ACTA HYDROLOGICA SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 245 - 251

VYUŽITÍ MODELU FOURIEROVÝCH ŘAD PŘI HODNOCENÍ VLIVU EVAPOTRANSPIRACE NA ODTOKY MALÝCH POVODÍ V SUCHÝCH OBDOBÍCH

Pavel Kovář, Hana Bačinová; Jana Šimková

Povodí jsou považována za dynamický systém, kde evapotranspirace může být řešena buďto měřením klimatickometeorologických dat a následným výpočtem bilančních dat (Penman-Monteith), nebo také velmi přesným měřením průtoku (high resolution) v uzávěrovém profilu povodí. Druhá možnost je předmětem příspěvku. Měření průtoku v období sucha má trend výtokové čáry povodí, která cyklicky ve 24 hod vykazuje křivku tvaru Fourierových řad. Vlastnosti této křivky jsou známé z teorie goniometrických ortogonálních řad. Jejich harmonické koeficienty platí nejen pro vztahy srážky-odtoky, ale i pro vztahy odtoky-evapotranspirace. Použitý model Fourierových řad (MFR) lze uplatnit i pro výpočet chybějících dat v řadě (kolaps měření) a jsou-li k dispozici data výparu z volné vodní hladiny a data půdních vlhkostí, dá se usuzovat i na hodnoty aktuální evapotranspirace.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: inverze Fourierových řad, periodické funkce, výtokové čáry povodí, vysoce rozeznatelná citlivost

FOURIER SERIES MODEL FOR ESTIMATING THE IMPACT OF EVAPOTRANSPIRATION ON RUNOFF IN SMALL CATCHMENTS IN DRY PERIODS. Catchments can be considered as dynamic systems where evapotranspiration data can be assessed either from the measurement of climate-meteorology output data (i.e. Penman-Monteith data) or from the measurement of the high resolution streamflow fluctuation and free water evaporation. The latter is our case study. Discharge measurement in dry periods has a trend of a catchment depletion curve which diurnally provides the Fourier expansion. Its properties are known from the theory of goniometric and orthogonal curves. Their harmonic coefficients hold not only for rainfall-runoff but also for evapotranspiration-runoff relations. The Fourier model can be applied also for missing records (in case of measurement collapses) and if both free water evaporation and soil moisture content data are available, then the actual evapotranspiration data can be assessed.

KEY WORDS: Fourier series inversion, periodic functions, catchment depletion curves, high resolution sensing

Úvod

Interakce mezi vegetací a hypodermickou zónou nebo zónou mělkých podzemních vod tvoří důležité vztahy mezi dynamikou ekosystému. První příznaky kolísání stavů průtoků vody v důsledku sucha na malém povodí byly výborně popsány pro suchý rok 1976 (Burt, 1979). Zpožďování základního odtoku za přímým odtokem s rozlišením režimů dne a noci bylo rovněž detailně popsáno (Bond et al., 2002). Další hydrologové (Loheide et al., 2005) uveřejnili podobná data kolísání průtoků režimu den/noc, jiní sledovali tvary výtokových čar na malých povodích (Fenecia et al., 2006; Winsemius et al., 2006; Mul et al., 2007; Dvorakova et al., 2014).

V poslední dekádě díky extrémně přesnému tlakovému měřícímu zařízení vodní hladiny (na základě principu "high resolution", tj. vysoká rozeznatelnost) byla publikována řada článků, popisujících podle zvlněné výtokové čáry povodí průtoky, měnící se ve 24 hodinách podle průběhu vlivu evapotranspirace na průtoky během den a noci (Zhang et al., 2001; Brown et al., 2004; Loheide et al., 2005; Winsemius et al., 2006; Fenicia et al., 2006). Zejména J. W. Kirchner (2006; 2009) ve své studii "Catchment as simple dynamic systems", formuloval rovnici, vyjadřující změny bilance objemu vody v povodí (mass-conservation equation):

$$\frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}t} = P - E - Q \qquad (1)$$

kde
S - zásoba vody v povodí,
P - srážky,
E - evapotransporace,
Q - odtok.

