásánál felmerülő lehetséges hibaforrásokat elemeztem. A hibaforrások vizsgálata során megállapítást nyert, hogy a mérések során ügyelni kell arra, hogy a számításra felhasznált adatok olyan talajvízkútból származzanak, amely a vízfolyásmenti zóna szegélyétől és a vízfolyástól elegendő távolságra helyezkedik el. Nagyon fontos a pontos, mesterséges hibahatásoktól mentes mérés is. Így, ha a vízállás és a kompenzáló légnyomás külön nyomásszondákkal mért, azokat hasonlóan temperált környezetben telepítsük.*

*IV\_tézis*

*A kisvízgyűjtők vízfolyásainak alapvízhozamában a vegetációs időszakban jelentkező napi ingadozást felhasználva, vízgyűjtőszintű talajvízpárolgás számítására dolgoztam ki új módszert. A talajvízszintek napi ingadozásán alapuló ET<sub>gw</sub>-t számító módszert továbbfejlesztettem a kisvízfolyások alapvízhozamában jelentkező napi ingadozást felhasználó eljárássá. A módszer a vízmérleg egyenletet és a lineáris tározó modellt használja fel a számításához, igényli a vízfolyásmenti zóna vízgyűjtőszintű geometriai jellemzőinek (szélesség, hossz) ismeretét, de nem igényel semmiféle talajfizikai paramétert. Az eljárás segítségével sikerrel határoztam meg vízgyűjtőszintű talajvíz evapotranszpirációt a Soproni-hegységben, a hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő lefolyási adatainak felhasználásával. Az új eljárás helyességét numerikus modellezéssel is teszteltem, ami alapján megállapítást nyert, hogy a módszer a feltételezett áramkép megfelelőségét igazoló geometriai és talajfizikai jellemzők esetén működik megfelelően. A modellbe beadott ET értékek és a modell kimeneti lefolyásadatainak felhasználásával visszaszámolt talajvíz ET lineáris korrelációja minden paraméterkombinációban nagyon magas, így a modellparaméterek egyszerű kalibrálásával más áramképeknél is pontos ET értékek nyerhetők vissza.*

*V\_tézis*

*A talajnedvesség napi ingadozását felhasználva új eljárást dolgoztam ki az evapotranszpiráció becslésére, a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszer talajnedvesség adatokra való adaptálásával. A talajnedvesség adatokkal dolgozó becslésnek a talajvíz napi ingadozásán alapuló módszerhez képest nagy előnye, hogy nem igényli az  $S_y$  értékének ismeretét. Másrészt az eljárás hátránya, hogy az egész háromfázisú zóna talajnedvességkészletét a talajvíztükör fölött nagy gyakorisággal és megbízhatóan kell mérni és ez meglehetősen költséges. Az új módszert a Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének hidrometeorológiai adatain sikeresen teszteltem. Mind napon belüli, mind napi felbontásban jól összeváltak a kalkulált értékek a referenciamódszerként használt Penman-Monteith módszerrel számolt ET-vel. Összehasonlításként a korábbi tradicionális módszerrel és a White (1932) módszer talajnedvességre adaptálásával becsült ET értékek viszont jelentősen alatta maradtak az új módszerrel számított ET-nek. A különbség oka a korábbi módszerek nem megfelelő utánpótlódás becslése miatt jelentkezik. A kidolgozott módszer elsősorban a talajvíz feláramlási zónákban hasznosítható, és itt jelentősen pontosíthatja a talajnedvesség mérésen alapuló ET becslést.*

*VI\_tézis*

*A talajvíz napi ingadozása alapján talajvíz evapotranszpirációt és talajvíz utánpótlódást számító módszerek egyik kulcsparaméternek, a fajlagos hozamnak (Sy) új megközelítésű becslésére módszert fejlesztettem. Az Sy-ban jelentkező hiba közvetlenül átadódik az utánpótlódás és így az ET becslésbe is. A paraméter klasszikustól eltérő értelmezése szükséges a fent említett módszerek esetében, hiszen a pórusok leürülésre rendelkezésre álló idő itt általában rövidebb és a talajvízszint viszonylag közel van a felszínhez. A nagy időbeli gyakoriságú, teljes talajnedvesség profilra (terepfelszintől a talajvízszintig) kiterjedő talajnedvességmérések és az ezzel párhuzamos talajvízszint mérések, lehetőséget adnak az Sy akár napon belüli változásának meghatározására. Kapcsolt talajnedvesség és talajvízszintmérések alapján számított Sy értékeket tradicionális módszerekkel meghatározott Sy értékekkel vettem össze, a diurnális módszerekhez leginkább megfelelő egyszerű eljárás kiválasztása céljából. A slug teszt alapú becslések adták a kapcsolt talajnedvesség- és talajvízszint-mérés alapján meghatározott Sy-hoz legközelebbi értékeket. A nagy gyakoriságú mérés alapján lehetőség nyílt az Sy paraméter időbeli dinamikájának vizsgálatára is, elsősorban a leürülés sebességének függvényében. A meghatározott napon belül változó és a napon belül konstansnak vett Sy értékekkel is megtörtént a talajvíz napi ingadozásán alapuló ET számítás és a kapott eredményeket egy referencia ET meghatározási módszerrel is sikeresen összevettem.*

A javasolt módszerek alkalmazásának lehetőségei a jövőben valószínűleg nőni fognak, ahogy a talajnedvesség, a talajvíz és a lefolyás nagyobb gyakoriságú folyamatos monitorozása egyre megbízhatóbbá és olcsóbbá válik. Az alkalmazással kapcsolatos igények pedig a talajvízfüggő társulások vízigényének meghatározásakor az EU Víz Keretirányelv bevezetése kapcsán is előtérbe kerülnek. Az egyre melegebbé és esetenként szárazabbá váló klimatikus viszonyok között a talajvízfüggő erdőtársulások vízigénye a jövőben valószínűleg nőni fog. A vízigény a biológiai produkcióval szorosan összefügg, így az erdőgazdálkodóknak is érdeke a vízigény kielégítése, hiszen ebben az esetben lehet nagy hozamú fafajokkal dolgozni. Az új eljárások emellett nemcsak a klasszikus erdőtársulások, hanem a faültetvények, az agro-erdészeti rendszerek vagy vízigényes mezőgazdasági kultúrák talajvízfelhasználására is pontos adatokat szolgáltathatnak. A vízfelvétel pontos számszerűsítése vízkészletgazdálkodási és erdőgazdálkodási szempontból is lényeges kérdés, különösen akkor, ha vízpótlás vagy vízvisszatartás kérdése merül fel az erdők többlet vízigényének kielégítése kapcsán.

## Köszönetnyilvánítás

Mindenek előtt köszönöm az Úristennek, hogy ötleteket, kitartást és egészséget adott ennek a munkának a megírásához.

Köszönöm családomnak, ezen belül főként feleségemnek, hogy a dolgozat készítése közben megértőek voltak velem és támogattak.

Kollégáimnak (a Sopron Egyetem Geomatikai és Képtudományi Intézete munkatársainak) köszönöm, hogy a munkahelyen támogattak a tudományos munkában.

Külön köszönet illeti Kalicz Péter kollégámat a programozásban, Zagyvainé Kiss Katalin Anitának pedig a dolgozat átnézésében nyújtott segítségéért. Köszönöm Kucsara Mihály kollégának, hogy a tudományos igényesség szempontjából példát mutatott és az elmélyült tudományos munkához a szakmai háttérrel, a kutatási terület zavartalan működését biztosította.

Köszönöm korábbi műegyetemi témavezetőmnek, Szilágyi Józsefnek, hogy a hidrológiai kutatásokban a világ élvonalába tartozó ismeretek elsajátításában és a nemzetközi publikálásban támogatott, az ötleteimet felkarolta és a továbbfejlesztésükben segített. Köszönöm korábbi műegyetemi tanszékvezetőmnek, Józsa Jánosnak a sok értékes szakmai és életvezetési tanácsot, amivel ellátott a tudományos munkám során

A dolgozat megírásához alapadatokat szolgáltató kutatást az ERFARET, az OTKA (T 030632 és F 046720, NN 79835), az „Agrárklíma.2“ (VKSZ\_12-1-2013-0034) és a TKP2021-NKTA-43 számú projekt („A TKP2021-NKTA-43 számú projekt az Innovációs és Technológiai Minisztérium Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alapból nyújtott támogatásával, a TKP2021-NKTA pályázati program finanszírozásában valósult meg.”) támogatta.

## Hivatkozások

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements (FAO Irrigation and Drainage Papers). FAO.
- Barnard, H.R., Graham, C.B., Verseveld, W.J.V., Brooks, J.R., Bond, B.J., McDonnell, J.J., 2010. Mechanistic assessment of hillslope transpiration controls of diel subsurface flow: a steady-state irrigation approach. *Ecohydrology* n/a–n/a. <https://doi.org/10.1002/eco.114>
- Bauer, P., Thabeng, G., Stauffer, F., Kinzelbach, W., 2004. Estimation of the evapotranspiration rate from diurnal groundwater level fluctuations in the Okavango Delta, Botswana. *Journal of Hydrology* 288, 344–355. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.10.011>
- Baumgartner, A., Liebschner, H.-J., 1990. Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger.
- Blaney, H.F., Taylor, C.A., Young, A.A., 1930. Rainfall penetration and consumptive use of water in the Santa Ana river valley and coastal plain. Calif. Dept. Pub. Works, Div. Water Resources Bull. 33, 162.
- Blaney, H.F., Taylor, C.A., Young, A.A., Nickle, H.G., 1933. Water losses under natural conditions from wet areas in southern California. Calif. Dept. Pub. Works, Div. Water Resources Bull. 44, 139.
- Bond, B.J., Jones, J.A., Moore, G., Phillips, N., Post, D., McDonnell, J.J., 2002. The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin. *Hydrological Processes* 16, 1671–1677. <https://doi.org/10.1002/hyp.5022>
- Boronina, A., Golubev, S., Balderer, W., 2005. Estimation of actual evapotranspiration from an alluvial aquifer of the Kouris catchment (Cyprus) using continuous streamflow records. *Hydrological Processes* 19, 4055–4068. <https://doi.org/10.1002/hyp.5871>
- Bousek, R., 1933. Das tägliche periodische steigen und fallen des Grundwasserspiegels. *Die Wasserwirtschaft* 31, 427–429.
- Bouyoucos, G.J., 1915. Effect of temperature on movement of water vapor and capillary moisture in soils. *Journal of Agricultural Research* 5, 141–172.
- Bren, L.J., 1997. Effects of slope vegetation removal on the diurnal variations of a small mountain stream. *Water Resources Research* 33, 321–331. <https://doi.org/10.1029/96wr02648>
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Colo. State Univ., Fort Collins.
- Brutsaert, W., Nieber, J.L., 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research* 13, 637–643. <https://doi.org/10.1029/WR013i003p00637>
- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology an Introduction*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Burger, H., 1945. Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer (No. 25(1)). IV. Mittlg. Der Wasserhaushalt im Valle di Melera von 1934/35 bis 1943/44. - Mitt. d. Schweiz. Anstalt f. forstl. Versuchsw.
- Burt, T.P., 1979. Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow. *Journal of Hydrology* 41, 291–301. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90067-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90067-2)
- Butler, J.J., Kluitenberg, G.J., Whittemore, D.O., Loheide, S.P., Jin, W., Billinger, M.A., Zhan, X., 2007. A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table. *Water Resources Research* 43. <https://doi.org/10.1029/2005wr004627>



- Cadol, D., Kampf, S., Wohl, E., 2012. Effects of evapotranspiration on baseflow in a tropical headwater catchment. *Journal of Hydrology* 462–463, 4–14.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.060>
- Caine, N., 1992. Modulation of the diurnal streamflow response by the seasonal snowcover of an alpine basin. *Journal of Hydrology* 137, 245–260. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90059-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90059-5)
- Caldwell, M.M., Dawson, T.E., Richards, J.H., 1998. Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants. *Oecologia* 113, 151–161.  
<https://doi.org/10.1007/s004420050363>
- Callede, J., 1977. Oscillations journalieres du debit des rivieres an l'absence de precipitations. *Cahiers ORSTOM.Série Hydrologie* 14, 219–283.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* 24, 755–769.  
<https://doi.org/10.1029/wr024i005p00755>
- Chen, X., 2007. Hydrologic connections of a stream–aquifer–vegetation zone in south-central Platte River valley, Nebraska. *Journal of Hydrology* 333, 554–568.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.020>
- Cheng, D., Li, Y., Chen, X., Wang, W., Hou, G., Wang, C., 2013. Estimation of groundwater evapotranspiration using diurnal water table fluctuations in the Mu Us Desert, northern China. *Journal of Hydrology* 490, 106–113.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.027>
- Child, E.C., 1960. The nonsteady state of water table in drained land. *Journal of Geophysical Research* 65, 780–782.
- Coduto, D.P., 1999. *Geotechnical Engineering: Principles and Practices*. Prentice Hall.
- Croft, A.R., 1948. Water loss by stream surface evaporation and transpiration by riparian vegetation. *Transactions, American Geophysical Union* 29, 235–239.
- Crosbie, R.S., Binning, P., Kalma, J.D., 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research* 41. <https://doi.org/10.1029/2004wr003077>
- Csáfordi, P., Eredics, A., Gribovszki, Z., Kalicz, P., Koppán, A., Kucsara, M., Moricz, N., Rasztovits, E., Víg, P., 2012. Hidegvíz Valley Experimental Watershed. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron.
- Csáfordi, P., Szabó, A., Balog, K., Gribovszki, Z., Bidló, A., Tóth, T., 2017. Factors controlling the daily change in groundwater level during the growing season on the Great Hungarian Plain: a statistical approach. *Environmental Earth Sciences* 76.  
<https://doi.org/10.1007/s12665-017-7002-1>
- Cuevas, J., Calvo, M., Little, C., Pino, M., Dassori, P., 2010. Are diurnal fluctuations in streamflow real? *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 58.  
<https://doi.org/10.2478/v10098-010-0014-0>
- Czikowsky, J.M., 2003. Seasonal and successional effects on evapotranspiration and streamflow (mathesis). Dept. of Earth and Atmospheric Sciences, The University at Albany, State University of New York.
- Czikowsky, M.J., Fitzjarrald, D.R., 2004. Evidence of Seasonal Changes in Evapotranspiration in Eastern U.S. Hydrological Records. *Journal of Hydrometeorology* 5, 974–988. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0974:EOSCIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0974:EOSCIE>2.0.CO;2)
- Daley, M.J., Phillips, N.G., 2006. Interspecific variation in nighttime transpiration and stomatal conductance in a mixed New England deciduous forest. *Tree Physiology* 26, 411–419. <https://doi.org/10.1093/treephys/26.4.411>
- Delfs, J., W. Friedrich, and H.K., Wagenhoff, A., 1958. Der einfluß des waldes und des

- kahlschlages auf den abflußvorgang, den wasserhaushalt und den bodenabtrag. Mitt. A. d. Nieders. Landes-forstverwaltung, Aus dem Walde 3, 223.
- Dingman, S.L., 2002. *Physical Hydrology* (2nd Edition). Prentice Hall.
- Dolan, T.J., Hermann, A.J., Bayley, S.E., Zoltek, J., 1984. Evapotranspiration of a Florida, U.S.A., freshwater wetland. *Journal of Hydrology* 74, 355–371. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90024-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90024-6)
- Duke, H.R., 1972. Capillary properties of soils-influence upon specific yield 688–699. *Trans. ASAE* 688–699.
- Dunford, A.R., Fletcher, P.W., 1947. Effect of removal of streambank vegetation upon water yield. *Transactions, American Geophysical Union* 28, 105–110.
- Dvorakova, S., Kovar, P., Zeman, J., 2012. Implementation of conceptual linear storage model of runoff with diurnal fluctuation in rainless periods. *J. Hydrol. Hydromech.* 60(4), 217–226. <https://doi.org/10.2478/v10098-012-0019-y>
- Dvorakova, S., Kovar, P., Zeman, J., 2014. Impact of evapotranspiration on discharge in small catchments. *J. Hydrol. Hydromech.* 62(4), 285–292. <https://doi.org/10.2478/johh-2014-0039>
- Eimern, J.V., 1950. Beobachtungen und bemerkungen zur wasserbewegung im boden und zur frosthebung des bodens. *Z. Acker- u. Pflanzenbau* 108, 375–383.
- Engel, V., Jobbágy, E.G., Stieglitz, M., Williams, M., Jackson, R.B., 2005. Hydrological consequences of Eucalyptus afforestation in the Argentine Pampas. *Water Resources Research* 41. <https://doi.org/10.1029/2004wr003761>
- Fahle, M., Dietrich, O., 2014. Estimation of evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations: Comparison of different approaches with groundwater lysimeter data. *Water Resources Research* 50, 273–286. <https://doi.org/10.1002/2013WR014472>
- Fan, J., Ostergaard, K.T., Guyot, A., Fujiwara, S., Lockington, D.A., 2016. Estimating groundwater evapotranspiration by a subtropical pine plantation using diurnal water table fluctuations: Implications from night-time water use. *Journal of Hydrology* 542, 679–685. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.040>
- Feddes, R.A., Kowalik, P., Kolinska-Malinka, K., Zaradny, H., 1976. Simulation of field water uptake by plants using soil water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology* 31, 13–26.
- Federer, C.A., 1973. Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. *Water Resources Research* 9, 1599–1604. <https://doi.org/10.1029/wr009i006p01599>
- Fisher, J.B., Baldocchi, D.D., Misson, L., Dawson, T.E., Goldstein, A.H., 2007. What the towers don't see at night: nocturnal sap flow in trees and shrubs at two AmeriFlux sites in California. *Tree Physiology* 27, 597–610. <https://doi.org/10.1093/treephys/27.4.597>
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, N. J.
- Gatewood, J.S., Robinson, T.W., Colby, B.R., Hem, J.D., Halpenny, L.C., 1950. *Use of Water by Bottom-land Vegetation in Lower Safford Valley, Arizona*. USGS Water Supply Paper.
- Gazal, R.M., Scott, R.L., Goodrich, D.C., Williams, D.G., 2006. Controls on transpiration in a semiarid riparian cottonwood forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 137, 56–67. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.03.002>
- Genuchten, Mt. van, 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Gerla, P.J., 1992. The relationship of water-table changes to the capillary fringe, evapotranspiration, and precipitation in intermittent wetlands. *Wetlands* 12, 91–98. <https://doi.org/10.1007/bf03160590>
- Goodrich, D.C., Scott, R., Qi, J., Goff, B., Unkrich, C.L., Moran, M.S., Williams, D.,

- Schaeffer, S., Snyder, K., MacNish, R., Maddock, T., Pooleand, D., Chehbounif, A., Cooper, D.I., Eichingerh, W.E., Shuttleworth, W.J., Kerri, Y., Marsetta, N., Ni, W., 2000. Seasonal estimates of riparian evapotranspiration using remote and in situ measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 105, 281–309. [https://doi.org/10.1016/s0168-1923\(00\)00197-0](https://doi.org/10.1016/s0168-1923(00)00197-0)
- Graham, C.B., Barnard, H.R., Kavanagh, K.L., McNamara, J.P., 2012. Catchment scale controls the temporal connection of transpiration and diel fluctuations in streamflow. *Hydrological Processes* 27, 2541–2556. <https://doi.org/10.1002/hyp.9334>
- Gribovszki, Z., 2018a. Comparison of specific-yield estimates for calculating evapotranspiration from diurnal groundwater-level fluctuations. *Hydrogeology Journal* 26, 869–880. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1687-9>
- Gribovszki, Z., 2018b. Validation of diurnal soil moisture dynamic-based evapotranspiration estimation methods. *Id\Hojárás* 122, 15–30. <https://doi.org/10.28974/idojaras.2018.1.2>
- Gribovszki, Z., 2014. Diurnal Method for Evapotranspiration Estimation from Soil Moisture Profile. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 10, 67–75. <https://doi.org/10.2478/aslh-2014-0005>
- Gribovszki, Z., 1999. Erdővel borított kisvízgyűjtők hordalékmozgása és vízminősége, in: MTA Agrár-Műszaki Bizottság “Kutatási És Fejlesztési Tanácskozás” Kiadványa. pp. 326–330.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., 2001. Erdei patakok alapvízhozamának elemzése idősor analízissel (a soproni-hegységben eredő farkas-árok patak példáján), in: *Alkalmazott Matematika És Mechanika Tudományos Konferencia Kiadványa*. pp. 30–32.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Balog, K., Szabó, A., Tóth, T., 2014. Comparison of an Oak Forest and of a Pasture Groundwater Uptake and Salt Dynamics on the Hungarian Great Plain. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 10, 103–114. <https://doi.org/10.2478/aslh-2014-0008>
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Balog, K., Szabó, A., Tóth, T., Csáfordi, P., Metwaly, M., Szalai, S., 2017. Groundwater uptake of different surface cover and its consequences in great Hungarian plain. *Ecological Processes* 6. <https://doi.org/10.1186/s13717-017-0106-4>
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M., 2006. Streamflow characteristics of two forested catchments in Sopron Hills. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 2, 81–92.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M., 2002. Erdősült felső vízgyűjtők vízhozamának napi változása, in: *GEO 2002 – Magyar Földtudományi Szakemberek VI Világtalálkozója Kiadványa*.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kukléta, K., Lovász, Á., Storcz, C., Tóth, A., 2007. A vízfolyásmenti vegetáció hatása a talajvízre és a vízfolyások alapvízhozamára. *Hidrológiai Közlöny* 87, 39–40.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., 2013. Does the accuracy of fine-scale water level measurements by vented pressure transducers permit for diurnal evapotranspiration estimation? *Journal of Hydrology* 488, 166–169. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.001>
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., 2012. Kisvízfolyások napi vízhozamingadozása alapján evapotranszpirációt becsülő módszer validálása, in: *MMT XXXIV. Vándorgyűlése*.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., 2011. Numerical Validation of a Diurnal Streamflow-Pattern-Based Evapotranspiration Estimation Method. *Acta Silv. Lign. Hung.* 7, 63–74.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., 2010b. Talajvíz evapotranszpiráció számítása a vízhozamok napi periódusú ingadozása alapján. *Hidrológiai Közlöny* 90, 19–28.
- Gribovszki, Zoltán, Szilágyi, J., Kalicz, P., 2010a. Diurnal fluctuations in shallow

- groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. *Journal of Hydrology* 385, 371–383. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.001>
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., 2009. Napi periodusú változás a hidrológiai jellemzőkben. *Hidrológiai Közlöny* 89, 23–37.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., Kucsara, M., 2008. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology* 349, 6–17. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.049>
- Haise, H.R., Kelley, O.J., 1950. Causes of diurnal fluctuations of tensiometers. *Soil Science* 70, 301–313.
- Hays, K.B., 2003. Water use by saltcedar (*Tamarix* sp.) and associated vegetation on the Canadian, Colorado and Pecos rivers in Texas (phdthesis). Texas A & M University.
- Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Heikel, W., 1964. Zur charakteristik des abflussverhaltens in der thüringer wald-flussgebieten des vesser und zahmen gera. *Archiv für Naturschutz* 4, 51–82.
- Heikel, W., 1963. Grundwasservorkommen in der talböden kristalliner mittelgebirge, dargestellt am beispiel der vesser und zahmen gera im mittleren thüringer wald. *Wissenschaftliche Z. der Friedrich-Schiller-Universität Jena* 12, 341–353.
- Herczeg, P., 2011. Nedvámítás vizsgálat a földi fák törzsében a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben (diplomamunka). Nyugat-magyarországi Egyetem.
- Hewlett, J.D., 1982. Principles of Forest Hydrology. Univ of Georgia Pr.
- Hughes, C.E., Kalma, J.D., Binning, P., Willgoose, G.R., Vertzonis, M., 2001. Estimating evapotranspiration for a temperate salt marsh, Newcastle, Australia. *Hydrological Processes* 15, 957–975. <https://doi.org/10.1002/hyp.189>
- Hylckama, T.E.A.V., 1968. Water level fluctuations in evapotranspirometers. *Water Resources Research* 4, 761–768.
- ILRI, 1972. Fieldbook for land and water management experts. Wageningen, The Netherlands.
- Jamison, V.C., Kroth, E.M., 1958. Available moisture storage capacity in relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. *Soil Science Society of America, Proceedings* 22, 189–192.
- Járó, Z., Sitkey, J., 1995. Az erdő és a talajvíz kapcsolata. *Erdészeti Kutatások* 85, 35–46.
- Jobbágy, E.G., Noretto, M.D., Villagra, P.E., Jackson, R.B., 2011. Water subsidies from mountains to deserts: their role in sustaining groundwater-fed oases in a sandy landscape. *Ecological Applications* 21, 678–694. <https://doi.org/10.1890/09-1427.1>
- Johnson, A.I., 1967. Specific yield-compilation of specific yields for various materials. U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.
- Johnson, A.I., Prill, R.C., Morris, D.A., 1963. Specific yield – column drainage and centrifuge moisture content. US Geol Surv Water-Supply Paper.
- Johnson, B., Malama, B., Barrash, W., Flores, A.N., 2013. Recognizing and modeling variable drawdown due to evapotranspiration in a semiarid riparian zone considering local differences in vegetation and distance from a river source. *Water Resources Research* 49, 1030–1039. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20122>
- Jordan, P., 1983a. Meltwater movement in a deep snowpack: 1. Field observations. *Water Resources Research* 19, 971–978. <https://doi.org/10.1029/WR019i004p00971>
- Jordan, P., 1983b. Meltwater movement in a deep snowpack: 2. Simulation model. *Water Resources Research* 19, 979–985. <https://doi.org/10.1029/WR019i004p00979>
- Juhasz, J., 2002. Hidrológia. Akadémiai kiadó.
- Kalicz, P., Gribovszki, Z., Kucsara, M., Vig, P., 2005. A vegetáció hatása a felső vízgyűjtők patakjainak alapvízhozam mintázatára. *Hidrológiai Közöny* 85, 50–52.

