

## GALÉRIAERDŐK HATÁSA A VÍZFOLYÁSOK APADÁSI GÖRBÉIRE ÉS ENNEK INFORMÁCIÓTARTALMA

Kalicz Péter, Gribovszki Zoltán és Király Géza

*Nyugat-magyarországi Egyetem, Erdőmérnöki Kar*

### Kivonat

A vízfolyások vízjárása csapadékmentes időszakban szabályos, csökkenő jelleget, ún. apadási görbét követ. Az apadási görbéből számos fontos információ nyerhető. A vízgyűjtő köztettömbjét egy lineáris tározóval modellezve, az apadási görbe exponenciális függvénnyel közelíthető.

Hidraulikai alapösszefüggéseket felhasználva egyes vízgyűjtőszintű szivárgáshidraulikai jellemzők becsülhetők az apadási görbéből, vagyis a kiürülés rohamosságának mértékéből. Az év bármely időszaka viszont nem használható fel a vízgyűjtőszintű szivárgáshidraulikai paraméterek becsülésére, mivel a vegetációs időszakban, elsősorban a talajvízkészleteket is felhasználó vízfolyás-menti növényzet párologtatásának hatására az apadási görbe meredekebbé válik. Különösen kifejezett ez a jelenség, ha a vízfolyás mentén nagy vízigényű galériaerdők állnak. Az apadási görbe előbb említett meredekségnek az ismeretében a vízfolyás-menti területek (mint a vízfogyasztásban kiemelt szerepet betöltő zónák) talajvízből származó evapotranszpirációjának számítására dolgoztunk ki egy új módszert.

A Soproni-hegységben működő Hidegvíz-völgyi Kísérleti Vízgyűjtő két 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 vegetációs időszak száraz periódusaira, az apadási görbék alapján a 2000–2005-ös években.

A kapott adatok a galériaerdők viszonylag nagy talajvíz-vízfogyasztását mutatják, de a háttérből (vízfolyás menti zónán kívülről) pótlódó talajvizet jelentős mértékben felhasználó állományok esetében ezek a számok reálisnak tűnnek, és nem térnek el jelentősen a hasonló adottságú területeken meghatározott adatoktól sem.

*Kulcsszavak:* talajvíz evapotranszpiráció, galériaerdő, recessziós görbe, lineáris tározó modell

### RIPARIAN FOREST IMPACT ONTO STREAMFLOW RECESSION CURVE AND ITS MEANING

#### Abstract

In rainless periods groundwater feeds streamflow and on the falling limb of the streamflow hydrograph a recession curve can be detected. Lot of important information can be deduced from the recession curve. One of the simplest model of a catchment water resources recession is an exponential curve fitting to the falling limb of a hydrograph as a linear reservoir model. From steepness of streamflow recession curves catchment scale hydraulic conductivity value can be calculated. Riparian vegetation (especially preatophyte riparian forest) use generally large amount of groundwater resources for transpiration, so it has a significant effect on the steepness of the recession curve in the growing season. Therefore only dormant season (transpiration-free) recession curves can be used for estimation of hydraulic parameters. The apparent residence time (inverse of the recession curve steepness) changes parallel with the transpiration intensity during the growing season.

Levelező szerző/Correspondence:

Kalicz Péter, 9400 Sopron, Bajcsy-Zsilinszky u. 4., e-mail: kaliczp@emk.nyme.hu



Groundwater evapotranspiration of the riparian zone can be estimated from the steepness of recession curves in the growing season using the combination of the linear storage model and the catchment groundwater balance.

The groundwater evapotranspiration estimation method was tested in streamflow time series of the two neighboring subcatchment (Farkas Valley and the Vadkan Valley) of the fully forest covered Hidegvíz Valley experimental catchment, located in the Sopron Hills (Hungary). On the basis of recession curves 5.8 and 6.2 mm/day growing season mean groundwater evapotranspiration can be calculated between 2000 and 2005 for the dry periods. The method gives fairly high but reasonable groundwater evapotranspiration compared to other evapotranspiration estimations in case of similar riparian forests.

**Keywords:** groundwater evapotranspiration, riparian forest, recession curve, linear storage model

## BEVEZETÉS

Nagyobb csapadékesemények között száraz periódusokban a vízfolyások vízjárása szabályos, csökkenő jellegű, ún. apadási (recessziós) görbét követ. Ez a görbe a vízutánpótlás lassú csökkenésére vezethető vissza. A vízgyűjtő kőzettömbjét legegyszerűbb esetben egy lineáris tározóval (1. ábra) modellezve, az apadási görbe exponenciális függvénnyel közelíthető.

Hidraulikai alapösszefüggéseket felhasználva egyes vízgyűjtőszintű szivárgáshidraulikai jellemzők becsülhetők az apadási görbéből, vagyis a kiürülés rohamosságának mértékéből. Az év bármely időszaka a vízgyűjtőszintű szivárgáshidraulikai paraméterek becsülésére viszont nem használható fel. A vegetációs periódusban ugyanis a források és megcsapoló mederszakaszok vízemésztése mellett a felmelegedő nagyobb telítési hiányú levegő indukálta párolgás és a fejlődő növényzet párologtatása is fogyasztja a vízfolyásokat tápláló talajvízkészletet. A vegetációs időszakban, elsősorban a talajvízkészleteket is felhasználó vízfolyás menti növényzet párologtatásának hatására tehát az apadási görbe meredekebbé válik (Federer 1973). Különösen feltűnő a meredekebbé válás, ha a vízfolyás mentén nagy vízigényű és ennek megfelelően nagy biológiai produkcióra képes galériaerdők állnak. Az apadási görbe előbb említett meredekségének az ismeretében a vízfolyás menti területek (mint a vízfogyasztásban kiemelt szerepet betöltő zónák) talajvízből származó evapotranspirációja a lineáris tározómodell kismértékben átalakítva számítható.

