EV 3224/09 ISSN 1335-6291

ACTA HYDROLOGICA SLOVACA

Ročník 16 2015 Tematické číslo



ACTA HYDROLOGICA SLOVACA je časopis Ústavu hydrológie SAV Bratislava. Je to recenzovaný vedecký časopis, v ktorom sú publikované pôvodné články z hydrológie povrchových a podpovrchových vôd a problematiky interakcie povrchových tokov s podzemnými vodami.

Vychádza dva razy ročne. Vydáva a rozširuje ho:

Ústav hydrológie SAV
Račianska 75
831 02 Bratislava, Slovenská republika

IČO 00 166 600

Vedúca redaktorka:
Yvetta V e l í s k o v á

Výkonný editor:
Katarína B r e z i a n s k á

Redakčná rada:
Kazimierz B a n a s i k
Dana B a r o k o v á
Milan G o m b o š
Dana H a l m o v á
Dušan I g a z
Silvia K o h n o v á
Dana K o t o r o v á
Svatopluk M a t u l a
Marián M e l o
Pavol M i k l á n e k
Janka O v c h a r o v i c h o v a
Tomáš O r f á n u s
Jana P a ř í l k o v á
Jana S k a l o v á
Marek S o k á č
Andrej T a l l

Časopis je voľne dostupný na internetovej stránke:

http://www.ih.savba.sk/ah/

Na stránke sú uvedené aj podrobné pokyny pre autorov a tiež je tu dostupná vzorová forma, podľa ktorej je nutné pripraviť vedecký článok.

Instructions for authors are in this web site and template form is also available there.

Články treba doručiť na e-mail:

veliskova@uh.savba.sk
juricekova@uh.savba.sk

Výskum na Ústave hydrológie SAV je organizovaný v dvoch oddeleniach:

Oddelenie hydrológie povrchových vôd
Vedúci oddelenia: Ing. Yvetta Velísková, CSc.
Zameranie výskumu:

- základné hydrologické procesy v mierke povodia;
- tvorba a vzájomná interakcia základných prvkov hydrologickej bilancie;
- štúdium priestorových a režimových charakteristík prvkov hydrologického cyklu v povodí, ako sú charakteristiky odtoku vrátane extrémnych prietokov;
- časové a priestorové rozloženie zrážok a evapotranspirácie (vrátane ich zložiek) v povodí;
- štúdium procesov v prírodnom prostredí so zohľadnením antropogénnej činnosti a globálnych zmien v miere potrebnej pre riešenie skúmaného problému;
- štúdium ekohydrologických problémov, najmä otázok kvality vody v tokoch;
- hodnotenie vplyvu veľkých stavieb na režim podzemných vôd;
- získavanie vývojových trendov a prognóz zmien režimu podzemných vôd veľkých územných celkov;
- posudzovanie zraniteľnosti režimu podzemných a povrchových vôd antropogénnymi aktivitami v regionálnom merítku;
- metódy určovania hydrologických charakteristík povodia a hydraulických charakteristík vodného prostredia;
- rozpracovanie aplikácií digitálnych modelov terénu (DTM) a geografických informačných systémov (GIS);
- tvorba a aplikácia transportných modelov pre simuláciu šírenia nekonzervatívnych látok biologického a chemického znečistenia v povrchových a podzemných vodách;
- tvorba a aplikácia fyzikálne založených numerických modelov na riešenie problémov prúdenia vody vo vybraných špecifických lokalitách;
- tvorba a aplikáciaviacrozmerných matematických a numerických modelov prúdenia podzemnej vody, schopných simulovať interakciu s povrchovými tokmi, príp. interakciu s objektami hydrotechnických stavieb.

Oddelenie hydrológie podpovrchových vôd
Vedúci oddelenia: Ing. Peter Šurda, PhD.
Zameranie výskumu:

- štúdium procesov prenosu vody vo vodou nenasýtenom pórovitom prostredí a tvorba zovšeobecnených zákonitostí týchto procesov;
- metódy určovania fyzikálnych charakteristík pôdy a iných pórovitých prostredí v poľných a laboratórnych podmienkach;
- štúdium zákonitostí procesu prenosu vody a látok v nehomogénnych pôdach a v pôdach s viacmodálnou pórovitosťou (pôdna matrica, makropóry rôzneho druhu);
- monitorovanie a meranie charakteristík režimov vody, látok a energie v pôde;
- matematické modelovanie procesov prenosu vody, látok a energie v systéme pôda-rastlina-atmosféra (PRAT) s cieľom diagnostiky a prognózy režimov látok a energie v systéme PRAT;
- metódy merania a výpočtu kvantitatívnych charakteristík prenosu vody, látok a energie v systéme PRAT;
- bilancia pôdnej vody v závislosti na vlastnostiach systému PRAT a antropogénnej činnosti, orientovaná na poľnohospodársky a lesohospodársky využívané územia;
- vplyv dlhodobých zmien vlastností systému PRAT na režim vody v pôde a vo väčších hydrologických celkoch a dôsledky týchto zmien na vodné hospodárstvo a poľnohospodárstvo (globálne zmeny klímy, zmeny využívania krajiny, zmeny vyvolané pedogenézou);
- vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia;
- regulácie a meliorácie vodného režimu v poľnohospodársky využívaných oblastiach;
- vodná bilancia nížinných oblastí, jej časová a priestorová variabilita;
- kvalitatívna charakteristika pôdnych a podzemných vôd a ich monitorovanie.

Dátum vydania: október 2015
EV 3224/09 **ISSN 1335-6291**

Vydal: Ústav hydrológie SAV, Asociácia hydrológov Slovenska, Račianska 75, 831 02 Bratislava, strán 270.
Tlač: VEDA vydavateľstvo SAV, Dúbravská cesta 9, 845 02 Bratislava EV 3224/09 ISSN 1335-6291

OBSAH

Zuzana Danáčová, Jana Poórová, Lotta Blaškovičová, Soňa Liová
Prístrojová technika monitorovania kvantity povrchových vôd a meranie prietokov ADCP..... 3

Zuzana Danáčová, Lotta Blaškovičová, Ľubica Lovásová, Jana Poórová, Viliam Šimor, Peter Škoda
Hydrologické extrémy: modelovanie a predpovedanie..... 13

Lotta Blaškovičová, Katarína Melová, Zuzana Danáčová, Ľubica Lovásová, Viliam Šimor, Jana Poórová
Minimálny bilančný prietok vo vzťahu k ekologickým prietokom..... 23

Matúš Jakubis
K stanoveniu N – ročných maximálnych prietokov pre vodné toky s malými povodiami..... 31

Ladislav Budík, Petr Šercl, Pavel Kukla
Odvození základních hydrologických údajů za referenční období 1981–2010..... 37

Antonín Malý
Desagregace denní průtokové řady pomocí pycnophylaktické interpolace..... 45

Katarína Jeneiová; Silvia Kohnová; Juraj Parajka, Ján Szolgay
Detekcia zmien v časovom rade kulminačných prietokov v oblasti južného Slovenska..... 53

Róbert Chriašteľ, Eugen Kullman
Vyhodnotenie významných trendov v podzemných vodách v Slovenskej republike..... 59

Anežka Čelková
Vplyv podzemných vôd na Východoslovenskej nížine na zasoľovanie pôd..... 71

Viera Kováčová
Hydroekologické aspekty pôsobenia vysokomineralizovanej podzemnej vody..... 84

Petr Dušek, Yvetta Velísková
Zmeny hladiny podzemnej vody v dôsledku kolísania vodného stavu v povrchovom toku pretekajúcom nížinným územím 94

Radoslav Schügerl, Yvetta Velísková, Renáta Dulovičová
Možnosti aplikácie prístroja Flow Tracker pri meraniach charakteristík prúdenia..... 101

Valentín Sočuvka, Yvetta Velísková
Automatizované monitorovanie morfológie dna vodných tokov..... 108

Miroslav Lukáč, Katarína Holubová
Hodnotenie morfologického vývoja koryta Dunaja na úseku Sap - Szob..... 114

Peter Spál, Peter Rusina
Hydrotechnické posúdenie kapacity koryta Jurského potoka..... 124

Mariana Jakubisová
Vplyv povodňových prietokov na stabilitu brehu vodného toku..... 132

Zbigniew Gabryś, Jerzy Grela, Ewa Laskosz, Monika Piszczek, Krzysztof Wybraniec, Wojciech Bartnik, Leszek Książek
Prístup k vypracovaniu investičného programu protipovodňovej ochrany na rieke Dunajec s prihliadnutím na hľadiská ochrany životného prostredia..... 142

Peter Valent, Marcela Maliariková, Peter Rončák, Kamila Hlavčová, Beata Randusová
Analýza zmeny spôsobu využitia územia z historických máp na povodí Myjavy..... 152

Beata Randusová; Romana Marková; Kamila Hlavčová; Silvia Kohnová
Parametrizácia metódy SCS-CN na povodí Myjavy..... 161

Michaela Danáčová, Radovan Nosko, Roman Výleta, Ján Szolgay, Beata Randusová
Možnosti posúdenia zmien výmoľovej erózie na povodí Myjavy..... 167

Zuzana Studvová, Kamila Hlavčová, Katarína Kotríková, Veronika Morvayová
Posúdenie účinnosti protieróznej ochrany na vybranom území v povodí Myjavy..... 176

Karolína Zechelová, Zuzana Ďurecová, Silvia Kohnová
Testovanie zmeny trendov a škálovacích koeficientov krátkodobých úhrnov dažďov na stanici Hurbanovo..... 184

Marcin Wdowikowski, Bartosz Kaźmierczak
Porovnanie metód výberu maximálnej hodnoty pre vývoj matematického modelu extrémne vysokej zrážky v povodí rieky 190

Ondrej Ledvinka
Nestacionarity v technických řadách úhrnů srážek v Česku..... 199

Michal Jeníček, Hana Pevná, Ondřej Matějka
Akumulace a úbytek sněhu ve třech lesních horských povodích..... 208

Dana Halmová, Pavla Pekárová, Pavol Miklánek, Veronika Bačová Mitková
Reakcia denných prietokov v stanici Belá-Podbanské na topenie snehu v povodí..... 217

Michal Danko, Ladislav Holko, Zdeněk Kostka, Pavel Krajčí, Jozef Hlavčo
Dlhodobá simulácia vodnej hodnoty snehu v horskom povodí modelom MIKE SHE / MIKE 11..... 227

Roman Výleta, Katarína Kotríková, Peter Valent, Ján Szolgay, Viliam Szász
Modelovanie vodnej hodnoty snehu v závislosti od priestorového delenia povodia v modeli..... 235

Pavel Kovář, Hana Bačinová; Jana Šimková
Využití modelu Fourierových řad při hodnocení vlivu evapotranspirace na odtoky malých povodí v suchých obdobích..... 245

Václav Královec, Zdeněk Kliment, Lukáš Vlček
Vliv půdní složky a rozdílného využití území na odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny..... 252

Katarína Brezianská, Justína Vitková
Analýza bezzrážkových období a ich vplyv na zásobu vody v pôde na Záhorskej nížine..... 260

CONTENTS

Zuzana Danáčová, Jana Poórová, Lotta Blaškovičová, Soňa Liová
Instrumentation for surface water quantity monitoring and discharge measurements by ADCP..... 3

Zuzana Danáčová, Lotta Blaškovičová, Ľubica Lovásová, Jana Poórová, Viliam Šimor, Peter Škoda
Hydrologic extremes: modeling and forecasting..... 13

Lotta Blaškovičová, Katarína Melová, Zuzana Danáčová, Ľubica Lovásová, Viliam Šimor, Jana Poórová
Minimum balance discharge in relation to ecological flows..... 23

Matúš Jakubis
To determination of T-year maximum discharges for watercourses in small watersheds..... 31

Ladislav Budík, Petr Šercl, Pavel Kukla
Derivation of basic hydrological data for referential period 1981-2010..... 37

Antonín Malý
Disaggregation of daily discharge series using pycnophylactic interpolation..... 45

Katarína Jeneiová; Silvia Kohnová; Juraj Parajka, Ján Szolgay
Detection of changes in the annual maximum discharge series in south Slovakia..... 53

Róbert Chriaštel', Eugen Kullman
Assessment of significant trends in ground waters in the Slovak republic..... 59

Anežka Čelková
The influence of groundwater on soil salinization in the Eastern Slovak plain..... 71

Viera Kováčová
Hydroecological aspects of influencing of high-mineralised groundwater..... 84

Petr Dušek, Yvetta Velísková
Changes in groundwater level due to surface water level fluctuations in a lowland stream..... 94

Radoslav Schügerl, Yvetta Velísková, Renáta Dulovičová
Flow Tracker device application possibilities for determination of flow characteristics..... 101

Valentín Sočuvka, Yvetta Velísková
Automated morphology monitoring of the water bodies..... 108

Miroslav Lukáč, Katarína Holubová
Evaluation and modelling of the Danube river channel morphological development in the section between Sap and Szob.... 114

Peter Spál, Peter Rusina
Hydraulic assessment of the Jurský Stream bed capacity..... 124

Mariana Jakubisová
Influence of flood discharges on the stability of banks of water course..... 132

Zbigniew Gabryś, Jerzy Grela, Ewa Laskosz, Monika Piszczek, Krzysztof Wybraniec, Wojciech Bartnik, Leszek Książek
Approach to the development of investment programme of flood protection on the Dunajec river including environmental protection aspects..... 142

Peter Valent, Marcela Maliariková, Peter Ronček, Kamila Hlavčová, Beata Randusová
Analysis of land use changes in the Myjava river basin utilizing historical maps..... 152

Beata Randusová; Romana Marková; Kamila Hlavčová; Silvia Kohnová
Parametrisation of the SCS-CN method on the Myjava catchment..... 161

Michaela Danáčová, Radovan Nosko, Roman Výleta, Ján Szolgay, Beata Randusová
Possibilities of estimating the gully erosion changes on the Myjava basin..... 167

Zuzana Studvová, Kamila Hlavčová, Katarína Kotríková, Veronika Morvayová
Evaluating effectiveness of erosion control on the selected area in the Myjava basin..... 176

Karolína Zechelová, Zuzana Ďurecová, Silvia Kohnová
Testing changes in trends and scaling exponents of short-term rainfall at the Hurbanovo station..... 184

Marcin Wdowikowski, Bartosz Kaźmierczak
Comparison of methods to select the maximum values to develop a mathematical model of extremely high rainfall in the river basin..... 190

Ondrej Ledvinka
Nonstationarities in technical precipitation series in Czechia..... 199

Michal Jeníček, Hana Pevná, Ondřej Matějka
Snow accumulation and ablation in three forested mountain catchments..... 208

Dana Halmová, Pavla Pekárová, Pavol Miklánek, Veronika Bačová Mitková
Reaction of the daily discharge at Belá-Podbanské to snow melt in the basin..... 217

Michal Danko, Ladislav Holko, Zdeněk Kostka, Pavel Krajčí, Jozef Hlavčo
Long-term simulation of snow water equivalent in mountain catchment using MIKE SHE / MIKE 11..... 227

Roman Výleta, Katarína Kotríková, Peter Valent, Ján Szolgay, Viliam Szász
The modelling of snow water equivalent using a spatially semi-distibuted model of the catchment..... 235

Pavel Kovář, Hana Bačinová; Jana Šimková
Fourier series model for estimating the impact of evapotranspiration on runoff in small catchments in dry periods..... 245

Václav Královec, Zdeněk Kliment, Lukáš Vlček
Influence of soil matrix and different land use on the runoff process in the experimental catchments Zbytiny..... 252

Katarína Brezianská, Justína Vitková
Analyse of periods without precipitation and their influence on soil water storage at Záhorska lowland..... 260

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 3 - 12

PRÍSTROJOVÁ TECHNIKA MONITOROVANIA KVANTITY POVRCHOVÝCH VÔD A MERANIE PRIETOKOV ADCP

Zuzana Danáčová, Jana Poórová, Lotta Blaškovičová, Soňa Liová

Popri základnom prehľade používanej techniky na monitorovanie množstva a hydrologického režimu povrchových vôd sa príspevok venuje popisu, ako obstáli prístroje počas extrémnych hydrologických udalostí v uplynulom období, predovšetkým v povodňovom roku 2010, počas povodne na Dunaji v roku 2013, ale aj počas prívalových povodní na tokoch s monitorovacími stanicami – na Handlovke, Gidre, Parnej a ďalších. Tiež analyzuje výsledky hydrometrovaní počas uvedených povodňových epizód a aj počas období sucha v rokoch 2011 a 2012. Príspevok sa venuje aj spolupráci na hraničných tokoch v oblasti hydrometrovania, prehľadu spoločných meraní, ich príprave, priebehu a vzájomného zosúlaďovaniu výsledkov. Porovnáva kvalitu hydrometrickej techniky na Slovensku s okolitými štátmi a predkladá víziu do budúcnosti.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: monitorovanie, meranie prietoku, extrémne prietoky

INSTRUMENTATION FOR SURFACE WATER QUANTITY MONITORING AND DISCHARGE MEASUREMENTS BY ADCP. Besides the basic overview of technique used for monitoring of the amount and the hydrological regime of surface water, this contribution describes, how did the instruments survive during the extreme hydrological events over the past years, especially in the flood year in 2010, during the Danube flood in 2013, but also during the flash floods on the streams with monitoring stations - Handlovka, Gidra, Parná and others. It also analyzes the results of discharge measurements during these flood episodes and during the droughts in 2011 and 2012. The contribution also deals with the cooperation on cross-border streams in the area of discharge measurements, summary of joint measurements, their preparation, process and reconciliation of the results. It compares the quality of hydrometric technology in Slovakia with neighboring countries and presents a vision for the future.

KEY WORDS: monitoring, discharge measurement, extreme flows

Úvod

Dôležitosť presného stanovenia prietoku v prírodných podmienkach má nespochybniteľný význam a to nielen pre hydrológov. Už okolo roku 100 n. l. sa Heron Alexandrijský pokúšal o prvé experimenty spojené so stanovením prietoku. V dnešnej dobe existuje viacero spôsobov merania a stanovenia prietoku v otvorených korytách. Na výber spôsobu merania a stanovenia prietoku vplýva mnoho faktorov. Treba prihliadať na šírku a hĺbku meraného profilu, druh prúdenia v otvorenom koryte (víry, turbulentné prúdenie a pod.), taktiež na fyzikálne vlastnosti vody (teplota vody, množstvo splavenín a plavenín, plávajúce predmety a pod.) a v neposlednom rade na požiadavky na presnosť a opakovateľnosť merania (merací rozsah a miesto merania a pod.).