V této rovnici (1) je pouze odtok agregovaná veličina povodí. V případě studia suchého stavu povodí je možno zanedbat srážky, abychom dostali na pravé straně rov. (1) odečet $E - Q$, vyjadřující zásobu vody jako časovou řadu procesu sucha na levé straně rovnice (1).
Hydrologické procesy na malých povodích byly poprvé analyzovány a popsány moderními metodami systémového inženýrství na konci dekády šedesátých let (1966) a jejich výsledky publikovány následně (Kraijenhoff a O´Donnell, 1960). Systémové inženýrství v hydrologii v dnešní době, ale nachází stále nová uplatnění. Nejsou to jen analýzy srážkoodtokových procesů, jako v minulosti, ale vztahy mezi odtokem ovlivňovaným výparem (Kirchner, 2009), dnes velmi aktuální problematikou v době nastávající klimatické změny. Rozvoji této problematicky vděčíme, jak bylo již výše řečeno, měřící přístrojové technice typu „high resolution". Oba dva směry výzkumu, tj. měření citlivých dat průtoků, ovlivňovaných podmínkami evapotranspirace a metodami matematického modelování hydrologických procesů, jsou ve vzájemném analytickém vztahu tak, aby byla nalezena a použitá adekvátní matematická metoda simulace vypočtených a měřených dat *„do jaké míry"* můžeme kvantifikovat simulační shodu. Touto metodou je nesporně aproximace Fourierova rozvoje, tj. Fourierových řad (Hardy a Roginski, 1971; Kovar et al., 2014).

Metody a materiál

Extrémní sucha jsou často určována podle trendu výtokové čáry povodí. Tato čára svými výkyvy v denních a nočních hodinách vykazuje časovou harmonickou řadu způsobenou aktuální evapotranspirací obvykle menšího řádu než u středně velkých povodí (Kirchner, 2006; 2009; Deutscher a Kupec, 2014; Langhammer a Vilímek, 2008). U malých povodí, obvykle do 10 km^2, jsou tyto vlny dobře řešitelné Fourierovou řadou, založenou na systémové teorii a na teorii ortogonálních goniometrických řad.
Teorie Fourierovy řady pro hydrologickou aplikaci, jak evapotranspirace ovlivňuje průtoky, vychází z rov. (1), která se převádí do rov. (2):

$$\frac{dS}{dt} + y\,(t) = x(t) \qquad (2)$$

kde
x (t) - přímý vstup výtokové čáry povodí,
y (t) - výstup v podobě vlnité křivky průtoků, vzniklých evapotranspiračním procesem, blížícím se ortogonální $\sin\alpha / \cos\alpha$ křivce v průběhu jedné periody o 24 hod trvání.

Pro vypočtené průtoky $yc\,(t)$ v rov. (3) z měřených vstupů $x\,(t)$ a výstupů $y\,(t)$ během bezdešťového období potřebujeme použít transformační funkci $u\,(t-\tau)$ v konvolučním integrálu, vyjadřovaném rovnicí (3). Zde je třeba zdůraznit, že nejde o výpočet výstupních průtoků ze vstupních dešťů, ale výstupních průtoků redukovaných evapotranspirací. Racionální výpočet suchého období vyžaduje dosazení do konvolučního integrálu součtu násobků "$x\,(t)\ *\ u\,(t-\tau)$" v délce trvání období sucha do teoretického konvolučního integrálu rov. (3), či lépe do konvoluční sumace rov. (4):

$$yc\,(t) = \int_0^t x\,(\tau)\,.\,u\,(t-\tau)\,d\tau \qquad (3)$$

$$yc\,(t) = \Delta t \sum_{i=1}^{n} (x\,(i)\,.\,u\,(n-i)) \qquad (4)$$

Výraz v rov. (4): $x\,(i)\,.u\,(n-1)$ v konečných mezích $(n-1)$ vyjadřuje konvoluční procedura, neboli sčítání násobků $x\,(i)\,.\,u\,(n-1)$ a potom vypočtené průtoky $yc\,(t)$ mohou být vyjádřené rov. (5), která je známá jako Fourierův rozvoj:

$$yc\,(t) = g\,(t) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1} A_r\,.cos\,r\,\frac{2\pi t}{n} + B_r + B_r\,sin\frac{2\pi t}{n} \qquad (5)$$

Tato funkce je ortogonální (Hardy, Roginski, 1971; O´Donnell, 1960) a je známo, že platí v intervalu $0 \le t \le n$, tedy v každém časovém bodě t.
Touto výstupní funkcí *yc (t)* je harmonická vlnová funkce transformovaná evapotranspirací s koeficienty A_r, B_r:

$$A_r = \frac{n}{2}\,(a_r\,.\,\alpha_r - b_r\,.\,\beta_r)\,,\ avšak\ A_0 = n\,.\,a_0\,.\alpha_0$$
$$B_r = \frac{n}{2}\,(a_r\,.\,\beta_r - b_r\,.\,\alpha_r) \qquad (6)$$