## ANYAG ÉS MÓDSZER

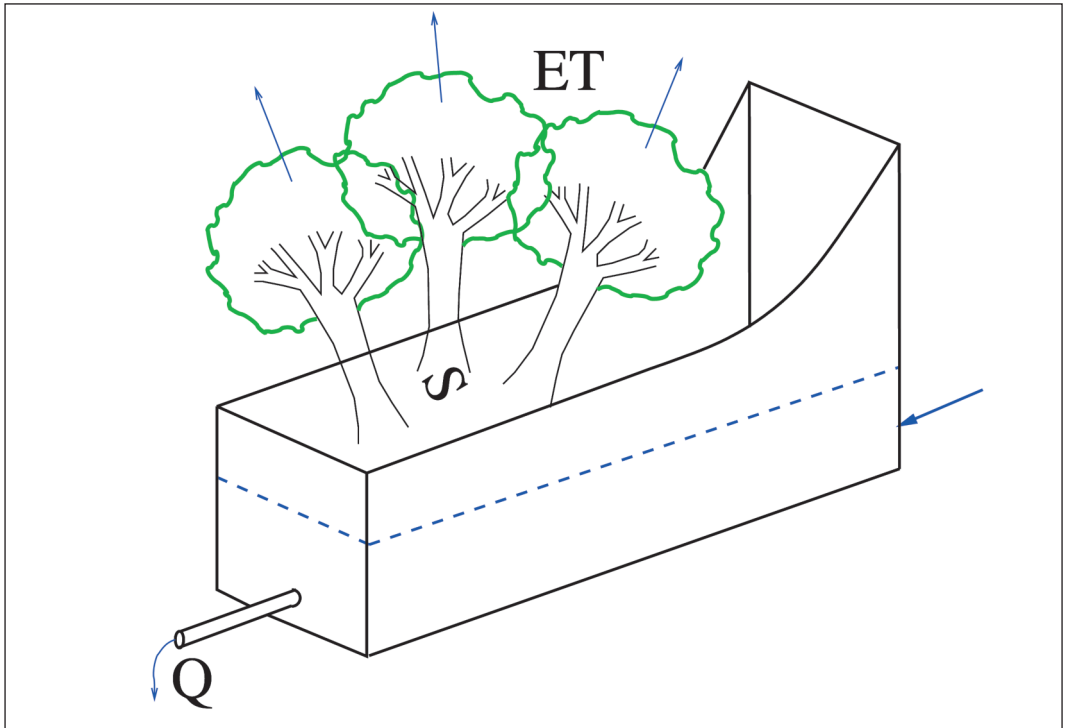
### Apadási görbe, kiürülés közelítése lineáris tározómodellel

Egy kisvízfolyást közvetve vagy közvetlenül a lehulló csapadék táplál. Tartósan csapadékmentes időszakokban a kisvízfolyásokon alapvízhozam mérhető. Az alapvízhozam a vízfolyások vízhozamának az a része, amely a felszín alatti vizekből származik. Hosszabb csapadékmentes időszakokban a kisvízfolyások vízutánpótlása általában a talajvízkészletből ered.

A tartósan csapadékmentes időszakban a vízfolyások vízjárása szabályos, csökkenő jellegű, kisvízi görbét követ. Ez az apadási görbe. Az apadási görbét Boussinesq (1877) munkája nyomán a következő exponenciális függvénnyel szokás közelíteni:

$$Q = Q_0 \cdot \exp(-\alpha \cdot t) \quad (1),$$

ahol:  $Q$  a vízhozam  $t$  időpontban,  $Q_0$  a vízhozam a  $t_0$  kezdeti időpontban,  $\alpha$  a leürülés rohamosságának mértéke, és a víztartóban levő vízrészecskék átlagos tartózkodási idejének reciprokaként is felfogható  $\alpha = 1 / \tau$ .



1. ábra: A vízgyűjtő egyszerű tározó modellje és a vízfolyás menti zóna növényállományainak kapcsolata  
Figure 1: Linear reservoir model of the catchment and its contact with riparian zone vegetation

Az exponenciális függvény tehát a lineáris tározóval modellezhető vízgyűjtők apadási görbéit írja le. Rövidebb, kisebb vízhozamváltozást mutató időszakok esetén felhasználható egy tetszőleges adatsorból kivágot ár-hullám lecsengő ágának jellemzésére. Előnye, hogy egyszerű regressziós eljárással illeszhető, valamint segítségével a vízgyűjtő kiürülési folyamatait jól le lehet írni.

Brutsaert (2005) horizontális vagy közel horizontális vízzáró réteggel rendelkező vízgyűjtők esetében a következő általános megoldását adta a linearizált Boussinesq-egyenletnek.

$$Q = \frac{8 \cdot k \cdot p \cdot D^2 \cdot l^2}{A} \cdot \sum_{i=1}^{\infty} \exp\left(-\frac{(2i-1)^2 \cdot \pi^2 \cdot k \cdot p \cdot D \cdot l^2}{n_e \cdot A^2} \cdot t\right) \quad (2)$$

Az exponenciális sorozat tagjai közül hosszabb idejű (több mint 2–3 napos) kiürülést vizsgálva általában elég az elsőt figyelembe venni, így a vízhozamra a következő összefüggés adódik:

$$Q = \frac{8 \cdot k \cdot p \cdot D^2 \cdot l^2}{A} \cdot \exp\left(-\frac{\pi^2 \cdot k \cdot p \cdot D \cdot l^2}{n_e \cdot A^2} \cdot t\right) \quad (3).$$

Belátható, hogy az előbbi egyenlet hasonló alakú a lineáris tározó modellhez (1). Ezen analógia alapján az evapotranszpiráció által nem vagy kevésbé befolyásolt szakaszon meghatározott tartózkodási idő  $\tau = 1/\alpha$  segítségével becsülhető a vízgyűjtő átlagos szivárgási tényezője ( $k$ ), amelyhez át kell rendezni az exponenciális tagban az  $\alpha$  paraméterre vonatkozó következő egyenletet:

$$\alpha = \frac{\pi^2 \cdot k \cdot p \cdot D \cdot l^2}{n_e \cdot A^2} \quad (4).$$

A (4)-ből átalakítással és a  $\tau = l/\alpha$  helyettesítéssel a  $k$  szivárgási tényező meghatározható.

$$k = \frac{n_e \cdot A^2}{\tau \cdot \pi^2 \cdot p \cdot D \cdot l} \quad (5),$$

ahol  $p=0,3465$  (konstans);  $D$  a víztartó vastagsága, a vízgyűjtő nagy csapadék utáni telítettsége esetében a háttérben szereplő talajvízállásnak felel meg (m);  $A$  a vízgyűjtő területe (m<sup>2</sup>);  $l$  a vízfolyás völgyének (vízfolyás menti zónának) a hossza (m);  $n_e$  hatékony porozitás, a gravitáció hatására leürülő pórusok mennyiségét jelképezi (dimenzió nélküli);  $\alpha = l/\tau$  a leürülés rohamosságának mértéke.