- Kalicz, P., Gribovszki, Z., Király, G., 2011. Galériaerdők hatása a vízfolyások recessziós görbéire és ennek információ tartalma. *Erdészettudományi közlemények* 1, 45-57.
- Kausch, W., 1957. Die transpiration als ursache für tägliche grundwasserschwankungen. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* 70, 436–444.
- Kavanagh, K.L., Pangle, R., Schotzko, A.D., 2007. Nocturnal transpiration causing disequilibrium between soil and stem predawn water potential in mixed conifer forests of Idaho. *Tree Physiology* 27, 621–629. <https://doi.org/10.1093/treephys/27.4.621>
- Kézdy, Á., 1977. *Talajmechanika*. Tankönyvkiadó.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR006912>
- Kisházi, P., Ivancsics, J., 1981. Sopron környéki uledékek összefoglaló földtani értékelése. Kozponti bányászati fejlesztési Intézet Petrográfia, Sopron.
- Klinker, L., Hansen, H., 1964. Bemerkungen zur tagesperiodischen variationen des grundwasserhorizontes und des wasserstandes in kleinen wasserlaufen. *Zeitschrift für Meteorologie* 17, 240–245.
- Koppán, A., Wesztergom, V., Szarka, L., 2000. Annual fluctuation in amplitudes of daily variations of electrical signals measured in the trunk of a standing tree. *Life Sciences* 323, 559–563.
- Kovács, B., 2004. Hidrodinamikai és transzportmodellezés I. Gáma Geo Kft.
- Kovács, B., Szanyi, J., 2005. Hidrodinamikai és transzportmodellezés II. Gáma Geo Kft.
- Kovács, G., 1972. *A szivárgás hidraulikája*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Kovar, P., Bachinova, H., 2015. Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods. *Soil & Water Res.* 10(4), 210–217. <https://doi.org/10.17221/122/2015-SWR>
- Kozeny, J., 1933. Das tägliche periodische steigen und fallen des grundwasserspiegels. *Die Wasserwirtschaft* 31, 424–427.
- Kukléta, K., 2007. Egy kisvízfolyás alapvízhozam változásai (resreport). Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron.
- Lam, L., Fredlund, D.G., Barbour, S.L., 1987. Transient seepage model for saturated–unsaturated soil systems: a geotechnical engineering approach. *Canadian Geotechnical Journal* 24, 565–580.
- Lappala, E.G., Healy, R., Weeks, E.P., 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media (No. 83–4099). U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep.
- Lautz, L.K., 2008. Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone. *Hydrogeology Journal* 16, 483–497. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0239-0>
- Lawrence, R.E., 1990. The interaction between the environment, land use, and hydrology of the Bogong High Plains area from 1850 to 1985 (phdthesis). Univ. of Melbourne, Parkville, Australia.
- Lee, R., 1980. *Forest Hydrology*. Columbia University Press.
- Logsdon, S.D., Schilling, K.E., Hernandez-Ramirez, G., Prueger, J.H., Hatfield, J.L., Sauer, T.J., 2010. Field estimation of specific yield in a central Iowa crop field. *Hydrological Processes* n/a–n/a. <https://doi.org/10.1002/hyp.7600>
- Loheide, S.P., 2008. A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations. *Ecohydrology* 1, 59–66. <https://doi.org/10.1002/eco.7>
- Loheide, S.P., Butler, J.J., Gorelick, S.M., 2005. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow

- assessment. *Water Resources Research* 41. <https://doi.org/10.1029/2005WR003942>
- Lott, R.B., Hunt, R.J., 2001. Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands. *Wetlands* 21, 614–628.
- Lundquist, J.D., Cayan, D.R., 2002. Seasonal and spatial patterns in diurnal cycles in streamflow in the western united states. *Journal of Hydrometeorology* 3, 591–603.
- Major, P., 2002. Síkvidéki erdők hatása a vízháztartásra. *Hidrológiai közlöny* 82, 319–323.
- Major, P., 1974. A síkvidéki erdő hatásának vizsgálata a talajvízpárolgás és tényleges beszivárgás folyamataira. *Hidrológiai közlöny* 54, 281–287.
- Malama, B., Johnson, B., 2010. Analytical modeling of saturated zone head response to evapotranspiration and river-stage fluctuations. *Journal of Hydrology* 382, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.010>
- Marosi, S., Somogyi, S. (Eds.), 1990. Magyarország Kistájainak Kataszttere I. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest.
- Mazur, M.L.C., Wiley, M.J., Wilcox, D.A., 2013. Estimating evapotranspiration and groundwater flow from water-table fluctuations for a general wetland scenario. *Ecohydrology* 7, 378–390. <https://doi.org/10.1002/eco.1356>
- McLaughlin, D.L., Cohen, M.J., 2011. Thermal artifacts in measurements of fine-scale water level variation. *Water Resources Research* 47. <https://doi.org/10.1029/2010WR010288>
- Mentes, G., 2000. Sekély mélységű fúróluk-dőlésmérők alkalmazási lehetőségei lokális geodinamikai jelenségek monitorozására. *Geomatikai közlemények* 3, 139147.
- Meyboom, P., 1965. Three observations on streamflow depletion by phreatophytes. *Journal of Hydrology* 2, 248–261. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(65\)90040-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(65)90040-5)
- Meyer, A.F., 1960. Effect of temperature on groundwater levels. *J. Geophys. Res.* 65, 1747–1752.
- Miller, G.R., Chen, X., Rubin, Y., Ma, S., Baldocchi, D.D., 2010. Groundwater uptake by woody vegetation in a semiarid oak savanna. *Water Resources Research* 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008902>
- Mitsch, W.J., Gosselink, J.G., 2000. *Wetlands*. John Wiley and Sons.
- Moench, A.F., 1994. Specific yield as determined by type-curve analysis of aquifer-test data. *Groundwater* 32, 949–957.
- Molen, W.H. van der, Beltrán, J.M., Ochs, W.J., 2007. Guidelines and computer programs for the planning and design of land drainage systems (FAO Irrigation and Drainage Papers). FAO.
- Morgenschweis, G., 1995. Kurzzeitige vorhersage der wasserentnahme aus einem flussgebiet, in: *Wiss. Tagung Hydrologie Und Wasserwirtschaft Zum Thema “Verfügbarkeit von Wasser.”*
- Móricz, N., Mátyás, C., Berki, I., Rasztovits, E., Vekerdy, Z., Gribovszki, Z., 2012. Comparative water balance study of forest and fallow plots. *iForest - Biogeosciences and Forestry* 5, 188–196. <https://doi.org/10.3832/ifor0624-005>
- Móricz, N., Tóth, T., Balog, K., Szabó, A., Rasztovits, E., Gribovszki, Z., 2016. Groundwater uptake of forest and agricultural land covers in regions of recharge and discharge. *iForest - Biogeosciences and Forestry* 9, 696–701. <https://doi.org/10.3832/ifor1864-009>
- Morton, F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* 66, 1–76.
- Mould, D.J., Frahm, E., Salzmann, T., Miegel, K., Acreman, M.C., 2010. Evaluating the use of diurnal groundwater fluctuations for estimating evapotranspiration in wetland environments: case studies in southeast England and northeast Germany. *Ecohydrology* 3, 294–305. <https://doi.org/10.1002/eco.108>
- Mutzner, R., Weijis, S.V., Tarolli, P., Calaf, M., Oldroyd, H.J., Parlange, M.B., 2015. Controls

- on the diurnal streamflow cycles in two subbasins of an alpine headwater catchment. *Water Resources Research* 51, 3403–3418. <https://doi.org/10.1002/2014WR016581>
- Nachabe, M., Shah, N., Ross, M., Vomacka, J., 2005. Evapotranspiration of Two Vegetation Covers in a Shallow Water Table Environment. *Soil Science Society of America Journal* 69, 492. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0492>
- Nachabe, M.H., 2002. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. *Water Resources Research* 38, 11–1–11–7. <https://doi.org/10.1029/2001WR001071>
- Nachabe, M.H., Ahuja, L.R., Rokicki, R., 2003. Field capacity of soil-water, concept, measurement, and approximation, in: Stewart, B.A., Howell, T. (Eds.), . Marcel Dekker, New York.
- Németh, E., 1954. Hidrológia és hidrometria. Tankönyvkiadó.
- Neuman, S.P., 1987. On methods of determining specific yield. *Groundwater* 25, 679–684.
- Nosetto, M.D., Jobbágy, E.G., Tóth, T., Bella, C.M.D., 2007. The effects of tree establishment on water and salt dynamics in naturally salt-affected grasslands. *Oecologia* 152, 695–705. <https://doi.org/10.1007/s00442-007-0694-2>
- Novick, K.A., Oren, R., Stoy, P.C., Siqueira, M.B.S., Katul, G.G., 2009. Nocturnal evapotranspiration in eddy-covariance records from three co-located ecosystems in the Southeastern U.S.: Implications for annual fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* 149, 1491–1504. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.04.005>
- Olivry, J.C., 1976. Régimes hydrologiques en pays bamiléké. *Cah. OSTROM, Sér. Hydrologie* 13, 37–71.
- Oren, R., Sperry, J.S., Ewers, B.E., Pataki, D.E., Phillips, N., Megonigal, J.P., 2001. Sensitivity of mean canopy stomatal conductance to vapor pressure deficit in a flooded *Taxodium distichum* L. forest: hydraulic and non-hydraulic effects. *Oecologia* 126, 21–29. <https://doi.org/10.1007/s004420000497>
- Pörtge, K.H., 1996. Tagesperiodische Schwankungen des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten als Ausdruck komplexer Wasser- und Stoffflüsse. Verlag Erich Goltze GmbH KG.
- Radcliffe, D.E., Simunek, J., 2010. Soil physics with HYDRUS: Modeling and applications. Boca Raton, FL: CRC Press/Taylor & Francis.
- Renner, M., Hassler, S. K., Blume, T., Weiler, M., Hildebrandt, A., Guderle, M., 2016. Dominant controls of transpiration along a hillslope transect inferred from ecohydrological measurements and thermodynamic limits. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(5), 2063–2083. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2063-2016>
- Reigner, I.C., 1966. A method for estimating streamflow loss by evapotranspiration from the riparian zone. *Forest Science* 12, 130–139.
- Robson, S.D., 1993. Techniques for estimating specific yield and specific retention from grain size data and geophysical logs from clastic bedrock aquifers (No. 93–4198). U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investigations Report.
- Roche, M.A., 1970. Hydrogéologie des cotes du la tchad a no, tchingam et soro (kanem). *Cah. OSTROM, Sér. Hydrologie* 7, 89–111.
- Romano, N., Santini, A., 2002. Water retention and storage: Field, in: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), . SSSA, Madison, WI., pp. 721–738.
- Rönsch, H., 1967. Tagesgänge in abfluss und deren meteorologische ursachen. *Zeitschrift für Meteorologie* 20, 364–371.
- Rosenberry, D.O., Winter, T.C., 1997. Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in north dakota. *Journal of Hydrology* 191, 226–289.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., Genuchten, M.T. van, 2001. rosetta : a computer program for

- estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* 251, 163–176. [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(01)00466-8)
- Schilling, K.E., 2007. Water table fluctuations under three riparian land covers, Iowa (USA). *Hydrological Processes* 21, 2415–2424. <https://doi.org/10.1002/hyp.6393>
- Schilling, K.E., Kiniry, J.R., 2007. Estimation of evapotranspiration by reed canarygrass using field observations and model simulations. *Journal of Hydrology* 337, 356–363. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.003>
- Schwartz, W.F., Zhang, H., 2003. *Fundamentals of Groundwater*. Wiley, New York.
- Senitz, S., 2001. Untersuchung und anwendung kurzperiodischer schwankungen des grundwasserspiegels in thüringen. *Grundwasser* 4, 163–173.
- Shah, N., Nachabe, M., Ross, M., 2007. Extinction Depth and Evapotranspiration from Ground Water under Selected Land Covers. *Ground Water* 45, 329–338. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00302.x>
- Simunek, J., Sejna, M., Genuchten, M.T. van, 1998. *The HYDRUS 1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Version 2.0*. Riverside, California: US Salinity Laboratory, ARS/USDA.
- Soylu, M.E., Lenters, J.D., Istanbuluoglu, E., Loheide, S.P., 2012. On evapotranspiration and shallow groundwater fluctuations: A Fourier-based improvement to the White method. *Water Resources Research* 48. <https://doi.org/10.1029/2011WR010964>
- Stauffer, F., Kinzelbach, W., 2001. Cyclic hysteretic flow in porous medium column: model, experiment, and simulations. *Journal of Hydrology* 240, 264–275. [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(00\)00382-6](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(00)00382-6)
- Stelczer, K., 2000. *A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai*. ELTE Eötvös kiadó.
- Storz, Cs., 2006. *A talajvíz és a patak-menti ökoszisztémák kapcsolatának vizsgálata, a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben (diplomamunka)*. Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron.
- Szesztay, K., 1972. *Hidrológia*. Tankönyvkiadó.
- Széles, B., Broer, M., Parajka, J., Hogan, P., Eder, A., Strauss, P., Blöschl, G., 2018. Separation of scales in transpiration effects on low flows: A spatial analysis in the Hydrological Open Air Laboratory. *Water Resources Research*, 54, 6168–6188. <https://doi.org/10.1029/2017WR022037>
- Szilágyi, J., 2004. Vadose zone influences on aquifer parameter estimates of saturated-zone hydraulic theory. *Journal of Hydrology* 286, 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.009>
- Szilágyi, J., Gribovszki, Z., Kalicz, P., 2011. Comment on “Interference of river level changes on riparian zone evapotranspiration estimates from diurnal groundwater level fluctuations” by J. Zhu, M. Young, J. Healy, R. Jasoni, J. Osterberg [J. Hydrol. 403(3–4) (2011) 381–389]. *Journal of Hydrology* 409, 578–579. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.006>
- Szilágyi, J., Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M., 2008. On diurnal riparian zone groundwater-level and streamflow fluctuations. *Journal of Hydrology* 349, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.014>
- R. Core Team, 2012. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Thal-Larsen, J.H., 1934. Fluctuations in the level of the phreatic surface with an atmospheric deposit in the form of dew. *Bodenkundliche Forschung* 4, 223–233.
- Török, A., 2008. *A vízviszonyok és a levélfelület kapcsolatának vizsgálata és ennek természetvédelmi vonatkozásai patak-menti ökoszisztémákban (diplomamunka)*. Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron.



- Tóth, A., 2007. Vízkedvelő erdőállományok és a talajvíz kapcsolatának elemzése, a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben (diplomamunka). Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron.
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68, 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795>
- Tóth, T., Balog, K., Szabo, A., Pasztor, L., Jobbágy, E.G., Noretto, M.D., Gribovszki, Z., 2014. Influence of lowland forests on subsurface salt accumulation in shallow groundwater areas. *AoB PLANTS* 6, plu054–plu054. <https://doi.org/10.1093/aobpla/plu054>
- Troxell, H.C., 1936. The diurnal fluctuation in the ground-water and flow of the Santa Anna river and its meaning. *Transactions, American Geophysical Union* 17, 496–504.
- Tschinkel, H.M., 1963. Short-term fluctuation in streamflow as related to evaporation and transpiration. *Journal of Geophysical Research* 68, 6459–6469.
- Tukey, J., 1949. Comparing Individual Means in the Analysis of Variance. *Biometrics* 5, 99–114.
- Turk, L.J., 1975. Diurnal fluctuation of water tables induced by atmospheric pressure changes. *Journal of Hydrology* 26, 1–16.
- Ubell, K., 1961. Über die gesetzmäßigkeiten des grundwassergangs and des grundwasserhaushalts in flachlandgebieten. *Wasserwirtschaft und Wassertechnik* 11, 366–372.
- Ubell, K., 1960. A talajvízállás előrejelzése (techreport). VITUKI.
- USBR, 1984. Drainage manual. A Water Resources Tech. Publication., Second printing. ed. US Dept. of Interior, Bureau of Reclamation., Denver, USA.
- V.Nagy, I., 1965. Hidrológia. Tankönyvkiadó.
- Wain, A.S., 1994. Diurnal river flow variations and development planning in the tropics. *The Geographical Journal* 160, 295–306.
- Wang, P., Grinevsky, S.O., Pozdniakov, S.P., Yu, J., Dautova, D.S., Min, L., Du, C., Zhang, Y., 2014. Application of the water table fluctuation method for estimating evapotranspiration at two phreatophyte-dominated sites under hyper-arid environments. *Journal of Hydrology* 519, 2289–2300. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.087>
- Wang, P., Pozdniakov, S.P., 2014. A statistical approach to estimating evapotranspiration from diurnal groundwater level fluctuations. *Water Resources Research* 50, 2276–2292. <https://doi.org/10.1002/2013WR014251>
- Weyer, K.U., 1972. Ermittlung der grundwassermengen in den festgesteinen der mittelgebirge aus messungen des trockenwetterabflusses. *Geol. Jb.* 3, 19–114.
- White, W.N., 1932. Method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil - results of investigation in escalante valley (Water Supply Paper No. 659- A). Utah - U.S. Geological Survey.
- Wicht, C.L., 1942. Depletion of ground water flow in jonkershoeck streams. *J.S. African For. Ass.* 8, 50–63.
- Wicht, C.L., 1941. Diurnal fluctuation in jonkershoeckstreams due to evaporation and transpiration. *J.S. African For. Ass.* 7, 34–49.
- Wittenberg, H., Sivapalan, M., 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of Hydrology* 219, 20–33.
- Wondzell, S.M., Gooseff, M.N., McGlynn, B.L., 2007. Flow velocity and the hydrologic behavior of streams during baseflow. *Geophysical Research Letters* 34. <https://doi.org/10.1029/2007GL031256>
- Yin, L., Zhou, Y., Ge, S., Wen, D., Zhang, E., Dong, J., 2013. Comparison and modification

- of methods for estimating evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations in arid and semiarid regions. *Journal of Hydrology* 496, 9–16.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.016>
- Zecharias, Y. B., and Brutsaert, W., 1988. Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resources Research* 24(10), 1651–1658.
- Zeppel, M., Tissue, D., Taylor, D., Macinnis-Ng, C., Eamus, D., 2010. Rates of nocturnal transpiration in two evergreen temperate woodland species with differing water-use strategies. *Tree Physiology* 30, 988–1000. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpq053>
- Zhu, J., Young, M., Healey, J., Jasoni, R., Osterberg, J., 2011. Interference of river level changes on riparian zone evapotranspiration estimates from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology* 403, 381–389.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.016>
- Zsuffa, I., 1996. *Műszaki Hidrológia I-IV. kötet. Műegyetemi Kiadó.*

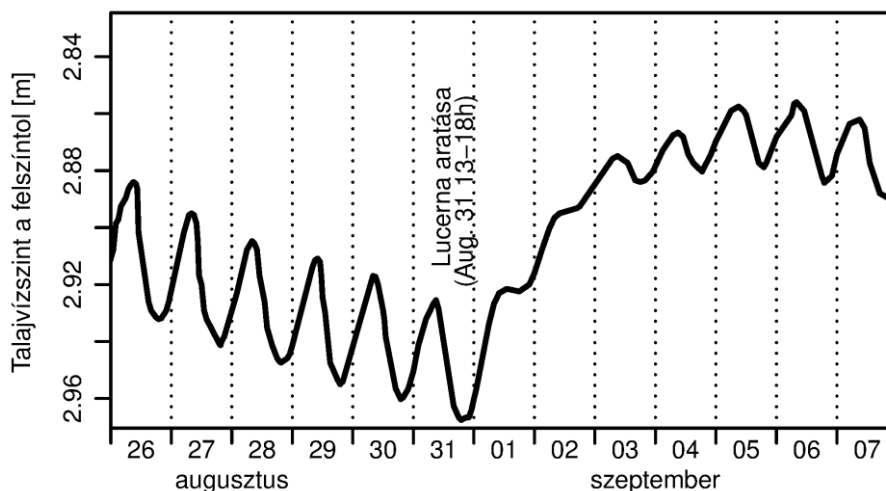
## Függelék

### F.1 A párolgási típus vizsgálatának történeti áttekintése

Mivel jelen mellékletben szereplő történeti áttekintés és kritikai értékelés az I. fejezethez szorosan kapcsolódik és csak a terjedelmi korlátok miatt került ide, ezért az ábrák és egyenletek számozása illeszkedik az I. fejezet számozásához.