Vývoj siete vodomerných staníc na Slovensku

Prvé vodočty boli zriadené na Dunaji ***v Bratislave už v roku 1823*** a *v* ***Komárne v roku 1830,*** aj keď s pravidelným pozorovaním vodných stavov sa začalo až v roku 1876 v Bratislave. Koncom 19. storočia pribudli ešte ďalšie vodočty na Dunaji, ako aj na niektorých ďalších tokoch (Váh, Morava, Kysuca, Orava, Bodrog, Ondava, Topľa, Laborec). Do *začiatku prvej svetovej vojny* tvorilo pozorovaciu sieť *25 vodočetných staníc*. Po prvej svetovej vojne sa počet vodočetných staníc začal rovnomerne zväčšovať, i keď spočiatku len málo

z nich bolo vybavených limnigrafickými prístrojmi slúžiacimi na kontinuálny záznam vodných stavov (do roku 1921 to boli len 2 stanice). V roku 1930 sieť tvorilo 146 staníc. Limnigrafickým prístrojom bolo z nich vybavených iba 10 a 18 vodomerných staníc vyčísľovalo prietoky. Výrazný nárast počtu staníc s vyčísľovaním prietokov bol v roku 1931, kedy sa prietoky začali vyčísľovať v 81 staniciach a mnohé z nich pozorujú dodnes. Koncom ***60. rokov,*** kedy sieť tvorilo 280 staníc, sa už prietoky vyčíslovali v 187 staniciach a 111 z nich bolo vybavených limnigrafickým prístrojom. Ďalší výrazný nárast v pozorovacej sieti bol v ***70. rokoch, kedy*** vznikla potreba národného hospodárstva detailnejšie poznať vodné zdroje. Nielenže vzrástol počet staníc v pozorovacej sieti (v roku 1971 v sieti pozorovalo 494 vodočetných staníc), ale zvýšil sa aj podiel vodočetných staníc vybavených limnigrafickým prístrojom na 60 %. V tomto období sa prietoky už pravidelne merali a vyčísľovali v 84 % staniciach a tento podiel sa zvyšoval aj ďalej, a tak od tohto obdobia by sme mohli označenie „vodočetná stanica“ zameniť na „vodomerná stanica“. **Počet staníc v sieti sa ďalej zvyšoval až do *roku 1987*, kedy dosiahol maximum, a to *580 staníc* (Poórová, 2000).**

Začiatkom 90. rokov 20. storočia sa pristúpilo k redukcii pozorovacej siete hlavne z ekonomických dôvodov, čo viedlo k tomu, že v roku 2000 pozorovaciu sieť povrchových tokov tvorilo 391 vodomerných staníc. Prietoky sa merali a vyčísľovali v 382 vodomerných staniciach. Momentálne v roku 2015 máme 420 vodomerných staníc, z ktorých sa v 403 vyčíslujú aj prietoky.

Okrem vodných stavov a prietokov sa v sieti staníc povrchových vôd pozorujú aj jej fyzikálne vlastnosti: teplota vody a vo vybraných staniciach aj množstvo plavenín. Kým začiatky pozorovania teplôt vody siahajú do obdobia zakladania prvých pozorovacích objektov, do roku 1925, s pozorovaním a vyhodnocovaním plavenín sa začalo až v roku 1992.

Meranie vodných stavov a prietokov

Prvé pozorovania vodných stavov boli na našom území na Dunaji v Bratislave už v roku 1823. Aj keď pozorovateľ robil záznamy o stave nepravidelne, sú to cenné informácie. S pravidelných pozorovaním sa začalo v r. 1876. Vybavenie staníc limnigrafickými prístrojmi slúžiacimi na kontinuálny záznam vodných stavov došlo až po prvej svetovej vojne. Na meranie a registráciu vodných stavov sa používali plavákové limnigrafy s mechanickým prevodom na registráciu vodných stavov: UL-501, UL-502 a UL-503. V prvej polovici deväťdesiatych rokov v niektorých vodomerných profiloch (hlavne na Dunaji) sa začali používať tlakové snímače s automatickým digitálnym záznamom vodných stavov. Boli to nemecké prístroje Hydrus II, ktoré boli postupne pre vysokú obstarávaciu cenu a krátku životnosť nahradzované prístrojmi slovenskej výroby MARS 2, resp. MARS 3 (meracia automatická registračná stanica). Testovanie prístrojov typu MARS sa zrealizovalo pri monitorovaní hydrologického režimu v oblasti vodného diela Gabčíkovo (Poórová 200). SHMÚ sa od roku 1992 orientuje na unifikáciu prístrojovej techniky pre automatický monitoring režimu povrchových aj podzemných vôd na Slovensku a na túto unifikáciu sa osvedčujú prístroje typu MARS so svojím technickým a programvým vybavením. V súčasnosti sú všetky vodomerné stanice vybavené automatickými prístrojmi. Sieť je rozdelená na operatívne vodomerné stanice (označované aj AHS – automatické hydrologické stanice s diaľkovým prenosom údajov) a režimové vodomerné stanice.

Na Slovensku je v súčasnosti nainštalovaných 268 operatívnych vodomerných staníc. Merania a prenos údajov o výške vodnej hladiny, teplote vody, teplote vzduchu a zrážkach sú v 15-minútových a 1-minútových intervaloch. Na tento prenos údajov sa využívajú služby siete GSM (GPRS) od providerov mobilných operátorov.

Režimové stanice sú stanice, ktoré sa využívajú na hodnotenie hydrologického režimu a hydrologických procesov – v súčasnosti 150 prístrojov. Zaznamenané údaje sa uchovávajú v internej pamäti prístroja maximálne po dobu cca 6 mesiacov v závislosti od intervalu snímania hydrologických veličín. Nakoľko pri týchto prístrojoch nie je možný diaľkový prenos dát, v súčasnom stave treba tieto údaje stiahnuť manuálne do príručného počítača Pocket PC. Tieto údaje sa následne skopírujú do počítača, v ktorom je software na spracovanie hydrologických údajov. V prípade, keby sa údaje nestiahli v požadovanom časovom termíne, mohla by nastať situácia, že by sa namonitorované údaje prekryli ďalšími údajmi, čo by malo za následok ich stratu.

Priame meranie prietoku

Začiatkom 70-tych rokov sa zakúpila meracia technika na meranie prietokov pomocou hydrometrickej vrtule na tyči a na závese od vtedy západonemeckej firmy A.OTT. V roku 1973 bol na SHMÚ vo vlastnej réžii skonštruovaný merací vozík na meranie prietoku s hydrometrickou vrtuľou na závese so závažím do 100 kg (obr. 1).

V roku 1986 boli od firmy A.OTT zakúpené prístroje NAUTILUS pre meranie na tokoch, kde vegetácia sťažovala meranie klasickou hydrometrickou vrtuľou.

V roku 2005 boli zakúpené meracie motorové vozidlá s hydraulickým výsuvným ramenom (obr. 1) a prvý ultrazvukový prístroj ADCP.

Od roku 2006 prebiehajú porovnávacie merania pomocou prístroja ADP verzus merania s hydrometrickou vrtuľou, ako aj porovnanie výsledkov meraní prístrojom ADP s výsledkami meraní ADP iných krajín počas spoločných meraní na hraničných tokoch. Priame meranie prietoku pomocou ultrazvukového prístroja má niekoľko výhod. Najväčšími výhodami sú skrátenie doby merania, priebežné vyhodnocovanie parametrov merania a okamžité vyhodnotenie jednotlivých meraní. Výrazné skrátenie doby merania a okamžité vyhodnotenie umožňuje vykonať niekoľko meraní za sebou čo zvyšuje spoľahlivosť vyhodnotenia meraní.



Obr. 1. Vozík s hydrometrickým krídlom na závese, so 100 kg torpedo.
Fig. 1. A cart with propeller-type hydrometric instrument, with 100 kg weight.

Ďalšou výhodou je nízka hmotnosť meracieho zariadenia. V roku 2008 boli zakúpené ďalšie 2 ultrazvukové prístroje ADP Stream Pro (meranie do hĺbky toku 6 m) a jeden prístroj ADP River Ray (meranie do hĺbky toku 60 m) na priame meranie prietoku v prirodzených korytách. Povodňový rok 2010 ale ukázal, že počet ultrazvukových prístrojov nie je postačujúci a preto boli v roku 2014 zakúpené ďalšie 4 prístroje River Ray (meranie do 60 m hĺbky) a 4 Stream Pro (meranie do 6 m hĺbky). Ultrazvukové prístroje ADP pracujú na princípe Dopplerovho javu.
Zo štyroch vysielacích senzorov vysielajú signály o frekvencií 600Hz (Stream Pro) a 2000Hz (River Ray). Meraný profil je akusticky snímaný odrazenými frekvenciami od rozptýlených častíc vo vode, z ktorých sa vytvára rýchlostný profil. Údaje sú automaticky odosielané bezdrôtovým spojením do notebooku vybaveného programom WinRiver, ktorý získané údaje spracuje do výsledných prietokov daného profilu, ako aj na ďalšie informácie (rýchlosti prúdenia, prietočný profil, hĺbka) (Danáčová, 2012).

Prístroje počas extrémnych hydrologických udalostí

Hydrologická situácia počas ostatných 10 rokov bola každým rokom iná. **Rok 2010** bol mimoriadne vodný (tzv. rok povodní), ročné úhrny zrážok a ročné odtečené množstvá na Slovensku dosiahli najvyššie hodnoty od roku 1931. Vo väčšine povodí bol zaznamenaný opakovaný výskyt povodní s vyššou N –ročnosťou počas celého roka. Počas roka sme zaznamenali takmer všetky typy povodní – povodne spôsobené výskytom ľadových úkazov, zapríčinené následným topením snehu, povodne z regionálnych dažďov, letné prívalové povodne. Kulminačné stavy a prietoky predstavovali v mnohých staniciach najvyššie hodnoty za celý čas pozorovania. Povodne postupne zasiahli všetky čiastkové povodia a to hlavne v máji a júni. Na území Slovenska sa v 58 vodomerných staniciach vyskytol 20 – ročný, alebo vyšší kulminačný prietok. Z nich v 2 vodomerných staniciach (Handlová, Prievidza) bol dosiahnutý 1000 ročný prietok (obr. 2ab).
Povodňová situácia v roku 2010 bola význačná z hľadiska dĺžky trvania, plošného rozsahu a napáchaných škôd a preverila tak prístrojové vybavenie vodomerných staníc, ako aj pripravenosť hydrológov. Počas tohto roka bolo vykonaných 2458 hydrometrovaní vrátane medzinárodných meraní, z toho bolo pomocou prístrojov ADCP vykonaných 969. Počas povodní bolo zničených 20 meracích prístrojov. Bola nutná rekonštrukcia 7 vodomerných staníc a merných profilov.
Jednou z poškodených staníc počas povodní v roku 2010 bola aj vodomerná stanica Horáreň Hluché - Palúdžanka (režimová stanica, obr. 3). Konštrukcia vodomernej stanice bola úplne zničená (obr. 4ab), ale automatický prístroj MARS 4 registroval nepretržite vodné stavy a teplotu vody. Po povodni bolo nutné vodomernú stanicu premiestniť.

a)  ***b)*** 

Obr. 2ab Škody po povodni v r. 2010 na Handlovke, v blízkosti vodomernej stanice Handlová.
Fig. 2ab Damages after flood in 2010 on Handlovka, close to water-gauging station Handlová.



Obr. 3. Vodomerná stanica Horáreň Hluché – Palúdžanka pred povodňou.
Fig. 3. Water-gauging station Horáreň Hluché – Palúdžanka before the flood.

a)  ***b)*** 

Obr. 4ab Vodomerná stanica Horáreň Hluché – Palúdžanka po povodni v r. 2010.
Fig. 4ab Water-gauging station Horáreň Hluché – Palúdžanka after the flood in 2010.

Vodomerná stanica Šala – Váh (operatívna vodomerná stanica) bola celá zatopená, ale osadený prístroj MARS 5 zaznamenával vodné stavy aj počas zatopenia (takmer 2 dni), obr. 5ab.

Po tejto skúsenosti pracovníci SHMÚ, pracovisko Žilina, prerobili konštrukciu vodomernej stanice (zvýšenie konštrukcie cca o 1,2 m) a inštalovali na vodomernej stanici prístroj MARS 5 s väčším rozsahom zaznamenávania vodných stavov.

Na rozdiel od mimoriadne vodného roku 2010, rok 2011 patrí medzi málo vodné roky, aj keď vodnosť roka (vyjadrená koeficientom vodnosti, ktorý predstavuje percentuálny podiel priemerného ročného prietoku z príslušnej dlhodobej hodnoty) sa v jednotlivých vodomerných staniciach pohybuje vo veľmi širokej škále, a to od 50 až po 150 % dlhodobého prietoku (Q_a). Rok 2012 nasledujúci po zrážkovo suchom roku 2011 sa hydrologicky prejavil ešte výraznejšie – v roku 2011 sa vyskytli minimálne prietoky s hodnotou menšou ako Q_{364d} v cca. 15 % staníc, v roku 2012 bol takýto extrém zaznamenaný až v 31 % staníc. Kým v roku 2011 zaznamenala minimálny denný prietok na úrovni Q_{355d} a menší takmer polovica staníc (45,5 %), v roku 2012 tento stav nastal takmer v troch štvrtinách počtu staníc (73,3 %).

Po období suchých rokov prišla povodeň na Dunaji v roku 2013, ktorú možno za 133 rokov systematických pozorovaní a vyhodnocovaní prietokov na slovenskom úseku Dunaja považovať, čo sa týka kulminácie, za druhú najväčšiu po povodni v roku 1899. Bola však väčšia ako povodne v rokoch 1954 a 2002. Vo vodomerných staniciach s kratšími radmi (Medveďov a Komárno) bola táto povodeň najväčšia doteraz zaznamenaná (Danáčová, 2013b).

Pri extrémnych povodňových situáciách sú vodomerné stanice vystavené extrémnym podmienkam a preto je dôležité práve v tomto čase vykonať maximálne úsilie na udržanie monitorovacích prístrojov v prevádzke. Prípadný výpadok stanice znamená stratu údajov potrebných pre operatívne rozhodnutia (hydrologické predpovede) a sťažuje aj dodatočné zhodnotenie priebehu a parametrov povodne. Nakoľko sa koncom mája 2013začala vyvíjať mimoriadna situácia na Dunaji s pravdepodobnosťou veľkosti povodne v roku 2002, bolo potrebné zabezpečenie vodomerných staníc. Okrem fyzickej kontroly funkčnosti vodomerných staníc bola urobená výmena a záloha batérii meracích prístrojov, ako aj ich premiestnenie do najvyšších miest vodomerných staníc. Pri povodni v júni 2013 je ako pozitívum potrebné vyzdvihnúť fakt, že všetky vodomerné stanice, v ktorých SHMÚ vyčísľuje prietoky, nápor povodne vydržali a zaznamenali spoľahlivo priebehy hladín. Niektoré z vodomerných staníc, ktoré registrujú len výšku hladiny, neboli osadené dostatočne vysoko a prístroje boli zaplavené (znefunkčnenie vodomernej stanice Sap - Dunaj), ale napr. vo vodomernej stanici Gabčíkovo, kde taktiež prišlo k zaplaveniu, okrem malého výpadku stanica merala aj po zaplavení. (Danáčová, 2013a) Poškodené boli tieto vodomerné stanice:

- Devínska nová Ves – Morava (*stanica potrebná aj pri hodnotení povodne na Dunaji)
- Gabčíkovo – staré koryto Dunaja
- Sap – Dunaj.

a)  ***b)*** 

Obr. 5ab Porovnanie – vodomerná stanica Šaľa - Váh – počas kulminácie povodne (19.5.2010) a v máji 2011.

Fig. 5ab Comparison – water-gauging station Šaľa – Váh – during flood peak (19.5.2010) and in May 2011.



Obr. 6. Počas povodní je v niektorých prípadoch prístup k stanici možný len na člne.
Fig. 6. During the floods the only possible access to the station in some cases is by a boat.

a)



b)



Obr. 7ab Vodomerná stanica Štúrovo – Dunaj – počas povodne a po nej.
Fig. 7ab Water-gauging station Štúrovo – Dunaj – during the flood and after.

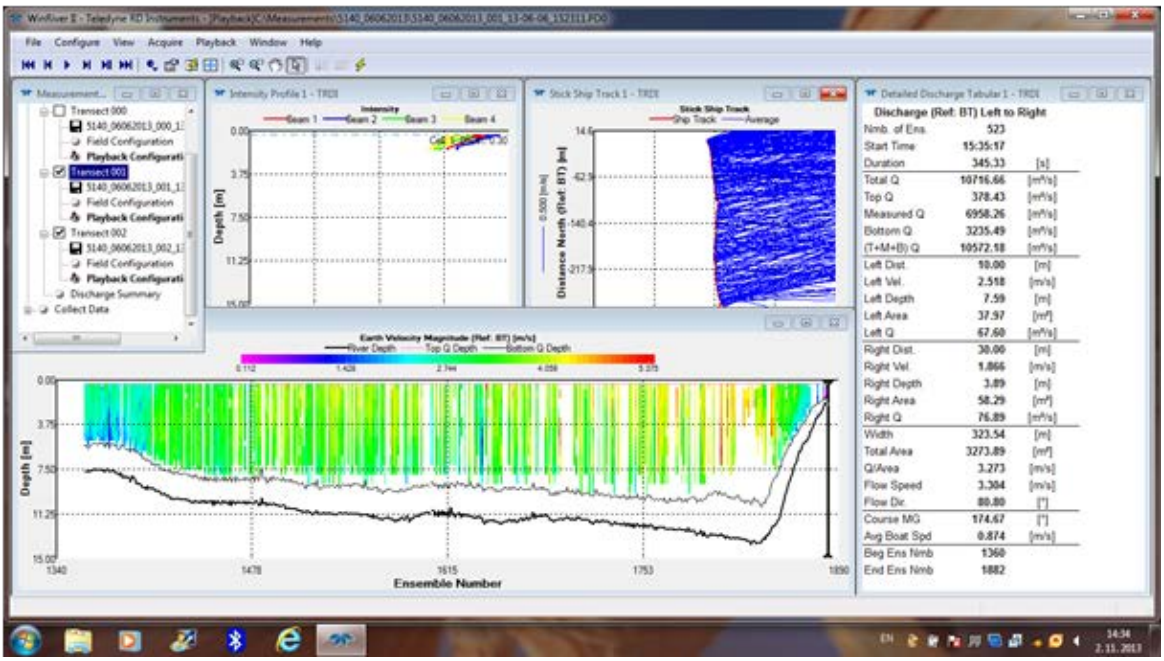
Júnová povodeň 2013 je prvou extrémnou povodňou na Dunaji, pri ktorej neboli priame merania prietoku realizované hydrometrickým krídlom, ale výlučne ultrazvukovým prístrojom ADP. Merania počas povodní na Dunaji boli v minulosti vykonávané hydrometrickou vrtuľou na závese so 100 kg torpédom, čo bolo veľmi namáhavé a zdĺhavé, či už z hľadiska presunu zariadenia, alebo samotného merania (napr. trvanie jedného merania z Mosta SNP počas povodne august 2002 bol cca 7 hodín). Ak si predstavíme šírku merného profilu vo vodomernej stanici (napr. v Bratislave bola počas kulminácie jún 2013 B=355 m, v Štúrove 542 m), išlo o časovo a fyzicky veľmi náročné meranie. (Danáčová, 2013a).