## A lineáris tározó modell a párolgásra átdolgozva

A „ $\tau$ ” tényező tulajdonképpen egy látszólagos tartózkodási időt fejez ki, amely a felszín alatti vízmozgás átlagos ideje. Minél nagyobb ez az időtartam, a kiürülési görbe annál jobban ellaposodik. A „ $\tau$ ” tényező szezonálisan a talajvízkészleteket közvetve vagy közvetlenül fogyasztó evapotranszpiráció kiürülést gyorsító hatása miatt az evapotranszpiráció növekedésével csökken (Federer 1973, Tallaksen 1995). Az erdővel fedett kisvízgyűjtőkön az evapotranszpirációban a transzpiráció a meghatározó összetevő. A kiürülési görbe meredekségére a talajvizet fogyasztó völgyfenéki területek (ún. galériaerdők) párolgotatása van leginkább hatással (2. ábra).

A völgytalpi területek evapotranszpirációja a vízháztartási egyenlet (6) és a lineáris tározó modell (7) alapján számolható ki a következő levezetés segítségével (Zecharias és Brutsaert 1988). A megoldás eredeti formájában a talajvízből származó evapotranszpiráció a teljes vízgyűjtőterületre ( $A$ ) vonatkozott. Ez az alapvetés azonban helytelennek tekinthető, hiszen csak azon területek növényállománya tud a talajvízkészletből vizet fogyasztani, amelyek gyökérszónája legalább a kapilláris zónát eléri, amely a talajvízzel szoros hidraulikai összeköttetésben áll. Így a kiindulási egyenletben módosítottuk az  $A$  vízgyűjtőterületet az  $A_{rip}$  vízfolyás menti zóna (vízfolyás menti talajvízfüggő vegetáció kiterjedése) területére, ahol a vegetáció gyökérszónája eléri a talajvizet vagy a fölötte lévő kapilláris zónát.

$$\frac{dS}{dt} = Q + ET \cdot A_{rip} \quad (6)$$

$$Q = \alpha S \quad (7)$$

$$\frac{1}{\alpha} \frac{dQ}{dt} = Q + ET \cdot A_{rip} \quad (8),$$

ahol  $S$  a tározott vízkészlet,  $Q$  az alapvízhozam változója,  $ET$  az adott időszakban jellemző átlagos evapotranszpiráció, az  $A_{rip}$  pedig a vízfolyás menti talajvízfogyasztó vegetáció (pl. galériaerdők) kiterjedése.

A differenciálegyenlet megoldható a változók szeparálásával (egy szeparálható, elsőrendű, közönséges differenciálegyenletről lévén szó), majd integrálásával (9).

$$\int \frac{dQ}{Q + ET \cdot A_{rip}} = \int \alpha \cdot dt \quad (9)$$

Mivel a talajvízből származó evapotranszpiráció ( $ET$ ) és a talajvizet fogyasztó vízfolyás menti vegetáció (pl. galériaerdő) kiterjedése ( $A_{rip}$ ) is állandó a vizsgált kiürülési időszak alatt, ezért az  $ET \cdot A_{rip}$  szorzat konstans. Így az általános megoldás

$$\ln(Q + ET \cdot A_{rip}) = \alpha \cdot t + C \quad (10),$$

ahol  $C$  egy integrálási állandó, meghatározásához egy kezdeti feltétel szükséges. A kezdeti feltétel ebben az esetben a kiindulási időpontban a vízhozam ismerete.

A kezdeti feltétel: ha  $t = 0$ ,  $Q = Q_0$ , ahol tehát  $Q_0$  az alapvízhozam a  $t=0$  időpontban. Így a  $C$  konstansra a következő összefüggés adódik:

$$\ln(Q_0 + ET \cdot A_{rip}) = C \quad (11).$$

A  $C$ -re kapott összefüggést (11) az általános megoldásunkba (10) visszahelyettesítve adódik, hogy

$$\ln(Q + ET \cdot A_{rip}) = \alpha \cdot t + \ln(Q_0 + ET \cdot A_{rip}) \quad (12).$$

A természetes alapú logaritmus eltüntetése céljából emeljük a kapott összefüggést exponenciális hatványra.

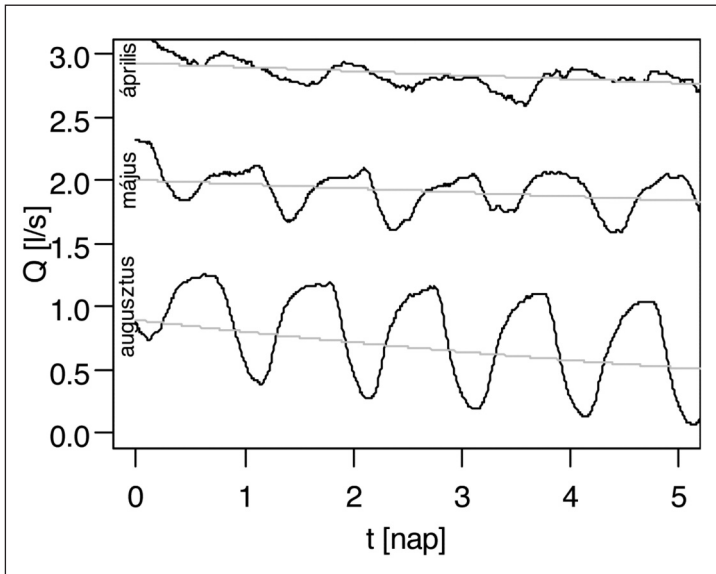
$$Q + ET \cdot A_{rip} = (Q_0 + ET \cdot A_{rip}) \cdot \exp(\alpha \cdot t) \quad (13)$$

A vízhozamra átrendezve az összefüggést, tehát a következő egyenlet adódik:

$$Q = (Q_0 + ET \cdot A_{rip}) \cdot \exp(\alpha \cdot t) - ET \cdot A_{rip} \quad (14),$$

amely  $\alpha$  helyett  $1/\tau$ -val felírva a következő:

$$Q = (Q_0 + ET \cdot A_{rip}) \cdot \exp\left(\frac{t}{\tau}\right) - ET \cdot A_{rip} \quad (15).$$