Blaney et al. (1930, 1933) a kaliforniai Santa Ann folyónál észlelték a napi hullámzást és szoros korrelációt talált a napi hőmérsékleti ciklus, valamint a kádpárolgás és a vízállás között. Vizsgálataikban úgy találták, hogy a napi párolgásnak csak kevesebb mint 6%-a történik este 20h és reggel 8h között (az éjszakai időszakban) és az éjfél és hajnal közötti időszakban a párolgás szinte elhanyagolható.

White (1932) az Escalante-völgyben (Utah) végzett kutatásai során több cm-es éjszakai emelkedést és napközbeni süllyedést tapasztalt a talajvízszintekben. Megfigyeléseit a növényzettől függő párologtatás hatásaival magyarázta. A vegetációval nem, vagy csak időszakosan rendelkező, kezelt területeken és a mélyen fekvő talajvíztükrű területeken ez a változás nem volt jellemző, valamint a fagy megjelenésével eltűnt, és csak tavasszal jelent meg újra. Az összefüggés a transzspiráció és a talajvízszint változása között különösen jól kimutatható egyes antropogén behatásoknál. Pl. az *F-6. ábra* szerint egy lucernakultúra lekasználása a talajvízszint emelkedésével együtt a talajvízjárás napi amplitúdójának csökkenését is eredményezte.

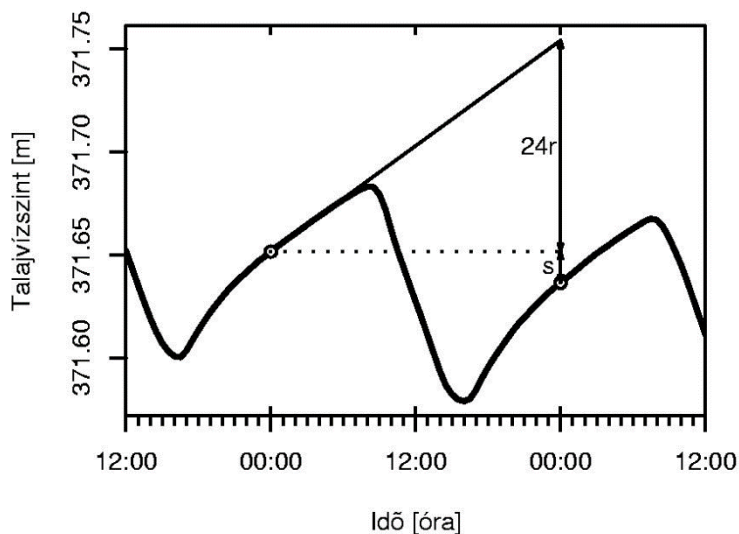


*F-6. ábra A talajvízszint napi periódusú hullámzásának csökkenése és abszolút szintjének emelkedése a vegetáció (lucerna) aratása után Escalante-völgy, Utah (White 1932 nyomán)*

White (1932) szerint, ha az evapotranszpirációt elhanyagolhatónak tételezzük fel, a késő éjjeli, kora hajnali órákban (0-4 h. között), akkor a talajvízállás növekedési rátája ebben az időszakban egyenlőnek vehető a terület talajvíz utánpótlódásával. A görbéhez ebben az időszakban húzott egyenes iránytangense ( $r$  [L]), tehát az egységnyi idő (pl. 1 óra) alatti talajvíz utánpótlódás. Ha ezt az utánpótlódási rátát, az evapotranszpiráció jelenléte nélkül, meghosszabbítanánk 24 órán keresztül, akkor a talajvízszint  $24r$  magasságra emelkedne. Mivel azonban az evapotranszpiráció jelen van, általában a növekedés helyett, egy nap alatt még egy  $s$  [L] értékkel jellemezhető csökkenés is beáll a talajvízszintben (*F-7. ábra*). Mindezek alapján White (1932) szerint a talajvízből származó evapotranszpirációs vízfogyasztás a következőképpen kalkulálható (*F-1. egyenlet*).

$$ET_{gw} = S_y \cdot (24 \cdot r \pm s) \quad (F-1)$$

Ahol,  $S_y$  a talajvízszint feletti talajrétegre jellemző fajlagos hozam (leürülő gravitációs pórustér).

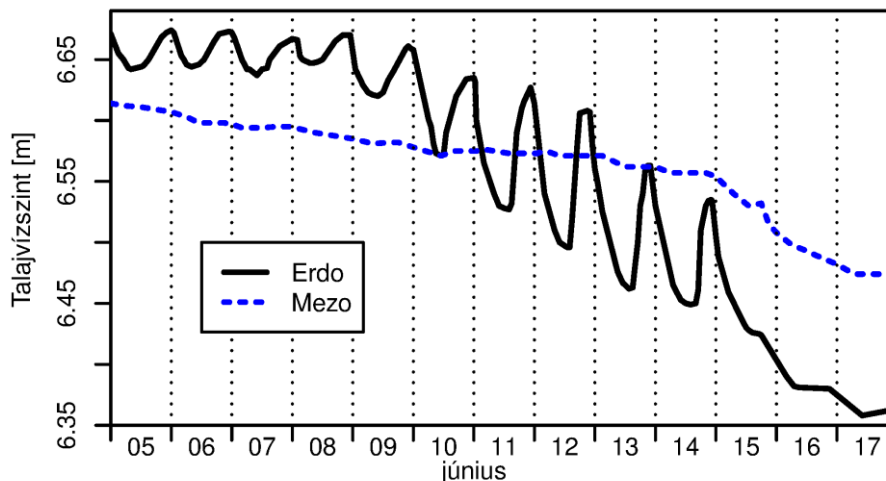


F-7. ábra A White módszer alapelve

Troxell (1936) folytatta a Blaney et al. (1930, 1933) által elkezdett munkát a Santa Ann folyó mentén és White (1932) módszerének (a továbbiakban White-módszer) napon belüli változó talajvíz-utánpótlódást figyelembe vevő korrigálását is javasolta. Troxell (1936) már együtt vizsgálta a talajvízszintekben és a lefolyásban jelentkező napi periódusú hullámzást. Az általa javasolt, a White-módszerre vonatkozó, módosítások képezik néhány később kidolgozott módszer (Gribovszki et al. 2008; Loheide 2008) egyik kiindulópontját is, ezért ezen javaslatokra a következő fejezetekben részletesen kitérek.

Bousek (1933) a talajvízszint napi periódusú emelkedését és süllyedését mutatta ki az alsó-ausztriai Fischta-Dagnitz területen. A talajvízszint hullámzásának amplitúdója a vizsgált területen 5 és 7 cm között változott és a minimum érték 22 óra körül volt megfigyelhető. Kozeny (1933) különböző szerzőktől idézve szintén felhívta a figyelmet a talajvízszint napi járására. A jelenséget a léghőmérséklet napi járására, pontosabban ennek a relatív nedvességtartalom csökkenésére (így a talajnedvességből való napközbeni, fokozottabb páraelszívásra) kifejtett hatására vezette vissza.

Hollandiában, Wageningen közelében vizsgálta Thal-Larsen (1934) a talajvízszint napon belüli változását két szomszédos termőhelyen. Az egymástól 60 m-re fekvő vizsgálati helyek közül a fás termőhelyen a talajvízszintekben bekövetkező hullámzás 5-11 cm-es volt, míg a mezőn alig volt kimutatható a napi periódusú talajvízszint-ingadozás (F-8. ábra).



F-8. ábra Eltérő talajvízszint-süllyedés két szomszédos (egy erdei és egy mezei) termőhelyen Wageningen (Hollandia) közelében 1932 júniusában (Thal-Larsen 1934 nyomán); Az ábrán jól detektálható az erdőnél a hullámzás megszűnése, ahogy a gyökérszóna alá süllyed a talajvízszint.

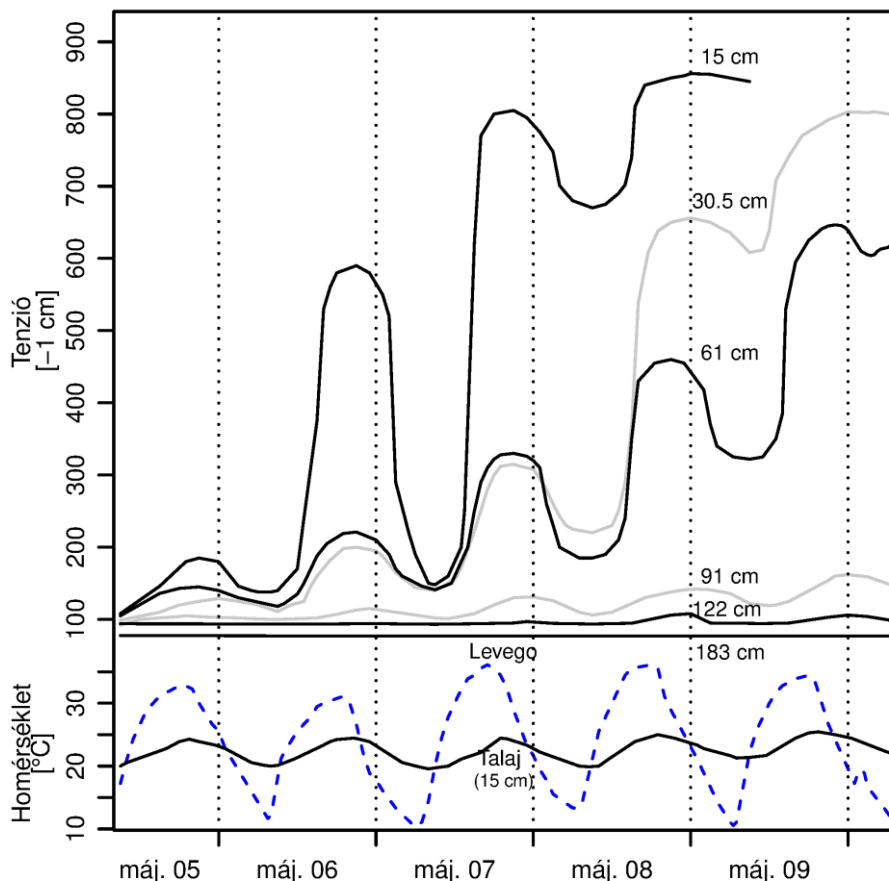
Wicht (1941, 1942) a lefolyás és a talajvízszint napi periódusú változását figyelte meg a "Jonkershoeck-stream" vízgyűjtőjében Dél-Afrikában. Ugyanezen vízgyűjtőben Rycroft (1955 in. Reigner 1966) terepi vizsgálatai alapján egy vízfolyásmenti bokorerdő eltávolításának hatását mutatta ki az emelkedő vízhozamokban. Számításaiban a napi maximális hőmérsékletet használta fel a klimatikus változékonyság kiküszöbölésére.

Burger (1945) a lefolyásban mutatkozó napi periódusú változást írt le Valle de Melerában 1936 szeptemberének száraz periódusában.

Dunford–Fletcher (1947) az Apalache-hegység észak-karolinai részén a lefolyás napi periódusú változásáról ad hírt.

Croft (1948) a vegetáció hatását mutatja ki a Farmington-patak (Észak-Utah) lefolyásának napi periódusú változásában. A patakmenti területek evapotranszspirációját a napi hidrográf adatai alapján becsülte. A vízfolyás mellett, különböző körülmények között, elhelyezett párologásmérő kádak adatai alapján szoros kapcsolatot állapít meg a kád evaporáció és patak menti területek evapotranszspirációja között. Kimutatja a fagy és lombhullás hatását a lefolyás napi ritmusában. Mérései szerint 1944 szeptemberében a lefolyásban mutatkozó napi amplitúdó az egész hónapban végig magas volt, októberben viszont a fagyok és a lombhullás következtében ez a hullámzás jelentősen visszaesett.

Haise–Kelley (1950) tenziométeres vizsgálataik során a talajnedvesség napi periódusú változását észlelték. A mátrix potenciál (tenzió) változásának amplitúdója a mélységgel csökkenő mértékű volt (F-9. ábra).

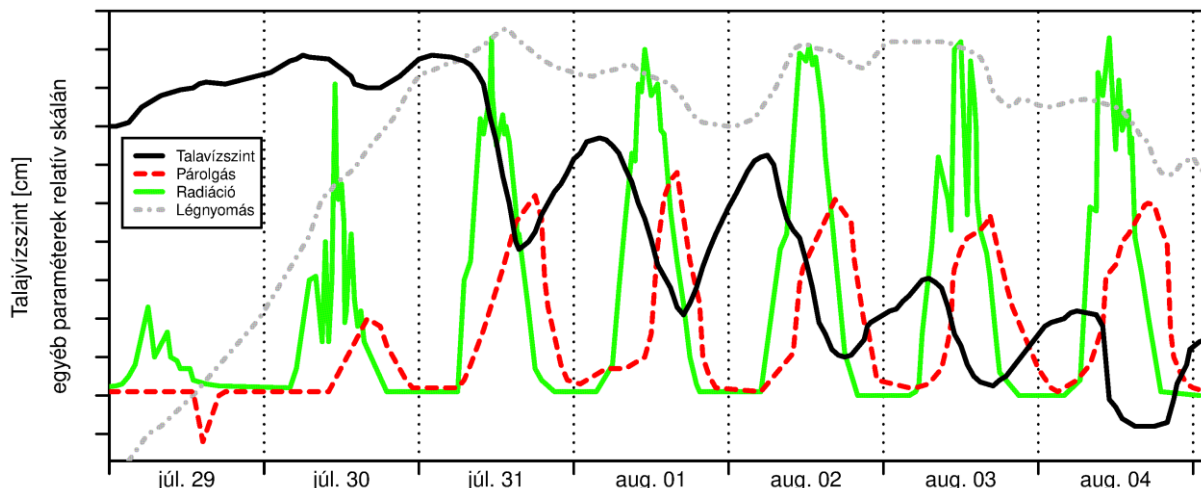


F-9. ábra A talaj tenziójában (mátrix potenciál vagy pórusnyomás hossz mértékegységben) tapasztalható napi periódusú hullámszerűség különböző mélységeken a talaj- és léghőmérséklettel együtt ábrázolva Yuma közelében Arizona államban (Haise és Kelley 1950 nyomán).

Eimern (1950) Reinkamp-i (Niederrhein) mérései alapján a talajvízállás napi periódusú, kismértékű változásában egy téli és egy nyári típust különböztetett meg. Az észlelt jelenség magyarázatát egyrészt a párolgás ill. a légnomásváltozásban, másrészt a fagyás-olvadás váltakozásában látta. Kausch (1957) a darmstadti Műszaki Főiskola botanikus kertjében végzett vizsgálatai alapján kimutatta, hogy a talajvízszint napi periódusú változásának oka a növényi transzspirációban és nem a légnomás változásában keresendő (F-10. ábra).

Delfs et al. (1958) a Harz-hegységben fekvő kutatási területen az 1950-es évek kezdetén a lefolyás napi periódusú változását figyelték meg. A jelenséget azoknak a vízfelületeknek a párolgására vezették vissza, amelyek a meghatározó nedvességű tereprészekhez kapcsolódnak. A transzspiráció kitüntetett jelentőségét a jelenség magyarázatában azzal a ténnyel támasztották alá, hogy a változás egy erdővel borított vízgyűjtőn jelentősebb, mint egy nem erdősültön. Megemlítik, hogy a vízgyűjtőterület forrásainak vízjárásában viszont nem érzékelték a napi periódusú változást.

Meyer (1960) a talajvízszint napi periódusú változását írta le Minnesotában és Nebraskában. A változás okaként a hőmérséklettel való összefüggést emelte ki, hozzáfűzve, hogy nyáron ehhez még hozzájárul a transzspiráció hatása. A változás amplitúdója, mérései szerint, nyári időszakban nagyobb volt, mint ősszel, télen viszont ellentétes periódussal volt kimutatható.



F-10. ábra A talajvízszint napi periódusú süllyedése összevetve az evaporációval, a sugárzással és a légnyomással a darmstadti botanikus kertben (Kausch 1957 nyomán).

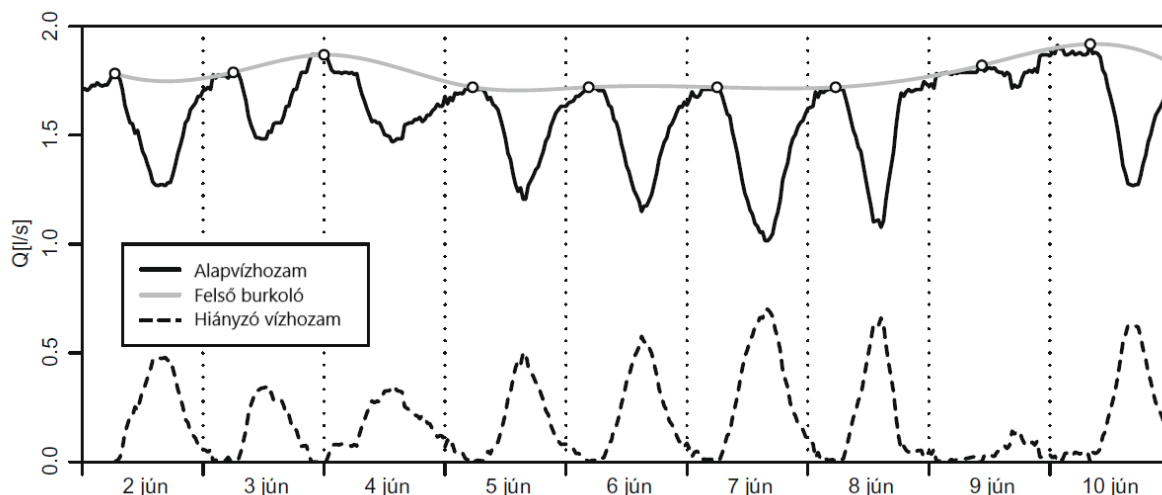
Ubell (1960, 1961) a talajvíz napi változását figyelte meg Magyarországon a VITUKI kecskeméti kísérleti telepén és a változást a talajhőmérséklet változásával, vagyis az ehhez kapcsolódó kondenzációs elmélettel hozta kapcsolatba. A talajvízszintek csapadéktól független változását állapította meg a Vesser és a Zahmer Gera vízgyűjtőterületén Heikel (1963). A változást először ugyancsak az un. kondenzációs elmélettel magyarázta. Erről a területről szóló további munkáiban Heikel (1964) az előbbieken kívül beszámol a lefolyás napi periódusú változásáról is, és felismeri annak összefüggését a vegetáció párologtatóképességével.

Tschinkel (1963) a San Gabriel-hegységben (Dél-Kalifornia) a lefolyás évszakos és napi periódusú változását vizsgálta. A jelenséget az evaporációval és a transzspirációval magyarázta. Függvényesített kapcsolatot állított fel többváltozós lineáris regresszióval ( $r^2=0,853$ ) a napi átlagos vízhozam, a napi kádpárolgás és a lefolyásban mérhető napi vízhozam-fluktuáció között. Elemzése alapján az adott napot megelőző 5 nap telítési hiány értékei befolyásolják érezhetően az adott napon megjelenő aktuális evapotranszspiráció értékét. Kutatásai során kidolgozott az evapotranszspiráció számítására egy ötletes módszert, ami a vízfolyásmenti telített zóna és a patakmeder vízháztartásából indul ki, és az alapvízhozam potenciális apadási görbétől való eltérést veszi figyelembe. Rámutatott, hogy a vízfolyásmenti telített zóna a vegetációs időszak során általában veszít kiterjedéséből, így a számított vízfogyasztások egyre kisebb területre vonatkoznak. Az apadási görbékben az evapotranszspiráció hatására bekövetkező évszakos különbségre később Federer (1973) is rámutatott.

Klinker–Hansen (1964) a talajvízállás és a lefolyás változásának párhuzamosan futó napi periódusú változását mérték ki a Wittenberg melletti Elbeniederungban.

Meyboom (1965) összefüggést állapított meg a különböző folyók napi periódusú lefolyásváltozása és a transzspiráció között Saskatchewanban (Kanada). Vizsgálataiban a White-módszer (White 1932) alapján becsülte a vízfolyásmenti zóna evapotranszspirációját. A White-módszer javítására az Sy (fajlagos hozam) 50%-os figyelembevételét javasolta, mivel a módszer alkalmazása során úgy találta, hogy a teljes gravitációs póruster értékével történő számítás az evapotranszspiráció túlbecslését okozza. Vizsgálatai alapján az agyagos vályogtól a homokos agyag szövetű talajokig a fajlagos hozam (Sy) értékét 7,5%-tól 11,25 %-ig tekinti érvényesnek.

Meyboom (1965) a vízfolyásból hiányzó vízmennyiséget a maximális alapvízhozamokat összekötő görbe és az aktuális napi hullámnázás hydrográfja közötti különbségképzéssel számolja. A módszer elvét a *F-11. ábra* mutatja. Kiemeli, hogy a vízfolyások vízhozamában a száraz periódusokban akkor következik be drasztikus csökkenés, amikor a vízfolyásmenti vegetáció vízfelvétele meghaladja a háttérből származó utánpótlódást, és a vízfolyás a korábbi effluens szakaszokon is influenssé válik.