Postup povodňovej vlny na Dunaji merali pracovníci povrchových vôd na SHMÚ od Devína až po Štúrovo. Prietok sa meral ultrazvukovým prístrojom ADP. Pri priamom meraní z Mosta SNP (Nový most) v Bratislave, kde boli zamerané bodové rýchlosti vody väčšie ako 5 $m.s^{-1}$, došlo hneď 4. 6. 2013 k strhnutiu prístroja ADP silným prúdením pod hladinu a len okamžitou reakciou a veľkým úsilím pracovníkov sa podarilo prístroj na lane vytiahnuť a zachrániť. SHMÚ malo v tom čase iba jeden prístroj ADP merajúci až do hĺbky 40 m a preto bolo potrebné merať s veľkou opatrnosťou a rešpektom pred silou rozvodneného Dunaja. Pri poškodení alebo znefunkčnení prístroja by sa hydrológovia museli vrátiť opäť k meraniam hydrometrickou vrtuľou na závese, čo by značne časovo, ale aj prácnosťou predĺžilo každé jedno meranie; nebolo by teda možné vykonať taký počet meraní ako prístrojom ADP. Počas júnovej povodne 2013 na Dunaji sa podarilo vykonať viac ako 150 priamych meraní prietoku vo vodomerných staniciach na Dunaji, jeho prítokoch a priepustoch, z ktorých sa vyhodnotilo 61 výsledných hodnôt meraní (Danáčová, 2013a).

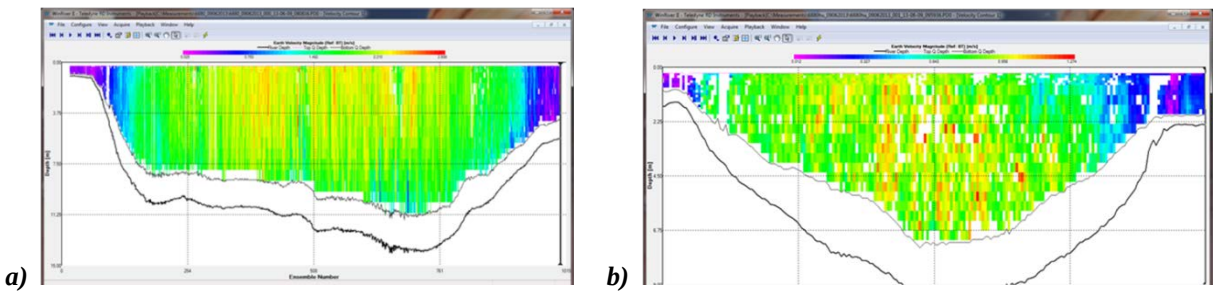
Dňa 6.6.2013 v Bratislave - Most SNP boli v popoludňajších hodinách s cieľom zamerať kulminačný prietok vykonané 3 merania bezprostredne za sebou. Vyhodnotením týchto meraní bol stanovený okamžitý prietok 10.540 $m^3.s^{-1}$ (kulminácia 16:30 hod, Q=10.640 $m^3.s^{-1}$). Šírka profilu pri tomto meraní bola 355 m, max. hĺbka

13,68 m, priemerná rýchlosť 3,28 m.s^{-1} (Danáčová, 2013b).

Vo vodomernej stanici Štúrovo bolo vykonaných 6 priamych meraní prietoku. Pri meraní v tejto vodomernej stanici bolo potrebné okrem hlavného toku Dunaj merať nielen obtokový kanál KisDuna, ale aj vybreženú vodu, ktorá zaliala časť Ostrihomu, nakoľko Ostrihom nemá protipovodňovú ochranu. V Štúrove povodňová vlna kulminovala 9.6. 2013 o 3:30 hod pri vodnom stave 812 cm a kulminačnom prietoku 9488 m^3.s^{-1}. V tento deň sa pracovníkom hydrologickej služby SHMÚ podarilo zamerať ráno o 8:15 hod pri stave 811 cm prietok 9 477 m3.s^{-1}, pričom hlavným tokom tieklo 9 244 m^3.s^{-1} a kanálom KisDuna 233 m^3.s^{-1}. Vyhodnotenie povodne vychádza z údajov o vodných stavoch v hodinovom kroku, zaznamenaných vo vodomernej stanici. Do spracovania vstupujú aj hodnoty mernej krivky, aktualizovanej na základe výsledkov priamych meraní prietokov a hodnoty zameraných prietokov. Súčasťou vyhodnotenia je aj bilancia prietokov po toku.



Obr. 8. Ukážka výstupu priameho merania prietoku ultrazvukovým prístrojom ADP, Bratislava - Dunaj.
Fig. 8. A sample of the output of ultrasonic discharge measurement by ADP, Bratislava - Danube.



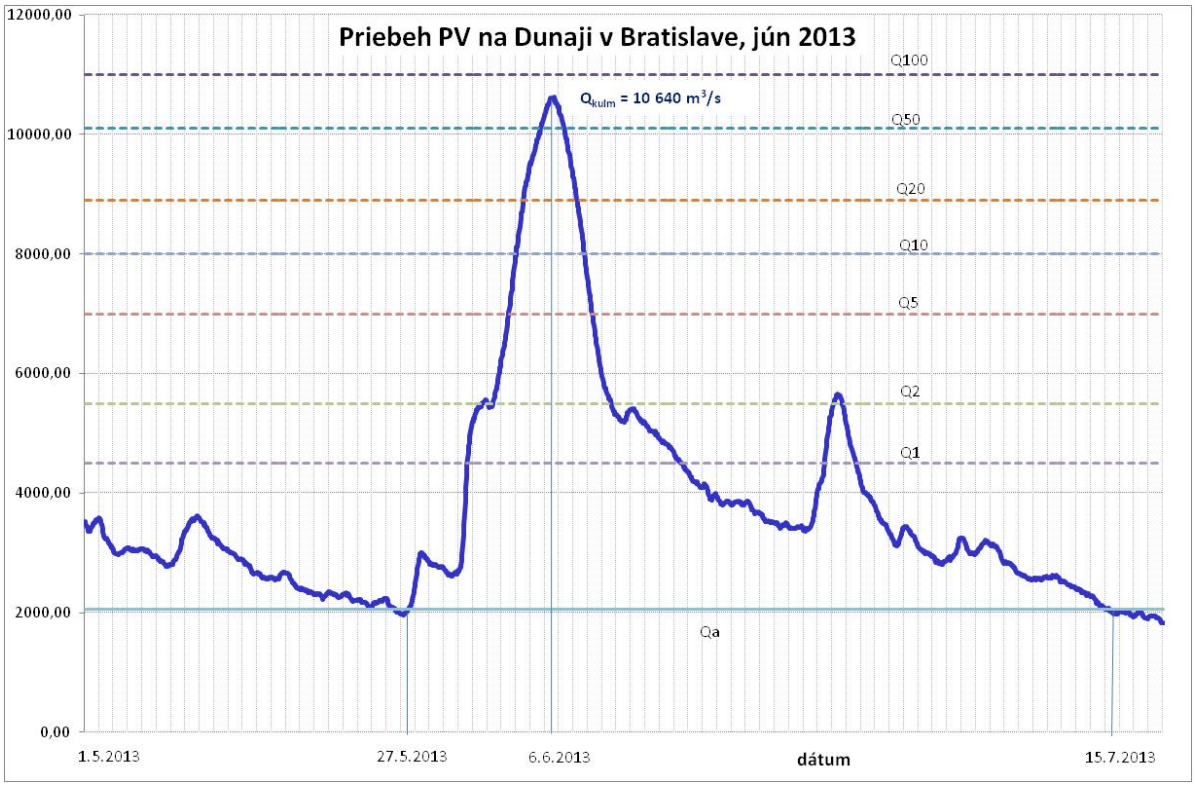
a) ***b)***

Obr. 9ab Ukážka výstupu priameho merania prietoku ultrazvukovým prístrojom ADP, v Štúrove a KisDuna.
Fig. 9ab A sample of the output of ultrasonic discharge measurement by ADP), Štúrovo and KisDuna.

Vo vodomernej stanici Bratislava – Dunaj bol uvedeným spôsobom vyhodnotený priebeh prietokov (obr. 10). Kulminácia prietoku nastala dňa 6. júna 2013 o 16,30 hod (SELČ), stanovená hodnota 10 640 $m^3.s^{-1}$ zodpovedá hodnote návrhového maximálneho prietoku s dobou opakovania 50 až 100 rokov. Vzostupná časť povodňovej vlny (od prekročenia hodnoty dlhodobého priemerného prietoku Q_a (2061 $m^3.s^{-1}$) 27. mája 2013 po kulminácii trvala 11 dní, klesajúca vetva (do poklesu na hodnotu Q_a, 15. júla 2013) trvala 39 dní.

Objem povodňovej vlny, počítaný nad hodnotou Q_a, za toto obdobie (50 dní) je 9,884 mld m^3 vody. Celkový objem vody, ktorý počas povodne pretiekol bratislavským profilom Dunaja je 18,609 mld m^3 vody. Porovnaním priebehu povodňovej vlny s hodnotami návrhových N-ročných prietokov môžeme konštatovať, že prietok vyšší ako Q_{50} sa vo vodomernej stanici Bratislava – Dunaj vyskytoval počas 40 hodín (1,7 dňa), viac ako 20-ročný prietok trval 3,7 dňa, prietok vyšší ako Q_{10} trval takmer 5 dní (4,7) a viac ako 5-ročný prietok sa vyskytoval necelých 6 dní (5,8) (Danáčová, 2013b).

Čo znamenala povodeň 2013 z pohľadu režimovej hydrológie? Veľkým úspechom je priame zameranie dosiaľ najväčšieho prietoku v Bratislave (10 540 $m^3.s^{-1}$), v Medveďove (9817 $m^3.s^{-1}$), Komárno – most (9358 $m^3.s^{-1}$), Štúrovo (9477 $m^3.s^{-1}$). Vďaka ľahšej manipulácii, presunu a kratšiemu času meraní pomocou ADP bolo vykonaných výrazne viac priamych meraní ako v minulosti. Väčšie množstvo priamych meraní znamenalo kvalitatívne lepší podklad pre hydrologické predpovede počas povodne, ale majú aj veľkú hodnotu pre režimové zhodnotenie povodne, jej priebehu. Zhodnotením tejto povodne z pohľadu režimovej hydrológie chceme prispieť k ešte lepšiemu poznaniu režimu povodní na Dunaji, ktoré je nevyhnutné pre nastavovanie protipovodňových opatrení, ale i zanechať informácie pre budúce generácie, ktoré aj im pomôžu zvládnuť povodňové situácie, ako aj zmierňovať následky dunajských povodní. Dunaj v júni 2013 pohrozil, varoval, ale človekom vybudované ochranné opatrenia rešpektoval, a tak zložil poklonu múdrosti našich predkov ako aj našim odborníkom zo súčasnosti.



Obr. 10. Priebeh prietokov počas povodne v r. 2013 vo vodomernej stanici Bratislava - Dunaj.
Fig. 10. The flow course during the flood in 2013 in water-gauging station Bratislava – Danube.

Záver

Prostredníctvom monitorovania štát získava presné informácie o kapacite, režime vlastných vodných zdrojov a ich vývoji, môže kvalifikovať a kvantifikovať vplyvy umelých zásahov do režimu využiteľných vlastných vodných zdrojov. Kontinuálne sledovanie hydrologických procesov umožňuje spoznávať jeho zákonitosti, poznanie ktorých nám umožňuje nielen ich simulovať v ďalších záujmových oblastiach, ale aj posúdiť jeho zraniteľnosť, t.j. nakoľko požiadavky uplatňujúce sa pre záujmovú oblasť narušia rovnováhu prírodných podmienok. Z hlavných účelov súčasného monitorovania hydrologického režimu vyplýva jeho zameranie na sledovanie kvantity a kvality hydrosféry v krajine. Výstupy z monitoringu využíva štát pri svojich rozhodovacích procesoch a vo vodohospodárskej politike. Je preto mimoriadne dôležité venovať pozornosť technickému stavu monitorovacej siete na povrchových tokoch a technike, ktorá je pre výkon kvalitného monitoringu potrebná.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a výskumu prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0089-12

Literatúra

Danáčová, Z., Blaškovičová, L., Škoda,P., Tausberik, O. (2013a): Povodeň na Dunaji jún 2013 z pohľadu režimovej hydrológie. Vodohospodársky spravodajca 7-8/2013, s.12-15

Danáčová, Z., Poórová, J., Tausberik, O., Škoda,P., Blaškovičová, L. (2013b): Čo znamenala povodeň v júni 2013 na Dunaji. Zborník z konferencie Manažment povodí a povodňových rizík, Bratislava 2013

Danáčová, Z. (2012): Indikátorové metódy stanovenia prietokov v podmienkach prirodzených tokov Slovenska, Dizertačná práca, STU – Svf.

Poórová J., Škoda P. (1999): Monitorovanie hydrologického režimu povrchových vôd na území Slovenska, Zborník prác SHMÚ.

Poórová J., Tausberik O., Tešovič M. (2000): Posúdenie prístroja MARS 5 v režimovom spracovaní povrchových vôd. Záverečná správa SHMU.

Poórová J., Makeľ M. (1999): Stanovenie miery ovplyvnenia hydrologického režimu povrchových vôd, Záverečná správa.

Poórová, J., Tausberik, O. (2000): Možnosti monitorigu kvantity povrchových vôd. Enviromagazín 5/2000. Str.6-7.

Blaškovičová L., Demeterová B., Ilavský R., Kullman E., Paľušová Z., Poórová J., Rončák P., Škoda P. (2003): Hydrological Monitoring in vegetation Period 2003 on Wetlands in the Latorica River Basin. Final Report. 2004. The Tisza River Project. EVK1-CT-2001-00099. 26s. Final Report. 2003. The Tisza River Project. EVK1-CT-2001-00099. V angl.

Chriašteľ, R., Kullman, E., Poórová, J. (2006): Čiastkový monitorovací systém – Voda v nadväznosti na implementačný proces Rámcovej smernice o vode na Slovensku. In: Smerom k integrovanému manažmentu povodia. Zborník príspevkov z medzinárodnej konferencie pri príležitosti 55. výročia vzniku Výskumného ústavu vodného hospodárstva. Bratislava, 2006, ISBN 80 – 89062 – 46 – 6.

Lešková D., Poórová J. (2010): Činnosť SHMÚ počas povodne v máji a júni 2010, cezhraničná spolupráca. In: Zborník Konferencie POVODNE: príčiny, priebeh a skúsenosti, Štrbské Pleso 2010.

Poórová, J., Blaškovičová, L., Adamková, J., Kullman, E., Ľuptáková, A. (2004).: ČMS Voda – Súčasť ochrany a trvalo udržateľného využívania vodných zdrojov. Enviromagazín, 9, 2004, č.5, S: 9 – 11. V slov.

Blaškovičová, L., Poórová, J., Hazlinger, M., Tausberik, O., Ľupták, Ľ. (2011): Prívalové povodne na Slovensku. Prívalová povodeň na Gidre a Parnej v júni 2011. In: Zborník Konferencie MANAŽMENT POVODÍ A POVODŇOVÝCH RIZÍK, Častá-Papiernička, 2011, ISBN 978-80-89062-83-6

Poórová, J., Chriašteľ, R., Kullman, E., Mrafková, L., Škoda, P., Lešková D. (2010): Monitorovanie vôd v súčasnosti. Semimár MŽP SR pri príležitosti Dňa Vody. Vyžiadaná prednáška.

INSTRUMENTATION FOR SURFACE WATER QUANTITY MONITORING AND DISCHARGE MEASUREMENTS BY ADCP

The beginning of the observation in Slovakia dates back to the first half of 19th century. First gauges for observation of water stages on Danube were constructed in 1823 in Bratislava and in 1830 in Komárno. At the beginning of WW I the observation network counted 25 gauging stations. The maximum number of stations was in 1987 (580 stations), then the number slightly decreased due to economic reasons. Nowadays, in 2015, there are 420 water-gauging stations in state monitoring network of surface waters, all equipped by automatic instruments with pressure sensors and digital recorders. Part of them (268) are operative stations – with telemetric connection, the rest are the stations used for evaluation of the hydrological regime. The discharge is evaluated in 403 stations. There is also monitored the water temperature in most of the stations and in selected stations there are also evaluated the suspended sediments in daily samples.

The direct discharge measurements have been used to be measured by propeller-type current meters, however since 2005, when first ADP instrument was bought, the measurements on big rivers were provided by ultrasonic instruments. Their big advantage is much shorter time needed for the measurements, which allows to make more discharge measurements especially during the floods.

The big test of the instrumentation was the flood year 2010, which was exceptionally wet, and the yearly precipitation total as well as the runoff in Slovakia have been highest since 1931. The floods have damaged 20 instruments in water-gauging stations, 7 water-gauging stations and profiles have had to be reconstructed. Some of the stations were flooded, however the instruments were working. During the year 2 458 discharge measurements have been provided, 969 from these made by ADP instruments.

After two following dry years there was again a big flood situation on Danube, which peak discharge was close to 100-year return period. The big success was the direct measurement of discharge 10 540 $m^3.s^{-1}$, very close to peak discharge (10 640 $m^3.s^{-1}$), made by ADP.

The surface water monitoring is of high importance, as it gives the information about the quantity and regime of water resources and its evolution. It is necessary for government authorities for decision making and in water management policy. It is therefore extremely important to give attention to technical status of monitorring network and instruments needed for good monitoring.

Danáčová Zuzana, Ing., PhD.
Poórová Jana, Ing., PhD.
Blaškovičová Lotta, Ing., PhD.
Slovenský hydrometeorologický ústav
Jeséniova 17
833 15 Bratislava
Tel.: 02/59415 404
02/54775730
02/59415 274
Fax: 02/59415 393
E-mail: zuzana.danacova@shmu.sk
jana.poorova@shmu.sk
lotta.blaskovicova@shmu.sk

Liová Soňa, Ing.
Slovenský hydrometeorologický ústav, RS Žilina
Bôrická cesta 103
811 13 Žilina
Tel.: 041/7077515
E-mail: sona.liova@shmu.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 13 - 22

HYDROLOGICKÉ EXTRÉMY: MODELOVANIE A PREDPOVEDANIE

Zuzana Danáčová, Lotta Blaškovičová, Ľubica Lovásová, Jana Poórová, Viliam Šimor, Peter Škoda

Záujem odbornej i laickej verejnosti o hydrologické sucho, ako jeden z extrémnych javov v hydrológii, v ostatných rokoch výrazne stúpol vzhľadom na jeho závažné dôsledky na potreby človeka a krajiny, ako aj v medzinárodnom meradle. Pre nastavenie vhodných opatrení v jednotlivých oblastiach, povodiach či tokoch je potrebné mať k dispozícii dostatok podkladov, a to údajov z monitorovania hydrologického režimu a ich hodnotenia. Príspevok sa venuje spôsobom hodnotenia málo vodných období a hydrologickým charakteristikám v oblasti minimálnych prietokov.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: minimálny prietok, hydrologické sucho

HYDROLOGIC EXTREMES: MODELING AND FORECASTING. The interest of professional and laic public on hydrological drought has significant increasing trend, mainly in previous years. For setting appropriate measures in various areas, river or streams is necessary to have sufficient information and monitoring data of the hydrological regime and their evaluation. This paper considers the method for evaluation of hydrological characteristics of minimum flows.