Vstupní funkcí je výtoková čára, tj. dolní část sestupné větve hydrogramu $x\,(t)$, buď již přímka, nebo plochá exponenciála (Boussinesq), aproximovaná Fourierovým rozvojem a_r, b_r, kde podobně jako v rov. (6) je r je index harmonických koeficientů, (rr je počet těchto koeficientů). Kosinové a sinové funkce Fourierovy řady jsou navzájem ortogonální pro kteroukoliv dvojici, mimo $n = n/2$. Koeficienty a_r, b_r v rov. (6) jsou dány:

$$a_r = \frac{2}{n}\int_0^n g\,(t)\,.cos\,r\,\frac{2\pi t}{n}\,dt\ ,avšak:\ a_0 = \frac{1}{n}\int_0^n g\,(t)dt$$
$$b_r = \frac{2}{n}\int_0^n g\,(t)\,.sin\,r\,\frac{2\pi t}{n}dt \qquad (7)$$

Jestliže jsou dále časové funkce vstupu $x\,(t)$, výstupu $y\,(t)$ a transformační funkce *u (t)* představovány Fourierovým rozvojem, a to nad stejnou časovou základnou n, použijeme-li součinitele $[a, b]$ pro $x\,(t)$, $[A, B]$ pro $y\,(t)$ a $[\alpha, \beta]$ pro $u\,(t)$, dostaneme

dosazením do konvolučního integrálu, což je vyjádření výstupu, potřebné algebraické součinitele.
Transformační proces byl opět lineární s použitím Fourierova rozvoje pro funkci $u(t)$ s koeficienty α_r, β_r . Řešíme-li pro tyto koeficienty:

$$a_r = \frac{2}{n} \cdot \frac{a_r \,.\, A_r + b_r \,.\, B_r}{a_r^2 + b_r^2}, avšak\ \alpha_0 = \frac{1}{n} \cdot \frac{A_0}{a_0}$$
$$\beta_r = \frac{2}{n} \cdot \frac{a_r \,.\, B_r - b_r \,.\, A_r}{a_r^2 + b_r^2} \qquad (8)$$

Tento transformační proces *x (t) → yc (t)* je tedy opět založen na aproximaci Fourierovy řady s koeficienty α_0, α_r, β_r. Transformační funkcí $u\,(t)$ tedy je:

$$u\,(t) = \alpha_0 + \sum_{r=1}^{n-1}(\alpha_r \,.\cos r\,\frac{2\pi t}{n} + \beta_r \,.\sin r\,\frac{2\pi t}{n}) \qquad (9)$$

Nyní, jestliže jsou všechny párové koeficienty vypočtené $(a, b;\ \alpha, \beta;\ A, B)$, je žádoucí se vrátit k rovnici (5) a řešit ji s dosazením všech dříve vypočtených koeficientů:

$$g\,(t) = yc\,(t) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1}(A_r \,.\cos r\,\frac{2\pi t}{n} + B_r \,.\sin r\,\frac{2\pi t}{n}) \qquad (10)$$