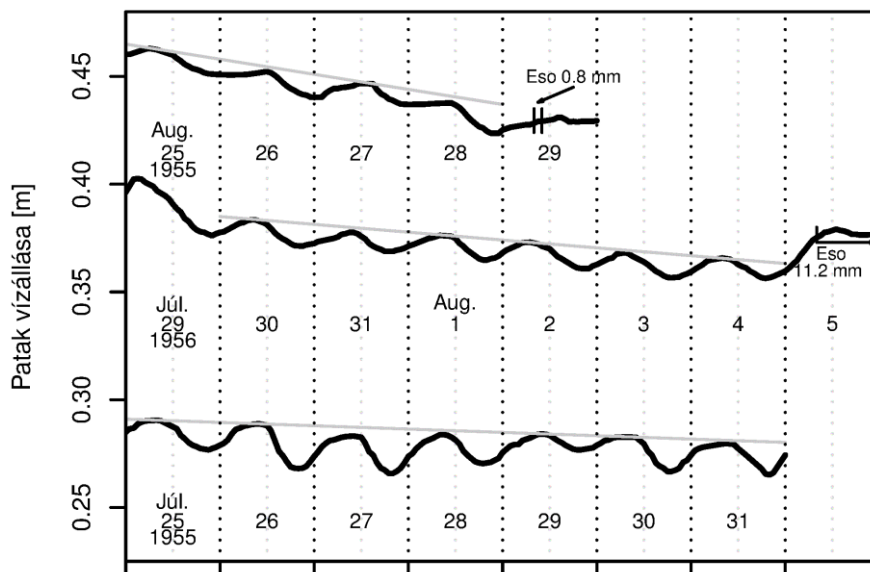
*F-11. ábra A vízfolyásból hiányzó elpárologtatott vízmennyiség számítása az alapvízhozam napi maximumait összekötő görbe (felső burkoló) és az aktuális napi hullámnázás közötti különbségként (Kalicz et al. 2005 nyomán).*

Reigner (1966) a Pennsylvania-i Dilldown-patak vízgyűjtőjén végzett a vízfolyás vízhozamában jelentkező napi periódusú hullámnázással kapcsolatos vizsgálatokat. A vízfolyás hydrográfjának analizésében, a csapadékmentes periódusokban jelentkező napi hullámnázás azon maximális (reggeli) értékeit használta egy potenciális kiürülési görbe pontjaiként, amelyeknek környezetében legalább 8h időtartamig 95%-os vagy nagyobb relatív páratartalom volt jellemző. Vizsgálatai szerint ezek a maximális értékek ideális esetben 5 napos gyakorisággal követték egymást. Az így kapott potenciális kiürülési görbe és az aktuális, napi periódusú hullámnázást mutató hydrográf vízhozamértékeinek különbségképzésével és napi összegzésével számította a vízfolyás menti zóna vízvesztését (*F-12. ábra*). A vízvesztés okának a vízfolyásmenti zóna növényállományainak vízfogyasztását látta. Az így kapott vízvesztések, az evapotranszpiráció jelzőszámai (mint függő változó) és a napi átlagos vízhozam valamint az aktuális és megelőző nap súlyozott telítési hiánya (mint független változók) között többváltozós, nemlineáris regressziós kapcsolatot állított fel. A kidolgozott összefüggés az adatsorok teljes varianciájának 76%-át magyarázta.

Reigner (1966) vizsgálataihoz kapcsolatosan megállapította, hogy a vízfolyásmenti zónában érzékelhető talajvízszintek a vízfolyás vízjárásához hasonló napi ritmust mutatnak. Kissé távolabb azonban a vízfolyásmenti zónától (10 m-t meghaladó távolságra) már nem érzékelhető a periódikus hullámnázás a talajvízszintekben. Elemzése alapján megállapítja, hogy a vízfolyás hydrográfja alapján számolt evapotranszpiráció és az egyéb meteorológiai módszerekkel számolt potenciális evapotranszpiráció értékei között nagyságrendi eltérés van (kevesebb a hydrográf alapján számolt érték). A különbség okát a vízfogyasztó ripáris zóna kiterjedésének pontatlan meghatározásában látta, amely zóna kiterjedése szerinte az ottani talajvízállás függvényében dinamikusan változik.



## dc\_1929\_21



F-12. ábra Kisvízfolyás vízállásban jelentkező napi ingadozás és a vízjárási görbére fektetett burkoló egyenes, mint potenciális kiürülést jellemző görbe (Reigner 1966 nyomán).

Rönsch (1967) a napi lefolyásváltozás meteorológiai jellemzőkben kimutatható okait vizsgálta az Alsó-Harzban található Selke vízgyűjtőben. A meghatározó kapcsolatot mutató meteorológiai paraméterek a telítési hiány és a globálsugárzás voltak.

Hylckama (1968) arizonai mérései kapcsán szoros összefüggést állapított meg a talajvíz napi periódusú süllyedése és a légnyomás között. Ennek ellenére a változás okának a párolgást tekintette.

Hegemann (1969 in Pörtge 1996) a lefolyás különböző típusú változásait írta le egy Ruhrbeli vízgyűjtőn. Egyik szélsőségeként megjelent nála a fokozatos lefolyáscsökkenés napi ingadozás nélkül, ill. másik típusként a csapadékmentes időszakban a hullámzó süllyedés és visszaemelkedés.

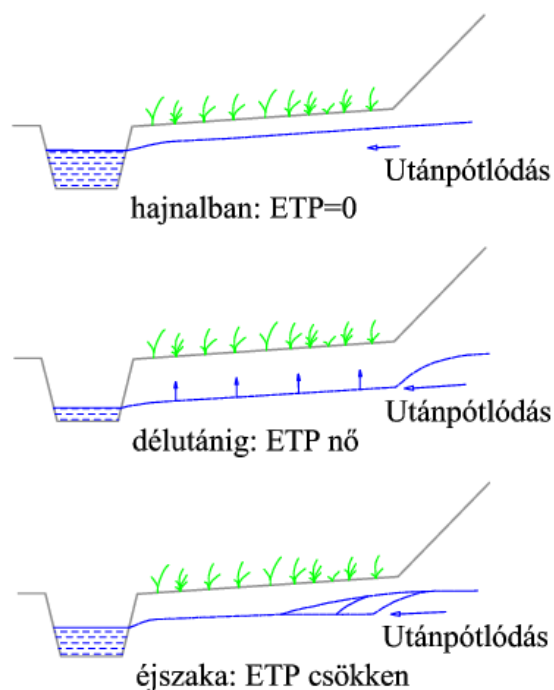
Roche (1970) a tóvízszint napi periódusú süllyedését figyelte meg a Csád-tónál.

A rajnamenti Schiefer-hegységben Weyer (1972) a lefolyás tanulmányozásakor egy a párolgásmenettel párhuzamosan futó lefolyásváltozást figyelt meg csapadékmentes időszakban.

A Bonneville-Régióban (Utah) napi talajvízszint-változást mért Turk (1975). Az amplitúdók nyáron 1,5-től 6 cm-ig, télen pedig 0,5-től 1,0 cm-ig változtak. Turk megállapítása szerint a változás lehetséges okai leginkább a légnyomásban keresendők.

Feddes et al. (1976) wageningeni (Hollandia) vizsgálataihoz kapcsolódóan a talajnedvesség felszínközeli napi periódusú változását írta le.

Olivry (1976) a Bamiéké vízgyűjtőjében (Kamerun) napi periódusú lefolyásváltozást írt le. Úgy látta, hogy a jelenség alapja az evapotranszspiráció napi lefutásának megváltozásában keresendő. Az általa elképzelt folyamatot az F-13. ábra mutatja be.



*F-13. ábra* Egy patak és a környező talajvíztér vízállásának változása a vízfolyásmenti zóna evapotranszpirációjának függvényében (Olivry 1976 nyomán). ETP, potenciális evapotranszpiráció.

Callede (1977) ugyancsak a Bamiéke vízgyűjtőjében (Kamerun) végzett a lefolyás napi periódusú változásával kapcsolatos vizsgálatokat. A telítetlen zónában a növényzet hatására jelentkező napi periódusú szívófeszültség változásokat részletesen elemzi és bemutatja ennek hatását a telített zónára. Callede (1977) irodalmi áttekintést nyújtott a napi periódusú fluktuáció formáiról, annak okairól. Ezenkívül vizsgálta a harmat szerepét, valamint a klimatikus és geomorfológiai hatásokat a párolgás indukálta, lefolyásban jelentkező napi ingadozásra.

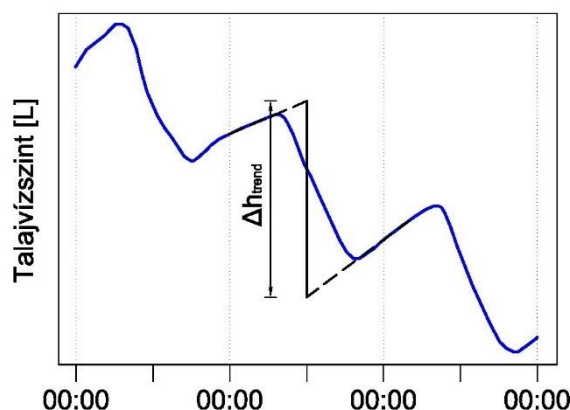
Burt (1979) egy kisvízgyűjtő napi vízhozamában és a vízfolyásmenti terület telítetlen zónájának vízpotenciáljában tapasztalható napi ingadozást elemezte Délnyugat Angliában 1976 aszályos időszakában. Úgy találta, hogy a vízfolyásmenti zóna talajában egy telített ék (felszínközeli lefolyásszerűen) tör elő, ill. húzódik vissza a patak vízállásának emelkedését, ill. süllyedését indukálva. Konceptiója szerint a telítetlen zónából (amely a vízfolyás menti területeken szorosan összefügg a telített zónával) történő transzspirációs vízfelvétel a vízfolyás menti zóna és a vízfolyás közötti hidraulikus gradiens csökkenéséhez vezet. Ennek a csökkenésnek a hatására reggeltől a késő délutáni órákig, a telítetlen zónában is egyre kevesebb víz mozog a vízfolyás felé. Éjszaka, mivel a vízfelvétel lecsökken vagy megszűnik, az ún. telített ék újra előre tud nyomulni emelve a talajvízszinteket és a vízfolyáshoz való hozzászívargás ütemét. Burt (1979) a vízfolyás oldott anyag koncentrációjában is kimutatta a napi ingadozást és a jelenséget ugyancsak a fenti telített ék elmélettel magyarázta (napközben megváltozó felszín közeli vízáramlási pályákat feltételezve).

Luft (1980 in Pörtge 1996) a lefolyás és a talajvíz napi változását a Kaiserstuhl térségében figyelte meg Németországban.

Dolan (1984) egy édesvízü Floridai mocsár evapotranszpirációját vizsgálta a White-módszer egy új megközelítésű változatával. Az új eljárásban az éjszakai talajvízszint változás (utánpótlódás) szerint meghosszabbította a vízszinteket előre a következő nap deléig, ill. vissza az előző nap deléig (*F-14*.

ábra). Feltételezése szerint (a White-féle alapvetéshez hasonlóan) a talajvízszintben ilyen változás állna be az evapotranszpiráció jelenléte nélkül. Az egymást követő napok éjszakai visszatöltődése alapján meghosszabbított vízszintek délben mért különbsége ( $\Delta h_{\text{trend}}$ ), megszorozva az  $S_y$ -al, áll kapcsolatban a talajvíz evapotranszpiráció ( $ET_{\text{gw}}$ ) értékével. A módszer eltérése a White-féle módszerhez képest, hogy nem egy nap, hanem két egymást követő nap átlagos éjszakai visszatöltődését ( $r$ ) veszi figyelembe az adott nap ET értékének meghatározásához (F-2. egyenlet).

$$ET_{\text{gw}} = S_y \cdot \Delta h_{\text{trend}} \quad (F-2)$$



F-14. ábra A Dolan (1984) módszernek, mint a White-módszer egyik változatának, a grafikus szemléltetése (Fahle és Dietrich 2014 nyomán).

Lawrence (1990) történeti lefolyási idősorokat elemezve Ausztrália humid részén (a Viktória-hegység fennsík jellegű területein) azt találta, hogy a vízgyűjtő vegetációjának az eltűnése (pl. az 1939-es extrém súlyos erdőtüzhöz kapcsolódóan) a lefolyásban jelentkező napi ingadozás megszűnéséhez vezetett.

Gerla (1992) a talajvíz napi periódusú menetéből határozott meg evapotranszpirációt a White-módszert felhasználva Észak-Kelet Dakotában található vizes élőhelyeken. A számításnál kiemelt fontosságú  $S_y$  (fajlagos hozam) meghatározására dolgozott ki új módszert. Az eljárás a beszivárgó csapadék mennyisége és az adott terület talajvízállás növekedése közötti kapcsolat meghatározásán alapul, és felszínközeli talajvízű területeken jól használható a fajlagos hozam meghatározására. Rosenberry–Winter (1997) valamint Lott–Hunt (2001) szerzőpárosok Gerlához (1992) hasonlóan szárazföldi vizes élőhelyek növényzetének evapotranszpirációját határozták meg a talajvízállás napi periódusú fluktuációját felhasználva.

Pörtge (1996) Groß Lendgen és Wöllmarshausen (Németország) kísérleti vízgyűjtőiben mérte ki a lefolyás napi periódusú változását. Vizsgálataihoz kapcsolódóan részletesen elemezte a témával kapcsolatos korábbi kutatásokat és a lefolyás napi ingadozásban szerepet játszó tényezőket.

Bren (1997) a vegetáció eltávolításának hatását vizsgálta a lefolyásban jelentkező napi ritmusra egy 0,5 km<sup>2</sup> nagyságú kisvízgyűjtőn, Ausztrália humid részén. A napi ingadozás éves menetében egy kora nyári maximumot talált, míg ősszel fokozatosan csökkent a hullámszám mértéke. A lejtőn található vegetáció eltávolítása nem volt hatással az ingadozás fázisára, viszont növelte annak amplitúdóját. A növekedés oka az így valószínűsíthetően megnövekedett, a háttérből a vízfolyásmenti zónába érkező, talajvízutánpótlódás. Mérései és a felépített numerikus modell eredményei alapján is igazolta, hogy a napi ingadozást a vízfolyásmenti vegetáció vízfelvétele okozza és a feljebb (a völgyoldalban) található növényállományok már csak minimális mértékben befolyásolhatják az ingadozást.

A fák törzsében mérhető víztranszporttal foglalkozó vizsgálatok során, elektromos potenciálkülönbség (EPD) mérést használva, Koppán et al. (2000) a növényi nedvzárlásban napi

periodicitást tudtak megállapítani a hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtőben. A mért EPD idősorok a lefolyásban mérhető napi ingadozáshoz igen hasonló lefutásúak voltak.

A talajvízszintben jelentkező napi periodicitásról ad számot magyarországi és németországi mérései alapján Mentés (2000). Hasonló periodicitást tapasztalt, 4-5 cm-es amplitúdóval, a talajvízszintnél egy magányos fenyő közelében a 70-es években a VITUKI komlósitelepi hidrológiai mérőállomásán Major (2002).

A Soproni-hegység hidegvíz-völgyi mintavízgyűjtőjében folyó vizsgálatainkhoz kapcsolatosan először 1999-ben számoltam be (Gribovszki 1999) a napi periódusú vízhozam és kapcsolódó környezeti paraméterek változásáról egy nyári expedíciós méréssorozat eredményei alapján. A lefolyás napi ingadozása igen hasonló volt a fajlagos vezetőképesség és a pH napi hullámlásához (utóbbi esetében kis késéssel), a hőmérséklet viszont éppen ellentétes fázisban volt avval. A 2000-es évtől már automaták rögzítette napi ciklusú folyamatokat elemeztünk részletesebben (Gribovszki-Kalicz 2001; Gribovszki et al. 2002, 2006).

Goodrich et al. (2000) a San Pedro-folyó vízfolyásmenti zónájának evapotranszpirációját vizsgálva megjegyzik, hogy mind a vízfolyásmenti talajvízállásban, mind a vízfolyás vízjárásában tapasztalható a napi periódusú, a vízfolyásmenti vegetáció párologtatásának hatására jelentkező szignál. A szignál párhuzamos megjelenését a talajvízben és a vízfolyás hozamában a vegetáció és a vízfolyás vízjárása közötti szoros kapcsolat indirekt igazolásának látják. Bizonyítják az előbbi feltételezésüket azzal is, hogy a keményebb fagyok megjelenésével (ami a vegetációs időszak végét jelzi) az ingadozás egyik napról a másikra eltűnik.

Hughes et al. (2001) egy tengerparti sós mocsár vegetációjának vízfogyasztását vizsgálták, és ennek kapcsán említik meg a párologás hatására jelentkező napi fluktuációt a tengerparti mocsár vízszintjeiben. Ezt a fluktuációt azonban az általuk vizsgált területen erősen módosítja az árapály hatása, így a szignál alakja nem alkalmas az evapotranszpiráció becslésére. Megállapítják viszont, hogy a vizes élőhelyek evapotranszpirációjának becslésére a Penman-Montieth módszer (az általuk vizsgált módszerek közül) a leginkább alkalmas.

Lundquist – Cayan (2002) az USA nyugati államaiban vizsgálják a vízfolyások vízjárásában megjelenő napi periódusú szignált regionális szinten. Vizsgálataik során már többféle mechanizmust (hóolvadás-fagyás, a vízfolyásmeder hidraulikus vezetőképességének változása, evapotranszpiráció, csapadék határozott napi periodicitású megjelenése) és így többféle típust vettek alapul a vízfolyások hidrográfjában megjelenő napi periódusú hullámlás elemzésénél. Ezen mechanizmusok közül legrészletesebben a hóolvadás indukálta típussal foglalkoztak.

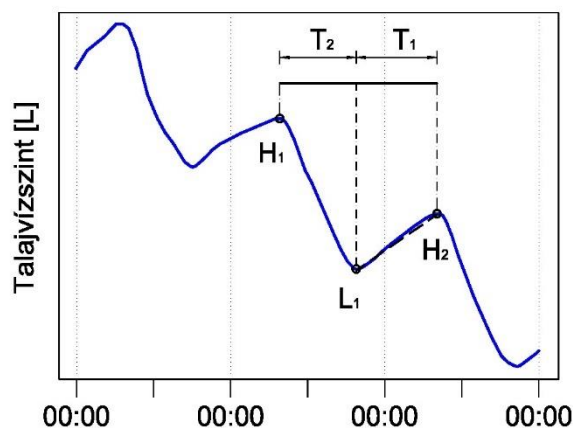
Bond et al. (2002) a lefolyási adatok alapján becsülték a vízfolyásmenti zóna evapotranszpirációját nyugat Oregonban (HJ Andrews Experimental Forest). A számítás elve az volt, hogy meghatározták a patak lefolyásából "hiányzó" vízmennyiséget feltételezve, hogy a hajnali órákban mért vízhozam maximum az evapotranszpirációtól kevéssé befolyásolt. Ezután növényi nedváramlás mérések alapján becsülték a fás vegetációval fedett patakmenti terület aktuális evapotranszpirációját. Az egész vízgyűjtő vízfolyásmenti területeire vonatkozó hiányzó vízhozam és az egy négyzetméterre vonatkozó számított aktuális evapotranszpiráció értékeinek felhasználásával becsülték a lefolyás mintázatának módosításában aktívan részt vevő patakmenti vegetáció területi kiterjedését. Az adatok alapján lehetőségük nyílt a transzspiráció- és a jellemző napi lefolyás mintázata közötti fáziseltolások meghatározására is. A legkisebb fáziseltolódás a kora nyári időszakban volt, majd a nyári aszályos időszak során, ahogy a lefolyás jelentősen csökkent, az időeltolódás egyre nőtt, a transzspiráció pedig egyre kevésbé volt szorosan összefüggő a patakvízhozam napi ingadozásával. A jelenséget a kutatók avval magyarázták, hogy a száraz periódusban a meghatározó felszínalatti áramlási pályák elmozdultak az alacsonyabb vízvezetőképességű mélyebb talajrétegek felé, így csökkentve a vízfolyásmenti vegetáció vízfelvételi lehetőségét és lassítva az ingadozás átadódását a patak felé.

Hays (2003) öt különböző módszerre tett javaslatot doktori értekezésében, amelyek a talajvízállás idősor napi ingadozásának szélsőértékeit és a köztük eltelt időt használják fel a talajvízfelvétel számítására, természetesen az  $S_y$ -t, mint korrekciós tényezőt figyelembe véve. A javasolt eljárások közül, az ún. „Draw Down” módszer (F-15. ábra) tűnt a legmegbízhatóbbnak az F-3. egyenlet szerint.

$$ET_{gw} = S_y \cdot \left( H_1 - L_1 + \frac{H_2 - L_1}{T_1} \cdot T_2 \right) \quad (F-3)$$

Ahol,  $H_1$  [L] a maximális talajvízszint a vizsgált napon,  $L_1$  [L] a minimum talajvízszint a vizsgált napon,  $H_2$  [L] a következő nap maximum értéke,  $T_2$  [T], a  $H_1$  és az  $L_1$  között eltelt idő,  $T_1$  [T] az  $L_1$  és a  $H_2$  között eltelt idő. Az összefüggés szerint az utánpótlódás mértéke a napot követő éjszaka alapján becsült  $(H_2 - L_1)/T_1$  [L/T], míg az  $ET_{gw}$  számításához a  $H_1$  és  $L_1$  közötti talajvízszint különbség, mint készletváltozás, is figyelembe volt (éjszaka zérus evapotranszpirációt feltételezve).

Hays (2003) vizsgálatai során a White-módszert is alkalmazta, de az  $s$  paraméter értékének a becsülésére nem az éjfélkor mérhető vízállások, hanem a  $H_1$  és  $H_2$  különbségét használta ( $s = H_1 - H_2$ ).



F-15. ábra A Hays (2003) által javasolt „Draw Down” módszer grafikus bemutatása, amely a napi ingadozás maximumai és a köztük található időeltérés alapján számítja a talajvízből származó evapotranszpirációt (Fahle és Dietrich 2014 nyomán).

Bauer et al. (2004) a talajvíz napi ingadozását felhasználva dolgoztak ki egy komplex eljárást az ET számítására. Az Okavangó-folyó (Botswana) deltavidékén mért adatok alapján tesztelték a módszert. Elsőként egy konceptuális modellt állítottak fel az ottani homokos víztartóra, két fix potenciálú peremmel és egy alsó vízzáróval. A konceptuális modell felső határán egy időfüggő napi lépcsőfüggvény működött (ET konstans nappal és zérus éjszaka), mint evapotranszpirációs kényszer. A problémát először analitikusan közelítették meg. Az analitikus megoldás alapján megállapították, hogy a megadott fix potenciálú peremek csak a vizsgált térrész szélein kb. 1-1%-os hatástávolsággal befolyásolják a talajvízjárás napi ingadozását. A telítetlen zóna figyelembevételére az 1D Richard's egyenletet használták a Brooks-Corey-féle megközelítést figyelembe véve. A HYSTFLOW szoftver (Stauffer-Kinzelbach 2001) alkalmazásával, a terepen mért napi talajvízfluktuációk (mint alsó határfeltétel) felhasználásával, numerikusan is megoldották a problémát. Végül a modell segítségével a telítetlen zóna készletváltozása alapján átlagos napi ET adatokat becsültek.

Boronina et al. (2005) a ciprusi Kouris vízgyűjtő példáján használta és fejlesztette tovább, a számítás egyszerűsítése felé, a Reigner (1966) és a Bond et al. (2002) által javasolt módszert, ugyancsak a potenciális hidrográf és a napi ingadozást tartalmazó mért vízhozam idősor közötti különbséget felhasználva a vízfolyásmenti zóna talajvíz evapotranszpirációjának becsülésére (F-4. egyenlet).

$$ET_{gw} = \sum_{i=1}^{24h} (Q_{\max} - Q_i) \cdot \Delta t \quad (F-4)$$

Ahol,  $ET_{gw}$  [ $L^3$ ] a vízfolyásmenti területek talajvízből származó evapotranspirációs vízfelhasználása a vízfolyás vízkészletéből,  $Q_{\max}$  [ $L^3/T$ ] a vízfolyás napi maximális alapvízhozama (jellemzően éjféli és 3 óra között mért értékek alapján),  $Q_i$  [ $L^3/T$ ] a vízfolyás aktuális időlépcsőben (pl. óra) jellemző átlagos alapvízhozama,  $\Delta t$  a használt időlépcső [T].