KEY WORDS: minimum discharge, hydrologic drought

Úvod

V súčasnej dobe globálnej klimatickej zmeny sa výrazne zvyšuje nárast výskytu období extrémnych javov počasia, dlhotrvajúce teplé počasie bez výskytu dažďa sa strieda s lokálnou búrkovou činnosťou, ktorej intenzita vytvára na rôznych miestach sveta, Slovensko nevynímajúc, povodňové situácie nebezpečných rozmerov. Tento jav častého výskytu povodňových situácií v posledných rokoch je dobre vidieť napr. na rieke Dunaj v príspevku Poórová a kol. (2013). Naproti tomu výskum v oblasti výskytu, modelovania a prípadného predpovedania hydrologického sucha ako opačného hydrologického extrému naberá v súčasnosti na dôležitosti aj vzhľadom na to, že dopad dlhotrvajúceho sucha môže spôsobovať značné škody nielen na majetku a životoch ľudí, ale aj celkového hospodárstva krajiny. Účinky dlhotrvajúceho obdobia sucha sú o to nebezpečnejšie, že na rozdiel od povodňovej situácie nie sú jeho vonkajšie znaky dlhší čas spozorované.

Výskytom najväčších období sucha v Českej republike sa zaoberal vo svojich dvoch príspevkoch Treml (2011, 2012), v ktorých autor zhodnotil výskyt meteorologického a hydrologického sucha za posledných 100 rokov, pričom tieto obdobia vymedzil metódou nedostatkových objemov. Analýzou sucha z pohľadu významnosti trendov prietokových charakteristík sa vo svojej práci zaoberá Zeleňáková a kol. (2011), ktorá aplikovala svoj výskum výskytu významnosti trendov a následnú priestorovú analýzu v prostredí GIS v regiónoch východného Slovenska. Analýzu sucha tiež popisuje vo svojej práci Demeterová (2000), ktorá sa zaoberá štatistickým vyhodnotením parametrov sucha vo vybraných vodomerných staniciach na východe Slovenska.

Z pohľadu hydrológie a vodného hospodárstva rozlišujeme termíny:

Hydrologické sucho, ktorý je prírodným javom a je súčasťou prirodzeného hydrologického režimu vodných zdrojov. Predstavuje občasný, zriedka sa vyskytujúci pokles výdatnosti vodných zdrojov. Predstavuje významnú odchýlku od priemerného stavu prirodzenej variability vodného toku. Na jeho vyhodnotenie sa používajú hydrologické charakteristiky získané z neovplyvnených vodomerných staníc a hydrologická bilancia.

Nedostatok vody, ktorý predstavuje stav, v ktorom je nedostatok vody vo vodných zdrojoch na zabezpečenie

požiadaviek človeka na vodu. Preto nedostatok vody môže nastať aj v čase mimo výskytu sucha. Tento stav nastáva, keď požiadavky na užívanie vody prevyšujú prirodzenú kapacitu vodného zdroja. Na jeho vyhodnotenie sa používajú nástroje vodohospodárskej bilancie a hodnotenia stavu vôd.
Článok sa zaoberá niektorými metódami hydrologického hodnotenia málo vodných období, ktoré sa používajú na SHMÚ, pričom sú tieto metódy vysvetlené pri analýze konkrétneho roku. Vybrali sme rok 2012, ktorý z pohľadu hydrológie povrchových vôd patrí na Slovensku k piatim najsuchším rokom za obdobie pozorovania od roku 1931. V príspevku je tiež navrhnutý možný spôsob online predpovede suchého obdobia, ktorý by mohol slúžiť aj širokej verejnosti na určenie súčasného stavu vodnosti v rôznych častiach územia Slovenska.

Materiál a metódy

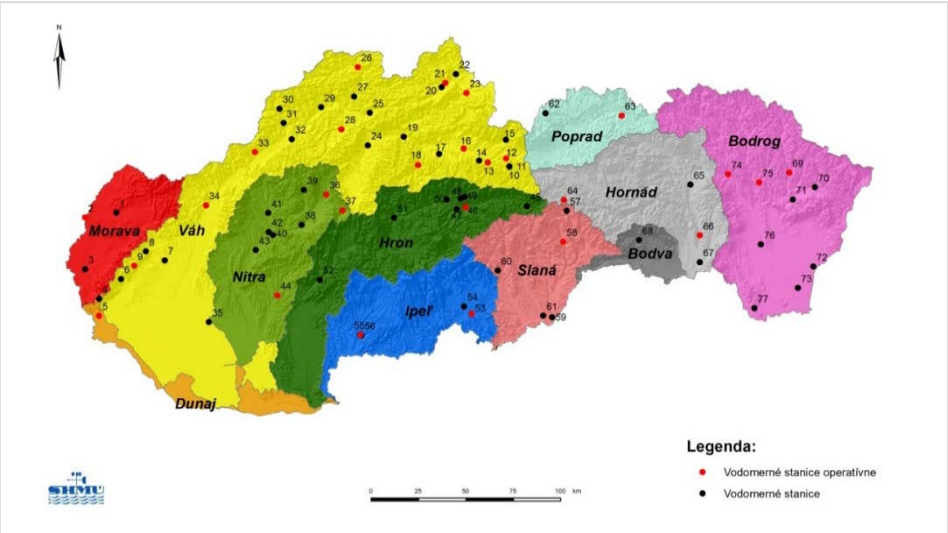
Hodnotenie hydrologickej situácie povrchových vôd vychádza z hydrologických údajov z vodomerných staníc štátnej hydrologickej siete. Na území Slovenska je k dispozícii 418 vodomerných staníc, ktoré sa využívajú na hodnotenie hydrologického režimu a hydrologických procesov. Z týchto 418 vodomerných staníc je v súčasnosti 268 operatívnych, z ktorých sa v 15-minútových a 1-minútových intervaloch získavajú údaje (výšky vodnej hladiny, teploty vody, teploty vzduchu a úhrn zrážok).
Pri hodnotení hydrologického sucha berieme do úvahy iba tie vodomerné stanice, ktoré sú neovplyvnené (t. j. stanice bez významného ovplyvnenia odbermi, manipuláciou na vodných nádržiach a prevodmi vody). V prípade, že hodnotíme hydrologické sucho v reálnom čase, je nutná podmienka, aby vodomerné stanice mali operatívny režim. Na hodnotenie vývoja vodnosti a ukazovateľov sucha je vybraných 77 neovplyvnených vodomerných staníc, ktoré vyhodnocujú prietoky od roku 1961 a skôr. Z týchto staníc podmienku predpovede v reálnom čase spĺňa 26 vodomerných staníc (obr. 1).

Metodika hodnotenia hydrologického roka 2012

Pri hodnotení hydrologického sucha za predošlé zvolené obdobie vychádzame z hodnotenia prietokových charakteristík malej vodnosti. Najčastejšie sa používajú:
Minimálny prietok - najmenší neovplyvnený priemerný denný prietok v danom profile za zvolené obdobie.
M-denný prietok - priemerný denný prietok dosiahnutý alebo prekročený po M-dní v zvolenom období. Obdobie sa volí spravidla v dĺžke jedného roka. Ak sa použije iné obdobie, musí sa to uviesť, napríklad M-denný prietok vo vegetačnom období. Pri M-denných prietokoch za viacročné obdobie symbol M označuje priemernú dobu dosiahnutia alebo prekročenia príslušného prietoku v roku. 330, 355 a 364-denné prietoky sú prietoky s vysokou zabezpečenosťou a na Slovensku patria medzi najpoužívanejšie prietokové charakteristiky malej vodnosti z hľadiska použitia vo vodohospodárskej praxi a environmentálneho posúdenia.

Hydrologický rok 2012 z pohľadu dlhodobého hodnotenia

Rok 1931 je považovaný za začiatok systematického vyhodnocovania prietokov na Slovensku. Aj keď už pred týmto rokom sa vyhodnocovali prietoky v niektorých vodomerných staniciach, napríklad na Dunaji v Bratislave od roku 1901, v roku 1931 sa prietoky vyhodnocovali už v 81 vodomerných staniciach. Preto aj vodnosť hydrologického roka 2012 sme v dlhodobom kontexte zhodnotili v rámci obdobia 1931-2012.
Hydrologický rok 2012 sa zaraďuje medzi najsuchšie roky od roku 1931. Z obr. 2 je vidieť, že odtoková výš-



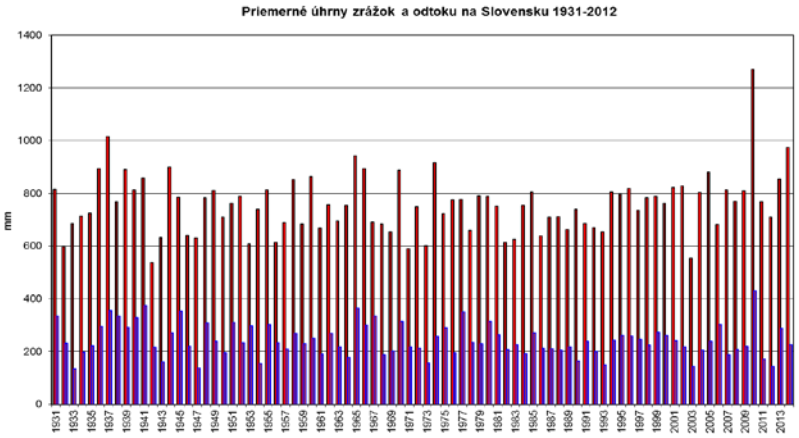
Obr. 1. Hodnotené neovplyvnené vodomerné stanice v čiastkových povodiach SR.
Fig. 1. Selected gauging stations with natural hydrological regime in the main river basins in Slovakia.

ka v roku 2012 patrí medzi najmenšie za celé hodnotené obdobie (pozn. na základe výsledkov hodnotenia je štvrtou najmenšou).

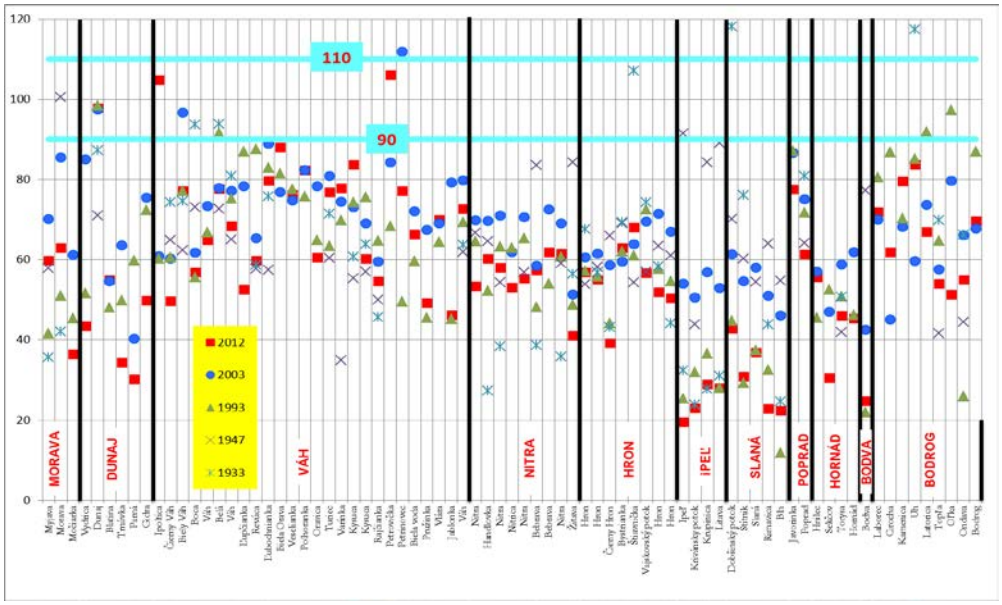
Zhodnotenie hydrologického roka 2012

Rok 2012 môžeme z pohľadu povrchových vôd považovať za extrémne suchý (tab. 1 a obr. 3). V jednotlivých vodomerných staniciach sa koeficient vodnosti (pomer $Q_r/Q_{61\text{-}00}$ viď tab.1) pohybuje v rozmedzí 20 až 106 % dlhodobého prietoku (Q_a). Najmenší koeficient bol v povodí Ipľa vo vodomernej stanici Holiša – tok Ipeľ (19%) a v stanici Lučenec - Krivánsky potok (23 %). Ďalšie veľmi nízke hodnoty koeficientu boli v povodí Slanej v staniciach Rimavská Seč – tok Blh (22 %) Lehota nad Rimavicou – tok Rimavica (23 %).

Tento rok nasledoval po zrážkovo mimoriadne suchom roku 2011, v ktorom sa vyskytli minimálne prietoky s nižšou hodnotou ako Q_{364d} cca. v 10 % staníc; v roku 2012 bol takýto extrém zaznamenaný až v 20 % staníc. Kým v roku 2011 zaznamenala minimálny denný prietok na úrovni Q_{355d} a menší takmer polovica staníc (46,8 %), v roku 2012 tento stav nastal takmer v troch štvrtinách počtu staníc (75,3 %).



Obr. 2. Ročný odtok a ročný úhrn zrážok (mm) v SR v jednotlivých rokoch za obdobie 1931-2014.
Fig. 2. Annual runoff and annual precipitation total in Slovakia in particular years of the period 1931 – 2014.



Obr. 3. Koeficienty vodnosti (s vyznačením normálnej vodnosti, hranica 90 – 110 % Q_a) v suchých hydrologických rokoch 1933, 1947, 1993, 2003 a 2012 pre vodomerné stanice podľa tab. 1.
Fig. 3. Water bearing coefficient (with showing the normal water bearing, limit 90 – 110 % Q_a) in dry hydrological years 1933, 1947, 1993, 2003 and 2012 in selected stations according to the tab. 1.

Tabuľka 1. Dlhodobý priemerný prietok a priemerné ročné prietoky v suchých rokoch vo vybraných (dlhodobých) vodomerných staniciach

Table 1. Long-term discharge and average annual discharges in dry years in selected stations