Řada $yc\,(t)$ je Fourierovým rozvojem $g\,(t)$ v intervalu $1 < t < n$ a reprezentuje každý časový krok Δt. Kosinové a sinové funkce $yc\,(t)$ jsou tedy navzájem k sobě ortogonální (kolmé) a vyjadřují výsledné hodnoty.
Tento metodický postup vyžaduje dobré charakteristiky sucha, výrazné podmínky výparu i fyziologické podmínky transpirace. Malá povodí (do několika km^2), kde rozdíly mezi průtoky v noci a ve dne mohou být výrazné, jsou také předpokladem získání kvalitních dat. Jedním z těchto povodí je nesporně Starosuchdolský potok. Z měření průtoků, datovaného od roku 2011, na tomto experimentálním povodí uvádíme Tab. 1, která poskytuje vybrané charakteristiky povodí. Pozemky jsou z 53 % užívány jako orná půda, 36 % zastavěná plocha a zbytek (11 %) lesní vegetace, zejména v nejnižších polohách povodí v okolí uzávěrového profilu povodí z obou stran toku. Z lesních druhů je nejvíce zastoupena olše (*Alnus glutinosa*), jasan (*Fraxinus excelsior*), dub (*Quercus robur*) a sporadicky habr (*Carpinus betulus*) vedle keřové a bylinné vegetace.
Starosuchdolský potok pramení v severní části starého Suchdola, části Prahy 6, v nadmořské výšce 230 m n. m. Délka toku k uzávěrovému profilu je zhruba 580 m a plocha povodí činí 2,95 km^2. Tvoří pravostranný přítok ve 2,3 km Únětického potoka, který se pak vlévá do Vltavy. Morfologie terénu povodí je převážně rovinného charakteru o sklonitosti do 5%, pouze v severní zalesněné části v okolí toku se vyskytují svahy s průměrným sklonem až do 36%. Po geomorfologické stránce povodí spadá do okrsku Turské plošiny, severní část Kladenské tabule, jež je utvářena převážně horninami svrchního proterozoika a je zpestřena zbytky cenomanských a spodnoturských slepenců, pískovců, jílovců a spongilitů.
Z pedologického hlediska je povodí rozděleno zhruba do tří základních geomorfologických formací, a to půdy rozlehlých plošin, niva toku a svažité pozemky přiloněné k toku potoka. Plošiny jsou představovány hnědozeměmi na spraši, převážně illimerizovanými, písčitohlinitými, jedná se tedy o ornou půdu spíše vyšší bonitace. Klimaticky se řadí povodí Starosuchdolského potoka do teplého, mírně suchého regionu. Průměrná roční teplota je 8,8 ºC. Průměrný roční úhrn srážek pro povodí je pod 500 mm, v zimním období je úhrn srážek v rozmezí 200 – 300 mm. Povodí je z části zemědělsky obhospodařováno (53%) a zastavěno (36%). Lesní plochy, nacházející se v severní části povodí okolo vodního toku, tvoří směs polopřírodních smíšených lesů.

Tabulka 1. Fyzicko – geografické parametry povodí Starosuchdolského potoka
Table 1. Physio-geographical parameters of the Starosuchdolsky Brook catchment

Parametry povodí	Jednotky	Označení	Celé povodí
Číslo hydrologického pořadí IV (Únětický potok)	-	-	1-12-02-014
Plocha povodí	km^2	F	2,946
Nejvyšší kóta povodí	m.n.m.	H_{max}	335
Nejnižší kóta povodí	m.n.m.	H_{min}	211
Absolutní výškový rozdíl	m	V_a	124
Výška pramene toku	m.n.m.	H_{pr}	230
Délka údolí toku	km	$L_{ú}$	3,7
Délka hlavního toku	km	L_t	0,58
Délka rozvodnice	km	O	9,1
Sklon údolí toku	%	$i_{ú}$	5,4
Plocha lesů	km^2	S_l	0,104
Plocha orné půdy	km^2	S_{op}	1,564
Plocha luk a pastvin	km^2	S_{lp}	0,218
Plocha zahrad, ostatní zatravněná plocha	km^2	S_{za}	0,357
Plocha urbanizovaného intravilánu	km^2	IN	1,061

Výsledky a diskuze

Relativně nejdůležitějším a nejvíce vypovídajícím procesem v hydrologii jsou průtoky vody, které poskytují pohled na dynamiku odtoků z povodí a jsou poměrně přesně měřitelné (Kirchner, 2009). Proto řada příspěvků využívá těchto zkušeností (Beven, 2006; Tallaksen, 1995; aj.) a jako autoři této studie se k nim rádi připojujeme. Z řady epizod suchého období od roku 2011 na tomto povodí byla vybrána pouze 1 epizoda (z důvodu omezeného rozsahu příspěvku):

EPIZODA 1: 8. 8. 2 hod – 16. 8. 20 hod 2012

Časový krok Δt měření je flexibilní, pro tuto studii jsme vybrali Δt = 1,0 hod. Měřitelná výška vodní hladiny Thomsonova přelivu je od 0,0 m do 1,0 m, typ hladinoměru Vega Vegawell 71, k digitalizaci výsledků je použit AD konvertor DRAK3, data jsou k dispozici online na příslušných katedrách ČZU v Praze. Zatím bylo změřeno 7 bezdešťových období, nejdelší z nich třítýdenní.