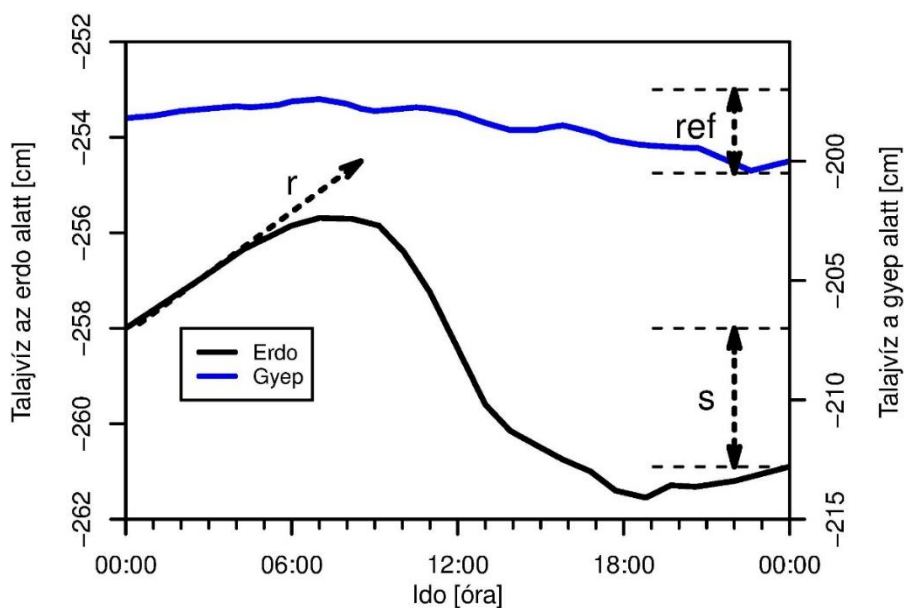
Czikowsky–Fitzjarrald (2004) az USA keleti részén a 200 km<sup>2</sup>-nél kisebb vízfolyásokon elemzi a vízfolyások hidrográfjában jelentkező napi periódusú szignált. Az evapotranspiráció okozta szignál analitikus leírása céljából a vízfolyásmenti zóna talajvíztartóira és a vízfolyás medrére vonatkozó vízháztartási egyenletet (differenciálegyenlet formában) oldja meg analitikusan.

Loheide et al. (2005) numerikus módszerrel (VS2D modell [Lappala et al. 1987]) vizsgálták az áramlási rendszer hatását a White-módszerre és kimutatták, hogy az áramlási rendszer típusa nem befolyásolja a módszer eredményeit. A módszer vizsgálata során arra is rájöttek, hogy a számításban használt  $S_y$  érték talajfüggő konstansként való figyelembevétele nem megfelelő, hanem az változik a mélység és a vízszintsüllyedésre rendelkezésre álló idő függvényében. Erre vonatkozóan egy nomogramot, ill. Nachabe (2002) alapján egy egyenletet is közöltek.

A White-módszer módosításával foglalkoztak Engel et al. (2005), akik az eredeti White-féle egyenletbe egy újabb additív állandót hoztak be (ref). A ref paraméter a regionális talajvízszintváltozást reprezentálja, és nincs összefüggésben helyi hatásokkal (pl. növényállomány fokozott talajvízfogyasztása). A módszert az F-5. egyenlet és az F-16. ábra mutatja be.

$$ET_{gw} = S_y \cdot (24 \cdot r \pm s \pm \text{ref}) \quad (F-5)$$

Ahol,  $S_y$  a talajra jellemző fajlagos hozam,  $s$  az egy nap alatt beálló csökkenés a talajvízállásokban,  $r$  az éjszakai 1 órára vonatkozó talajvízutánpótlódás ráta. Véleményem szerint a regionális talajvízszintváltozás (ref) változó bevonása az elemzésbe a fenti egyenlet szerint nem okszerű, mert értéke az utánpótlásban természetesen ( $r$ ) kompenzálódik.



F-16. ábra A talajvízszint hullámzása egy faültetvény és a környező gyep esetében. Az ábrán feltüntetett paraméterek segítségével számítható Engel et al. (2005) szerint a talajvíz-evapotranspiráció.

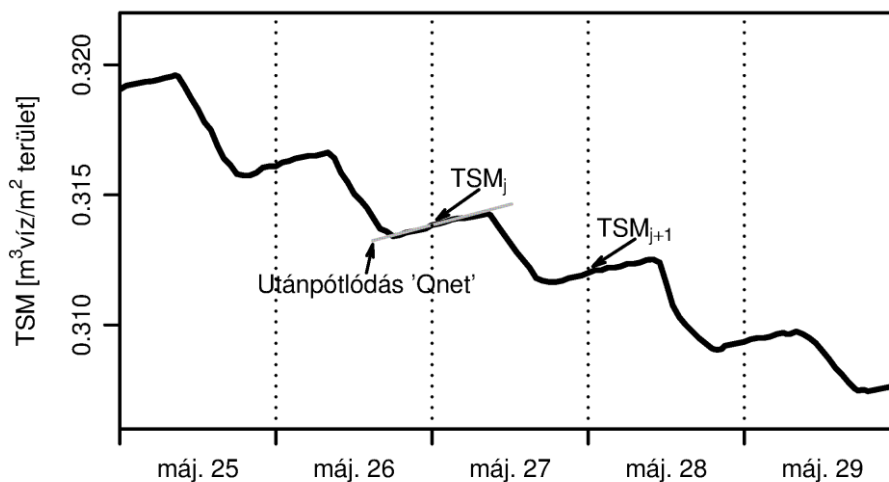
Nosetto et al. (2007) az Engel et al. (2005) által kidolgozott módszerrel határozták meg egy kocsányos tölgyes talajvíz-evapotranszpirációját a Hortobágyon. A ref változó meghatározását a vizsgált tölgyerdő szomszédságában elhelyezkedő füves terület (amelynek gyökérzónája a talajvíztől független volt) talajvízszintváltozása alapján számította.

A talajnedvesség változásának napi ritmusát vizsgálták Nachabe et al. (2005) Florida nyugati részén, egy egymáshoz közeli talajvízbe bepótló lágyszárú vegetációval borított terület (utánpótlódási zónában) és egy talajvízből táplálkozó erdő (feláramlási zónában) esetében. Nachabe et al. (2005) nagy gyakoriságú talajnedvesség-érzékelés adataikra alapozva, a White-módszert a talajnedvességre adaptálva határozták meg az ET-t (F-6. egyenlet).

$$ET = TSM_j^{0h} - TSM_{j+1}^{0h} + \left( 24 \cdot \frac{TSM_j^{4h} - TSM_j^{0h}}{4} \right) \quad (F-6)$$

Ahol,  $TSM_j^{0h}$ , a teljes talajnedvesség készlet a j. napon 0h-kor,  $TSM_{j+1}^{0h}$ , a teljes talajnedvesség készlet 24h-val később a j+1. napon 0h-kor,  $TSM_j^{4h}$ , az adott j. napon a talaj nedvességekészlete hajnal 4 órakor. Az egyenlethez megjegyzendő, hogy jobb oldali első tagja a készletváltozást, a második tag a talajvízből történő utánpótlódást (r vagy később  $Q_{net}$ ) képviseli (F-17. ábra).

Nachabe et al. (2005) vizsgálataik alapján megállapítják, hogy a talajnedvesség és a talajvíz dinamikája a sekély talajvízü területeken erősen kapcsolt és a talajnedvesség szignálja kis késésben (kb. 2h) van a talajvízéhez képest.



F-17. ábra A telítetlen zónában lévő összes talajnedvességben (TSM) jelentkező napi fluktuáció alapján ET-t számító módszer elve. A felszínalatti utánpótlódás ( $Q_{net}$ ), a 0h és 4h közötti éjszakai időszak talajnedvesség változása alapján becsült (Nachabe et al. 2005 nyomán).

Shah et al. (2007) a Hydrus nevű szoftverrel, hidrodinamikai modellezés segítségével vizsgálta a sekély talajvízü területeken a talajnedvesség és a talajvíz kapcsolt dinamikáját háromféle felszínborításnál (fedetlen talajfelszín, gyepterület, erdő). Numerikus vizsgálataik alapján az evapotranszspiráció háromfázisú vadózus zónából, és a talajvízből származó részeinek elkülönítésére dolgoztak ki összefüggéseket. A sekély talajvízü területeken a talajvízből történő evapotranszspiráció meghatározására három karakterisztikus mélységet használnak: a legmélyebb talajvízszintet, ahonnan még van vízfelvétel a felszín oldaláról (extinkciós mélység); az átmeneti mélységet, ahol az evapotranszspiráció (az atmoszférikus meghatározottságból) egyre inkább a talajnedvesség által válik kontrollálttá; és azt a talajvízállást, ameddig még kizárólag a talajvízből történik a növényi vízfelvétel

és a vadózus zóna hiányzó készletei is rögtön a talajvízből pótlódnak. Az utóbbi mélység talajtípustól függően 30 és 100 cm között határozható meg. A modellezési eredmények alapján megállapítják, hogy a mélységgel változó talajvízszint és az evapotranszpiráció között nem lineáris, hanem inkább exponenciális függvénnyel leírható kapcsolat jellemző.

Butler et al. (2007) az Egyesült Államokban négy különböző helyszínen vizsgálta a vízfolyásmenti zóna evapotranszpirációját és az ennek hatására jelentkező napi talajvízszintingadozást a meteorológiai tényezők, a vegetáció és a talaj jellemzőinek függvényében. Az evapotranszpiráció becslésére több más eljárás (mikrometeorológiai, nedváraamláson alapuló) mellett a napi talajvízszintingadozás alapján becsülő White-módszer Loheide et al. (2005) által javított Sy tényezőjű változatát is felhasználták. Véleményük szerint a napi talajvízszintingadozás alkalmas a talajvízből származó ET becslésére, de nem az egyedülálló növény, hanem inkább a növénycsoport térbeli kiterjedésében. Megállapították, hogy a szignál alakját a talajvízszint mélysége és a gyökérszóna vertikális eloszlása együttesen befolyásolja. Kiemelik, hogy a vízfolyásmenti zóna növényeinek vízfogyasztása csak részben származik a talajvízből. A talajvízből és a talajnedvességből történő vízfelvétel együttes meghatározására az izotópos nyomjelzők használatának a White-módszerrel történő összekapcsolását javasolják.

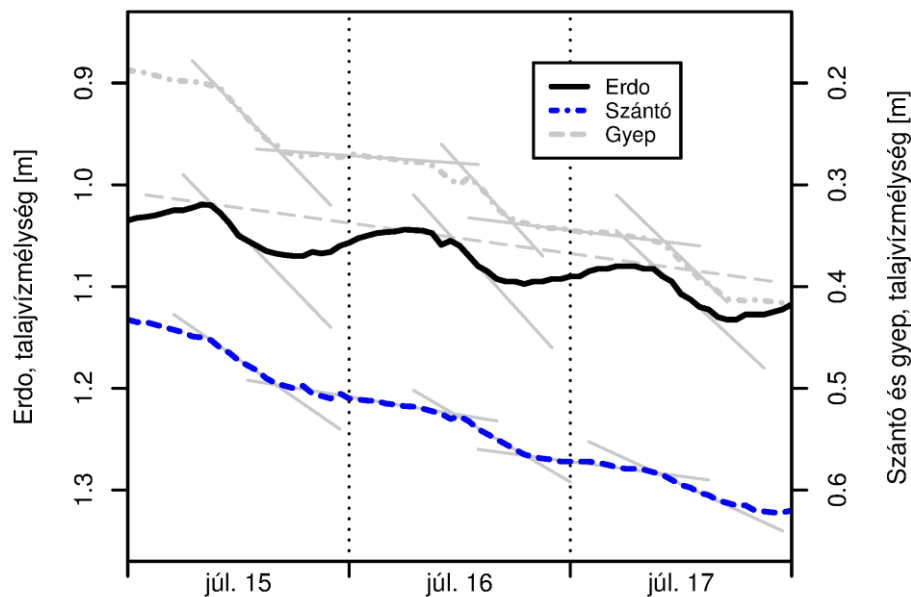
Chen (2007) Nebraska (USA) államban a Plate-folyó mentén végzett vizsgálatai alapján elemezte a vízfolyás és a vízfolyásmenti zóna kapcsolatát a vízfolyásmenti vegetáció hatásait is figyelembe véve numerikus modellezés segítségével. Chen (2007) a vízfolyásmenti zóna és a vízfolyás szoros hidraulikai kapcsolatát abban is igazolva látta, hogy igen jó korrelációt talált a vízfolyásmenti zóna talajvízállásainak és a vízfolyás vízállásainak a vegetáció vízfogyasztásának hatására jelentkező napi ritmusa között. Modellezési eredményei alapján megállapította, hogy a vízfolyás környezetében kialakuló felszínalatti áramlási rendszer áramvonalait, amelyek a vegetáció nélkül főként a vízfolyáshoz tartoznak, a vegetáció vízfogyasztása, vagy más néven a "hidraulikai lift"-je (Caldwell et al. 1998) magához vonzza, és így csökken a vízfolyás hozama.

Schilling (2007) valamint a Schilling-Kiniry (2007) Iowa (USA) államban végzett vizsgálataik során úgy tapasztalták, hogy a talajvízszint napon belüli változása sokszor lépcsős mintázatot mutat, napközben (8:00-20:00) folyamatosan süllyedő, éjszaka (21:00-7:00) pedig közel állandó vagy a nappalinál lassabban csökkenő talajvízállással (*F-18. ábra*, gyeper és szántó esete). Ez a mintázat eltérő a sok más felszínközeli talajvízű területen tapasztalt napközben süllyedő, éjszaka emelkedő talajvízszint játéktól (*F-18. ábra*, erdő esete). Az ilyen napi ritmusú talajvízjárást mutató területeken nem jellemző az éjszakai visszatöltődés, vagyis a talajvíz utánpótlódás hiánya áll fenn, ami a térrész beszívargási (recharge) terület jellegére utal. Az utóbbi esetben (ha a késő éjszakai/kora hajnali talajvízállás közel konstans) alkalmazható a talajvízből származó növényi vízfelvétel (ET<sub>gw</sub>) számítására az *F-7. egyenlet*.

$$ET_{gw} = S_y \cdot \sum(WT_i - WT_{i-1}) \quad (F-7)$$

Ahol, ET<sub>gw</sub> a talajvízből származó növényi vízfelvétel napi értéke [mm/nap], WT<sub>i</sub> és WT<sub>i-1</sub>, a vizsgált a talajvízállás az i. és az (i-1). órában, S<sub>y</sub> a fajlagos hozam.





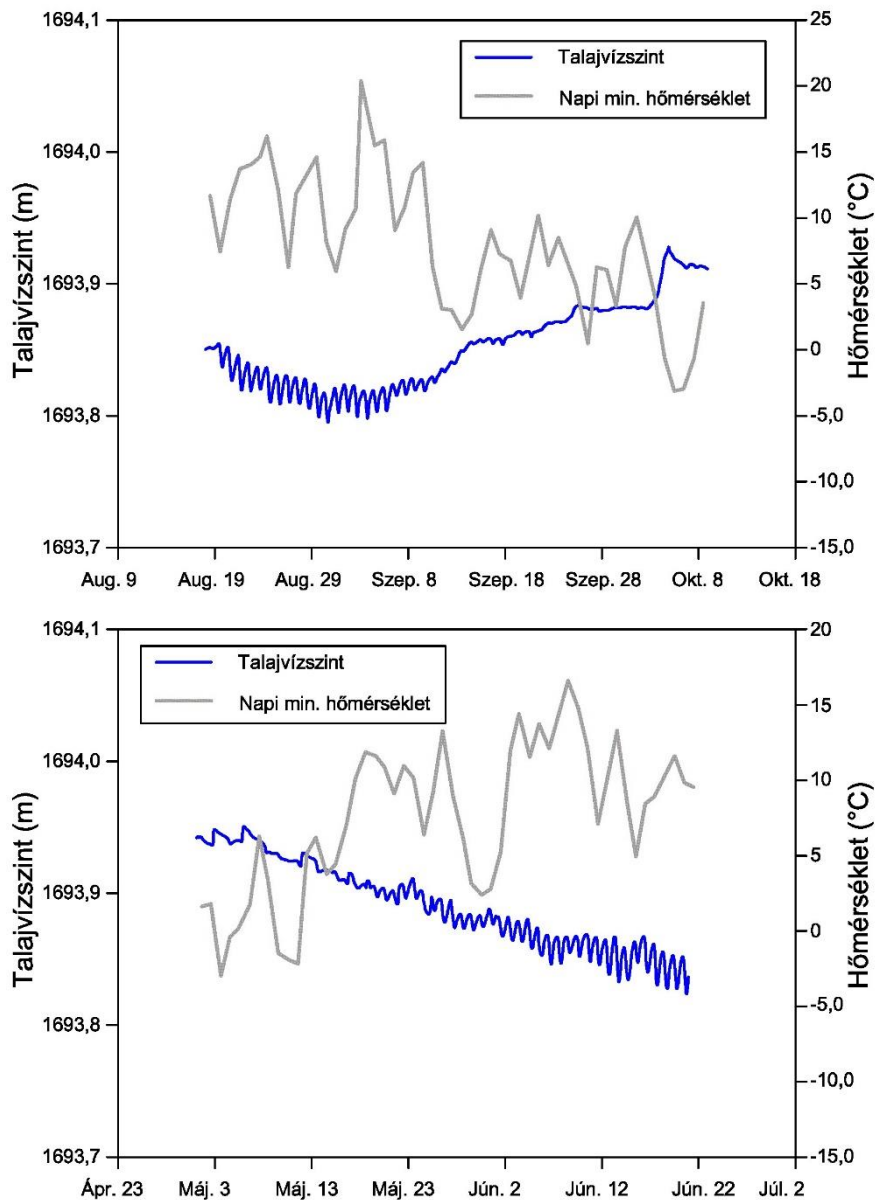
F-18. ábra Talajvízállások a Walnut-patak (Iowa) mentén, egy erdő (folytonos vonal), egy gyep (szürke pont vonal) és egy szántó (kék szaggatott vonal) esetében, különböző utánpótlódást mutató helyszíneken a 2004. év júliusában (Schilling 2007 nyomán).

Wondzell et al. (2007) numerikus modellezés segítségével vizsgálták a vízfolyás sebessége és a evapotranszpiráció napi lefutása, valamint a lefolyásban jelentkező napi ingadozás közötti összefüggést egy nyugati oregoni kisvízgyűjtőben (100 ha) Bond et al. (2002) munkáját felhasználva. Nagyobb vízsebességeknél, de nem az árhullámok alatt, hanem nagyobb alapvízhozamoknál, úgy találták, hogy a diurnális szignál (amely nemcsak a forrástól indul, hanem a vízfolyás mentén a napközben is változó talajvízutánpótlódás miatt folyamatosan keletkezik) gyorsan átadódik a vízgyűjtő kifolyási szelvényébe, így az időeltolódás az ET és a lefolyás napi ingadozása között kicsi (a hullámok interferenciája konstruktív, mivel azok szinkronban érkeznek). Hosszabb száraz időszakokban, alacsony vízhozamoknál és sebességeknél, viszont a szignál átadódása lassabb, és így nagy időeltolódás mérhető, ami csökkenti a kifolyási szelvényben mérhető napi ingadozás amplitúdóját (destruktív interferencia). A szerző véleménye, az előbbieken alapján, hogy olyan időszakokban, vagy olyan kisvízgyűjtőben, ahol a vízfolyás sebessége egy kritikus határ alá csökken (kb. 0,01 m/s, de értéke vízgyűjtő nagyságtól is függ) a lefolyásban jelentkező napi ingadozás közvetlenül nem használható a vízfolyásmenti zóna vízfogyasztásának számítására.

Lautz (2008) Wyoming (USA) államban a Red-Canyon-patak vízfolyásmenti zónájában tapasztalt napi ritmusú talajvízszíningadozást dolgozta fel a vízfolyásmenti növényzet vízfelhasználását vizsgálva. Megemlíti, hogy a talajvízállásban a vegetációs időszakban jelentkező napi ritmus okozója a növényi vízfogyasztás mellett elméletileg a légnyomás- és a hőmérséklet-változás is lehet. Terepi mérési eredményekkel viszont bebizonyítja, hogy az utóbbi két jellemző nem lehet direkt okozója ekkora talajvízszint ingásnak. A növényzet vízfogyasztásának hatására jelentkező talajvízjárás dinamikáját szezonális szinten részletesen elemzi és kiemeli, hogy a minimum hőmérséklet fagypont fölé emelkedése és süllyedése, mint a vegetáció működésének egyik fő befolyásoló faktora, a párolgási típusú napi ingadozás beindulásának és leállításának időpontjával azonosítható (F-19. ábra).

A növényzet talajvízfogyasztását Lautz (2008) a White-módszerrel számította és a kapott talajvíz ET adatokat a területre számolt potenciális ET-val (a sugárzási adatokkal dolgozó Priestley-Taylor egyenlettel kalkulált) vetette össze. A vizsgált két közeli talajvízkút adatait összehasonlítva megállapítja, hogy a White-féle módszer a fajlagos hozam (Sy) értékére igen érzékeny, tehát ezen jellemző pontos meghatározása az eljárás kulcsa. Megjegyezi viszont, hogy a fajlagos hozam a felszínalatti közeg

szemcseösszetételének ismeretében egyszerűen becsülhető elegendő pontossággal. Felhívja a figyelmet arra, hogy szemi-arid körülmények között, a nagyobb csapadékokat követően a potenciális ET-val ellentétben a talajvízből származó ET a csapadékesemény időpontjától távolodva általában növekszik, mert az időközben megfogyatkozó talajnedvesség készlet helyett egyre inkább a talajvíz képezi a növényzet vízutánpótlásának alapját.



F-19. ábra A vízfolyásmenti zóna talajvízállásai és a napi minimum hőmérsékletek 2005. augusztus 18-tól október 8-ig és 2006. május 1-től június 22-ig az iowai Red-Canyon patak mentén (Lautz 2008 nyomán).