P.č.	Tok	Stanica	povodie	1961-2000	Q_{2012}	$Q_{r2012}/Q_{(61-00)}$	Q_{2003}	$Q_{r2003}/Q_{(61-00)}$	Q_{1993}	$Q_{r1993}/Q_{(61-00)}$	Q_{1947}	$Q_{r1947}/Q_{(61-00)}$	Q_{1933}	$Q_{r1933}/Q_{(61-00)}$
1	Myjava	Šaštín - Stráže	Morava	2,71	1,621	60	1,901	70	1,128	42	1,568	58	0,965	36
2	Morava	Moravský Ján		106,37	66,9	63	90,863	85	54,245	51	106,953	101	44,796	42
3	Močiarka	Láb		0,201	0,073	36	0,123	61	0,091	45				
4	Vydrica	Spariská	Dunaj	0,06	0,026	43	0,051	85	0,031	52				
5	Dunaj	Bratislava		2061	2018	98	2007	97	2030	98	1463	71	1800	87
6	Blatina	Pezinok	Váh	0,225	0,124	55	0,123	55	0,108	48				
7	Trnávka	Bohdanovce		0,411	0,141	34	0,261	64	0,205	50				
8	Parná	Horné Orešany		0,373	0,113	30	0,150	40	0,223	60				
9	Gidra	Píla		0,297	0,148	50	0,224	75	0,215	72				
10	Ipoltica	Čierny Váh		1,49	1,563	105	0,906	61	0,899	60				
11	Čierny Váh	Čierny Váh		3,547	1,764	50	2,137	60	2,146	61	2,303	65	2,633	74
12	Biely Váh	Východná		1,491	1,15	77	1,441	97	1,149	77	0,930	62	1,112	75
13	Boca	Kráľova Lehota		1,892	1,076	57	1,168	62	1,052	56	1,384	73	1,772	94
14	Váh	Liptovský Hrádok		8,738	5,668	65	6,413	73	5,845	67				
15	Belá	Podbanské		3,481	2,703	78	2,709	78	3,187	92	2,528	73	3,266	94
16	Váh	Liptovský Mikuláš		20,134	13,76	68	15,525	77	15,143	75	13,107	65	16,293	81
17	Ľupčianka	Part.Ľupča		1,704	0,895	53	1,334	78	1,483	87				
18	Revúca	Podsuchá		4,711	2,82	60	3,081	65	4,123	88	2,722	58	2,762	59
19	Ľubochnianka	Ľubochňa		2,323	1,852	80	2,067	89	1,927	83	1,335	57	1,760	76
20	Biela Orava	Lokca		6,751	5,94	88	5,191	77	5,499	81				
21	Veselianka	Oravská Jasenica		1,574	1,199	76	1,177	75	1,221	78				
22	Polhoranka	Zubrohlava		3,295	2,711	82	2,713	82	2,495	76				
23	Oravica	Trstená		2,687	1,628	61	2,104	78	1,745	65				
24	Turiec	Martin		9,828	7,553	77	7,953	81	6,233	63	5,943	60	7,026	71
25	Varínka	Stráža		3,139	2,445	78	2,335	74	2,191	70	1,094	35		
26	Kysuca	Čadca		8,552	7,162	84	6,252	73	6,351	74	4,731	55	5,190	61
27	Kysuca	K.N.Mesto		16,603	10,009	60	11,466	69	12,546	76	9,463	57	10,609	64
28	Rajčianka	Poluvsie		3,465	1,893	55	2,061	59	2,242	65	1,729	50	1,582	46
29	Petrovička	Bytča		0,72	0,764	106	0,607	84	0,492	68				
30	Petrinovec	Vydrná		0,109	0,084	77	0,122	112	0,054	50				
31	Biela voda	Dohňany		1,99	1,32	66	1,434	72	1,186	60				
32	Pružinka	Visolaje		1,248	0,615	49	0,842	67	0,568	46				
33	Vlára	Horné Strnie		3,242	2,269	70	2,240	69	2,087	64				
34	Jablonka	Čachtice		0,903	0,418	46	0,715	79	0,408	45				
35	Váh	Šaľa		141,962	103,1	73	#####	80	98,399	69	87,966	62	90,379	64
36	Nitra	Nedožery	Nitra	2,125	1,135	53	1,483	70	1,373	65	1,416	67		
37	Handlovka	Handlová		0,578	0,348	60	0,403	70	0,302	52	0,373	65	0,158	27
38	Nitra	Chalmová		6,075	3,522	58	4,313	71	3,841	63	3,302	54	2,325	38
39	Nitrica	Liešťany		1,908	1,013	53	1,182	62	1,201	63				
40	Nitra	Chynorany		9,75	5,398	55	6,881	71	6,374	65	5,546	57		
41	Bebrava	Biskupice		1,964	1,127	57	1,148	58	0,946	48	1,640	84	0,758	39
42	Bebrava	Nadlice		3,266	2,022	62	2,368	73	1,765	54				
43	Nitra	Nitrianska Streda		14,624	8,994	62	10,108	69	8,880	61	8,638	59	5,233	36
44	Žitava	Vieska nad Ž.		1,6	0,656	41	0,822	51	0,781	49	1,349	84	0,903	56
45	Hron	Zlatno	Hron	1,337	0,759	57	0,810	61	0,763	57	0,720	54	0,903	68
46	Hron	Brezno		7,416	4,082	55	4,558	61	4,133	56	4,309	58	4,210	57
47	Čierny Hron	Hronec		2,898	1,137	39	1,697	59	1,279	44	1,912	66	1,251	43
48	Bystrianka	Bystrá		0,916	0,577	63	0,545	59	0,569	62	0,632	69	0,635	69
49	Štiavnička	Mýto		1,017	0,692	68	0,650	64	0,621	61	0,552	54	1,089	107
50	Vajskovský potok	Dolná Lehota		1,342	0,76	57	0,932	69	0,972	72	0,764	57	0,996	74
51	Hron	Banská Bystrica		25,526	13,234	52	18,239	71	14,738	58	16,179	63	14,897	58
52	Hron	Brehy		45,898	23,14	50	30,749	67	25,077	55	28,016	61	20,268	44
53	Ipeľ	Holiša	Ipeľ	2,877	0,56	19	1,552	54	0,730	25	2,630	91	0,930	32
54	Krivánsky potok	Lučenec		1,332	0,305	23	0,673	51	0,425	32	0,584	44	0,317	24
55	Krupinica	Plášťovce		1,589	0,46	29	0,904	57	0,581	37	1,339	84	0,440	28
56	Litava	Plášťovce		0,952	0,267	28	0,504	53	0,267	28	0,848	89	0,295	31
57	Dobšinský potok	Dobšiná	Slaná	0,442	0,189	43	0,271	61	0,198	45	0,310	70	0,522	118
58	Štítnik	Štítnik		1,138	0,351	31	0,622	55	0,333	29	0,686	60	0,865	76
59	Slaná	Lenartovce		12,693	4,678	37	7,370	58	4,747	37	6,905	54		
60	Rimavica	Lehota nad Rim.		1,437	0,327	23	0,732	51	0,468	33	0,920	64	0,631	44
61	Blh	Rimavská Seč		1,043	0,233	22	0,480	46	0,123	12	0,571	55	0,256	25
62	Javorinka	Ždiar Podspády	Poprad	1,809	1,404	78	1,569	87	1,577	87				
63	Poprad	Chmelnica		14,77	9,065	61	11,073	75	10,593	72	9,468	64	11,934	81
64	Hnilec	Stratená	Hornád	1,07	0,596	56	0,610	57	0,486	45				
65	Sekčov	Prešov		2,029	0,621	31	0,953	47	1,066	53				
66	Torysa	Košické Oľšany		7,623	3,51	46	4,483	59	3,883	51	3,191	42	3,866	51
67	Hornád	Ždaňa		28,367	12,874	45	17,556	62	13,119	46				
68	Bodva	Nižný Medzev	Bodva	0,755	0,187	25	0,321	43	0,165	22	0,583	77		
69	Laborec	Koškovce	Bodrog	4,835	3,475	72	3,383	70	3,893	81				
70	Cirocha	Snina		2,996	1,853	62	1,351	45	2,603	87				
71	Kamenica	Kamenica		0,95	0,755	79	0,647	68	0,668	70				
72	Uh	Lerkárovce		30,769	25,751	84	18,361	60	26,187	85			36,114	117
73	Latorica	Veľké Kapušany		35,577	23,823	67	26,206	74	32,681	92				
74	Topľa	Hanušovce		8,182	4,423	54	4,715	58	5,294	65	3,403	42	5,714	70
75	Oľka	Jasenovce		1,184	0,608	51	0,944	80	1,151	97				
76	Ondava	Horovce		20,524	11,29	55	13,574	66	5,333	26	9,118	44	13,596	66
77	Bodrog	Streda nad Bod.		110,509	77,005	70	74,786	68	96,130	87				

Legenda:

10 - 29	suché roky
30 - 49	
50 - 69	
70 - 89	
90 - 110	normálny rok
111 - 130	vodné roky
131 - 150	
151 - 170	
171 - 180	
a viac	

Hydrologická bilancia v kalendárnom roku 2012

Obdobie od decembra 2011 do februára 2012 bolo bohaté na zrážky, z ktorých sa tvorili zásoby vody v snehovej pokrývke. Nedostatok zrážok vo februári a marci spojený s vpádom teplého až tropického vzduchu na konci apríla a začiatkom mája mal za následok veľmi suché obdobie. Z toho dôvodu zrážky v júni a júli vo veľkej miere vsiakli, poslúžili vegetácii a odtok bol minimálny.

V auguste a septembri bol na mnohých miestach opäť nedostatok zrážok a opätovne prevládali na tieto mesiace vysoké teploty.

Zrážkovo normálnymi povodiami (tab. 2 a obr. 4) boli povodia Nitry, Hrona, Ipľa, Bodvy, Hornádu, Bodrogu a Popradu (92 až 104 % príslušného normálu). Zrážkovo suchými boli povodia Moravy, Váhu a Slanej (84 až 89 % príslušného normálu). V povodí Dunaja bol rok 2012 hodnotený ako veľmi suchý, spadlo tu v rámci Slovenska najmenej zrážok za rok, iba 490 mm (78 % príslušného normálu). Odtečené množstvo za rok z jednotlivých čiastkových povodí neprekročilo dlhodobý priemer ani v jednom z povodí, hodnoty sa pohybovali v rozpätí 26 až 89 % normálu. Predchádzajúci rok 2011 bol rokom zrážkovo suchým, čo sa prejavilo v zníženom odtoku v roku 2011, ktoré ešte výraznejšie pokračovalo aj v nasledujúcom roku.

Rok 2012 (tab. 2 a obr. 5) hodnotíme z hľadiska odtoku z územia SR (155 mm, 59 % normálu) ako suchý rok, napriek tomu, že je zrážkovo hodnotený ako normálny (obr. 4).

Minimálne prietoky

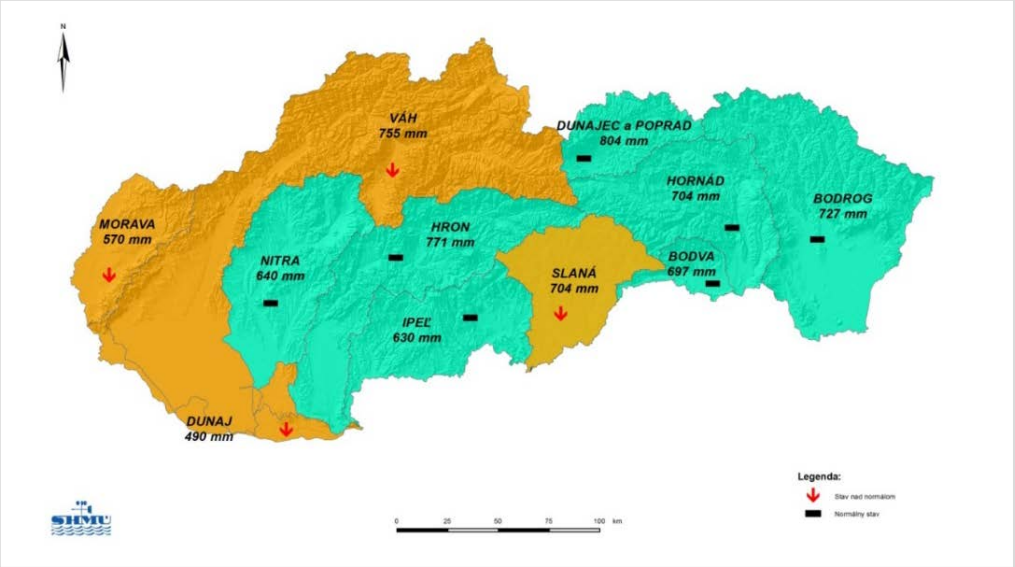
Podľa údajov v tabuľke. 3 sa v hydrologickom roku 2012 nevyskytol taký minimálny prietok, ktorý by podkročil zaznamenané absolútne minimum od roku 1931. Absolútne minimum bolo v r. 2012 zaznamenané vo vodomerných staniciach s kratšou dobou vyhodnocovania prietokov a na menších tokoch. (Pozn.: v povodiach južného a juhovýchodného Slovenska bol v niektorých vodomerných staniciach zaznamenaný nulový prietok). V tabuľke sú tiež uvedené aj absolútne minimá za celú dobu pozorovania.

Z výsledkov je zrejmé, že v podstate neexistuje rok, v ktorom by signifikantne prevládal výskyt najmenších priemerných denných prietokov. V rokoch 1947, 1961 a 2003 sa najmenší priemerný denný prietok vyskytol v šiestich vodomerných staniciach, v rokoch 1973, 1992 a 1993 v piatich vodomerných staniciach.

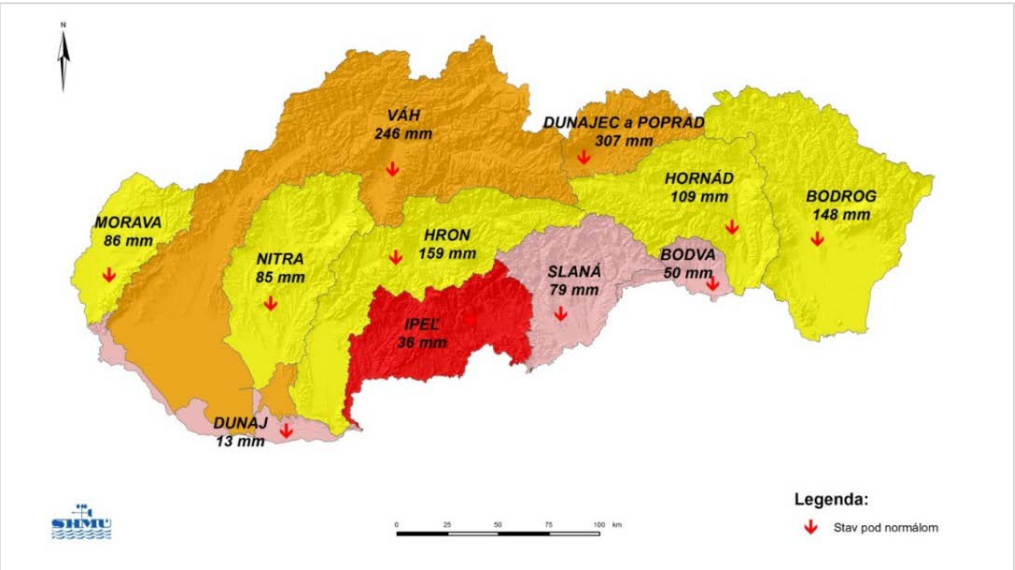
Skutočnosť, že najmenší priemerný denný prietok za celú dobu pozorovania vo vybraných 77 vodomerných staniciach sa vyskytoval až v tridsiatich rôznych rokoch (tab. 3), napovedá tomu, že na Slovensku sa ešte nevyskytol výnimočne suchý rok (t. j. sucho zasiahlo celé územie) a Slovensko na takýto rok „ešte len čaká“. Podobne ako pri hodnotení najsuchších rokov, tak aj pri hodnotení jednotlivých minimálnych ročných prietokov je zrejmý fakt, že hodnotenie hydrologického sucha a spracovanie prípadových štúdií ako súčasť manažmentu sucha a nedostatku vody je potrebné zamerať sa aj na prietokové depresie (nedostatkové objemy) a ich analýzy.

Tabuľka 2. Priemerné výšky zrážok a odtoku v jednotlivých povodiach SR v roku 2012
Table 2. Annual precipitation totals and average annual runoff in 2012 in particular river basins of Slovakia

Povodie	Dunaj		Váh			Hron		Bodrog a Hornád			Poprad	SR
Čiastkové povodie	* Morava	*Dunaj	Váh	Nitra	Hron	*Ipeľ	Slaná	Bodva	Hornád	* Bodrog	* Poprad Dunajec	SR
Plocha povodia [km^2]	2282	1138	14268	4501	5465	3649	3217	858	4414	7272	1950	49014
Priemerný úhrn zrážok [mm]	570	490	755	640	771	630	704	697	704	727	804	711
% normálu	84	78	89	92	98	92	89	95	104	103	96	93
Charakter zrážk. obdobia	S	VS	S	N	N	N	S	N	N	N	N	N
Ročný odtok [mm]	86	13	246	85	159	36	79	50	109	148	307	155
% normálu	65	36	78	59	55	26	42	30	52	50	89	59



Obr. 4. Priemerný úhrn zrážok (mm) na povodia v roku 2012.
Fig. 4. Average precipitation totals in 2012 in particular river basins of Slovakia.



Obr. 5. Priemerný odtok (mm) z povodí v roku 2012.
Fig. 5. Annual runoff in 2012 in particular river basins of Slovakia.

Legenda k obrázku 4 a 5:

10 - 29	suché roky
30 - 49	
50 - 69	
70 - 89	
90 - 110	normálny rok
111 - 130	vodné roky
131 - 150	
151 - 170	
171 - 180	
a viac	

Tabuľka 3. Minimálne prietoky dosiahnuté v roku 2012
Table 3. Minimum discharges reach in 2012

P.č	Tok	Stanica	povodie	Obdobie	$Q_{Min2012}$	$Q_{Abs.\ Min.}$	Rok výskytu
1	Myjava	Šaštín - Stráže	Morava	1969-2012	0,320	0,190	1973
2	Morava	Moravský Ján		1922-2012	21,278	7,700	1934
3	Močiarka	Láb		1961-2012	0,035	0,003	1973
4	Vydrica	Spariská	Dunaj	1961-2012	0,004	0,000	1992
5	Dunaj	Bratislava		1901-2012	815,538	580,000	1909
6	Blatina	Pezinok	Váh	1961-2012	0,006	0,000	1978
7	Trnávka	Bohdanovce		1961-2012	0,040	0,012	1971
8	Parná	Horné Orešany		1961-2012	0,040	0,025	2006
9	Gidra	Píla		1961-2012	0,068	0,020	1962
10	Ipoltica	Čierny Váh		1961-2012	0,322	0,096	1987
11	Čierny Váh	Čierny Váh		1931-2012	0,646	0,492	1987
12	Biely Váh	Východná		1923-2012	0,613	0,209	1996
13	Boca	Kráľova Lehota		1931-2012	0,372	0,206	1981
14	Váh	Liptovský Hrádok		1951-2012	2,253	1,922	1996
15	Belá	Podbanské		1928-2012	0,807	0,400	1929
16	Váh	Liptovský Mikuláš		1921-2012	4,887	4,200	1996
17	Ľupčianka	Part.Ľupča		1961-2012	0,508	0,190	1968
18	Revúca	Podsuchá		1931-2012	1,067	0,500	1973
19	Ľubochnianka	Ľubochňa		1931-2012	1,120	0,320	1962
20	Biela Orava	Lokca		1951-2012	0,368	0,260	1962
21	Veselianka	Oravská Jasenica		1951-2012	0,121	0,103	2003
22	Polhoranka	Zubrohlava		1951-2012	0,269	0,100	1954
23	Oravica	Trstená		1961-2012	0,537	0,200	1973
24	Turiec	Martin		1931-2012	3,203	2,121	1984
25	Varínka	Stráža		1941-2012	0,462	0,180	1965
26	Kysuca	Čadca		1931-2012	0,642	0,320	1992
27	Kysuca	K.N.Mesto		1931-2012	1,748	0,840	1944
28	Rajčianka	Poluvsie		1931-2012	0,364	0,298	1992
29	Petrovička	Bytča		1961-2012	0,038	0,010	1963
30	Petrinovec	Vydrná		1961-2012	0,011	0,001	2003
31	Biela voda	Dohňany		1961-2012	0,063	0,026	2003
32	Pružinka	Visolaje		1961-2012	0,350	0,150	1992
33	Vlára	Horné Sŕnie		1961-2012	0,095	0,075	2003
34	Jablonka	Čachtice		1961-2012	0,063	0,030	1963
35	Váh	Šaľa		1963-2012	33,143	6,502	1988
36	Nitra	Nedožery	Nitra	1941-2012	0,218	0,138	1992
37	Handlovka	Handlová		1931-2012	0,085	0,042	1993
38	Nitra	Chalmová		1931-2012	1,151	0,510	1947
39	Nitrica	Liešťany		1949-2012	0,126	0,080	1949
40	Nitra	Chynorany		1941-2012	1,792	1,000	1947
41	Bebrava	Biskupice		1931-2012	0,254	0,149	2003
42	Bebrava	Nadlice		1941-2012	0,776	0,219	1993
43	Nitra	Nitrianska Streda		1931-2012	2,287	2,000	1933
44	Žitava	Vieska nad Ž.		1931-2012	0,094	0,030	1962
45	Hron	Zlatno	Hron	1931-2012	0,284	0,160	1963
46	Hron	Brezno		1931-2012	1,583	1,200	1943
47	Čierny Hron	Hronec		1931-2012	0,501	0,373	1983
48	Bystrianka	Bystrá		1931-2012	0,142	0,096	1983
49	Štiavnička	Mýto		1931-2012	0,215	0,170	1973
50	Vajskovský potok	Dolná Lehota		1931-2012	0,246	0,245	1985
51	Hron	Banská Bystrica		1931-2012	5,864	4,800	1954
52	Hron	Brehy		1931-2012	9,304	7,700	1947
53	Ipeľ	Holiša	Ipeľ	1931-2012	0,098	0,010	1947
54	Krivánsky potok	Lučenec		1931-2012	0,068	0,040	1968
55	Krupinica	Plášťovce		1931-2012	0,072	0,017	1973
56	Litava	Plášťovce		1931-2012	0,038	0,010	1961
57	Dobšinský potok	Dobšiná	Slaná	1931-2012	0,073	0,052	1993
58	Štítnik	Štítnik		1931-2012	0,091	0,062	1993
59	Slaná	Lenartovce		1931-2012	2,147	0,800	1947
60	Rimavica	Lehota nad Rim.		1931-2012	0,109	0,030	1964
61	Blh	Rimavská Seč		1931-2012	0,102	0,001	1993
62	Javorinka	Ždiar Podspády	Poprad	1961-2012	0,340	0,100	2003
63	Poprad	Chmelnica		1931-2012	3,062	2,240	1987
64	Hnilec	Stratená	Hornád	1954-2012	0,202	0,080	1968
65	Sekčov	Prešov		1961-2012	0,125	0,080	1971
66	Torysa	Košické Oľšany		1931-2012	0,891	0,540	1968
67	Hornád	Ždaňa		1958-2012	6,819	3,940	1961
68	Bodva	Nižný Medzev	Bodva	1941-2012	0,026	0,014	2000
69	Laborec	Koškovce	Bodrog	1961-2012	0,273	0,160	1961
70	Cirocha	Snina		1957-2012	0,584	0,050	1963
71	Kamenica	Kamenica		1961-2012	0,225	0,009	1984
72	Uh	Lerkárovce		1951-2012	1,847	1,310	1961
73	Latorica	Veľké Kapušany		1951-2012	4,338	2,600	1954
74	Topľa	Hanušovce		1931-2012	1,044	0,710	1947
75	Oľka	Jasenovce		1961-2012	0,043	0,025	1970
76	Ondava	Horovce		1931-2012	6,103	1,490	1961
77	Bodrog	Streda nad Bod.		1951-2012	20,453	8,390	1961

Metodika hodnotenia hydrologického sucha v reálnom čase

Pri hodnotení v reálnom čase je potrebné sa zamerať aj na hodnotenie aktuálnej hydrologickej situácie, vrátane aktuálnej prietokovej depresie (nedostatkového objemu) pod určitou referenčnou hodnotou. K tomu je potrebné poznať východiskový stav, a to okrem zrážok aj teplotu vzduchu, výpar a aktuálnu zásobu vody v snehovej pokrývke, ktoré pomôžu komplexne vyhodnotiť vznik a priebeh hydrologického sucha.