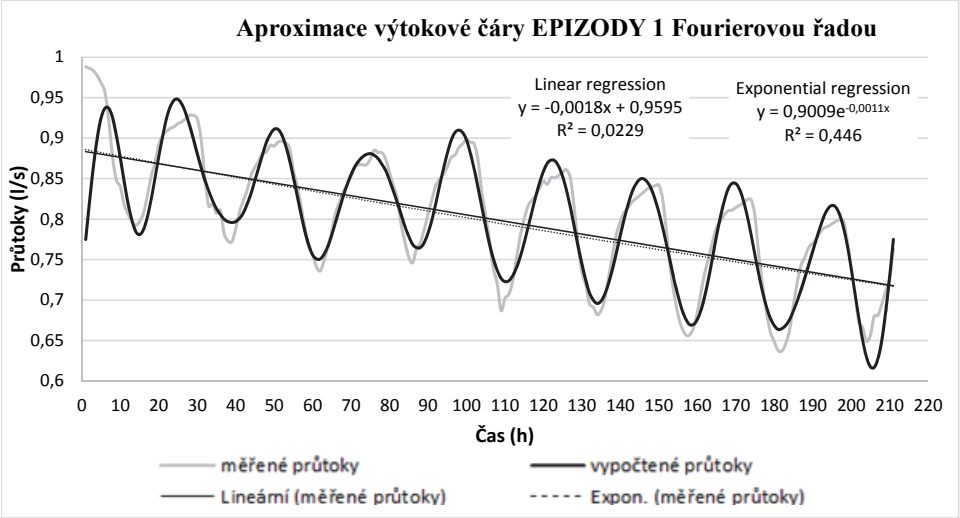
Matematickým modelem FOURIER (Kovář et al. 2014), který považujeme za svůj originální projekt pro širší účelové spektrum, byla aproximována vybraná epizoda měřených průtoků Fourierovým rozvojem. Tato epizoda doplněná lineární a exponenciální regresí byla použita k ilustraci metody aproximace experimentální průtokové řady. Tab. 2 poskytuje numerické hodnoty vypočtených regresí.

Obdobně na Obr. 1 byly vyneseny grafy vypočtených průtoků modelem FOURIER (viz dále) včetně přímkové a exponenciální výtokové čáry (dle Boussinesqa).

Tabulka 2. Lineární a exponenciální regrese harmonické výtokové čáry povodí Starosuchdolského potoka v bezdešťovém období, EPIZODA 1

Table 2. Linear and exponential regression of the harmonic depletion curve in the Starosuchdolsky Brook catchment in rainless period. EPISODE 1

LINEÁRNÍ REGRESE	
Aproximační rovnice: $y = a \cdot x + b$	
EPIZODA 1	a = - 0.001822 b = 0.959497
	R^2 = 0.022853
EXPONENCIÁLNÍ KORELACE	
Aproximační rovnice (Boussinesq): $y = y_0 \cdot e^{-\alpha.x}$	
EPIZODA 1	y_0 = 0.900967 α = - 0.001064
	$y = 0.900967 \cdot e^{-0.001064.x}$
	R^2 = 0.044559



Obr. 1. Průtoky v suchém období 8. 8. 2012 – 16. 8. 2012 měřené na Starosuchdolském potoce, EPIZODA 1.

Fig. 1. Discharges in dry period 8. 8. to 16. 8. 2012 on the Starosuchdolsky Brook catchment. EPISODE 1.

Optimální počty harmonických koeficientů RR Fourierových řad pro přijatelné hodnoty koeficientů determinace (EC) poskytují Tab. 3a a 3b.

Porovnání měřených průtoků a průtoků vypočtených aproximací Fourierovým rozvojem je však, co se týče shody, o něco horší, než vyhlazení polynomem. Srovnávací graf na Obr. 1 potvrzuje jejich solidní shodu s měřeným prototypem EPIZODY 1.

Koeficient determinace EC (EFFICIENCY COEFFICIENT) (-) je vyjádřen vztahem:

$$EC = 1 - \frac{\sum(Q_{mer} - Q_{vyp})^2}{\sum(Q_{mer} - \overline{Q})^2} \quad (11)$$

kde

Q_{mer} - pořadnice měřených průtoků ($l.s^{-1}$),

Q_{vyp} - pořadnice vypočtených průtoků ($l.s^{-1}$),

$\overline{Q}$ - průměrná hodnota měřeného průtoku ($l.s^{-1}$).

Tabulka 3b uvádí transformační koeficienty α_r a β_r Fourierových řad pro epizodu 1.