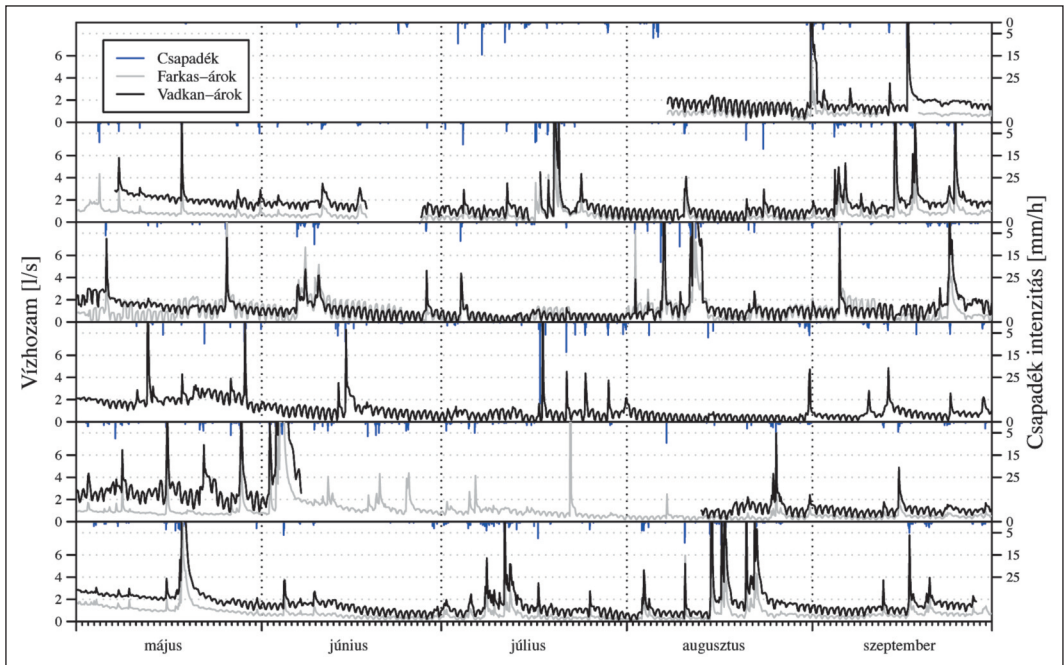


2. ábra: A vízfolyás menti galériaerdő párolgásának hatása a kiürülési görbére  
 Figure 2: Riparian forest evapotranspiration impact onto recession curve

A 2. ábra alapján megállapítható, hogy a trendre szuperponálódó napi periódusú hullámzás szintén a vegetáció (ill. téli időszakokban a fagy) hatásának megjelenése, és ez a nyári periodicitás szintén felhasználható a vízfolyás menti vegetáció talajvízből származó evapotranszpirációjának meghatározására (Gribovski és mtsai 2010).

### A vizsgált vízgyűjtők rövid leírása

Az előbbi elmélet a Soproni-hegység Brennbergi-medence tájrészletéhez tartozó Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtő két részvízgyűjtőjének lefolyási adatain ellenőrizhető. Az evapotranszpiráció számítására felhasznált időszak a 2000–2005-ös évek, amelynek észlelt lefolyási idősorait az 3. ábra mutatja.



3. ábra: Az elemzésre felhasznált 2000–2005-ös évek csapadék és lefolyási idősorai  
Figure 3: Analysed streamflow and precipitation time series in years 2000–2005

### Geometriai és domborzati adottságok

A Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének két részvízgyűjtőjét vizsgáltuk: a Farkas-árkot (a továbbiakban FÁ) – vízgyűjtőterülete 62,2 ha – és a Vadkan-árkot (a továbbiakban VÁ) – vízgyűjtőterülete 93,3 ha. A vízgyűjtőket és a vízfolyás menti zóna kiterjedését a vízgyűjtőkben az 4. ábra mutatja.

A Vadkan-árok vízgyűjtő területe tehát mintegy másfélszerese a Farkas-árokénak, s mivel hosszúságuk hasonló, ezért a legfőbb különbség a szélességben mutatkozik meg. Magassági elhelyezkedésük hasonló, ezért a Farkas-árokban a völgyoldalak rövidebbek és meredekebbek. A Vadkan-árok völgye D-É, a Farkas-ároké DNY-ÉK irányultságú. A vizsgált vízgyűjtők morfológiai paramétereit az 1. táblázat mutatja.

1. táblázat: A vizsgált kisvízgyűjtők morfológiai paramétereiről  
Table 1: Morphological parameters of small catchments

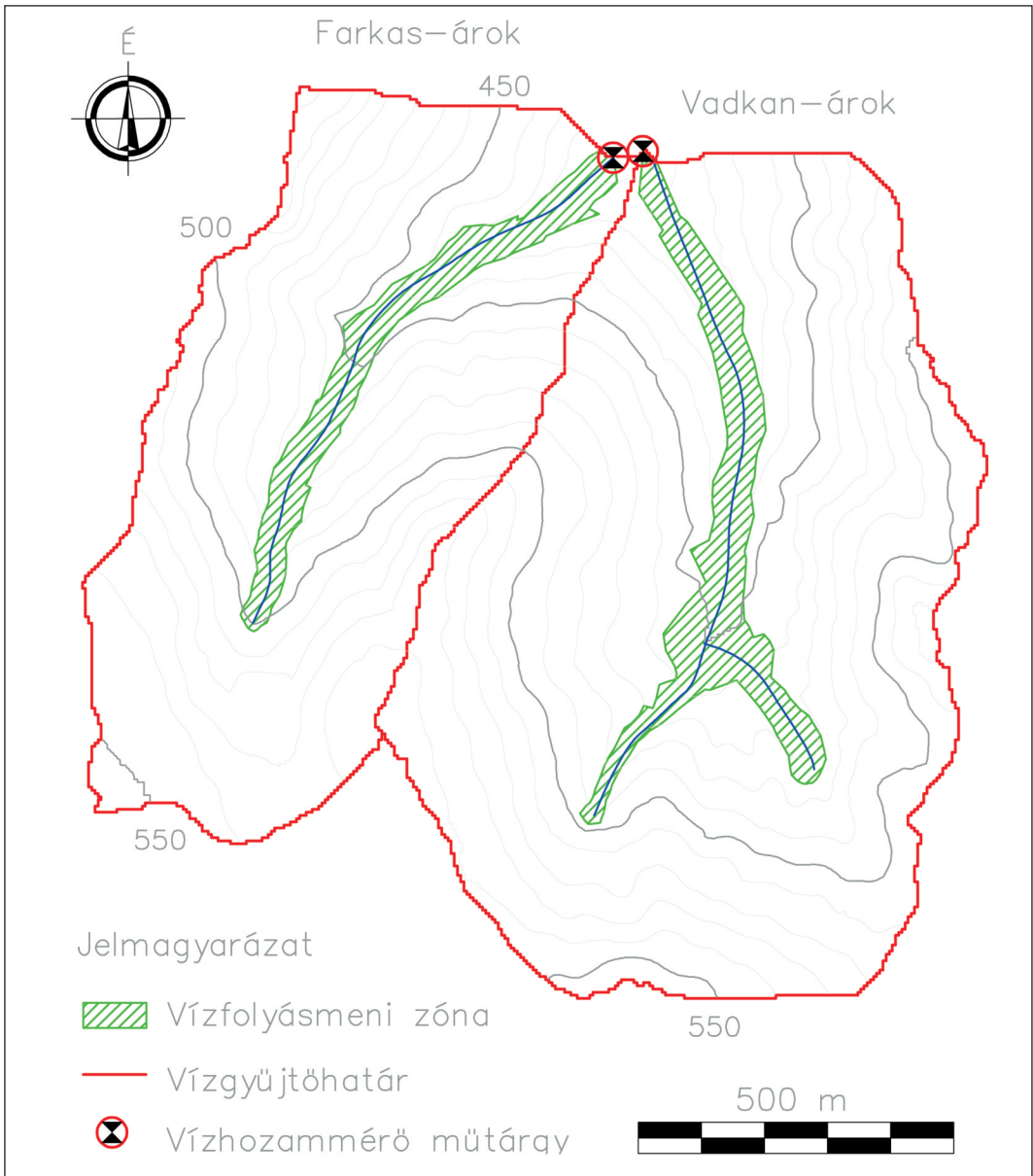
Paraméter	Farkas-árok	Vadkan-árok
Terület [km <sup>2</sup> ], A	0,62	0,92
Hossz [m], L	1320	1340
Kerület [m], P	4680	5140
Alaktényező A/L <sup>2</sup>	0,36	0,51
Átlagos szélesség (2B=A/L) [m]	470	690
Legnagyobb szélesség [m]	602	880
Átlagos lefolyási hossz (A/L·1/2) (m)	235	345
Átlagos magasság [m B. f.]	489,83	484,51
Kifolyási pont magassága [m B. f.]	401,88	403,25
Legmagasabb pont [m B. f.]	549,00	555,80
Relief [m]	147,12	152,55
Vízfolyás menti zóna hossza [m], l	1062	1443
Szélessége [m], 2b	49	54
Területe [m <sup>2</sup> ], A <sub>tip</sub>	52038	77922