Prakticky to znamená operatívne vyhodnocovať operatívny prietok voči jednotlivým mesačným priemerom za referenčné obdobie 1961-2000 (obr. 6), a na základe ďalších informácií aj možný budúci vývoj hydrologického sucha, resp. možný dôsledok na disponibilitu vodných zdrojov.

Na obrázku 6 je znázornený priebeh priemerných denných prietokov v rokoch 2011–2012 (v hydrologickom roku), dlhodobé priemerné mesačné prietoky za obdobie 1961-2000 a dlhodobý prietok za obdobie 1961-2000 (m^3/s).

Variabilita hydrologického režimu (mesačné prietoky) toku je počas roka väčšia ako variabilita ročných prietokov. Preto pre operatívne vyhodnotenie výskytu hydrologického sucha ako časti hydrologického režimu zvoleného obdobia, hodnotenie operatívnych prietokov vzhľadom na dlhodobý priemerný prietok nestačí. Z tohto dôvodu sme zvolili ako porovnávaciu rovinu dlhodobé priemerné mesačné prietoky a zväčšili aj škálovacie rozpätie pre hodnotenie sucha, a to na 40%. (Pozn. táto hodnota je zatiaľ prvým odhadom na základe historických meraní v rovnakom mesiaci referenčného obdobia a vyžaduje ešte ďalšie analýzy.)

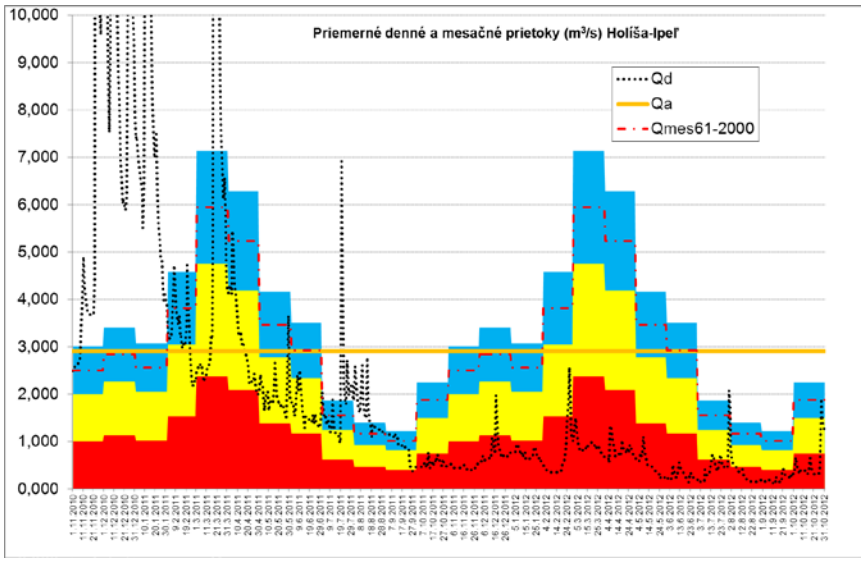
Týmto spôsobom navrhujeme 3 referenčné kvantily.

1. kvantil (120 až 80 % z $Q_{mes61-2000}$ – normálny stav vodnosti).
2. kvantil (80 až 40 % z $Q_{mes61-2000}$ - podnormálny stav vodnosti).
3. kvantil (menej ako 40 % z $Q_{mes61-2000}$- kritická hodnota stavu vodnosti).

Pri hodnotení aktuálnej hydrologickej situácie môžeme sledovať operatívny prietok aj vzhľadom na referenčnú hodnotu Q_a. Referenčná hodnota Q_a (oranžová čiara) slúži na porovnanie stavu hydrologickej situácie na toku vzhľadom na vodnosť v rámci celého referenčného obdobia.

Pri samotnom hodnotení je potrebné vziať do úvahy nasledovné:

- V mesiacoch, ktoré sú obvykle vodné (napr. jarné mesiace), kde je Q_a menšie ako hodnoty príslušných dlhodobých mesačných prietokov ($Q_{mes61-2000}$), je hodnotenie okamžitých prietokov voči Q_a irelevantné, preto je potrebné sledovať operatívny prietok vzhľadom na navrhnuté 3 kvantily dlhodobých mesačných prietokov. V tomto období zároveň zohrávajú dôležitú úlohu klimatologické faktory, akými sú aktuálne zásoby vody v snehovej pokrývke, aktuálny a predpovedaný úhrn zrážok a teplota vzduchu.
- V ostatných mesiacoch roka, ktoré sú obvykle málo vodné, t. j. kde dlhodobý mesačný prietok ($Q_{mes61-2000}$) je menší ako Q_a, má hodnotenie vzhľadom na Q_a svoje opodstatnenie. Môže pri podkročení hodnoty Q_a predstavovať prvé upozornenie, že je potrebné sledovať vývoj hydrologickej situácie, vrátane vývoja klimatických ukazovateľov.



Legenda:

$Q_{mes61-2000}$ - dlhodobé priemerné mesačné prietoky za obdobie 1961-2000 (m^3/s),
Q_d - priemerné denné prietoky (m^3/s), v aktuálnom hodnotení - operatívne hodnoty prietokov,
Q_a - dlhodobý.

Obr. 6. Operatívne hodnotenie stavu malej vodnosti.
Fig. 6. Actual status of the low flow.

Záver

Hodnotenie režimu zrážok a odtoku v roku 2012 s dôrazom na hodnotenie minimálnych prietokov ukázalo na väčšine územia Slovenska výnimočnosť tohto obdobia v doteraz pozorovaných časových radoch. Aj keď sa priemerné úhrny zrážok blížili k normálom, ich rozloženie v roku bolo netypické. Na konci zimy a na jar 2012 sa vyskytli nadpriemerné teploty vzduchu, nadpriemerné hodnoty trvania slnečného svitu a pomerne veterné počasie, čo spôsobilo sublimáciu snehu zo snehovej pokrývky. Tieto faktory spôsobili nízke hodnoty povrchového odtoku v jarnom období, čo sa prejavilo aj v hydrologickom režime prietokov v roku, a to ovplyvnilo ročné hodnoty odtoku.

Pri hodnotení hydrologickej situácie v reálnom čase je potrebné zamerať sa na hodnotenie aktuálnej hydrologickej situácie, prietokov, vrátane hodnotenia aktuálnej prietokovej depresie (nedostatkového objemu) pod určitou referenčnou hodnotou. K tomu je potrebné poznať východiskový stav, a to okrem zrážok aj výpar, teplotu vzduchu, a aj zásobu vody v snehovej pokrývke v relevantnom období, ktoré komplexne pomôžu vyhodnotiť vznik a priebeh sucha.

Aby sme mohli hydrologickú situáciu z pohľadu výskytu hydrologického sucha aktuálne hodnotiť a predpovedať jej možný vývoj, musíme mať dostupné dostatočné množstvo operatívnych údajov monitorovania množstva povrchových vôd. Zároveň je potrebné mať aj historické údaje. V našej praxi to znamená nielen udržiavať v prevádzke štátnu hydrologickú sieť a systematicky a nepretržite v nej monitorovať hydrologický režim povrchových vôd, ale orientovať ju aj na operatívne monitorovanie sucha. Pre zníženie dopadov sucha je potrebné doplniť aktuálnu štátnu hydrologickú sieť o ďalšie stanice s on-line prenosom údajov s neovplyvneným režimom. Toto je nevyhnutná potreba, aby sa mohli priebežne získavať aktuálne údaje a informácie o kappacite, režime vlastných vodných zdrojov a ich vývoji, následne identifikovať a hodnotiť vplyvy umelých zásahov do prirodzeného režimu vodných zdrojov a ich dopad na využiteľný potenciál, a tak v konečnom dôsledku poznať hranice, po prekročení ktorých dochádza k zhoršovaniu podmienok obnoviteľnosti vodných zdrojov a životného prostredia.

Literatúra

Demeterová, B. (2000): Analýza hydrologického sucha. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript SvF STU Bratislava.

Global Water Partnership, Central and Eastern Europe (2014): Integrated Drought Management, Programme in Central and Eastern Europe. Activity 2.1: Guidelines for Drought Management Plan. Milestone 2: Slovak case study report.

Poórová, J., Šimor, V., Danáčová, Z., Škoda, P., Blaškovičová, L. (2013): Miesto júnovej povodne 2013 na Dunaji v Bratislave. Zborník z konferencie Manažment povodí a povodňových rizík, Bratislava.

Treml, P. (2011): Největší sucha na území české republiky v období let 1875–2010. Meteorologické zprávy, ročník 64 – 2011, číslo 6.

Treml, P. (2012): Největší hydrologická sucha 20. století. Workshop Adolfa Patery 2012 – Extrémní hydrologické jevy v povodích.

Zeleňáková, M., Soľáková, T., Purcz, P., Kuzevičová, Ž., Demeterová, B. (2011): Hydrologické sucho na východnom Slovensku. In: Konferencia „Manažment povodí a povodňových rizík“, Častá-Papiernička. 8s.

HYDROLOGIC EXTREMES: MODELING AND FORECASTING

The assessment of precipitation and runoff in 2012, with emphasis on the evaluation of minimum discharges has shown the exceptionality of this period in so far observed time series on most part of Slovakia's territory. Although the mean precipitation totals were close to normal, their distribution during the year was atypical. Low precipitation total in winter and autumn period and relatively high totals in summer months occurred in this year. There were more than average air temperatures, more than average values of sunshine and relatively windy weather at the end of winter and in spring 2012, causing sublimation of snow from snow cover. These factors led to low amounts of surface runoff during the spring, which was also reflected in the hydrological flow regime during the year, and it affected the annual runoff values.

When assessing the hydrological situation in real time, it is necessary to focus on the evaluation of the current hydrological situation, discharges, including the assessment of the current flow depression (deficit volume) below a certain reference value. To do this, it is necessary to know the initial state, in addition to precipitation and evaporation also the air temperature and the water supply in the snow cover during the relevant period, which will help to comprehensively evaluate the occurrence and the development of the drought.

For actual assessment of hydrological situation in terms of occurrence of the hydrological drought and for prediction of its possible development, we need to have sufficient amount of operational data of the monitoring of quantity of surface water available. At the same time the historical data are necessary. This means, in our

practice, not only to maintain operational the status of state hydrological network and to systematically and continuously monitor the hydrological regime of surface waters in it, but also to direct it to the operational monitoring of drought as well. It is necessary to supplement the current state of hydrological network by more stations in profiles with unaffected hydrological regime with online data transfer, to reduce the impacts of drought. This is a necessary requirement for the possibility of obtaining the actual data continuously as well as information on the capacity and regime of state own water resources and their development, and subsequently to identify and assess the impacts of artificial interventions into the natural regime of water resources and their impact on the available potential, and, as final result, to know the boundaries, beyond which the conditions of renewability of water resources and the environment are worsening.

Zuzana Danáčová, Ing. PhD.
Lotta Blaškovičová, Ing. PhD.
Ľubica Lovásová, Ing.
Jana Poórová, Ing. PhD.
Viliam Šimor, Ing. PhD.
Peter Škoda, RNDr.
Slovenský hydrometeorologický ústav
Jeséniova 17
833 15 Bratislava
Tel.: +4212 594 15 404
+4212 594 15 274
+4212 594 15 439
+4212 594 15 228
+4212 594 15 344
+4212 594 15 203
E-mail: zuzana.danacova@shmu.sk
lotta.blaskovicova@shmu.sk
lubica.lovasova@shmu.sk
jana.poorova@shmu.sk
viliam.simor@shmu.sk
peter.skoda@shmu.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 23 - 30

MINIMÁLNY BILANČNÝ PRIETOK VO VZŤAHU K EKOLOGICKÝM PRIETOKOM

Lotta Blaškovičová, Katarína Melová, Zuzana Danáčová, Ľubica Lovásová, Viliam Šimor, Jana Poórová

Ekologické prietoky sú pojmom, ktorý zahŕňa celú škálu prietokov hydrologického režimu. Závažné dôsledky môžu mať zmeny prietokov vo vodných tokoch (prevažne v dôsledku antropologických vplyvov) a to tak príliš malé hodnoty (drancovanie tokov) ako aj úplné vylúčenie veľkých hodnôt prietokov, ktoré majú vplyv na morfológiu korýt, zloženie dna ako aj na inundačné územie. Príspevok je zameraný najmä na oblasť malých prietokov vo vzťahu k ekologickým prietokom, hydrologickým charakteristikám predstavujúcim malé prietoky a detailnejšie na charakteristiku MQ (minimálny bilančný prietok), ktorý sa používa vo Vodohospodárskej bilancii a ktorý je jedným z nástrojov na reguláciu nadmerného užívania vody. Prezentované sú aj možnosti prehodnocovania manažovania maximálnych prietokov.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: ekologický prietok, minimálny bilančný prietok, hydrologické charakteristiky

MINIMUM BALANCE DISCHARGE IN RELATION TO ECOLOGICAL FLOWS. Eflows (ecological flows) is a term covering the whole spectrum of discharges of hydrological regime. The changes in discharges in the streams (mostly by anthropologic influence) can cause serious consequences. This involves too small values (overexploitation of streams) as well as complete segregation of high values of discharges, which have the major effect on the channel morphology, bed structure as well as the floodplain area. This article is focused mostly on the area of low discharges in the relation to ecological flows, hydrological parameters characterizing low flows and more detail is focused on the parameter MQ (minimum balance discharge) used in Water Resource Balance, which presents one of the tools used for regulation of overexploitation of water. Presented are also the possibilities of evaluation of the management of maximum discharges.

KEY WORDS: e-flows, minimum balance discharge, hydrological characteristics

Úvod

Ustanovenia Rámcovej smernice o vode (RSV) uznávajú zásadnú úlohu kvantity vody a jej zmien pri podpore kvality vodných ekosystémov a dosiahnutia environmentálnych cieľov. Tieto ciele možno dosiahnuť len vtedy, ak sú zaručené aj podporné režimy prietokov. Preto je zavedenie a dodržiavanie ekologických prietokov kľúčové pre dosiahnutie stanovených cieľov a malo by byť zahrnuté do národných rámcov, s jasným odkazom na rozličné zložky prirodzeného režimu prietokov (a nie iba na minimálne prietoky) a s nevyhnutnosťou prepojiť ich definíciu s biologickými požiadavkami v súlade s požiadavkami RSV (Guidance document, 2015).

Hodnotenie hydrologického režimu sa explicitne vyžaduje v RSV pri priradení veľmi dobrého ekologického stavu, pre ostatné stavy sa klasifikácia ekologického stavu spolieha na biologické metódy citlivé na všetky existujúce vplyvy, najmä hydrologické. Klasifikácia vodného útvaru, ktorý je ovplyvňovaný významným hydrologickým tlakom, iba na základe biologických metód nedostatočne citlivých na hydrologické alterácie, môže viesť k nadhodnoteniu ekologického stavu, ktorý nebude v súlade s RSV. V prípade, že takéto metódy zatiaľ nie sú dostupné, mali by ich podľa odporúčania Európskej komisie (EK) členské štáty urýchlene vyvíjať.

Pracovná skupina Eflows EK v rámci CIS (Common Implementation Strategy) vytvorila Usmernenie (Guidance document) Ecological flows in the implementtation of the Water Framework Directive (Ekologické prietoky pri implementácii Rámcovej smernice o vode; ďalej len Usmernenie), publikované začiatkom roku 2015, ktoré má pomôcť členským krajinám pri

výbere a implementácii vhodnej metódy na stanovenie ekologických prietokov. Od členských štátov EÚ sa očakáva postupné zváženie aj aplikácia odporúčaní z tohto usmernenia. Tento dokument bol vytvorený v roku pred finalizáciou návrhu Plánov manažmentu povodí pre 2. cyklus, preto od členských štátov závisí rozsah, v akom budú odporúčania z tohto Usmernenia zahrnuté do PMP (2. cyklus) pred ich schválením v decembri 2015, a v následných plánovacích krokoch. Je zrejmé, že úplné zohľadnenie niektorých odporúčaní bude možné až pri príprave tretieho cyklu.

V usmernení sa odporúča, aby jednotlivé národné rámce zahŕňali:

- koncepčnú definíciu ekologických prietokov s jasným odkazom tak na množstvo ako aj na dynamiku prietokov a ich súlad s environmentálnymi cieľmi, ktoré požaduje RSV
- ekologické prietoky ako záväznú požiadavku tam, kde je to relevantné:
  - pre všetky užívania vody (najmä odber, nádrže, regulácia prietokov) s ich rôznymi vlastnosťami (povrchové a podzemné vody, vratné aj nevratné, občasné a trvalé...),
  - pri strategickom plánovaní rozvoja využívania vody,
  - pri poskytovaní nových povolení,
  - v rámci skúmania existujúcich práv na vodu.

- podmienky pre výnimky z tejto požiadavky by mali byť v súlade so súvisiacimi výnimkami v RSV (článok 4 (4) až (7)).
- jasnú zodpovednosť za schvaľovanie vymedzenia ekologických prietokov a kontrolu ich dosahovania
- odstrašujúce trestné ustanovenia za porušenie regulačných požiadaviek.