Paralelně s měřením průtoků v uzávěrovém profilu povodí Starosuchdolského potoka jsou měřeny dalšími dvěma sensory teploty vzduchu (°C) a vlhkosti půdy v hloubce kořenové zóny (cca 30 cm pod povrchem). Dále je kontinuálně měřen výpar z volné hladiny automatickým zařízením EWM (v areálu ČZU v Praze – cca 1,5 km od plošného těžiště povodí) alternovaným GGI-3000 (citováno podle Brutsaerta, 1977). Obě měřící zařízení, tj. Vegawel 71-AD DRAK3 a EWM jsou časově sledovány, aby poskytovala použitelné data k vyhodnocování posunů maxima a minima průtoků vzhledem k těmto extrémům evaporace z vody a rovněž vzhledem posunům ovlivněným hydraulickou resistencí. Důraz je dále kladen na relativní vlhkost půdy, která je využívána k výpočtům kontinuálního sledování vztahu k polní vodní kapacitě (FC) a tak využita ke stanovení aktuální evapotranspirace, což je jedním z cílů tohoto výzkumu. Ke stanovení FC byla využita její definice, že objem vody v půdě odpovídá průměru 0,371 $m^3.m^{-3}$ se standardní odchylkou 0,063 $m^3.m^{-3}$ (Romano a Santini, 2002) a přístroje HYPROP (Schindler et al., 2010).

V této studii v rámci výzkumného projektu TAČR TA02020402 je to finální krok určení aktuální evapotranspirace na malém povodí, kterým se svou plochou, menší než 3 km^2 experimentální povodí Starosuchdolského potoka nesporně je. Postup je jednoduchý, aktuální evapotranspirace se dá vyjádřit redukcí výparu z volné vodní hladiny relativní půdní vlhkost.

$$AE(i) = FWE\ (i).\ (SMC\ (i)/FC) \quad (12)$$

kde

AE(i) - vypočtená aktuální evapotranspirace (územní výpar) ($mm.h^{-1}$),

FWE(i) - měřený výpar z volné vodní hladiny ($mm.h^{-1}$),

SMC(i) - měřená půdní vlhkost (-),

FC(i) - měřená polní vodní kapacita PVK (-).

Tabulka 3a. Optimální počet harmonických koeficientů (RR) pro koeficienty nejlepší shody podle Nashe-Sutcliffa (EC) (Nash-Sutcliffe, 1970)

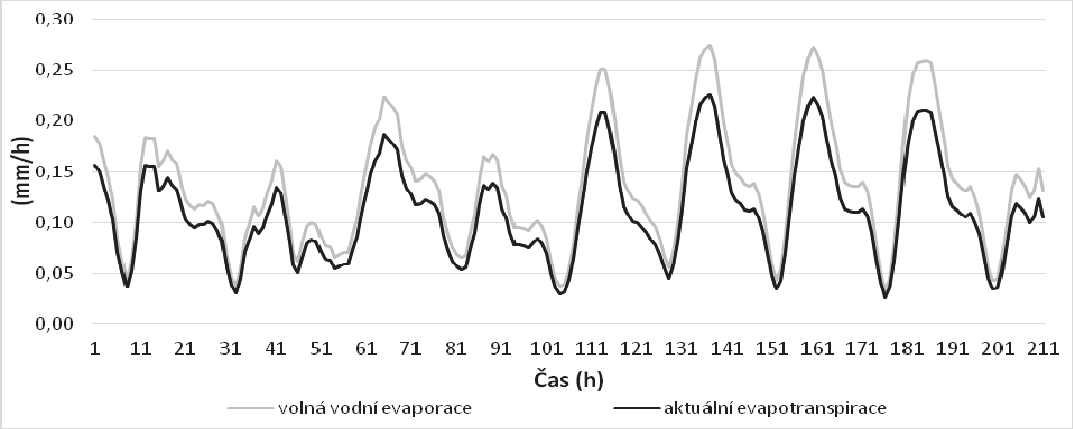
Table 3a. Optimal number of the harmonic coefficients (RR) for the coefficients of best fit by the Nash – Sutcliffe's efficiency coefficients

EPIZODA 1 (N = 211)	
RR	**EC**
15	0.860
14	0.858
16	0.862

Tabulka 3b. Transformační koeficienty α_r a β_r Fourierových řad pro EPIZODU 1

Table 3b. Transformation coefficients α_r and β_r of the Fourier series. EPISODE 1