A térség alapközetét a kristályos pala aljzatra települt jelentős vastagságú üledéksorozat alkotja (Kisházi-Ivancsics 1981–85). A Hidegvíz-völgyben csak a két felső réteg jelenik meg a felszínen. A terület nagyobb részét a brennbergi blokk-kavics szint anyaga borítja, de vastagsága nem túl nagy, sok helyen egészen elvékonyodott, s a legnagyobb vastagsága is csak néhány tíz méter. Emiatt a völgyekben és vízmosásokban szinte mindenhol az ún. magasbércei rétegek alapvetően finomabb anyaga bukkan a felszínre. A völgyfeneknek tehát kissé berágódottak, ami elősegíti a talajvizek felszínre bukkanását források és szivárgók formájában. Az alapközet jó víztartó és vízvezető, s így a beszivárgást okozó nagycsapadékok esetlegessége ellenére a talajvíz-kibocsátás viszonylag egyenletes.

Az üledékes alapközeten jellemzően a podzolos barna erdőtalajok, a savanyú, illetve erősen savanyú nem podzolos barna erdőtalajok, valamint az agyagbemosódásos barna erdőtalajok jöttek létre. Kisebb területarányban természetesen megtalálhatók a felszín erodálódása közben kialakuló vázta- és patakmentes talajok, a patakok mentén pedig a lejtőhordalék talajok is.

A Hidegvíz-völgyet és a környező területeket évszázadok óta erdő borítja. A Farkas-árok vízgyűjtőjén a fenyők és a lomblevelűek aránya durván 60% és 40%. A Vadkan-árok vízgyűjtőjén a fenyők és a lomblevelűek aránya a szomszédos területhez képest fordított, 40% és 60%. A vízfolyás menti zóna vegetációja, amelyre ebben az elemzésben számított talajvízpárolgások vonatkoznak, elsősorban fiatal és középkorú éger (*Alnus glutinosa*) dominanciájú higrofil intrazonális társulás. A patak menti zónában az égeresen kívül fiatal és középkorú lucfenyő (*Picea abies*) található még, a vízgyűjtők felső szakaszán pedig kisebb foltokban nyír (*Betula pendula*) főfafajú erdőállományok is. A völgytalpi területeken domináns égerállományok levélfelületi indexe évről évre LAI=7 körül ingadozik (Török 2008).

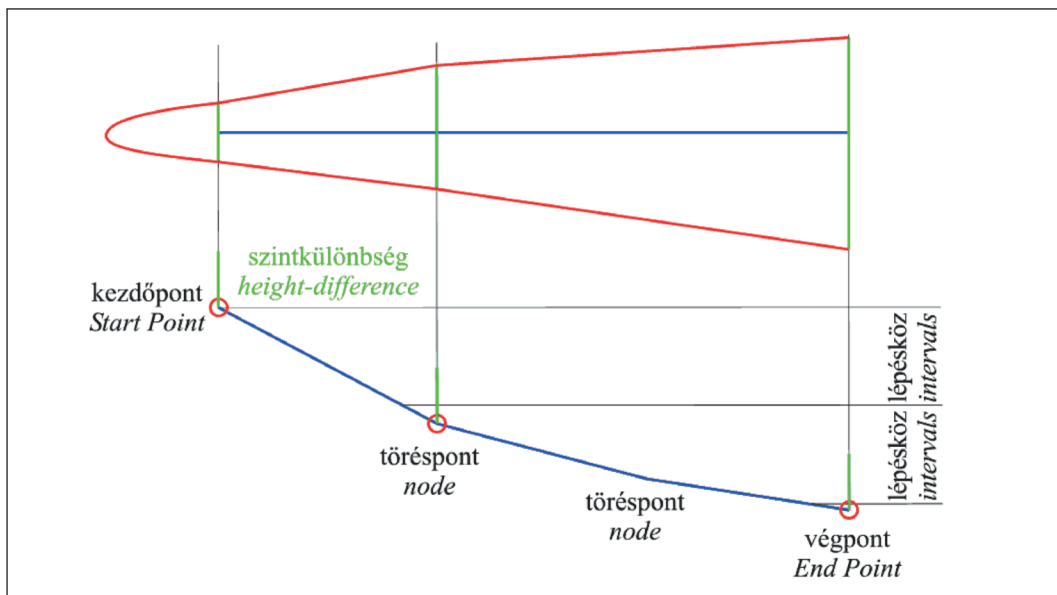
A vízfolyás menti higrofitá növényállományok térfoglalását a vizigényes vegetáció terepi kiterjedése és a domborzat alapján becsültük. Mitsch és Gosselink (2000) szerint a vízfolyás középvízi mederszintjétől (ez a mi esetünkben a meder mélypontjától csak néhány cm, tehát a mérés az egyszerűség kedvéért a meder mélypontjától is történhet) kb. 2,5–3,0 m-es magasságig terjed ki általában a vizigényes fás-száru növénytársulás. Ez a becslés a terepi növényállomány-felvételezésekkel is jól összevág. Így tehát 3 m-es magassági kiterjedést figyelembe véve a higrofitá erdőállományok átlagos szélessége a völgytalpon VÁ: 54 m FÁ: 49 m (4. ábra).