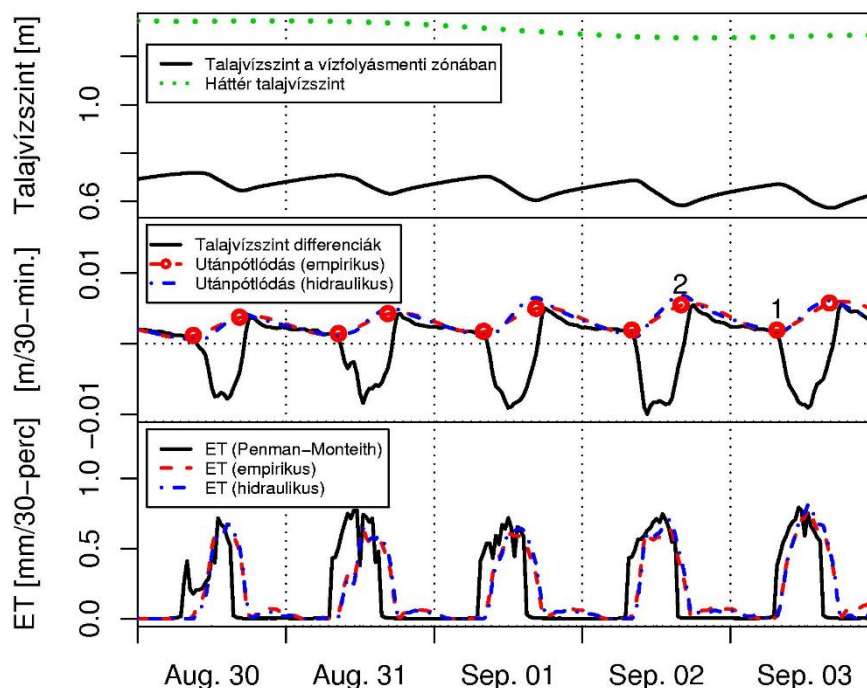
Gribovszki et al. (2008) a White-féle módszert Troxell (1936) alapfeltevése alapján, napon belüli változó talajvízutánpótlást figyelembe véve, továbbfejlesztették. A napon belül változó utánpótlódás becsléséhez azt vették alapul, hogy a vízfolyásmenti zónától távolabb (l) a napon belüli változás már nem vagy kevésbé érvényesül. Így egy háttérbeli nyomásszint (H) meghatározásával a vízfolyásmenti zóna talajvízszint változásának ismeretében ( $dWT/dt$ ) az utánpótlódás értéke napon belül is számíthatóvá vált. A háttérbeli nyomásszint meghatározásához a napfelkelte előtti, késő éjszakai-kora hajnali időszakot vették figyelembe, amikor az ET a vízfolyásmenti zónában legtöbbször elhanyagolható mértékű. Ebben az időszakban a vízfolyásmenti zóna egységnyi területű részén a vízkészlet változása ( $dS/dt = S_y \cdot dWT/dt$ ) egyenlő a háttérből érkező nettó utánpótlódással ( $Q_{net}$ ).

Az új eljárás két egymástól függetlenül használható változatát munkálták ki, egy empirikust és egy hidraulikust. A hidraulikus módszer a fenti egyszerűsített vízmérleg és a talajvízmozgás Darcy-féle megközelítése alapján számítja először a napközbeni utánpótlódást (a késő éjszakai-kora hajnali adatokból nyert háttér nyomásszint (H) alapján) majd az utánpótlódás ismeretében a talajvíz evapotranszpirációját (ET<sub>gw</sub>), a talajvízszintek napi periódusú fluktuációját felhasználva (*F-20. ábra*). Az empirikus módszer ugyancsak a fenti vízmérleg egyenletből indul ki, de karakterisztikus pontok alapján becsli az utánpótlódást, tehát nem igényli a Darcy-féle egyenlet használatát, így a szivárgási tényező ismeretét sem.

A  $Q_{net}$  meghatározása után (amely sokszor napon belül is változik, ezért nem a korábbi  $r$  jelölést használjuk rá) az ET<sub>gw</sub> az *F-8. egyenlettel* számítható:

$$ET_{gw} = Q_{net} - S_y^* \cdot \frac{dWT}{dt}. \quad (F-8)$$

Az új eljárást a Sopron melletti Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének 2005. évi hidrometeorológiai adatain tesztelték. A módszerek által szolgáltatott talajvíz evapotranszpirációs értékeket (amelyek nagyon közel voltak a vizsgált felszínközeli talajvíztükrű területen a potenciális evapotranszpirációhoz) a Penman-Monteith-féle egyenlettel (Allen et al. 1998) számolt adatokkal félórás időfelbontásban, a White-féle eljárás által szolgáltatott adatokkal pedig napi időfelbontásban hasonlították össze. A Penman-Monteith modellel számított ET értékekhez hasonló vízfelvétel értékeket kaptak, de bizonyos időbeli eltolódás volt tapasztalható, amely a vegetációs időszak vége és eleje felé közeledve egyre növekedett. A White-féle módszerhez képest viszont átlagban másfélszer nagyobb értékek adódtak, amely a White-féle módszerben a napon belül változó utánpótlódási ráta változásának a figyelembe nem vételével magyarázható. A módszerre készített érzékenységvizsgálat szerint a szivárgási tényezőnek (csak a hidraulikus változatnál szükséges ismerni) és a fajlagos hozamnak ( $S_y$ ) a pontos ismerete fontos a modell megfelelő működéséhez.



F-20. ábra A talajvízszintek napi ciklusú változása alapján ET<sub>gw-t</sub> becslő Gribovszki et al. (2008) módszer grafikus bemutatása.

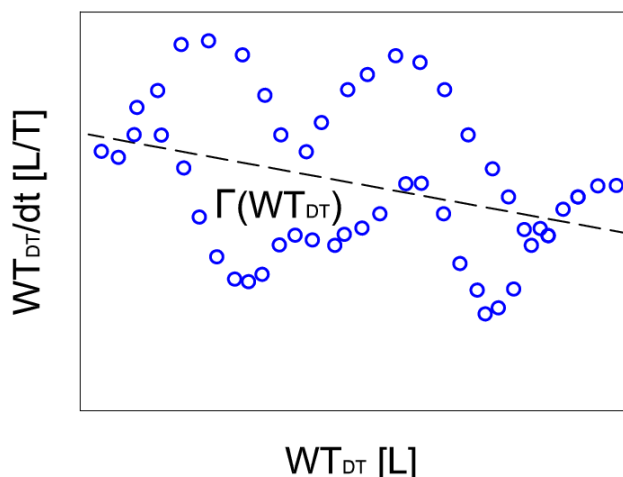
A White-féle módszert Loheide (2008) Gribovszki et al. (2008)-hoz hasonlóan alakította át és így becsülte a napon belüli evapotranspirációs vízfelvételt a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjeinek napi ritmusa alapján. Loheide (2008) alapötletként a vízfolyásmenti zónában lévő talajvízszintek és az utánpótlódást előidéző háttér nyomásszint között tételezett fel rövid időszakokra vonatkozóan lineáris kapcsolatot. Első lépésben eltávolította a trendet (lineáris összefüggéssel közelítve a vizsgált nap környezetében) a talajvíz idősből ( $WT_{DT}(t) = WT(t) - m_T \cdot t - b_T$ ). Mivel a háttér nyomásszint így konstanssá vált a trendnélküli háttér és a trendnélküli vízfolyásmenti zónában lévő talajvízszint közötti kapcsolat a továbbiakban csak a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjétől függött. A trend eltávolítását követően az éjféltől 6h-ig tartó időszakokra (mikor az ET-t elhanyagolhatónak ítélte meg) vonatkozóan a trendnélküli talajvízszint-változás ( $WT_{DT}/dt$ ) és az aktuális trendnélküli talajvízszintek között egy függvénykapcsolatot ( $\Gamma(WT_{DT})$ ) állított fel. A függvénykapcsolat alapján az utánpótlódás ( $Q_{net}$ ) a vízfolyásmenti zóna talajvízszintjeinek segítségével számíthatóvá vált (F-9. egyenlet és F-21. ábra).

$$Q_{net} = Sy^* \cdot (\Gamma(WT_{DT}(t)) + m_T) \quad (F-9)$$

Ahol,  $Sy^*$  a fajlagos hozam talajvízmélységtől és a leürülés idejétől függő aktuális értéke.

A függvénykapcsolat felállításához az adott nap napközbeni evapotranspirációs vízfelhasználását megelőző és követő éjszakai időszakot használta fel. Feltételezte továbbá, hogy az utánpótlódás és a trendnélküli talajvízszintek közötti éjszakai időszakokra vonatkozóan számított kapcsolat napközben nem változik számottevően. Végül az utánpótlódás ismeretében Loheide (2008) a vízfolyásmenti zóna talajvíz tartójára felírt vízháztartási egyenlet (F-8. egyenlet) segítségével becsülte a talajvíz ET-t, az adatsűrűségnek megfelelően, nagy időbeli felbontásban.

A módszer helyességét modellvizsgálatokkal előállított szintetikus adatsorokon és terepi mérések idősorai alapján is sikerrel tesztelte. A terepi adatsoroknál az összehasonlítandó evapotranspirációs adatsort a referenciamódszerként használt Penman-Monteith-féle módszerrel (Allen et al. 1998) állította elő.



F-21. ábra A Loheide (2008) által kifejlesztett regressziós módszer grafikus illusztrációja (Fahle és Dietrich 2014 nyomán).

Barnard et al. (2010) egy öntözési kísérletet hajtottak végre a transzspiráció és a lejtős területeken jelentkező felszín közeli áramlás kapcsolatának vizsgálatára egy nyugati Oregoni kísérleti vízgyűjtőben (HJ Andrews Experimental Forest). Úgy találták, hogy a napon belüli maximális transzspiráció és a felszínközeli lefolyás napi ingadozásának minimuma közötti időeltolódás nagyobb volt (6,5h) az öntözés előtt, mint a kísérlet után és alatt (2-4h). A transzspiráció napi menete és a felszínközeli lefolyás napi ingadozása között az öntözés utáni időszakban volt legnagyobb a korreláció. Ebben az időszakban a felszínközeli lefolyásból, annak a napi ingadozása alapján, a Bond et al. (2002) által kimunkált módszerrel számított transzspirációs vízfelhasználás a teljes napi transzspirációnak a 90%-a volt.

Kirchner (2009) a felső vízgyűjtőket elsőrendű nemlineáris dinamikus rendszerekként jellemezte és megmutatta, hogy az ilyen formában kezelt vezérlő egyenlet közvetlenül alkalmazható a lefolyást befolyásoló tényezők visszafejtésére a lefolyás szezonális és napi ingadozását felhasználva. A vezérlő egyenlet, mint a vízhozam változására vonatkozó differenciálegyenlet levezethető a tározás-lefolyás ( $Q=f(S)$ ) kapcsolat alapján, azt az idő szerint differenciálva és az egyszerű vízmérleg egyenletbe helyettesítve ( $dS/dt=P-ET-Q$ ).

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dQ}{dS} \cdot \frac{dS}{dt} = \frac{dQ}{dS} \cdot (P - ET - Q) \quad (F-10)$$

Ahol,  $S$  a vízgyűjtő egységi felületén tárolt vízmennyiség ([L] pl. mm),  $P$ ,  $ET$  és  $Q$  pedig a csapadék, evapotranszspiráció és a lefolyás ([L/T] pl. mm/óra). Mivel az  $S$  a  $Q$  egyszerű függvényeként felfogható, a  $dQ/dS$  is kifejezhető a vízhozam függvényeként,  $g(Q)$ .

$$\frac{dQ}{dS} = f'(S) = f'(f^{-1}(Q)) = g(Q) \quad (F-11)$$

Ahol,  $g(Q)$  az úgynevezett „érzékenységi függvény” ami a vízhozam érzékenységét mutatja a készletváltozásra.

A  $g(Q)$  függvény akkor becsülhető a legpontosabban, amikor a  $P$  és az  $ET$  kicsi a  $Q$ -hoz képest (pl. csapadékmentes időszakokban és éjszaka a napi ingadozás szempontjából). Mérési adatok alapján a korábbi (F-10 és F-11) egyenleteket felhasználva adódik:

## dc\_1929\_21

$$g(Q) = \frac{dQ}{ds} \approx \frac{-dQ/dt}{Q} \Big|_{P \ll Q, ET \ll Q} \quad (F-12)$$

Brutsaert and Nieber (1977) elméletét követve az apadási görbén a változás mértéke a két egymást követő időlépcsőben a vízhozamok különbségéből számítható:  $-dQ/dt = (Q_{(t-dt)} - Q_t)/dt$ . Ezt a változási rátát szokták általában az adott időlépcsőkhöz tartozó átlagos vízhozam függvényében  $((Q_{(t-dt)} + Q_t)/2)$  ábrázolni az összefüggés meghatározásához.

Az elméletet sikeresen tesztelték a Severn és a Wye vízfolyások felső vízgyűjtőin Plynlimonnál, közép Walesben.

A vezérlő egyenlet analitikusan is invertálható (a „csináld a hidrológiát visszafelé” terminológia szerint) így alkalmas a vízgyűjtő szintű evapotranszspiráció becslésére a vízhozamok szezonális vagy napi fluktuációja alapján. A fenti egyenletek szerint a csapadékmentes időszakokban az *F-13. egyenlet* használható az ET becslésére.

$$ET_t \Big|_{P=0} = \frac{-dQ/dt}{g(Q)} - Q \approx \frac{(Q_{t+1+1} - Q_{t+1-1})/2}{[g(Q_{t+1+1}) + g(Q_{t+1-1})]/2} - (Q_{t+1+1} + Q_{t+1-1})/2 \quad (F-13)$$

Ahol,  $l$  [T] a vízhozamban bekövetkező változás „utazási” ideje, mialatt az eléri a kifolyási szelvényt. Az előbbieket szerint a lefolyás napi és szezonális ingadozása alapján visszafejtett ET mértéke szemikvantitatívan közelítőleg egyezett a Penman-Monteith módszerrel becsült értékkel.

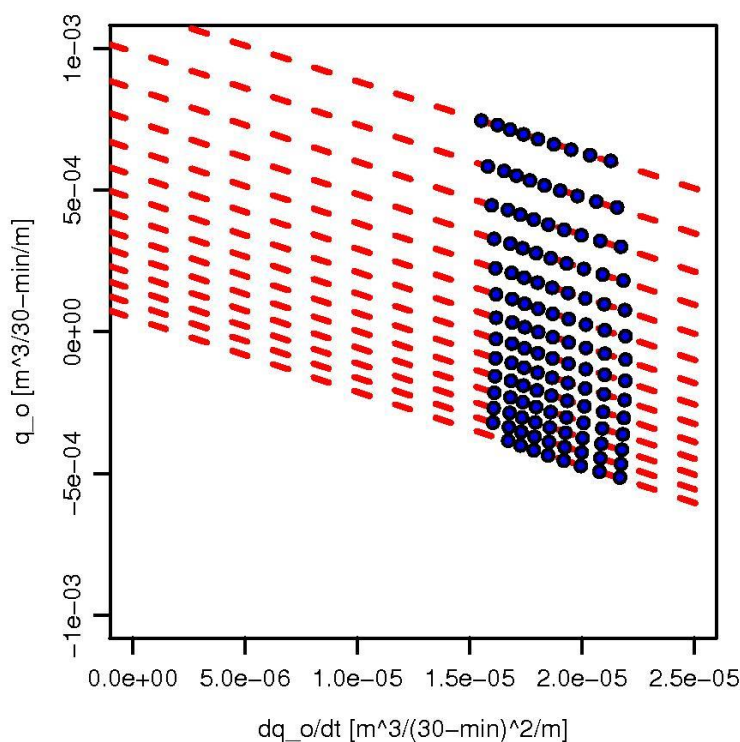
Gribovszki et al. (2010b) az alapvízhozamban jelentkező napi ciklusú ingadozás alapján egy új eljárást fejlesztettek ki a vízfolyásmenti területek vízgyűjtőszintű, talajvízből táplálkozó evapotranszspirációjának számítására, Kirchner (2009)-hez hasonlóan, de attól függetlenül. Az új módszer a vízmérleg egyenletet és a lineáris tározó modellt használja fel a számításhoz és az éjszakai visszatöltődési időszakban a fajlagos vízhozam ( $q_o$  [ $L^3/T/L$ ]) és a fajlagos vízhozam változása ( $dq_o/dt$  [ $L^3/T^2/L$ ]) közötti kapcsolat alapján (*F-22. ábra*) számolja az eljárás paramétereit (lásd a módszer leírását részletesen a *III. fejezetben*). Az új metódus igényli a vízfolyás-menti zóna vízgyűjtőszintű geometriai jellemzőinek (szélesség, hossz) ismeretét, de nem igényel semmiféle talajfizikai paramétert. Az új eljárás segítségével sikerrel határoztak meg vízgyűjtőszintű talajvíz evapotranszspirációt a Soproni-hegységben található, erdővel borított hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő lefolyási adatainak felhasználásával. Az eredmények jó egyezést mutattak a területen mért meteorológiai adatok alapján számított Penman-Monteith-féle ET értékével, de jelentősen eltértek a sokak által használt maximális burkológörbét alkalmazó módszertől (Meyboom 1965).

Gribovszki et al. (2010a) egy részletes szemle cikkben foglalták össze a hidrológiai jellemzőkben kimutatható napi ingadozás jellemzőit és okait. Véleményük szerint a mérsékletövi klímában, a vegetációs időszakban a napi ingadozás legfontosabb előidéző tényezőjeként a vegetáció vízfogyasztása jelölhető meg. A témával foglalkozó releváns kutatások szisztematikus feldolgozása és kategorizálása mellett részletesen elemezték és kritikailag értékelték a talajnedvesség, a talajvíz és a lefolyás napi ingadozása alapján ET-t számító módszereket.

Miller et al. (2010) egy lombhullató tölgyes (*Quercus douglasii*) talajvízfelvételét vizsgálta egy kaliforniai erdős szavannán, ahol a talajvízmélység 8 m körül volt. Az eredeti White (1932) módszert használta fel a talajvízből származó evapotranszspiráció becslésére, de az eredményeket számos egyéb módszerrel (talajnedvességmérés, nedváramlásmérés, mikrometeorológiai mérések) igazolták. Az eredmények alapján a tölgyek talajvízfelhasználása (ET<sub>gw</sub>) a teljes aktuális ET 70-90%-a körül volt. A tölgyek mély gyökérrendszere képes volt hasznosítani a talajvizet, a több mint fél évig tartó aszályos időszakban. A talajvízből történő vízfelvétel nagyban hozzájárult a területen a fás vegetáció túléléséhez, nemcsak egy adott aszályos évben, hanem hosszabb távon is. Eredményeik alapján arra a

következtetésre jutnak, hogy a vizsgált helyszínen, a vegetációs időszak kritikus száraz periódusában a talajvízfelvétel termodinamikailag kedvezőbb, mint az alig hozzáférhető talajnedvesség felhasználása.

Gribovszki et al. (2011) numerikus módszerrel vizsgálta (2D-ben) a Gribovszki et al. (2010b) által kidolgozott a lefolyás napi ingadozása alapján ETgw-t számító eljárást a vízfolyásmenti zóna geometriai és geológiai jellemzőit a modellben változtatva (F-22. ábra). Vizsgálataik alapján a következőket állapították meg: A kimunkált módszer a patakmederben vagy nem sokkal alatta elhelyezkedő vízzáró réteg, ún. sekély víztartók esetén alkalmas a becslésre. A vízfolyásmenti zóna geometria jellemzőinek befolyásoló hatása miatt a módszer csak a vízgyűjtők felső szakaszain alkalmazható, kisvízfolyások esetében. A vízfolyásmenti zóna talajfizikai paramétereit hipotetikusán homogénnek feltételezve a vízfolyásmenti zóna környezetében kialakuló áramkép és a módszer hipotetikus áramképének megfelelése a gyökérvonalban homokos agyagos vályog (sandy clay loam) fizikai féleségű talajok esetében nyújtott pontos eredményt. A modellbe beadott és az új módszerrel visszszámított párolgási értékek lineáris korrelációja igen magas, így a szükséges korrekció egy talajtípustól függő konstans szorzó bevezetésével megtehető. Megjegyzendő azonban ehhez, hogy a numerikus modellben a valóságban szereplő makropórusok, jobb vízvezetőképességű vetők, stb. nem voltak figyelembevéve, így a vizsgátnál feltételezhetően egy jóval szűkebb tartományban változnak makroléptékben a szivárgási tényezők, aminek következtében a kidolgozott eljárás jelentősebb korrekció nélkül is megfelelően működhet.



F-22. ábra Numerikus modell segítségével számított adatok alapján az éjszakai visszatöltődési időszakra készített ún. „érzékenységi függvény” a fajlagos vízhozam ( $q_o$ ) és a fajlagos vízhozam változások ( $dq_o/dt$ ) között (Gribovszki et al. 2011 nyomán)

Jobbágy et al. (2011) egy *Prosopis flexuosa* dominanciájú erdőterület vízfelhasználását elemezték a keleti Andokban, a talajvíz napi ingadozása és stabil izotópos mérések alapján. A talajvízszint 7-10 m mélyen helyezkedett el az erdős terület alatt, míg a szomszédos parlag esetében a talajvízmélység csak 6 m volt. Vizsgálataik szerint az erdő alatt egy jellemzően 10 mm-es amplitúdójú napi talajvízszint-

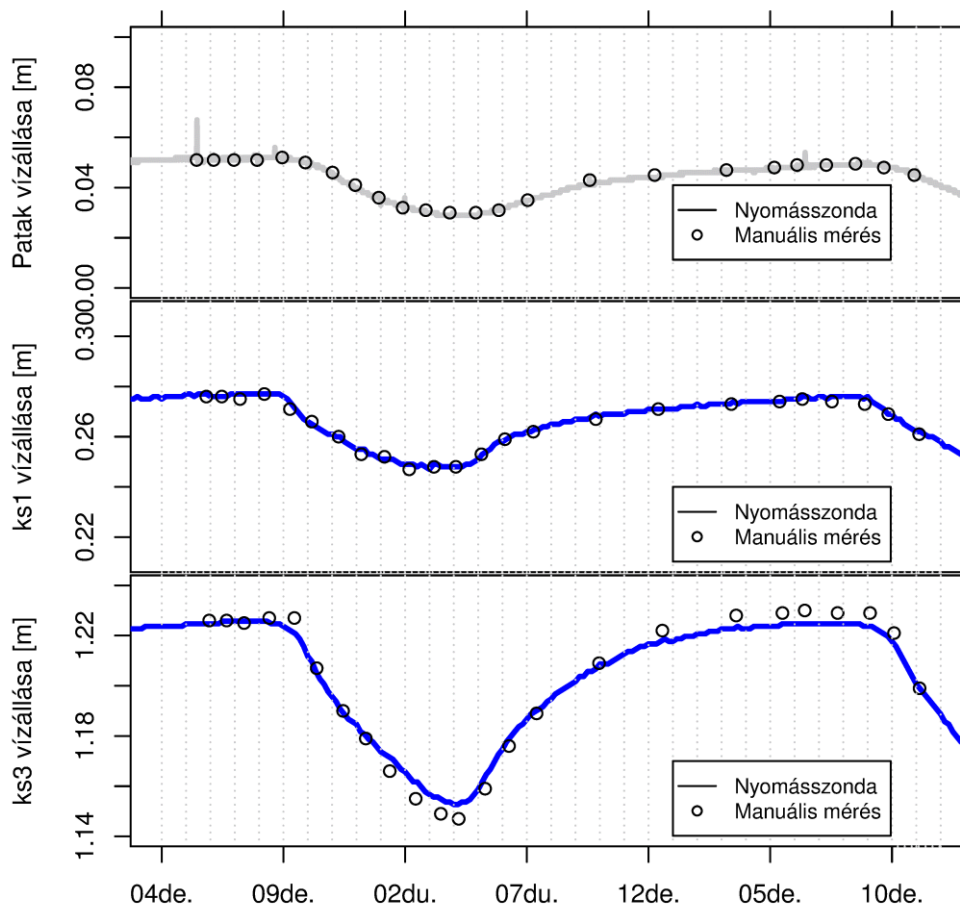
ingadozás volt jellemző, míg a parlagterület esetében az ingadozás nem volt mérhető. Mindkét alkalmazott módszer hasonló eredményt adott az erdős terület talajvízfelhasználására (200-300 mm/év).