Index	EPIZODA 1 N = 211, RR = 15		Index	EPIZODA 1 N = 211, RR = 15	
	α	**β**		**α**	**β**
0	0.005		**8**	-0.003	0.011
1	0.004	0.001	**9**	0.039	-0.026
2	0.004	-0.001	**10**	0.009	-0.008
3	0.005	0.001	**11**	0.011	-0.003
4	0.003	0.002	**12**	0.008	0.000
5	0.004	0.001	**13**	0.010	-0.002
6	0.002	0.003	**14**	0.010	0.002
7	0.001	0.004			



Obr. 2. Odhad územního výparu. EPIZODA 1.
Fig. 2. Assessment of the actual evapotranspiration. EPISODE 1

Obr. 2 ukazuje odhad územního výparu, neboli aktuální evapotranspiraci epizody 1, kde všechny komponenty na pravé straně rov. (12) jsou měřeny. Všechny další epizody (celkem 4), které už nejsou součástí této studie, přinesly rovněž solidní výsledky. Pokud bychom počítali potenciální evapotranspirace (např. Penman-Monteith metoda), byly by hodnoty územního výparu poněkud nižší. Podobně zůstává problematickým rozsah území, kde půdní vlhkosti a hydrolimit PVK se mění.

Závěr

Závěrem je možno konstatovat, že využití Fourierových řad pro aproximace funkce vlivu aktuální evapotranspirace na odtokový proces je evidentně jednodušší s využitím transformace quasi-lineární konvolucí, než fyto-fyziologická řešení kapilárního proudění stomaty rostlin, abychom postihli vliv evapotranspirace na odtok. Nehledě ke skutečnosti potřeby drahých přístrojů. V procesu odtok-výpar, kde byla využita stejná metoda aproximace průtokové řady Fourierovým rozvojem, jsou důsledky quasi-linearity procesu více viditelné. Tento fakt tedy způsobuje sice o něco horší výsledky, ale ty jsou stále ještě dobře použitelné, viz hodnoty shody měřených a vypočtených průtoků, vyjádřené koeficientem determinace EC. Záleží také, dle našeho názoru, na výrazných odtokových epizodách, tj. na malé vlhkosti povodí v důsledku sucha, kdy výtoková čára má již velmi malý sklon, jako tomu bylo v případě epizody 1.

Velkou výhodou použití metody Fourierových řad však zůstává metoda substituce chybějících dat časové řady s harmonickými vlastnostmi (ortogonalita procesu). Tento výpočet je jednoduchý a doplňování řady často potřebné. Dokonce se zdá, že archivace dlouhých časových řad se dá, sice na úkor přesnosti, ale s úsporou kapacity medií zařídit nahrazením celé řady o vysokém počtu pořadnic n, hodnotou počtu harmonických koeficientů RR, kdy se pak dají zpětně vypočítat jednotlivé pořadnice, zatížené jen malou chybou ($DC > 0.80$). Trendem dalšího studia poměrů sucha je řešení aktuální evapotranspirace povodí Starosuchdolského potoka, vycházející nejen z měření průtoků, ale i výparu z vodní hladiny výparoměru.

Poděkování

Autoři článku vyjadřují poděkování Vědecko-výzkumné agentuře TAČR za finanční podporu projektu TA02020402 „Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů“.

Literatura

Beven, K. J. (2006). Rainfall-Runoff Modelling. The Primer. John Wiley & Sons.

Bond, B. J., Jones J. A., Moore G., Phillips N., Post D., McDonnell J. J. (2002) The zone of vegetation on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin, Hydrol. Process 16. 16, pp. 1671 – 1677

Brown, E. A., Zhang L., McMahon, A. T., Western, W. A., Vertessy, A. R. (2004) A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. Journal of Hydrology 310: 28-61.

Brutsaert, W., Nieber, J., L. (1977) Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. Water Resources Res., 13, 637-643, doi: 10.1029/WR013i003p00637.

Burt, T. P. (1979) Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow, Journal of Hydrology., Vol. 41, issue 3-4: 291-301.

Deutscher, J., Kupec, P. (2014) Monitoring and validating the temporal dynamics of interday streamflow from two upland head micro-watersheds with different vegetative conditions during dry periods of growing season on the Bohemian Massif, Czech Republic. Environmental Monitoring and Assessment, Vol. 186, No. 6: 3837-3846.