4. ábra: A vízfolyás menti galériaerdők kiterjedése a Vadkan- és Farkas-árok völgytalpi területein  
 Figure 4: Riparian (preatophyte) forest areal extent (area) in the valley bottom of Vadkan- and Farkas Valley

A vízfolyás menti galériaerdők területfoglalását a digitális domborzatmodell (DDM) terepmodell alapján egy új módszerrel a következőképpen határoztuk meg (5. ábra). A módszerhez bemeneti adatként szükséges maga a DDM és a vízfolyás térbeli vektoros vonala. Ez utóbbit előállíthatjuk hidrológiai modellezéssel közvetlenül a domborzatmodellből (Jenson és Domingue 1988); vagy amennyiben rendelkezünk a vízfolyásról geodéziai síkrajzi méréssel, akkor csak a töréspontok magassági koordinátáit számolhatjuk a DDM alapján; amennyiben térbeli terepi mérésekkel rendelkezünk, akkor szükséges meggyőződnünk arról, hogy a vízrajz és a domborzatmodell összhangban van-e.





5. ábra: A vízfolyás menti zóna kiterjedésének meghatározása a DDM alapján  
 Figure 5: Determination of the areal extent riparian zone on the basis of the DEM

A vízfolyás térbeli vonalának vesszük a legmagasabb pontját, azaz a kezdőpontját, ezt megemeljük az általunk választott szintkülönbséggel, amely esetünkben 3 m volt. Az első és a második töréspont által meghatározott szakasznak kiszámoljuk az irányát, majd erre a megemelt első törésponton merőlegest állítunk, és képezzük ezen merőleges és a terep metszéspontjait, amelyek között a merőleges a terep fölött fut, azaz az adott töréspontoz tartozó szélességet kapjuk így meg. Ezt minden egyes töréspontra és a hozzá tartozó vonalszakaszra megismételhetjük, mi azonban csak a meghatározott magassági lépésköznél nagyobb szintkülönbségű pontokra végeztük ezt el. A legfelső ponthoz a választott szintkülönbségnek megfelelő szintvonaladarab tartozott, ebből a szintvonaldarabból és a töréspontok segítségével meghatározott metszéspontokból készítjük el a vízfolyás menti zónát határoló poligont (lásd 5. ábra).

A Vadkan-árok völgyfenéki területein telepített kútcsoportok (8 kútcsoport 35 talajvízkúttal) 2005–2006. évi adatai szerint a vegetációs időszak száraz periódusaiban a vízfolyás menti zónában 0,2 és 1,7 m között változott a talajvízszint mélysége (Storcz 2006, Tóth 2007). Ezek alapján a völgytalpi területeken a fák gyökérszínája (még a sekély gyökérszínű lucfenyő esetében is) a vegetációs időszakban eléri a talajvízfelszín vagy legalábbis az afölötti kapilláris zónát (az előbbi állítás mindkét vízgyűjtőre igaz). A völgytalpi területek kiterjedése az év során közel állandónak vehető, mivel a völgyoldalak a viszonylag széles völgytalpak szélein hirtelen emelkednek.

A számításokban felhasznált vízhozam adatokhoz a vízállásokat a Vadkan-árok és Farkas-árok kifolyási szelvényében telepített mérőműtárgyakban mértük (4. ábra). A műtárgyak trapéznyílású bukóként működtek a vizsgált időszakban. A vízállásadatokat egy nyomásevelen működő szenzor rögzítette általában két perces gyakorisággal. A vízállásadatokat a vízhozam adatokat a Vadkan-árok esetén a  $Q_{V\check{A}}(l/s) = 0,086 \cdot (h(\text{cm}) + 0,568)^{2,049}$ , a Farkas-árok esetében pedig a  $Q_{F\check{A}}(l/s) = 0,196 \cdot (h(\text{cm}) + 0,03)^{1,771}$  empirikus vízhozamgörbe segítségével kaptuk.

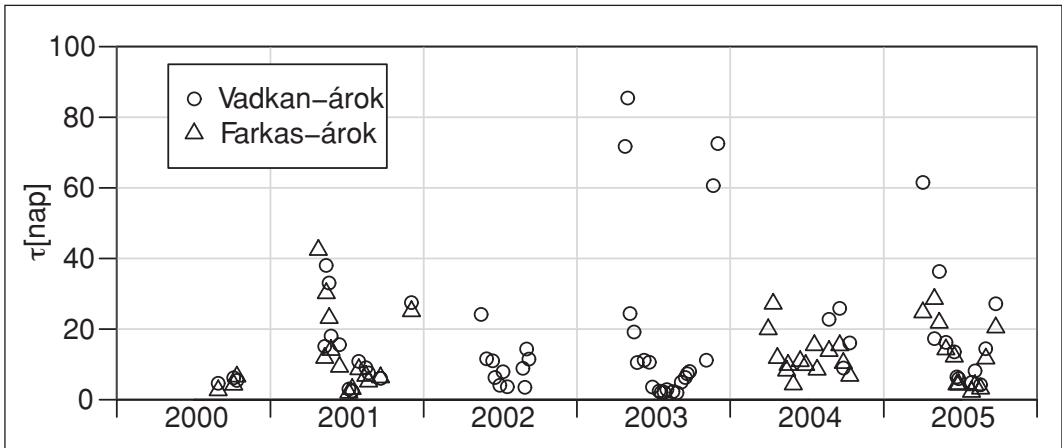
A vizsgált 2000–2005 közötti évek vízhozam idősorából (lásd a 3. ábrát) csapadékmentes szakaszokat választottunk ki. A kiválasztott szakaszok kezdetét a megelőző csapadékesemény vége után legalább fél nappal vettük. A kiadósabb esők után egy-két napnak el kell telnie, hogy a felülről beázott talajszelvényben kialakuljon a talajnedvesség szabályos elrendeződése a szivárgási folyamatok eredményeként. Hogy legyen nagyobb

számú elemzésre alkalmas időszak, ennél kissé rövidebb idővel dolgoztunk, de ez a tapasztalatok szerint nem volt zavaró az elemzésben. Hosszabb időszakok állíthatók elő a 0,5 mm-nél kisebb csapadékok figyelmen kívül hagyásával, mivel azok nem játszanak jelentős szerepet a vízfolyás menti területek vízutánpótlásában.