Odporúča sa tiež, aby národné metodiky alebo usmernenia obsahovali:

- metodický postup a metódy na stanovenie ekologických prietokov, ktoré zahŕňajú príslušné prvky riečneho ekosystému, minimálne kvalitatívne prvky RSV;
- súbor postupov, ktoré môžu byť vybrané v závislosti na druhu použitia, typu rieky a prepojenia medzi povrchovými a podzemnými vodami, kde je to relevantné;
- údaje potrebné na stanovenie ekologických prietokov;
- požiadavky na monitorovanie a podávanie správ príslušným orgánom;
- požiadavky na zabezpečenie transparentnosti metód a výsledkov pre všetky zainteresované strany, vrátane užívateľov vody.

Slovensko na zabezpečenie cieľov RSV v súvislosti so zachovaním dostatočného množstva vody pre vodný ekosystém v súčasnosti používa limitné hydrologické charakteristiky zakotvené najmä v nasledujúcich právnych dokumentoch:

- Zákon o vodách č. 364/2004 Z. z. v znení neskorších predpisov
- Vyhláška MŽPSR č. 457/2005 Z. z., ktorou sa ustanovujú podrobnosti manipulačného poriadku vodnej stavby
- Nariadenie vlády č.279/2011 Z. z. - nariadenie vlády SR, ktorým sa vyhlasuje záväzná časť Vodného plánu SR, obsahujúca program opatrení na dosiahnutie environmentálnych cieľov.

V legislatíve SR je definovaných viacero prietokov, ktoré môžu indikovať hrozbu nedostatočného množstva vody v toku, ktorý môže vzniknúť tak vplyvom prírodných ako aj antropogénnych faktorov. Medzi tieto charakteristiky zaraďujeme najmä: minimálny bilančný prietok (MQ), minimálny zostatkový prietok, minimálny (zaručený, sanitárny) prietok pod vodnou stavbou, M-denný prietok (väčšinou sa jedná o Q_{355d} a Q_{364d}), využiteľné množstvo povrchovej vody a minimálny potrebný prietok.

Materiál a metódy

Minimálny bilančný prietok (MQ) predstavuje bilančnú hodnotu, ktorá má charakter prednostne zabezpečovaného nároku na vodný zdroj z hľadiska ochrany prírodného prostredia. Reprezentuje zachovanie podmienok pre biologickú rovnováhu toku a jeho najbližšieho okolia a umožňuje všeobecné užívanie vody, t.j. také, ktoré nevyžaduje povolenie vodohospodárskych orgánov. Podobný je **minimálny zostatkový prietok**, ktorý tiež umožňuje všeobecné užívanie povrchových vôd a zabezpečuje funkcie vodného toku a zachovanie vodných ekosystémov v ňom. Ak sa jedná o zachovanie biologickej rovnováhy v toku pod vodnou stavbou, v takom prípade sa pod ňou stanovuje **minimálny (zaručený, sanitárny) prietok.** Povolenia odberov z povrchových vôd sú viazané na vybrané hodnoty **M-denných prietokov**, konkrétne na Q_{355d}. **M-denný prietok** je priemerný denný prietok dosiahnutý alebo prekročený po M dní v zvolenom období (v súčasnosti je schválené hydrologické reprezentatívne obdobie 1961-2000). Tiež sa hodnotí **využiteľné množstvo povrchovej vody** definované ako maximálne množstvo povrchovej vody, ktoré možno odoberať z profilu vodného toku za prijateľných technických, ekonomických a ekologických podmienok bez ovplyvnenia režimu vodného toku, ktoré by malo za následok zhoršenie kvalitatívneho stavu vôd. V rámci Vodohospodárskej bilancie (VHB) sa tiež vyčísluje **minimálny potrebný prietok**, ktorý zahŕňa požiadavky na vodu zo strany užívania vody (reprezentované zmenou prietoku), ako aj požiadavky z hľadiska zabezpečenia minimálneho bilančného prietoku MQ.

V súvislosti s odporúčaniami v Usmernení sa na Slovensku v oblasti zabezpečenia ekologických prietokov a ich podpore v legislatíve ako slabé miesta ukazujú najmä nasledovné:

- Limitné obmedzenia uvedené vyššie sa týkajú najmä minimálnych prietokov, zabezpečenie celkového režimu a najmä vyšších prietokov v čase ich prirodzeného výskytu sa zohľadňuje len čiastočne pri tvorbe manipulačných poriadkov pre vodné diela. Vyhláška MŽP SR 457/2005, ktorou sa ustanovujú podrobnosti o náležitostiach manipulačného poriadku vodnej stavby, avšak problematiku prevádzania vyšších prietokov rieši predovšetkým s ohľadom na ochranu pred povodňami. Z pohľadu ekologických prietokov sa v uvedenej vyhláške uvádza povinnosť, aby v manipulačnom poriadku vodnej stavby boli uvedené „prietoky, ktoré je nutné dodržať pod vodnou stavbou“, pre manipuláciu s vodou na vodnej stavbe majú interné predpisy upravovať taký postup manipulácie s vodou, aby (o. i.) „sa nezhoršoval stav koryta vodného toku pod vodnou stavbou, najmä poškodzovaním koryta vodného toku, brehov, dna a jeho neprimeraným zarastaním“, spomína sa aj manipulácia „pri preplachovaní koryta vodného toku a zdrže a pri prepúšťaní splavenín“. Konkrétne limity alebo metodika stanovenia limitných hodnôt, obzvlášť pre vyššie prietoky a režim ich trvania sa však vo vyhláške neuvádza.
- Limitné hodnoty spomínané vyššie, ktoré sa týkajú hodnôt malých prietokov sa v legislatíve uvádzajú v zmysle, že by nemali byť podkročené, nie je však podchytené časové hľadisko – (maximálna) dĺžka trvania obdobia, počas ktorého môže byť prietok regulovaný na hodnote blízkej danému limitu.
- Stanovovania limitných hodnôt prietokov sú založené na hydrologických metódach, a nie sú vôbec alebo v nedostatočnej miere prepojené s biologickým hodnotením dopadu zmien prietokov na stav bioty.

Minimálny bilančný prietok - MQ

Potreba stanovovania minimálnych prietokov, ktoré plnia funkciu ochrany vodného zdroja pred nežiadúcim odberom, resp. nevhodnou úpravou ovplyvnenia režimu má vo vodnom hospodárstve SR dlhodobú tradíciu. V 1. vydaní Štátneho vodohospodárskeho plánu (ŠVP) v roku 1956 plnili túto funkciu prietoky Q_{355d}. Zásadnejšia zmena hodnôt a ich výpočtu nastala pri spracovaní 2. vydania Smerného vodohospodárskeho plánu SSR v roku 1975. Následne, po spracovaní zásad štátnej vodohospodárskej bilancie v roku 1977 a smernice v roku 1980 - sa stanovovanie MQ - tzv. minimálneho bilančného prietoku, stalo jej súčasťou.

Minimálny bilančný prietok bol definovaný ako hodnota, ktorá má charakter prednostne zabezpečovaného nároku na vodný zdroj. Reprezentuje zachovanie podmienok pre biologickú rovnováhu toku a jeho najbližšieho okolia.

Prehodnotenie hodnôt MQ bolo vykonané od roku 1977 opakovane niekoľkokrát, pričom sa vychádzalo z reprezentatívneho obdobia 1931-1960 a následne obdobia 1931-1980. V deväťdesiatych rokoch sa na Slovensku venovala pozornosť riešeniu problematiky hydroekologických limitov využívania toku a riešenie ekologických prietokov pod vybranými vodnými dielami. Výsledkom bol návrh na individuálne prehodnotenie každej lokality na základe rozhodovacieho procesu. Tieto štúdie neprniesli celoplošne použiteľné výsledky a skupina expertov konštatovala, že pripraviť univerzálnu jednotnú metodiku stanovenia MQ pre celé územie SR je nereálne a z dôvodu komplikovanosti riešenia problematiky a veľkého rozsahu individuálnych situácií by predstavovala vysokú mieru neistoty.

Minimálny prietok je chápaný ako historická kategória, hodnota ktorej sa môže meniť uplatňovaním nových ekologických, ekonomických a vodohospodárskych kritérií. Už v prvom vydaní ŠVP ČSR sa konštatuje, že jednou zo zásad zostavenia vodohospodárskej bilancie je ponechanie určitého minimálneho prietoku v koryte, čo je základným predpokladom biologicky zdravého, životaschopného vodného toku.

Za medznú hodnotu sa považoval 364-denný prietok, pre výhľad 355-denný prietok. Praktické skúsenosti a overovanie zásad 1. vydania ŠVP, vykonané v období spracovania SVP SSR vyústili v konštatáciu, že niektoré predpoklady a podmienky sa oproti pôvodne uvažovaným zmenili (napr. kapacitné možnosti investičnej výstavby, regionálne nie celkom rovnomerný rozvoj národného hospodárstva a pod.). Ukázalo sa, že pri hospodárení s vodou treba pripustiť veľký rad výnimiek zo zachovania prietoku Q_{355d} a zároveň, že platnosť týchto výnimiek je časovo veľmi dlhá, alebo nie je vôbec vymedzená. Konštatovalo sa, že ak by sa zásada zachovania prietoku Q_{355d} striktne dodržala, znamenalo by to vyradenie odberov vody na niekoľko dní z národohospodárskeho rozvoja tých oblastí, pre ktoré nie sú vybudované akumulačné priestory na nadlepšovanie prietokov alebo pre vytváranie zásob vody. Vzhľadom na uvedené skutočnosti sa ukázala nevyhnutnosť modifikácie zásady zachovania prietoku Q_{355d}.

Pri určení konkrétnych hodnôt minimálnych bilančných prietokov MQ sa vychádzalo zo zásad pre úseky tokov s regulovaným odtokom a pre ostatné úseky tokov.

Na základe stanovených princípov boli pre 137 bilančných profilov Vodohospodárskej bilancie vypočítané hodnoty MQ:

- pre profily tokov pod nádržami $MQ = Q_{355d}$, pokiaľ nie je manipulačným poriadkom alebo z iných dôvodov výnimočne určené inak;
- pre ostatné profily sa uplatňuje vzorec:
  $MQ = (Q_{min\ mes} + Q_{100.min.d})/2$

kde

$Q_{min\ mes}$ je hodnota prevzatá z pravdepodobnostného poľa priemerných mesačných prietokov pre vysoký stupeň zabezpečenosti, obvykle 98%.

$Q_{100.min.d}$ je vyrovnaná hodnota najmenšieho priemerného denného prietoku s priemerným výskytom jedenkrát za 100 rokov, určená štatistickou metódou.

Použitím kombinácie uvedených dvoch charakteristík je

pri výpočte zohľadnené tak stanovisko hodnotové (hodnota 364-denného prietoku predstavuje priemerný denný prietok dosiahnutý alebo prekročený priemerne počas 364 dní v roku) ako aj časové, resp. doba trvania, nakoľko hodnota $Q_{min,mes}$ počítaná z pravdepodobnostného poľa priemerných mesačných prietokov zohľadňuje hydrologický režim, a to posúdením priemerných prietokov za jednotlivé mesiace roka, z ktorých sa vyberá mesiac s najmenšou priemernou hodnotou. Zabezpečenosť 98% dokladuje snahu o takmer úplné zabezpečenie nepodkročenia prirodzene sa vyskytujúcich malých vodností, ktoré príroda zvláda ako súčasť prirodzenej variability prietokov; nemalo by preto dochádzať k narušeniu ekologického stavu. Zároveň zachovanie nepodkročenia prirodzene sa vyskytujúcich malých vodností užívaním vody sa zabezpečuje určením podmienok v povoleniach na užívanie vody, v ktorých základnou podmienkou na užívanie by malo byť zachovanie hydrologického režimu na tokoch (časová variabilita prietokov v priebehu roka).

Súčasne platí obmedzujúca podmienka:

$1/2\ Q_{364d} < MQ < Q_{364d}$.

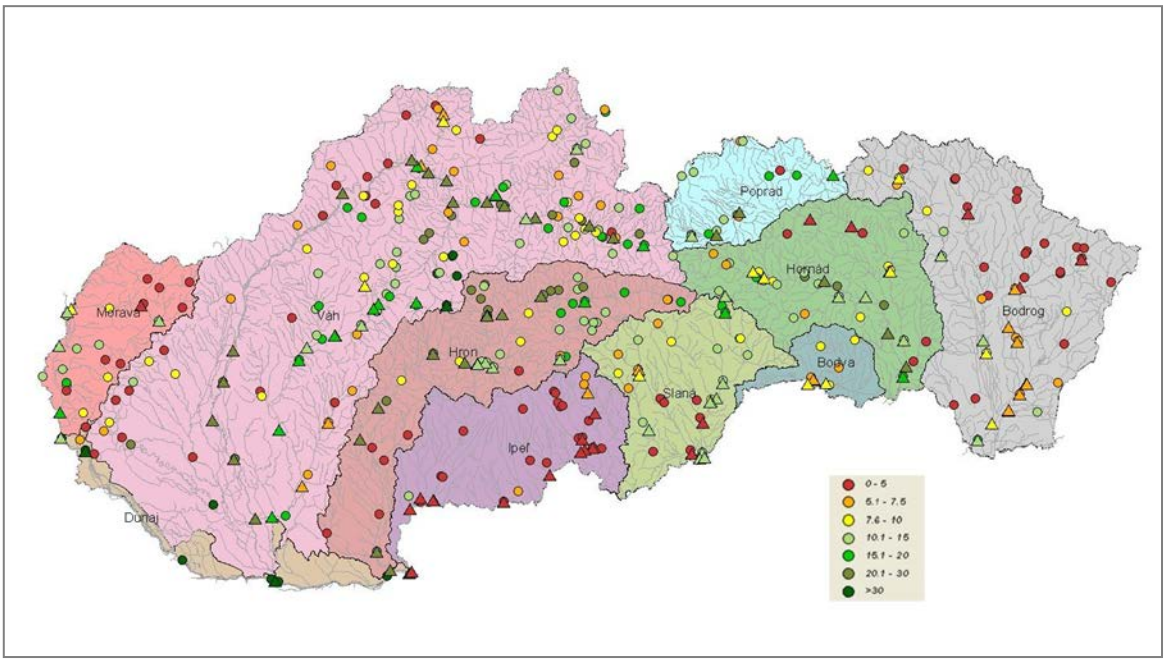
Pre výpočet MQ boli použité údaje o prietokoch $Q_{min\ mes}$ a Q_{364d} z referenčného obdobia rokov 1931-1980. Vzhľadom na to, že v súčasnosti používame dlhodobé charakteristiky za referenčné obdobie 1961-2000, porovnali sme platnosť hodnôt MQ na vyššie uvedenú obmedzujúcu podmienku, ak sa použijú pri porovnaní aktuálne platné hodnoty Q_{364d} ($Q_{364d}/2$). Z ekologického hľadiska nás zaujímali najmä prípady hodnôt MQ menších ako polovica aktuálne platnej hodnoty Q_{364d}. Zo 137 hodnotených profilov v 22 prípadoch bol $MQ > Q_{364d}$, v 11 prípadoch však bola pôvodná hodnota MQ menšia ako hodnota ½ Q_{364d}. V týchto prípadoch navrhujeme zmenu hodnoty MQ na hodnotu vyššiu, a to minimálne na úroveň ½ Q_{364d}.

Okrem toho sme v analýze porovnávali relatívne hodnoty pomeru MQ/Q_a (kde Q_a je dlhodobý priemerný prietok za referenčné obdobie) v bilančných profiloch, nakoľko na viacerých fórach pracovných skupín CIS odznela zo strany zástupcov EK kritika príliš vysokých hodnôt užívania vody, pričom sa uvádzali ako vhodné limitné minimálne hodnoty ponechaného prietoku aspoň 10%, niekde dokonca až 20% dlhodobého odtoku. V dokumente pracovnej skupiny Sucho a nedostatok vody (Sánchez a Schmidt, 2012) sa napr. uvádza, že ekologické prietoky by sa pre kategóriu s dobrým ecologickým stavom mali zhruba pohybovať medzi 25 až 50% dlhodobého ročného odtoku. Usmernenie o ecologických prietokoch sa už uvedeniu takýchto konkrétnych hodnôt vyhýba, nakoľko aj na základe početných prípadových štúdií jednotlivých členských krajín (ktoré sú súčasťou Usmernenia) je zrejmé, že variabilita hydrologických režimov a ich extrémov v jednotlivých povodiach a tokoch je značná a nedá sa zovšeobecniť.

V prvom kroku sme zisťovali, koľko % z Q_a tvorí hodnota MQ a rozdelili sme ich do troch skupín. Prvú skupinu tvoria profily, kde MQ < 10% Qa. Do tejto podmienky spadá viac ako polovica bilančných profilov (77 profilov, t.j. 56%). V rozmedzí 10 až 20% Q_a sa nachádza MQ v 46 bilančných profiloch (34% BP) a viac ako 20% Qa dosahuje MQ v 14 profiloch (10% BP).

Pomerné hodnoty MQ/Q_a (%) v profiloch VHB sa pohybujú v rozmedzí od 1,2% do 31,8% (ak nerátame extrémne hodnoty 80,4% na Malom Dunaji (dotovanie z koryta Dunaja) a 0,8% pod Palcmanskou Mašou (výnimka z dôvodu energetického využívania)). Najmenšie relatívne hodnoty sa vyskytujú v povodí Ipľa (menej ako 5%), v povodí Bodvy (5 až 7 %) a v povodí Bodrogu (3 až 8,5 %). V povodí Slanej sa nižšie relatívne hodnoty MQ/Q_a vyskytujú na Rimave (4 – 10%), na samotnej Slanej sú hodnoty vyššie ako 10% (10 – 15%). V povodí Hornádu sa relatívne hodnoty MQ/Q_a nachádzajú v rozmedzí 7 až 14%, v povodí Hronu od 5 do 18%, pričom menšie hodnoty sa vyskytujú na toku Slatina (5 – 8%), na toku Hron sú väčšie relatívne hodnoty (15-18,6%), na prítoku Bystrica až 30%. V povodí Moravy menšie relatívne hodnoty sú na prítokoch (cca 5%), na vlastnom toku Moravy 6,5 – 9,6%. V povodí Váhu sú menšie relatívne hodnoty MQ/Q_a na Kysuci (4 – 6%), Orava a stredná časť Váhu v rozmedzí 11 – 20% a Váh nad Oravou viac ako 20% (21 – 30%), Turiec podobne 22 – 30%. Hodnoty v povodí Nitry sú v rozmedzí od 6% (Žitava) do 10,5% (horná Nitra a Handlovka). V povodí Popradu sú relatívne hodnoty MQ/Q_a v rozmedzí 16 – 18%. Na toku Dunaj sú relatívne hodnoty 27-28%.