Zhu et al. (2011) a Colorádó folyó vízfolyásmenti területein (a Hoover-gát alatt) elemezte a felszíni víz mesterséges vízszintváltozásainak a hatását az ETgw becslésére, a White (1932) módszert felhasználva. Vizsgálataik szerint a folyóhoz közeli területeken (< 200 m) a talajvíz napi ingadozása mind az ET, mind a folyó jelentős vízállásváltozásai által befolyásolt. A folyótól távolabb (> 800 m) a folyó vízszintváltozásainak már nincs hatása a talajvíz napi hullámzására. A folyótól távolabbi kutakban az ETgw a teljes aktuális ET kb. 80%-ának adódott, 8-10 mm/nap-os átlagos értékekkel. Általános irányelvként megfogalmazták, hogy a nagyobb vízállásváltozást mutató jelentősebb vízfolyások mentén (vízierőművek közelében) ne használjuk a folyóhoz közeli talajvízkút napi vízállásingadozás adatait az ETgw számítására, mert az eredmények nagy hibákkal lehetnek terhelvek. Megjegyzik azonban, hogy a pontos távolság meghatározása, ahol a folyó vízállásváltozása már nem befolyásolja a talajvízszintek napi ingadozását sok egyéb tényezőtől is függ (pl. geológia), így a téma további kutatásokat igényel.

Szilágyi et al. (2011), reagálva Zhu et al. (2011)-es cikkében tett megállapításokra, mérések alapján bemutatják, hogy az emberi hatásoktól mentes kisvízfolyások esetében, a felszíni vízállás csapadékmentes időszakokban jellemző napi ingadozása még a vízfolyás közvetlen közelében is csak elhanyagolható mértékben befolyásolja a talajvízszintek napi ingadozását. Igazolásként a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben található kísérleti vízgyűjtőben (ami jó mintapéldája az erdősült kisvízgyűjtőknek a szubkontinentális klímában) egy a patakmedertől 9,4 m-re lévő talajvízkút napi ingadozását hasonlítják a vízfolyás vízállásának napi hullámzásához. A mérések szerint a talajvízszintek napi ingadozása közel egy nagyságrenddel nagyobb, mint a patakvízszint napi hullámzása a szomszédos patakmederben (amihez durván egy 6 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőterület tartozik). Az előbbieket szerint az emberi hatásoktól mentes kisvízgyűjtők vízfolyásmenti zónájában a vízfolyásközeli talajvízszintek napi ingadozása is problémamentesen felhasználható az ETgw becslésére.

A napi ingadozásán alapuló ETgw-t becselő módszerek pontos vízállás adatokat igényelnek, ezért nagyon érzékenyek a mérési pontosságra (McLaughlin és Cohen 2011; Cuevas et al. 2010). A vízállások ingadozását manapság nagyon gyakran nyomásmérő szondákkal monitorozzák, de ezek kialakítása és pontossága eltérő. A rendelkezésre álló abszolút nyomást mérő berendezések egy külön másik szondát is igényelnek a légnyomás kompenzációjára. McLaughlin és Cohen (2011) valamint Cuevas et al. (2010) elemezték az előbb említett abszolút nyomásmérő szondapár mérési pontosságát a hasonló, ill. az eltérő termális környezet szempontjából. Megállapították, hogy a két nyomásszonda adatait felhasználva, ha azok eltérő termális környezetben vannak (pl. az egyik talajvízkútban, a másik egy angol házikóban) jelentős hibát vihetünk az ETgw meghatározásába. Gribovszki et al. (2013) ugyanakkor légzőkábelrel ellátott nyomásszondák adatait elemezték, terepi körülmények között, manuális kalibráló mérést használva. Vizsgálataik alapján megállapították, hogy a légzőkábelrel ellátott szondák adatai jól használhatók a vízállások pontos mérésére (*F-23. ábra*) és így az ETgw hibamentes meghatározására. Felhívták azonban a figyelmet arra, hogy a légzőkábel csövének eltömődése jelentős hibákat okozhat, így az ilyen típusú műszerek megfelelő karbantartása és az időnkénti manuális mérés ellenőrzésképpen fontos feladat.





F-23. ábra Vizállásidősorok manuális mérés és légzőkábeles nyomássonza adatai alapján a Sopron melletti Hidegvíz-völgy vízfolyásmenti zónájában. Felső, vízhozammérő műtárgy; középső, közvetlen meder melletti kút (ks1); alsó, medertől távolabbi kút (ks3) (Gribovszki et al. 2013 nyomán). de. délelőtt, du. délután.

Móricz et al. (2012) sikeresen alkalmazták a Nyírségben egy kocsányos tölgyes és a szomszédos parlagterület talajvízből származó evapotranszpirációjának becslésére a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott módszer empirikus változatát. Eredményeik szerint a tölgyes talajvízfelhasználása közel a háromszorosa volt a parlagterületének. A módszer segítségével meghatározott ET<sub>gw</sub> értékek a vizsgált 2007-es év nyári, száraz időszakában jó egyezést mutattak a Penman-Monteith egyenlettel történt becsléssel.

Soylu et al. (2012) egy Fourier-transzformáción alapuló módszert fejlesztett az ET<sub>gw</sub> talajvíz napi ingadozása alapján történő becslésére (F-24. ábra). Az eljárás a teljes diurnális ciklus alapján dolgozik, de figyelembe vesz utánpótlódást (egész napra konstans értéként), ami explicit módon nem jelenik meg a módszerben. Czirkowsky és Fitzjarrald (2004) nyomán egy 24 órás periódusidejű szinuszhullámot, többnapos (1-7) mozgó ablakként illesztettek a trendmentesített talajvízszintekre a következő függvény szerint (F-14. egyenlet).

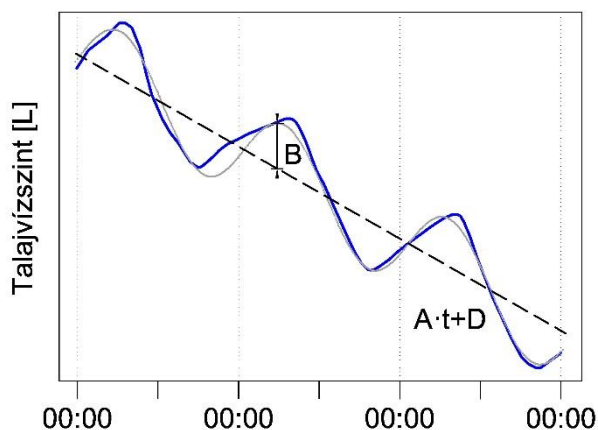
$$WT(t) = A \cdot t + D + B \cdot \sin\left(2\pi \cdot \frac{t+E}{24}\right) \quad (F-14)$$

Ahol,  $A$  [L/T] a vizsgált időszak trendje,  $t$  [T] az idő órákban,  $D$  [L] az átlagos eltérés,  $E$  [T] a fázisa és  $B$  [L] az amplitúdója a napi ingadozásnak. Az ETgw értékét az ingadozás minimuma és maximuma közötti átlagos különbség ( $2B$ ) alapján becsülték (*F-15. egyenlet*).

$$ET_{gw} = S_y \cdot k_{sc} \cdot (2 \cdot B) \quad (F-15)$$

Ahol,  $S_y$  a fajlagos hozam, a  $k_{sc}$  pedig egy skálázó faktor, ami azért szükséges mert a  $B$  paraméter értékét az utánpótlódás és a trendmentesítés is befolyásolja.  $k_{sc}$  az ingadozást jelképező diurnális görbe alakjától és időtartamától is függ, ami legjellemzőbben a sugárzás által meghatározott. Amennyiben nincs mért sugárzási adat, a  $k_{sc}$  faktor becslését elméleti sugárzásszámítás alapján tehetjük meg, vagy jó átlagos értéként 1,9-es konstanssal közelíthetjük.

A Fourier-transzformáció alapú kifejlesztett eljárást két új-Mexikói és egy nebraskai vízfolyásmenti zóna adatain tesztelték sikeresen, független energiamérleg alapú becslést használva referenciaként. Az eredményeket a White-módszerrel kapott becsléshez hasonlítva a Fourier alapú eljárás megbízhatóbbnak adódott, különösen azokban az esetekben, amikor a talajvízszintek mintavételezése ritka ( $> 1h$ ) volt.



*F-24. ábra Soylu et al. (2012) Fourier transzformáció alapú módszerének grafikus bemutatása (Fahle és Dietrich 2014 nyomán).*

Graham et al. (2012) három kísérleti vízgyűjtő (Dry Creek, Reynolds Creek and HJ Andrews) 15 különálló részvízgyűjtőjének lefolyási adatain elemezték a napi ingadozást. A diurnális ritmust mindegyik vizsgált vízgyűjtő lefolyási adataiban megtalálták. Az időeltolódás a vegetáció vízfelvétele és a lefolyásban jellemző napi ingadozás között a vegetációs időszak előrehaladtával általában nőtt. Az időeltolódást befolyásoló tényezőként a vízgyűjtő méret, vízfolyás hossz, valamint a geológia, a vegetáció és a vízfolyás hidromorfológiai jellemzői is szerepet játszottak. Négy különböző elméletet teszteltek a diurnális szignál átadásával kapcsolatban (a vegetációtól a vízfolyás kifolyási szelvényéig) és úgy találták, hogy a vízfolyás sebessége az egyik meghatározó tényező az időeltolódás vegetációs időszak során való növekedésében. Eredményeikhez kapcsolatosan kiemelik, hogy az adott lefolyási mintázat megértésénél nagyon fontos a vizsgálati helyszín alapos és személyes benyomásokon alapuló ismerete.

Cadol et al. (2012) a lefolyásban jelentkező, ET indukálta, napi ingadozást elemezték egy 3,4 km<sup>2</sup>-es trópusi, erdőszült vízgyűjtőn Costa Ricában (La Selva Biological Station). A White-módszert adaptálták és kismértékben módosították, hogy alkalmas legyen a lefolyási adatokból történő ETgw becslésére. A vízfolyásmenti zóna vízmérlegéből indultak ki az elemzés során (*F-16. egyenlet*):

## dc\_1929\_21

$$\frac{dS}{dt} = \frac{dWT}{dt} \cdot S_y \cdot A_R = Gw - VETg - Q \quad (F-16)$$

Ahol  $dS/dt$  [ $L^3/T$ ] a vízfolyásmenti zóna készletváltozása (a vízfolyásmenti talajvízszint változásából ( $dWT/dt$  [ $L/T$ ]) az  $S_y$ -al (fajlagos hozam) korrigálva számolható a vízfolyásmenti zóna teljes területére ( $A_R$  [ $L^2$ ]) vonatkozóan),  $VETg$  [ $L^3/T$ ] a teljes vízfolyásmenti zóna talajvíz-  
evapotranszpirációja,  $Gw$  ( $Q_{in}$ ) [ $L^3/T$ ] a talajvíz hozzáfolyás a vízfolyásmenti zónához a háttérből, és  $Q$  ( $Q_{out}$ ) [ $L^3/T$ ] a vízfolyás talajvízutánpótlásból származó hozama.

Cadol et al. (2012) méréseikre alapozva megállapították, hogy a vízfolyásmenti zóna vízszintje nagyon szoros kapcsolatban áll a vízfolyás vízszintjével (a vízfolyásmenti zónában nagyszámú makropórust feltételezve). Előbbiek alapján a vízfolyásmenti talajvízszinteket ( $WT$ ) a vízfolyás vízállásával ( $h$ ) azonosnak vették. Ez az előbbi feltételezés nem veszi figyelembe azt a valóságban legtöbbször igen jelentős különbséget, amely a vízfolyás vízállásnak napi ingadozása és a vízfolyásmenti talajvízszintek ingadozása között fennáll (pl.  $S_y$  értékéből adódó eltérés). Az előbbiek miatt Cadol et al. (2012) megközelítése csak nagyon speciális esetekben lehet igaz. A becsült talajvízállást trendmentesítették, hogy így Loheide et al. (2008)-hoz hasonlóan kiküszöböljék a hosszútávú trendek hatását (háttér talajvízszint csökkenése). A trendmentesítés eredményeként a  $Q$  tag és a  $Gw$  tag egy része is eltűnik, így a fenti (F-16) egyenlet átalakítható.

$$\frac{dh_d}{dt} = \frac{Gw_d}{S_y \cdot A_R} - \frac{VETg}{S_y \cdot A_R} \quad (F-17)$$

Ahol,  $h_d$  [ $L/T$ ] a trendmentesített patak vízállás;  $Gw_d$  [ $L/T$ ] a talajvíz hozzáfolyás azon része, ami csak a napon belül változó talajvízszintek miatt jelentkezik. Az egyenlet jobb oldalának első tagja a horizontális talajvíz utánpótlódást, míg a második tag az ET miatti változást jelképezi. Cadol et al. (2012) szerint, mivelhogy a vízfolyásmenti zóna talajvízállása napon belül változik, így ingadozik a hidraulikus gradiens a háttérbeli (regionális) és a vízfolyásmenti zóna talajvízszintje között. Az előbbiek alapján a  $Gw_d/(S_y \cdot A_R)$  becsülhető a  $h_d$  függvényében ( $f(h_d)$ ), a kapcsolatot az éjszakai vízállásváltozás alapján meghatározva. A függvénykapcsolat létrehozására a 22h és 7h közötti időszakot használták fel, amikor az ET hatása a vizsgált területen elhanyagolható. Ez a napon belüli utánpótlódás-változást figyelembevevő megközelítés a White-módszer elvétől különbözik, de hasonlóságot mutat Gribovszki et al. (2008) és Loheide (2008) eljárásával.

Az  $ET_{gw}$  meghatározása Cadol et al. (2012) alapján a következő:

$$ET_{gw} = \frac{VETg}{A_R} = S_y \cdot \left( f(h_d) - \frac{dh_d}{dt} \right) \quad (F-18)$$

Vizsgálatainkban 6 alapvízhozamos időszakot elemezték a javasolt modellel, és az  $ET_{gw}$  értékét 1,8 és 3,9 mm/nap között határozták meg az  $S_y=0,32$  konstans fajlagos hozam értéket felhasználva.

A számított  $ET_{gw}$  és a Penman-Monteith módszerrel kalkulált ET ( $ET_{PM}$ ) napi járása közötti időeltolódást 1,5-3h-ban határozták meg Bond et al. (2002) és Gribovszki et al. (2008) eredményeihez hasonlóan. Bár a késés kismértékben növekedett, ahogy a vízállás csökkent, de az  $ET_{gw}/ET_{PM}$  arány közel állandó volt.

Yin et al. (2013) három elterjedt talajvízfelvételt számító diurnális módszert (White (1932), Hays (2003) és Loheide (2008)) használtak az  $ET_{gw}$  meghatározására numerikus modellezéssel (MODFLOW2000) előállított talajvízszintek esetében. A modell domainban (ami egy kisebb vízgyűjtő jellemző völgyszelvényét formázta) négy reprezentatív helyen létesítettek talajvízkutat (F-25. ábra):

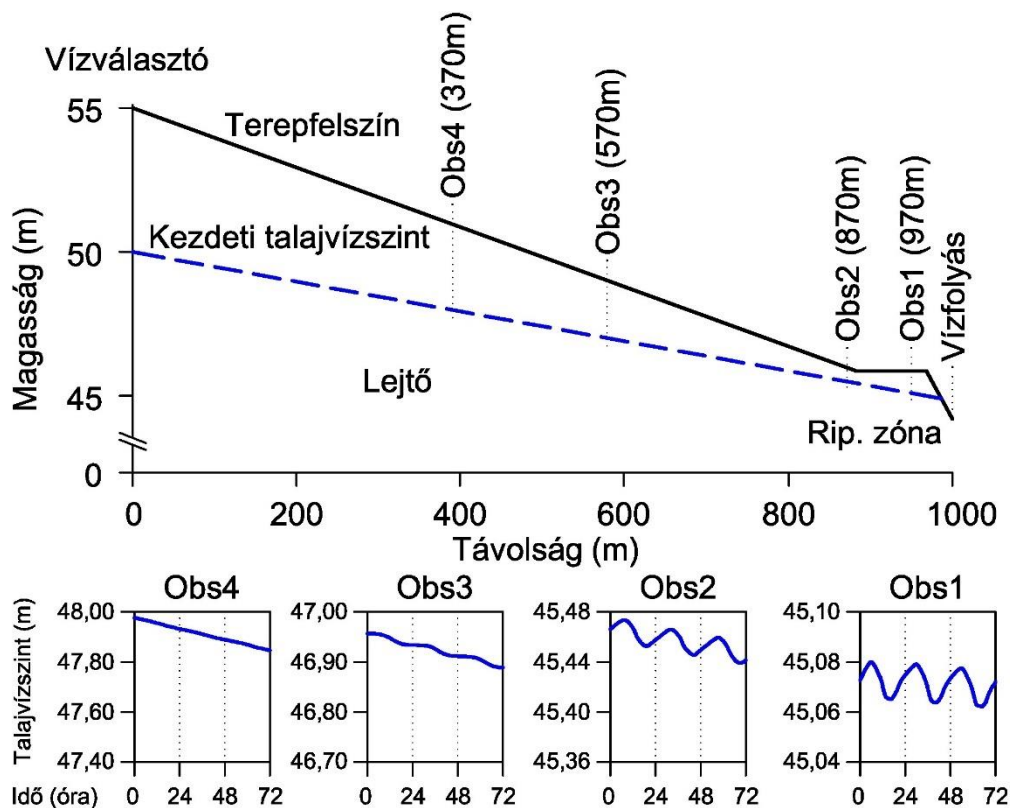
- Obs1, a vízfolyásmenti zónában, a mederhez közel;

- Obs2, a vízfolyásmenti zóna szélén, a lejtő lábánál;
- Obs3, a lejtő (völgyoldal) középső részén;
- Obs4, a lejtő felső részén, a vízgyűjtő határához közel.

Ezeknek a kutaknak a vízállásadatait felhasználva vizsgálták a ETgw számításánál meghatározó két fő tényezőt, a tározás változását és a nettó utánpótlódást. Elemzéseik szerint mindhárom módszer alábecsli az ETgw értéket a mederhez közelebbi, első kút esetében, ahol az utánpótlódás meghatározóbb, mint a készletváltozás. A módszerek közül a Loheide (2008) metódus adta a modellben használt ETgw-hez legközelebbi értéket, mivel ez napon belül is változó utánpótlódást volt képes figyelembe venni. Az eredeti Loheide (2008) módszer korrekciójával (módosított Loheide-módszer), ahol az utánpótlódás számítására nem lineáris, hanem exponenciális kapcsolatot vettek figyelembe (a trendmentesített talajvízszintek és a talajvízszint-változás között) az ETgw pontosan számítható volt.

A távolabbi másik három kút esetében, ahol a tározás változás meghatározóbb volt, mint az utánpótlódás, mindhárom eredeti módszer megfelelően működött. Ezeken a helyeken a nettó talajvíz-utánpótlódás közel konstans volt a napon belül.

A fent javasolt ún. módosított Loheide módszer segítségével terepen mért adatokon is sikeresen határozták meg az ETgw értékét (Last Chance Watershed, California, USA és Hailiutu River Catchment, Kína). Yin et al. (2013) a megfelelő módszer kiválasztására a talajvíz napi ingadozását mutató görbe éjszakai visszatöltődési időszakának elemzését javasolják. Abban az esetben, ha az éjszakai visszatöltődés lineáris (az adott talajvízkút fölötti és alatti hidraulikus gradiens közel párhuzamos, és így a gradiens különbsége, amely a nettó utánpótlódás mértékét meghatározza, is állandó) az egyszerűbb White-módszer használata megfelelő. Ha azonban a visszatöltődés nem konstans az éjszaka során, akkor pl. az általuk módosított Loheide-módszert javasolják használni.



F-25. ábra Modell domain (felső) és a modelltől származó talajvízszintek (alsó) (Yin et al. (2013) nyomán). Az alsó ábrarészén a talajvíz napi ingadozásának tipikus esetei: Obs1, feláramlási zóna napon belül változó utánpótlódással; Obs2, feláramlási zóna konstans utánpótlódással; Obs3, beszivárgási zóna konstans, de negatív utánpótlódással; Obs4, beszivárgási zóna közel zérus talajvízfelvétellel.

Cheng et al. (2013) nagy időbeli felbontású talajvízadatsorokat használt jellemzően száraz környezetben is túélő növényállományok (*Salix psammophilla* and *Artemisia ordosica*) talajvízfelvételének meghatározására az Észak Kínában található Mu Us sivatagban. Az ET<sub>gw</sub> számítására a klasszikus White-módszert használták, de a módszer alkalmazása során kritikus Sy (fajlagos hozam) paramétert laboratóriumi kísérlet segítségével határozták meg. A kísérlet során egy a kutatási helyszínen vett homokmintával (a területen jellemző száraz halomsűrűséggel) töltött oszlop (0,6 m átmérőjű és 2,2 m magas) talajnedvesség készletének csökkenését vizsgálták. A kísérleti eredmények alapján a fajlagos hozam becslésére a kísérlet kezdete után a 24. órában beállt talajnedvesség-profil talajvízszint fölötti, 60 és 70cm-es talajnedvesség értékei (mint a jellemző kapilláris emelési magasságban beálló talajnedvességek) lettek felhasználva. Az Sy-t a laborkísérlet alapján 0,287-al vették figyelembe a számítások során, amely értéket a Nachabe (2002) által kifejlesztett analitikus összefüggéssel is validáltak. Eredményeik alapján a *Salix psammophilla* (talajvízmélység 2,3-2,5 m) esetében a vegetációs időszakok során a biológiai produkcióval is szoros összefüggésben álló vízfelvételeket lehetett számolni: július: 0,70 mm/nap, augusztus: 0,45 mm/nap, szeptember: 0,32 mm/nap. Az *Artemisia ordosica* (talajvízmélység 5,3-5,4 m) esetében viszont nem tapasztalták a talajvíz napi ingadozását, így annak nem volt valószínűsíthető talajvízfelvétele. Kutatásaik alapján megállapították, hogy a talajvízszint-ingadozással kapcsolatosan szerzett információk igen hasznosak az egyes vegetációformák talajvízfüggésének értékelésénél.