## EREDMÉNYEK ÉS MEGVITATÁSUK

### A tartózkodási idők számítása

A (1) egyenlet segítségével számíthatjuk a „ $\tau$ ” tartózkodási időket (6. ábra). A tartózkodási idők vegetációs időszakon kívüli (fagymentes időszakok) átlagértékeiből a vízgyűjtők víztartórára jellemző átlagos szivárgási tényező a (3) egyenlettel számítható. A Vadkan-árok (VÁ) és a Farkas-árok (FÁ) esetén az evapotranszpirációtól nem zavart tartózkodási időt  $\tau_{VÁ}=70$ , ill.  $\tau_{FÁ}=30$  napnak határoztuk meg. Terepi mérések alapján az effektív porozitást  $n_e=0,1$ -nek és a víztartó vastagságát  $D=2,2$  m-nek véve, valamint a vízgyűjtő területét ( $A$ ) és a vízfolyás menti zóna hosszát ( $l$ ) az 1. táblázatból kikeresve a Vadkan-árokra és a Farkas-árokra jellemző átlagos szivárgási tényező  $k_{VÁ}=8,46 \cdot 10^{-4}$  és  $k_{FÁ}=1,63 \cdot 10^{-3}$  m/s átlagértékkel határozható meg.



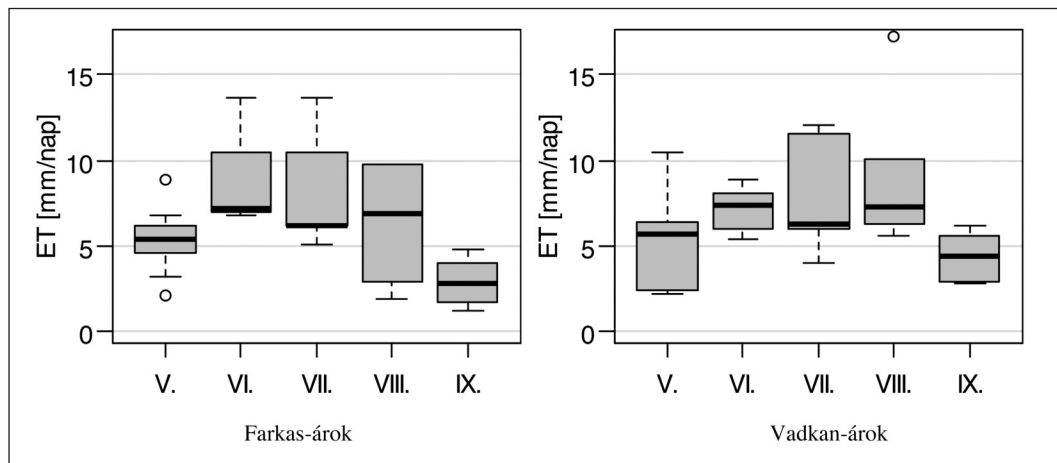
6. ábra: A tartózkodási idő ( $\tau$ ) változása a vizsgált vízgyűjtőkben a 2000–2005-ös évek csapadégmentes időszakaiban  
Figure 6: Residence time values ( $\tau$ ) of examined catchments in rainless periods of 2000–2005

### A vízfolyás menti területek talajvízből származó evapotranszpirációjának számítása

A (15) egyenletet használtuk fel a Farkas és Vadkan-árok csapadégmentes időszakban mérhető kiürülési görbéire, hogy a vízfolyás menti zónára jellemző talajvíz ET értékeket meghatározzuk.

A vízfolyás menti (völgyfenéki) területek evapotranszpirációjára a 7. ábra szerinti eredményeket kapjuk. Az ábrán a vizsgált évek adott hónapra számított ET értékeit egy-egy dobozra (boxplot) szemlélteti. Az ábra szürke dobozát az adatsorból számított alsó és felső kvartilis határolják, a vastag fekete vonal a medián helyét jelzi. Helyzetüktől függően a szélső értékeket vonal vagy pont szemlélteti. Az ábrázolt ET értékek mutatják a párolgás jellemző éves menetét, és nagyon hasonlóak a vízfolyás menti területre több más módszerrel számolt ET értékekhez (Gribovszki és mtsai 2008, 2010), tehát valósnak vehetők. Az eredmények felhasználásához tudni kell, hogy ezek a talajvízből való vízfogyasztást jelentik, tehát a valódi evapotranszpiráció évszakos

menetéhez képest kisebb-nagyobb késést tapasztalhatunk az így meghatározott párolgásértékekben. A talajvízből való vízfelhasználásra általában akkor kerül sor, amikor a telítetlen zónában lévő vízkészlet már megfogyatkozott. Minél közelebb van tehát a talajvízszint vagy annak zárt kapilláris zónája a felszínhez, annál jobban közelít az így meghatározott talajvíz evapotranszpiráció a teljes evapotranszpiráció értékéhez (telített és telítetlen zónából történő párolgás összege).



7. ábra: A vízfolyás menti erdők talajvíz ET értékei a 2000–2005-ös évek csapadékmentes időszakaiban  
Figure 7: Groundwater ET values of riparian forests in rainless periods of 2000–2005

A kapott adatokkal kapcsolatban a következőket érdemes megjegyezni. A meghatározott evapotranszpirációs adatok a vízfolyás menti növénytársulás, esetünkben egy dombvidéki égerliget, talajvízből származó evapotranszpirációját becslik, amiben a transzpiráció a domináns. A kapott ET értékek közel állnak a területre jellemző potenciális evapotranszpiráció (PET) értékéhez, mivel a vízfolyás menti zónában a talajvíz közel van a felszínhez, ezért az evapotranszpiráció telítetlen zónából (amely nincs közvetlen kapcsolatban a kapilláris zónán keresztül a talajvízzel) származó része valószínűleg alacsony.

A vegetációs időszak május-szeptember hónapjainak száraz napjaira vonatkozóan tehát a kapott átlagos ET értékek 5,8 és 6,2 mm/nap a Farkas- és a Vadkan-árok vízgyűjtői esetében, ami az előző sorrendben 582 és 620 mm összes ET-t jelent ezekre a napokra egy átlagos évben. A Vadkan-árokra kapott kissé magasabb (6,1%-kal) ET értékek a völgy nyitottságával magyarázhatók, mivel így ott a völgyfenéki területeken keletkező pára elszállítódására jobbak a lehetőségek.