Dvorakova, S., Kovar, P., Zeman, J. (2014) Impact of evatranspiration on discharge in small catchments. Journal of Hydrology and Hydromechamics. Vol. 62, No. 4: 285-292. doi: 10.2478/johh-2014-0039.

Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., Pfister, L. (2006) Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling, Hydrol. Earth Syst. Sci., 10: 139-150.

Hardy, G. H., Rogosinski, W. W. (1971). Fourier series, Fourierovy řady, SNTL/ALFA, 3rd Issue, 04-005-71.

Kirchner, J. W. (2006) Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses and models to advance the science of hydrology, Water Resources Research 42, W03S04, doi: 10.1029/2005WR004362.

Kirchner, J. W. (2009) Catchment as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. Water Resources Research, Vol. 45, W02429, doi: 10.1029/2008WR006912.

Kovar, P., Dvorakova, S., Peskova, J., Zeman, J., Dolezal, F., Suva, M. (2014) Application of harmonic analysis for evapotranspiration of riparian vegetation in dry periods. Proceedings of the Conference Hydrology of Small Catchments. 2 volumes.

Kraijenhoff van de Leur, D. A., Schulze, F. E., O'Donnell, T. O. (1966). Recent Trends in Hydrograph Synthesis. TNO 13., The Hague.

Langhammer, J., Vilimek, V. (2008) Landscape changes as a factor affecting the course and consequences of extreme floods in the Otava river basin. Czech Republic. Environmental Monitoring and Assessment 144: 53-66.

Loheide, S. P., Butler, J. R. J., Gorelick, S., M. (2005) Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. Water Resources Research, vol. 41, W07030.

Mul, M. L., Savenije H. H. G., Uhlenbrook S. (2007) Base flow fluctuations from a frested and a cultivated hill slope in nirthern Tanzania. Conference proceesings (CD-Rom) of the 8th WATERNET/WARFSA/GWP-SA Symposium, Lusaka, Zambia, 31 Oct – 2 Nov 2007, 9pp.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. Journal of hydrology 10: 282-290.

O'Donnell, T. O. (1960) Instantaneous unit hydrograph derivation by harmonic analysis. IAHS Publ. No. 51: 546–557. Vol III. Ashbrook catchment, Wallingford Research Station.

Romano, N. A. Santini (2002) Water retention and storage: Field. In: Dane, J. H.; Topp, G. C. (Eds.) Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods. Madison: ASA; SSSA. pp. 721-738.

Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., Müller, L. and Wieland, R. (2010): The evaporation method: Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the ceramic cup. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 173 (4): 563-572.

Tallaksen, L. M. (1995) A review of baseflow recession analysis. Journal of Hydrology 165: 349-370.

Winsemius, H. C., Savenije, H. H. G., Gerrits, A. M. J., Zapreeva, E. A., Kless, R. (2006) Comparison of two model approaches in the Zambezi river basin with regard to model reliability and identifiability, Hydrol. Earth Syst. Sci., 10: 339-352.

Zhang, L., Dawes, W. R., Walker, G. R. (2001) Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. Water Resources Research 37: 7001-7708.

FOURIER SERIES MODEL FOR ESTIMATING THE IMPACT OF EVAPOTRANSPIRATION ON RUNOFF IN SMALL CATCHMENTS IN DRY PERIODS

This study deals with estimating simulation of the impact of evapotranspiration on discharges in the Starosuchdolsky Brook (close to Prague) in dry season of August 2012. Conditions for the precise measurement of diurnal fluctuation (day/night) require high resolution instrumentation. For mathematical modelling is easy to choose the Fourier series inversion that has the harmonic and orthogonal properties. In parallel, free water evaporation as well as the soil moisture content were also continously measured, each hour. To simulate this measurement data, the Fourier model has been compiled to respect the same character of undulation-waves mathematically to fit to physical measurement results. This Fourier model can be used for simulation of actual evapo- transpiration and for substitution of a missing data when discharge measurement has collapsed.

Prof. Ing. Pavel Kovář, DrSc.
Ing. Hana Bačinová
Ing. Jana Šimková
FZP, ČZU v Praze
Katedra biotechnických úprav krajiny
Kamýcká 129
Praha 6 – Suchdol, 165 21
Tel.: +420 224 382 148
E-mail: kovar@fzp.czu.cz
bacinova@fzp.czu.cz
jsimkova@fzp.czu.cz