Johnson et al. (2013) az ET, a telített zónából történő vízfelvétel és a vízfolyás, mint perem összefüggéseit vizsgálták terepi mérések és annak paraméterei alapján felállított analitikus modell (Malama és Johnson 2010) segítségével. A terepi mérések (Boise Hydrogeophysical Research Site, Idaho) és az analitikus modell (ahol a folyó konstans pereme szolgáltatja alapvetően a vízutánpótlást a vízfolyásmenti zónába) által szolgáltatott adatok egyaránt az ET által indukált napi hullámlás mértékének növekedését mutatta a vízfolyástól távolodva, holott a folyamatot indukáló ET nem változott. A vízfolyásból származó vízutánpótlódás a folyóhoz közeledve fokozatosan csökkentette a napi ingadozásban jelentkező leszívás mértékét. A modellben a folyóból származó utánpótlódás meghatározó volta mintegy 150 m-es távolsáig volt érezhető. Johnson et al. (2013) szerint az ET<sub>gw</sub>-ben mérhető különbségek egy jelentős része valószínűleg a folyóhoz való eltérő közelséggel magyarázható.

Az analitikus modellezés segítségével létrehozott napi talajvízszint-ingadozások utólagos elemzése alapján a folyó 150 m-es közelségében lényegesen alacsonyabb ET<sub>gw</sub> értékek voltak meghatározhatók a White-módszerrel, mint a folyótól távolabbi kutak esetében. A White-módszer azonban napközben is állandó utánpótlódással dolgozik, ami a vízfolyás közelében nem feltételezhető, ezért a folyó közelében egy változó utánpótlódást figyelembe vevő eljárást (Gribovszki et al. (2008), Loheide (2008)) lett volna célszerű alkalmazni.

Mazur et al. (2013) a főként szemi-arid körülmények között alkalmazott talajvíz diurnális hullámlásából ET<sub>gw</sub>-t számító módszert kiterjesztették a nedvesebb klímában létrejött, időnként elárasztott wetlandekre. Az általuk kidolgozott módosítás:

- egyrészt az elárasztás mértékétől függő Sy becslésére dolgoztak ki egy súlyozáson alapuló eljárást;
- másrészt a diurnális módszer alapján kalkulált ET és a mikro-meteorológiai jellemzőkből számolt PET közötti kapcsolatot használták fel a csapadékos napokon (amikor a diurnális módszer nem használható) az ET becslésére.

A diurnális módszer és a PET becslés együttes alkalmazásával a wetlandekre vonatkozó sokkal robusztusabb és folyamatos idősort biztosító ET becslés válik lehetségessé, ami figyelembe veszi a vizsgált területen lévő felszínborítás (pl. növényállomány fizikai/fiziológiai) jellemzőit és a megelőző talajnedvességet éppúgy, mint a mikrometeorológiai paramétereket.

A Mazur et al. (2013) által kidolgozott kombinált módszer segítségével a 2006-2007-es vegetációs időszakokban becsülték egy, az észak amerikai nagy tavak mentén fekvő, időszakosan elárasztott wetland-rendszer ET-jét és vízutánpótlódását. A 15 wetlendre kiterjedő mérés alapján a számított átlagos napi ET értéke 4 és 6,1 mm/nap-os érték között változott.

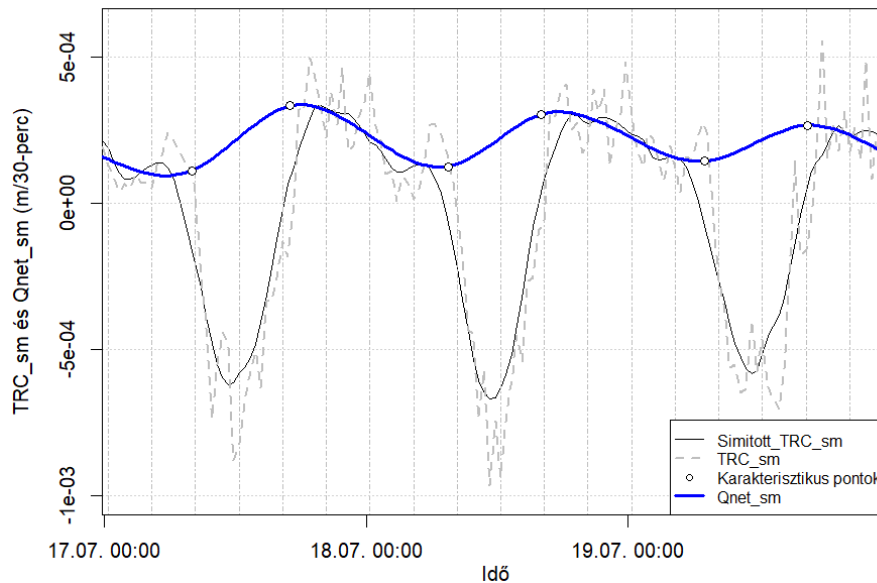
Fahle and Dietrich (2014) áttekintette a talajvíz napi ingadozása alapján ET<sub>gw</sub>-t számító módszereket és közülük a legjellemzőbbeket kiválasztva, azokat mért evapotranszspiráció adatokon tesztelve, értékelt a módszerek megfelelőségét az ET<sub>gw</sub> és az utánpótlódás becslése szempontjából. A számításra és összehasonlításra felhasznált adatokat (talajvízszint, órás utánpótlódás és napi ET) egy nagyméretű talajvíz-liziméter szolgáltatta, amely Németországban a Spreewald vizes élőhelyen egy gyepes részen lett telepítve. Az eredmények szerint a módszerek csak maximum 50%-át voltak képesek magyarázni a napi evapotranszspirációs értékeknek, de már sokkal jobban teljesítettek az utánpótlódás becslésében. Az egyszerű és a komplex módszerek nagyjából hasonló eredményeket szolgáltatottak. A módszerek közül mind az evapotranszspiráció, mind az utánpótlódás becslésénél a legjobb korrelációt a mért értékekkel a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott eljárás adta. A metódusok alkalmazásával kapcsolatban úgy találták, hogy minél hosszabb az utánpótlódás becslésére (a lehetőségek szerint) felhasznált időszak annál jobb a számítás eredménye. Másrésztől a fajlagos hozam látszik egy olyan korrekciós tényezőnek, amivel a módszerek nem megfelelő folyamatleírását kompenzálják.

Wang és Pozdniakov (2014) egy statisztikai alapú napi talajvízszint ingadozáson alapuló robusztus ET<sub>gw</sub> becselő eljárást dolgozott ki, amely a szezonális trendjétől, valamint a mérési zajtól mentesített napi ingadozás és a napi evapotranszspiráció között hoz létre kapcsolatot relatív rövid időszakokra (napok vagy hetek). A módszer fő előnye könnyen automatizálhatóságában és robusztusságában rejlik. A módszert mind numerikus modellel előállított szintetikus, mind terepi adatokon sikeresen tesztelték.

Gribovszki (2014) a talajnedvesség napi ingadozásán alapuló új vízfelvétel becslésére alkalmas módszert dolgozott ki és validált sikeresen (Gribovszki 2018a), a talajvízre Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott ún. „empirikus” technika adaptálásával. Az új metódus, a Nachabe et al. (2005) eljárástól eltérően, ami konstans utánpótlódással számol, hiszen a White-módszert adaptálja a talajnedvességre, napon belül változó talajvízutánpótlás figyelembevételével dolgozik (*F-26. ábra*). A módszer nagy előnye, hogy talajspecifikus kalibrálás nélkül is megfelelő pontosságot szolgáltat mivel nem igényli az Sy paraméter ismeretét. Mivel a mért talajnedvességadatok általában zajosabbak, mint a talajvíz- vagy lefolyásadatok ezért előfeldolgozásuknál körültekintően kell eljárni a differencia-képzéshez kapcsolódó megfelelő simítás (szűrő) alkalmazásával (*F-26. ábra*). Az új eljárás a Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjében egy vízfolyásmenti égeres talajnedvesség-profil adatain került tesztelésre. Az új módszerrel lényegesen (bizonyos esetekben nagyságrendekkel) nagyobb és az adott körülményeknek pontosabban megfelelő vízfelvétel számítható, mint a tradicionális talajnedvesség mérésen alapuló módszerekkel, amelyek nem vesznek figyelembe talajvízutánpótlódást. A konstans talajvízből származó utánpótlódással számoló Nachabe et al. (2005) módszerrel összehasonlítva közel 40%-al nagyobb ET értékeket becsült az új eljárás, míg a Penman-Monteith ET becslésekkel jól egyeztek az eredmények (Gribovszki 2018a).

Dvorakova et al. (2012, 2014) egy lineáris tározó modellen alapuló eljárást fejlesztettek és tesztelték a recessziós görbére, ahol az aktuális evapotranszspirációt egy Fourier transzformáción alapuló módszerrel reprodukálták. Kovar-Bachinova (2015) a lefolyásban jelentkező napi ingadozást egy Fourier transzformáción alapuló modellel vizsgálták Soylu et al. (2012) eljárásához hasonlóan. A vízgyűjtő kiürülési folyamatait jellemző apadási görbét lineáris és exponenciális görbével is szinte megegyező eredménnyel közelítették.

## dc\_1929\_21



F-26. ábra Az utánpótlódás becslése ( $Q_{net\_sm}$ ) a talajnedvesség napi ingadozása alapján. A  $TRC\_sm$  az eredeti, és a  $Simitott\_TRC\_sm$  a simított talajnedvesség változása. A karakterisztikus pontok adják meg a napon belüli minimális és maximális utánpótlódás mértékét

Egy érdekes, a diurnális módszerek felhasználhatóságával kapcsolatos kérdés a növények éjszakai vízfelvétele ( $T_n$ ). Ennek a tételnek a figyelmen kívül hagyása az ET<sub>gw</sub> alulbecslését eredményezheti azáltal, hogy az utánpótlódás mértékét a valóságosnál kisebbnek számítjuk. Eredetileg a  $T_n$ -t minimálisnak becsülték az éjszakai sztómozáródást feltételezve (Daley and Phillips 2006). Manapság a korszerű mérési technikák alkalmazásával lehetőség van a  $T_n$  becslésre, ami a vegetáció típusától és egyéb környezeti tényezőktől függően a napi párolgás egy elég széles, kb. 1-30%-os tartományában határozható meg (Novick et al. 2009). Ez az éjszakai vízfelvétel általában vagy a vegetáció tárolt vízkészletének pótlására, vagy az éjszakai transzspirációra fordítódik (Oren et al. 2001, Fisher et al. 2007, Kavanagh et al. 2007, Zeppel et al. 2010). Számos kutatás azt igazolta, hogy a telítési hiány (VPD) az egyik legfontosabb szabályozó paraméter a  $T_n$  mértékének szempontjából.

Az éjszakai vízfelvétel erdőtípusonként is változó mértékű. Daley és Phillips (2006) egy New Englandben található juhar dominanciájú erdő esetében elhanyagolhatónak találta a  $T_n$  értékét. Hasonlóan közel zérus mértékű késő éjszakai vízfelvételt mért Herczeg (2011) a Sopron melletti hidegvíz-völgy patakmenti égerligetében nedváramlási technikát használva. Másrészről Fisher et al. (2007) az ET<sub>gw</sub> 10-20%-a közötti értékben határozta meg a  $T_n$  értékét Kaliforniában fásszárú társulásokban. Ugyancsak nem elhanyagolhatónak mérte az éjszakai vízfelvételt Gatewood et al. (1950) egy Arizonai vízfolyásmenti cédrus erdőtársulásban. Fan et al. (2016) egy exóta fenyő ültetvény éjszakai vízfelvételét elemezte Ausztrália szubtrópusi vidékén komplex mérőrendszert használva (nagy gyakoriságú talajvíz, nedváramlás, növedék, talaj-vízpotenciál és meteorológiai mérésekkel). A Loheide et al. (2005) által javasolt módosított White-módszert használták az ET<sub>gw</sub> becslésére és azt találták, hogy az éjszakai vízfelvétel figyelmen kívül hagyása átlagosan 25%-os alulbecslését eredményezi a napi talajvíz evapotranszpirációnak. Az előbbieket alapján mindenképpen javasolt az ET<sub>gw</sub>-t számító diurnális módszerek használata esetében a késő éjszakai vízfelvétel mértékének becslése, hogy annak mértéke elhanyagolható vagy célszerű azt figyelembe venni a számítás során.

Móricz et al. (2016) talajvízmonitoring adatokat dolgoztak fel abból a célból, hogy a talajvízben jelentkező napi ingadozás jellemzői alapján becsüljék a talajvíz-feláramlási (discharge) és az utánpótlódási (recharge) zónákban elhelyezkedő különböző növényállományok talajvízfelvételét. Egy

talajvíz-feláramlási zónában fekvő nemesnyaras és egy szomszédos gabonaföld, valamint egy beszivárgási zónában elhelyezkedő akácos és a szomszédos kukoricaföld talajvízfelvételét hasonlították össze. A talajvízfelvétel becslésére a Gribovszki et al. (2008) által kidolgozott módszer empirikus változatát használták. A feláramlási zónában található nyáras alatt a klasszikus szinuszhullámra hasonlító talajvízszint-ingadozási mintázatot találtak, míg a beszivárgási zónában lévő akácos alatt egy lépcsős (éjszaka közel konstans vízállást mutató) napi ritmust. A nyáras talajvízfelvétele 3-3,3 mm/napos értékkel nagyobb volt, mint az akácosé (0,7 mm/nap), bár a talajvízmélység mindkét esetben azonos (kb. 3 m) volt. A talajvízfelvétel különbségében valószínűleg nemcsak a feláramlási és beszivárgási zónákban tapasztalható eltérő utánpótlódás, hanem az egyes faállományok eltérő gyökérrendszere is szerepet játszott. A szomszédos mezőgazdasági parcellákon sehol sem volt mérhető talajvízfelvétel. Az eredmények alapján kimondható, hogy a nagy gyakoriságú talajvízszint mérések és az ebből számolt ET<sub>gw</sub> értékek nagyban segíthetik a különböző talajvízháztartású területeken elhelyezkedő növényállományok vízfogyasztásának megértését.

Csáfordi et al. (2017) nagyobb mértékű talajvízfelhasználásról számol be a talajvíz napi ingadozása alapján (Gribovszki et al. (2008) módszerét használva) a Nagyalföldön több mint 20 talajvízkút adatainak elemzése alapján. A kutakat különböző erdőtürelésűekben és szomszédos mezőgazdasági kontrolterületeken létesítették. A vizsgált erdők közül az akácosoknak viszonylag alacsony volt a talajvízfelhasználása (átlag: 0,4-1,0 mm/nap), a nyárasoké ehhez képest magasabb értéket képviselt (1,7-6,0 mm/nap), míg a legmagasabb értéket egy kocsányos tölgyes talajvízfelhasználása adta (8,2 mm/nap). Ehhez képest a kontrol területek lágyszárú vegetáció formái nem, vagy alig használtak fel talajvizet.

Gribovszki et al. (2017) talajvízfelvétel és sófelhalmozódás szempontjából hasonlítottak össze egy-egy szomszédos kocsányos tölgyes, nemesnyaras és kontrol parlag területet. A talajvízfelhasználást Gribovszki et al. (2008) empirikus módszerével számították. Eredményeik alapján a középkorú kocsányos tölgyes talajvízfelhasználása (7,3 mm/nap) nagyobb volt, mint a fiatal nemesnyarasé (5,4 mm/nap), de mindkét erdőtípus vízfelvétele lényegesen meghaladta a kontrolterületét (3,4 mm/nap) a vizsgált forró nyári időszakban. Az erdők mélyebb gyökérzete és nagyobb vízfelhasználása nemcsak nagyobb talajvízszint csökkenést okoz, hanem felszínalatti sófelhalmozódást is indukálhat (Tóth et al. 2014). A sófelhalmozódás mértéke, ami hosszabb időszak vízfelvételére utal, nagyobb volt az erdőállományok, különösen a nyáras alatt, mind a talajban, mind a talajvízben. Az előbbieket szerint a nemesnyár, amely az erdőtelepítések során az egyik leggyakrabban alkalmazott fafajcsoport a sófelhalmozódás szempontjából nem kedvező hatású.

Gribovszki (2018b) a talajvíz napi ingadozását használó ET<sub>gw</sub> számító eljárás egyik kulcsfontosságú paramétere, az Sy becslését végezte el párhuzamos talajnedvesség és talajvíz mérések alapján. A nagy időbeli felbontású adatsorok segítségével az Sy napon belüli változását is feltárta. Az új eljárással kapott Sy-t hasonlította össze egyéb, tradicionális fajlagos hozam meghatározási módszerekkel. Az összevetés alapján a slug teszt alapú mérés adta az új módszerhez legközelebbi értékeket. Az eredmény oka valószínűleg a módszerek hasonló időléptéke. A szeszők az Sy napon belül változó (dinamikus) és konstans napi értékével is számítottak ET<sub>gw</sub> értéket a talajvíz napi ingadozásából. Azt találta, hogy bár a dinamikus Sy-al számított ET<sub>gw</sub> értékekkel jobb korrelációk adódtak, de abszolút értékben csak minimális az eltérés a módszerek között a kontrol ET értékéhez viszonyítva.

Széles et al. (2018) a lefolyás napi ritmusára vonatkozóan egy modellt dolgoztak ki, amely egy impulzus válasz függvényen alapul. A modell fő célja a csapadékmentes időszakokban a lefolyásban jelentkező vízhozamingadozás és az azt indukáló hatások közötti összefüggés (időbeli késleltetés) vizsgálata volt. A modell a következő alapfeltevésekkel élt:



- A napi vízhozamingadozás arányos a beérkező rövidhullámú sugárzással, így a sugárzás használható a vízhozamingadozást indukáló transzspiráció helyettesítő faktoraként (Renner et al. 2016).
- A diurnális vízhozamingadozás időbeli mintázata a sugárzási bevételnek megfelelő exponenciális válaszfüggvénnyel modellezhető.
- Az apadási görbét exponenciális függvénnyel közelítették.

A modell három fő paraméterrel rendelkezik ( $f$ ,  $\lambda$  és  $\alpha$ ). Az  $f$  paraméter egy arányossági tényező, ami a vízgyűjtő maximális energiabevételéből a diurnális fluktuációt kiváltó részt jelképezi (ha érteke 1, akkor a teljes energiabevétel a napi vízhozamingadozásra fordítódik). A  $\lambda$  tényező reprezentálja az időbeli csúszást a beérkező rövidhullámú sugárzás és a napi vízhozamingadozás ciklusa között. Az  $\alpha$  paraméter a vízgyűjtő kiürülésének rohamosságát (az apadási görbe meredekségét) jelképezi.

Az ET a beérkező rövidhullámú sugárzás alapján becsülhető (F-19. egyenlet):

$$ET = VETg = f \cdot A \cdot \frac{G}{\rho_w \cdot L_v} \quad (F-19)$$

Ahol, az ET az evapotranszspiráció, amely itt inkább a vízfolyásmenti zóna teljes területének talajvízből származó evapotranszspirációja  $VETg$  [ $L^3/T$ ],  $f$  egy dimenziómentes arányosságot jelképező faktor,  $A$  [ $L^2$ ] a vízgyűjtő területe,  $G$  [ $M/T^3$ ] a beérkező rövidhullámú sugárzás,  $\rho_w$  [ $M/L^3$ ] a víz sűrűsége,  $L_v$  [ $L^2/T^2$ ] a párolgáshő. Ez a megközelítés azt feltételezi, hogy a növényzet nem korlátozza (szabályozza) az evapotranszspirációt.

A modell 2. alapfeltételezése szerint az evapotranszspiráció mintázata egy exponenciális válaszfüggvénnyel való konvolúción keresztül adódik át (F-20. egyenlet), és így indukálja a lefolyásban jelentkező napi ingadozást ( $Qd$  [ $L^3/T$ ]).

$$Qd(t) = \int_0^t ET(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau \quad (F-20)$$

Ahol,  $\tau$  [T] az integrálási változó és az  $u_t$  [1/T] a következő F-21. egyenlet szerinti exponenciális válaszfüggvény:

$$u_t = \frac{1}{\lambda} \cdot e^{-\frac{t}{\lambda}} \quad (F-21)$$

Ahol,  $\lambda$  [T] az időbeli csúszás és a  $t$  [T] az idő.

A 3. feltételezés szerint a hosszabb idejű (napok-hetek) kiürülést reprezentáló recessziós görbe ( $Qr$  [ $L^3/T$ ]) exponenciális függvénnyel közelíthető (F-22. egyenlet):

$$Qr(t) = Q_0 \cdot e^{-\frac{t}{\alpha}} \quad (F-22)$$

Ahol,  $\alpha$  [T] a napi ingadozásnál hosszabb távú recesszió rohamosságának mértékét fejezi ki, és  $Q_0$  [ $L^3/T$ ] a vizsgált apadási időszak első napjának vízhozama.

Az előbbieket felhasználva a lefolyást  $Q$  [ $L^3/T$ ] úgy kapjuk, hogy a recessziós görbéből kivonjuk az evapotranszspiráció indukálta napi vízkivételt (F-23. egyenlet):

$$Q(t) = Qr(t) - Qd(t) \quad (F-23)$$

Fontos megjegyezni, hogy a modell nem prediktív. A lefolyásadatokhoz a modellt egy soktényezős kalibrációs eljárással illesztették (a legkisebb négyzetek elvét, az amplitúdóban jelentkező

eltérést és az időbeli eltérést, mint célfüggvényeket felhasználva) külön-külön minden egyes csapadékmentes időszakra.

A modell teszteléséhez az Ausztiai 66 ha-os HOAL mintavízgyűjtő 12 részvízgyűjtőjének lefolyásadatait használták fel. A módszer segítségével a fővízgyűjtő vízfolyásmenti zónájára kapott ET<sub>gw</sub> 9,5mm/nap-os átlaggal volt jellemezhető, kiemelve, hogy ezek a nyári hónapok száraz napjai. A vizsgált vízfolyásmenti vegetáció egy éger domináciájú 40-70 éves faegyedekből álló elegyes higrofita erdőtársulás volt. A meghatározott ET<sub>gw</sub> értékek kissé magasabbak voltak, mint ami a vízgyűjtő völgyfenéki területein a napi talajvízszintingadozás alapján meghatározható volt (7mm/nap Gribovszki et al. (2008) módszerével és 5mm/nap White (1932) módszerével).

A mellékletben szereplő irodalmi áttekintés összefoglalása az I. fejezet végén található.