A módszer segítségével becsült evapotranszpiráció a teljes évre vonatkozó vízmérleg számításában felhasználható, de a következőkre is tekintettel kell lenni. A vegetációs időszakon kívül, alapvetései miatt, nem használható, de akkor az ET elhanyagolható. A csapadékos időszakok alatt sem használható. Ekkor a vízgyűjtő talajtömbjének már említett beázási folyamatának zavarásán túl figyelembe kell venni a faállomány jelentős mennyiségű intercepcióját, valamint a felszínig telített talajon esetleg kialakuló felszíni lefolyást is.

A PET pontos definiálása miatt azonban kis fogalommagyarázatra van szükség. A kapott viszonylag magas talajvízből származó ET értékek bizonyos esetekben (napokon) meg is haladhatják egyes nagyobb nedves felületek egyensúlyi párolgására vonatkozó módszerekkel (pl. Priestley-Taylor egyenlet, Priestley és Taylor 1972) meghatározott potenciális evapotranszpiráció (PET) mértékét is. Ez azért fordulhat elő, mert a kisvízfolyások mentén található vízfolyás menti erdőállományok egy hosszú, viszonylag keskeny szalagként elnyúlva jelennek meg. Ezen a sávon kívül általában többletvízhatástól független, a száraz periódusokban igencsak páraéhes (jelentős telítési hiánnyal bíró és a vízfolyás mentéhez képest sokszor magasabb hőmérsékletű) környezet



helyezkedik el (legyen az bár egy másik, kevésbé vízigényes erdőtársulás is). E miatt az elhelyezkedés miatt érvényesülni tud a sivatagi környezetben igen élesen jelentkező ún. oázishatás, amely szerint a szárazabb, lényegesen magasabb hőmérsékletű környezet jelentős páraelszívást indukál, így az egyensúlyi nedves felület párolgásánál (Priestley-Taylor egyenlet) nagyobb evapotranszpiráció észlelhető. Ez a nagyobb párolgási érték jól közelíthető a szárazabb, nem vízfolyás menti környezetben mért meteorológiai és a vízigényes növénytársulásra jellemző növényfizikai, fiziológiai paramétereket is figyelembe vevő Penman-Monteith (Monteith 1965) egyenlettel.

## ÖSSZEFOGLALÁS

Ebben a cikkben a hidegvíz-völgyi kutatási terület két szomszédos, erdővel borított kisvízgyűjtőjében, a Vadkan-árokban és a Farkas-árokban elemeztük a vízfolyás menti területek talajvíz evapotranszpirációját az árhullámok apadó ága segítségével. A vizsgálatok során számszerűsítettük a vízgyűjtők szivárgáshidraulikai paramétereit, és egy új megközelítéssel számszerűen jellemeztük a vízfolyás menti vegetációnak a csapadékmentes időszakokban jellemző vízfelhasználását. A kapott adatok szerint a 2000–2005-ös években a májustól szeptemberig tartó időszak száraz periódusaiban átlagosan 5,8 mm/nap (Farkas-árok), ill. 6,2 mm/nap (Vadkan-árok) volt a vizsgált vízfolyás menti galériaerdők párolgása. Mindezek alapján megállapíthatjuk, hogy az apadási görbék jól alkalmazhatóak a kisvízfolyások mentén található galériaerdők vízfelhasználásának jellemzésére.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A dolgozat elkészítését az OTKA (T 030632 és F 046720, NN79835), az MTA Bolyai-ösztöndíja és a TÁMOP-4.2.2.-08/1-2008-0020 pályázat támogatta. Köszönet dr. Kucsara Mihálynak (Nyugat-magyarországi Egyetem) a sok hasznos szakmai tanácsért és a kutatási terület működésének biztosításában kifejtett áldozatos munkájáért.

## FELHASZNÁLT IRODALOM

- Boussinesq, J. 1877: Essai sur la théorie des eaux courantes. Mémoires présentés par divers savants a l'Academie des Sciences de l'Institut National de France No. 1.
- Brutsaert, W. 2005: Hydrology – an Introduction. Cambridge University Press, ISBN-13 978-0-521-82479-8. p. 605.
- Federer, C. A. 1973: Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. *Water Resources Research* 9(6):1599–1604.
- Gribovszki, Z.; Kalicz, P.; Szilágyi, J. and Kucsara, M. 2008: Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology* 349: 6–17., <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.049>
- Gribovszki Z.; Kalicz P. és Szilágyi J. 2010: Talajvíz evapotranszpiráció számítása a vízhozamok napi periódusú ingadozása alapján. *Hidrológiai Közöny* 90 (5): 19–28.
- Jenson S. K. and J. O. Domingue. 1988: Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11): 1593–1600.
- Kisházi P. és Ivancsics J. 1981–1985: Sopron környéki üledékek összefoglaló földtani értékelése (ottnangientől a holocénig; morfológia). Technical report, Központi Bányászati Fejlesztési Intézet Petrográfia, Sopron.
- Monteith, J. L. 1965: Evaporation and environment. In: *The State and Movement of Water in Living Organism* (Proc. 19<sup>th</sup> Symp. Soc. Exp. Biol., Swansea 1964), 205–234. Academic Press, for The Society for Experimental Biology, UK.
- Mitsch, W. J. and Gosselink, J. G. 2000: *Wetlands*. Wiley, New York. ISBN 0-471-29232-X, p. 920.

- Priestley, C. H. and Taylor, R. J. 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81–92.
- Storz Cs. 2006: A talajvíz és a patak-menti ökoszisztémák kapcsolatának vizsgálata, a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben. Szakdolgozat, Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron. p. 51.
- Tallaksen, L. M. 1995: A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology* 165: 349–370.
- Tóth A. 2007: Vízkedvelő erdőállományok és a talajvíz kapcsolatának elemzése a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben. Szakdolgozat, Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron. p. 45.
- Török A. 2008: A vízviszonyok és a levélfelület kapcsolatának vizsgálata és ennek természetvédelmi vonatkozásai patak menti ökoszisztémákban. Szakdolgozat, Természetvédelmi Mérnöki Szak, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron.
- 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.

*Érkezett: 2011. május 16.*

*Közlésre elfogadva: 2011. szeptember 1.*



### Vízhozammérő bukóláda

Az erdő jelentős hatással van a vízviszonyokra, így a kisvízfolyások vízjárására is. E hatás számszerűsítése érdekében, többféle vízhozammérő kisműtárgy alkalmazásával folyik intenzív adatgyűjtés a Sopron melletti hidegvíz-völgyi erdészeti hidrológiai kutatóhelyen. Kisebb vízgyűjtő területeken, erdei patakok vízhozamának tartós és automatizált mérésére alkalmas az érzékelő-regisztráló műszerrel is felszerelt bukóláda, amely az erdészeti út alatti csóáteresztő kifolyási végénél helyezhető el.

**Fotó: Kucsara Mihály**