Uvedené hodnoty vzhľadom na metodiku výpočtu vychádzajú z prirodzeného hydrologického režimu jednotlivých oblastí a variabilita hodnôt je tak v súlade s relatívnymi hodnotami prietokov s vyššou mierou zabezpečenosti, napr. Q_{364d}/Q_a vo vodomerných staniciach danej oblasti (obr. 1). Relatívne hodnoty prirodzených 364-denných prietokov sa v jednotlivých oblastiach Slovenska (vyhodnotené z 330 vodomerných staníc) pohybujú v nasledovných rozmedziach: Najmenšie hodnoty sa vyskytujú v čiastkových povodiach Ipeľ (4 – 6% Q_a), Bodva (6 – 9 % Q_a) a v povodí Bodrog, kde sa na Laborci a Ondave relatívne hodnoty Q_{364d}/Q_a pohybujú v rozmedzí 5 až 6%, na Topli sú hodnoty väčšie (9 až 12,5 %). V čiastkovom povodí Slaná sa hodnoty pohybujú v širšom rozmedzí 1 – 19%, pričom menšie hodnoty sa vyskytujú najmä na prítokoch a väčšie hodnoty 10 – 16% sa vyskytujú na hlavných tokoch Slaná a Rimava. Malé hodnoty sa vyskytujú aj na Vydrici v čiastkovom povodí Dunaj (2 – 6%), ale samotný tok Dunaja dosahuje vysokú relatívnu hodnotu cca 39% Q_a. V slovenskej časti povodia Morava na prítokoch sú hodnoty nižšie (2 – 12% Q_a), na hlavnom toku Morava 14 až 15%. V čiastkovom povodí Váh, ktoré zahŕňa rôznorodé geomorfologické oblasti, sa hodnoty pohybujú od 2 až do 35% Q_a, pričom menšie relatívne hodnoty sa vyskytujú v oblasti Kysúc, na prítokoch v strednej časti Váhu a vyššie hodnoty v oblasti Turca a horného Váhu, v povodí Nitry od 4 do 18,5%, pričom na hlavnom toku Nitra dosahujú 13-18,5%. V čiastkovom povodí Hron sa relatívne hodnoty Q_{364}/Q_a pohybujú



Obr. 1. Porovnanie relatívnych hodnôt MQ/Q_a v bilančných profiloch VHB (trojuholníčky) s relatívnymi hodnotami Q_{364d}/Q_a vo vodomerných staniciach (krúžky).
Fig. 1. Comparison of relative values MQ/Q_a in balance profiles of Water Resource Balance /triangels) with relative values Q_{364d}/Q_a in water-gauging stations (circles).

v rozmedzí 2 až 28%, na hlavnom toku od 15,5 do 25%. V čiastkovom povodí Hornád sa vyskytujú hodnoty 1,2 – 21% (na hlavnom toku 9 – 21%). V čiastkovom povodí Poprad a Dunajec sú relatívne hodnoty 364-denného prietoku pomerne vysoké: 7 – 22,7% Q_a (na hlavnom toku Poprad 15 – 22,7%, na Dunajci 14%).

Hodnotenie podkročenia vybraných charakteristík.

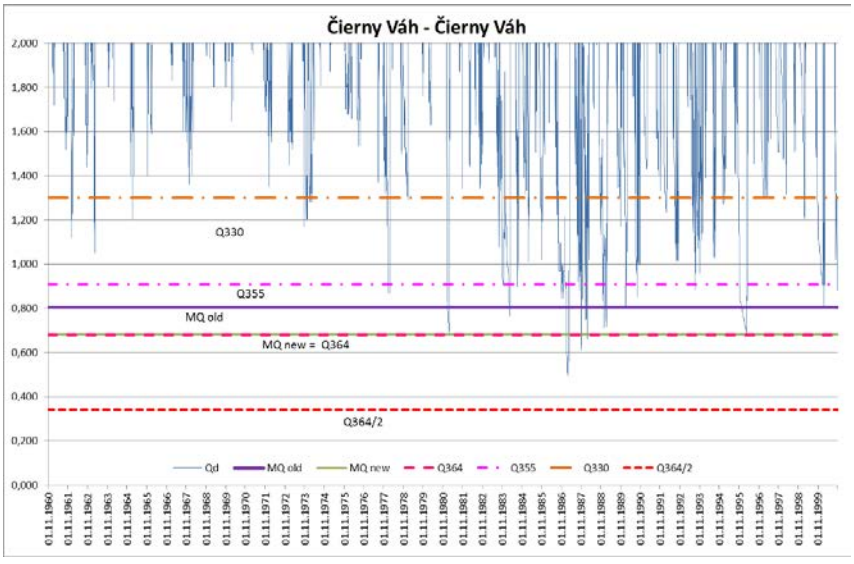
V ďalšom kroku sme testovali počet podkročení – výskytu priemerných denných prietokov menších ako vybrané limitné hodnoty prietokov v 9 vybraných vodomerných staniciach za referenčné obdobie 1961 – 2000. Išlo o hodnoty MQ, Q_{364d}, Q_{355d}, Q_{330d} a 1/2 Q_{364d}. Celkovo sme spočítali, koľkokrát za dané obdobie počas jednotlivých mesiacov došlo k podkročeniu vyššie uvedených prietokov. Podkročenie sme vyjadrili aj percentuálne. Vodomerné stanice boli vybrané z tých, ktoré sa nachádzajú v profile VHB alebo jeho blízkosti tak, aby reprezentovali rôzne veľké pomerné hodnoty MQ/Q_a a rôzne oblasti citlivosti územia Slovenska, stanovené na základe trendovej analýzy minimálnych hodnôt prietokov.
Hodnoty MQ boli podkročené zväčša len v staniciach, kde aktuálne platné hodnoty MQ nespĺňajú podmienku $1/2\ Q_{364d} < MQ < Q_{364d}$ pre hodnoty Q_{364d} za referenčné obdobie 1961-2000 a MQ bolo vyššie ako Q_{364d} (napr. stanica Čierny Váh – Čierny Váh – tab. 1, obr. 2).
Vo vodomerných staniciach Brezno - Hron, Horovce - Ondava, Hanušovce - Topľa a Čierny Váh - Čierny Váh nedošlo k podkročeniu žiadnej z vybraných limitných hodnôt počas vodných mesiacov - apríl, máj; na Slanej v apríli, na Nitre v marci a apríli, na Poprade v období máj – júl. Podkročenia Q_{364d} sa pohybovali len do 2% a Q_{355d} do 9%. K podkročeniu ½ Q_{364d} došlo do 2% len vo vodomernej stanici Rimavská Seč – Blh, v letných mesiacoch. Výrazne sa už prejavilo podkročenie hodnoty Q_{330d}, ktorá patrí už k vyšším hodnotám v oblasti minimálnych prietokov. Tu sa percentá podkročenia pohybovali v mesiacoch z dlhodobého hľadiska menej vodných vo väčšine profilov do 20%, na Poprade vo februári až 39% (tab. 1).
Limitná hodnota minimálnych prietokov zvolená na úroveň vyššej hodnoty sa teda logicky prejaví početnejším výskytom dní s menšou hodnotou prietoku ako daný limit. Napr. v už spomínanom prípade v profile Čierny Váh na Čiernom Váhu, pre pôvodnú hodnotu (väčšiu ako Q_{364d}) je počet dní s podkročením tejto hodnoty v najmenej vodnom mesiaci (február) až 101, pri navrhovanej zmene na hodnotu Q_{364d} klesá tento počet na 14 dní.
V praxi to znamená, že nastavením príliš vysokých limitných minimálnych hodnôt by v obdobiach malých vodností narastal počet dní, v ktorých prietoky prirodzene poklesnú pod tento limit, čím by sa obmedzili možnosti užívania vody (ekonomické dopady). Nastavenie príliš nízkych limitných hodnôt by zasa umožňovalo drancovanie tokov (nadmerné užívanie vody) s výrazne negatívnym dopadom na ekológiu tokov.

Tabuľka 1. Počet podkročení vybraných limitných hodnôt prietokov za referenčné obdobie 1961 – 2000, vodomerné stanice: Brezno – Hron a Čierny Váh – Čierny Váh

Table 1. The number of daily discharges lower than selected limit values in reference period 1961 – 2000, water-gauging stations Brezno – Hron a Čierny Váh – Čierny Váh

Hron - Brezno					
	počet podkročení za obdobie 1961-2000				
	MQ	Q364	Q355	Q330	1/2 Q364
november	0	0	40	174	0
december	0	0	49	140	0
január	0	2	79	255	0
február	0	3	57	154	0
marec	0	0	18	49	0
apríl	0	0	0	0	0
máj	0	0	0	0	0
jún	0	0	0	8	0
júl	0	0	5	31	0
august	0	4	26	120	0
september	0	9	65	228	0
október	0	8	70	251	0
	% podkročení za obdobie 1961-2000				
	MQ	Q364	Q355	Q330	1/2 Q364
november	0%	0%	3%	15%	0%
december	0%	0%	4%	11%	0%
január	0%	0%	6%	21%	0%
február	0%	0%	5%	14%	0%
marec	0%	0%	1%	4%	0%
apríl	0%	0%	0%	0%	0%
máj	0%	0%	0%	0%	0%
jún	0%	0%	0%	1%	0%
júl	0%	0%	0%	3%	0%
august	0%	0%	2%	10%	0%
september	0%	1%	5%	19%	0%
október	0%	1%	6%	20%	0%

Čierny Váh, Čierny Váh					
	počet podkročení za obdobie 1961-2000				
	MQ	Q364	Q355	Q330	1/2 Q364
november	12	9	47	164	0
december	14	0	54	177	0
január	34	0	62	250	0
február	101	14	153	268	0
marec	61	27	82	156	0
apríl	0	0	0	0	0
máj	0	0	0	0	0
jún	0	0	0	3	0
júl	0	0	0	16	0
august	0	0	3	111	0
september	0	0	2	114	0
október	0	0	6	146	0
	% podkročení za obdobie 1961-2000				
	MQ	Q364	Q355	Q330	1/2 Q364
november	1%	1%	4%	14%	0%
december	1%	0%	4%	14%	0%
január	3%	0%	5%	20%	0%
február	9%	1%	14%	24%	0%
marec	5%	2%	7%	13%	0%
apríl	0%	0%	0%	0%	0%
máj	0%	0%	0%	0%	0%
jún	0%	0%	0%	0%	0%
júl	0%	0%	0%	1%	0%
august	0%	0%	0%	9%	0%
september	0%	0%	0%	10%	0%
október	0%	0%	0%	12%	0%



Obr. 2. Priemerné denné prietoky (dolná časť) vo vodomernej stanici Čierny Váh – Čierny Váh za obdobie 1961-2000 a ich porovnanie s vybranými limitnými hodnotami (MQ, Q_{330d}, Q_{355d}, Q_{364d}, ½ Q_{364d}).

Fig. 2. Daily discharges (low part) in water-gauging station Čierny Váh – Čierny Váh in the period 1961-2000 and its comparison with selected limit values (MQ, Q_{330d}, Q_{355d}, Q_{364d}, ½ Q_{364d}).

Výsledky a diskusia

Z vyššie uvedených analýz vyplýva, že hodnota MQ, vychádzajúca z hydrologických charakteristík prirodzene sa vyskytujúcich malých vodností, môže byť považovaná za jednu z vhodných limitných hodnôt ekologických prietokov. Súvisiacim problémom ostáva však otázka stanovenia prípustnej dĺžky trvania takýchto prietokov vplyvom ľudskej činnosti, ktorá by nemala negatívny dopad na ekologický stav toku.

Jednou z možností riešenia je napríklad hydrologická metóda odporúčaná v Usmernení (Richter at al., 1997): Metóda RVA (Range of Variability Approach) odporúča na stanovenie ekologických prietokov postup, pri ktorom sa z obdobia pozorovania počas neovplyvneného (prirodzeného) hydrologického režimu (odporúča sa minimálne 20-ročné obdobie) vyberie 32 hydrologických charakteristík, reprezentujúcich minimálne aj maximálne hodnoty, ako aj dĺžku a obdobie ich výskytu. Konkrétne sú to: priemerné mesačné prietoky, minimálny ročný prietok 1-denný priemer, minimálny ročný prietok 3-denný priemer, minimálny ročný prietok 7-denný priemer, minimálny ročný prietok 30-denný priemer, minimálny ročný prietok 90-denný priemer, maximálny ročný prietok 1-denný priemer, maximálny ročný prietok 3-denný priemer, maximálny ročný prietok 7-denný priemer, maximálny ročný prietok 30-denný priemer, maximálny ročný prietok 90-denný priemer, dátum výskytu 1-denného maxima (poradie dňa v roku), dátum výskytu 1-denného minima, počet výskytu epizód malých prietokov (prietok klesne pod 25-ty percentil všetkých prietokov referenčného obdobia), počet výskytu epizód veľkých prietokov (obdobie, počas ktorého je prekročený 75-ty percentil), priemerná dĺžka trvania epizód malých prietokov v dňoch za jednotlivé roky, priemerná dĺžka trvania epizód veľkých prietokov v dňoch za jednotlivé roky, priemery všetkých pozitívnych rozdielov denných po sebe idúcich prietokov, priemery všetkých negatívnych rozdielov denných po sebe idúcich prietokov, počet nárastov prietokov, počet poklesov prietokov. Pre tieto charakteristiky sa stanoví priemer, štandardná odchýlka, minimum a maximum. Následne sa stanovia cieľové hodnoty týchto charakteristík, a základný koncept je myslený tak, že každoročná hodnota každého z týchto parametrov by mala spadať do stanoveného intervalu, predstavujúceho prirodzenú variáciu jeho hodnôt. Cieľové hodnoty môžu mať horný aj dolný limit, tzn. že dosiahnutá hodnota by mala spadať do rozmedzia ±1 štandardná odchýlka (SD) od priemeru; alebo sa pre niektoré charakteristiky stanoví len minimum (dosiahnutá hodnota by mala byť ≥ priemer – 1 SD) alebo maximum (dosiahnutá hodnota by mala byť ≤ priemer + 1 SD). Konkrétne hodnoty sú na rozhodnutí zodpovedného tímu manažérov, aby zvolili najvhodnejšiu mieru rozptylu pri nastavení cieľových hodnôt (napr. v rozsahu ± 1 alebo 2 SD z priemeru, 20. a 80. percentily, atď.) a to sa môže pomedzi daných 32 parametrov líšiť (Richter at al., 1997).

Z výberu parametrov v tejto metóde je zrejmé, že sa zaoberá nielen minimálnymi hodnotami prietokov, ale aj maximálnymi, ako aj ich viacdennými priemermi a sezónnosťou ich výskytu.

Záver

Usmernenie o ekologických prietokoch (Guidance document, 2015) publikované v rámci pracovnej skupiny WG Eflow (CIS) odporúča rôzne typy metód pre stanovenie vhodných ekologických prietokov, pričom sa zdôrazňuje, že sa nemá týkať len minimálnych limitov prietokov, ale aj ovplyvňovaniu veľkých prietokov a celkového hydrologického režimu. Ako cenovo a časovo dostupnejšie sa uvádzajú metódy hydrologické, ale odporúča sa v ďalšej fáze zapojiť aj hodnotenia prepojenia hydrologických zmien s dopadom na biotu. Pre hydrologické metódy sa odporúča ako vstup minimálne 20-ročný rad monitorovaných prietokov z predchádzajúceho obdobia. Slovensko v tomto smere má pre použitie hydrologických metód k dispozícii výsledky dlhodobého monitoringu povrchových vôd.

Na Slovensku sú limitné hodnoty stanovené v prevažnej miere ako limity minimálnych hodnôt (napr. minimálny bilančný prietok (MQ), minimálny zostatkový prietok, minimálny (zaručený, sanitárny) prietok pod vodnou stavbou, M-denné prietoky (väčšinou sa jedná o Q_{355d} a Q_{364d}), využiteľné množstvo povrchovej vody a minimálny potrebný prietok). Nižšie % hodnoty MQ vzhľadom ku Q_a (menej ako 10%) sa vyskytujú až v 56% bilančných profiloch, odpovedajú však prirodzene sa vyskytujúcim hodnotám malých prietokov (Q_{364d}) v týchto lokalitách (povodiach). Diskutabilná ostáva teda otázka dĺžky obdobia, počas ktorého by sa malo pripúšťať zníženie prirodzených prietokov na úroveň takéhoto minimálneho limitu. Túto otázku navrhujeme v ďalšom období sa pokúsiť riešiť otestovaním metódy RVA (odporúčanou Usmernením), ktorá by v rámci výstupov poskytla aj podklady pre návrh opatrení na reguláciu väčších prietokov (jarný odtok) a celkového režimu prietokov na tokoch ovplyvnených ľudskou činnosťou. Ďalšou kapitolou potom bude nastavenie vhodných opatrení na dosiahnutie prijateľného kompromisu medzi dosiahnutím nastavených cieľových hodnôt a ekonomickým dopadom navrhnutých opatrení.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a výskumu prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0089-12.

Literatúra

EC, CIS Guidance document n°31 – Ecological flows in the implementation of the Water Framework Directive, Technical Report, 2015.

Richter B D., J.V. Baumgartner, R. Wigingtony D.P. Braun(1997): "How much water does a river need?" Freshwater Biology 37, 231-249.

Sánchez, R. and G. Schmidt (2012): Environmental flows as a tool to achieve the WFD objectives. Study for the European Commission.

Blaškovičová L. a kol. (2014): Podklady pre Vodný plán Slovenska, 2. cyklus, časť Ekologické prietoky, 2014.

Vyhláška Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky č. 457/2005, z 12. septembra 2005, ktorou sa ustanovujú podrobnosti o náležitostiach manipulačného poriadku vodnej stavby.

MINIMUM BALANCE DISCHARGE IN RELATION TO ECOLOGICAL FLOWS

The provisions of WFD obtain an acknowledgment about the role of water quantity and hydrological regime in the support of aquatic ecosystems. The working group Eflow in the framework of CIS has elaborated the Guidance document Ecological flows in the implementation of the Water Framework Directive, published in the beginning of 2015 (Guidance document, 2015), which should help the member states in the selection and implementation of the appropriate methods for determination of eflows.

In the legislation of Slovak Republic there are defined several hydrological characteristics, which can indicate the risk of water scarcity in the surface waters, caused both by natural and anthropogenic factors. Among these discharge characteristics there are: minimum balance discharge (MQ), minimum residual flow, minimum (guaranteed, sanitary) discharge bellow water structure, M-day discharges (especially Q355d and Q364d), available water amount, minimum needed discharge, etc. MQ is the balance value, used in Water Resource Balance, with character of primarily guaranteed demands on water resources in terms of protecting the natural environment. It represents the conservation of the conditions for the biological balance of the stream and its close surroundings and allows the common use of water, it means those not requiring the permission by water authorities.

According to the analyses, the values of MQ in the 137 profiles of Water Resource Balance may seem to be relatively low (relative values MQ/Q_a (%), where Q_a is the mean long-term discharge in 56% of profiles are lower than 10%), however these values corresponds with natural occurrence of the low flow values (Q_{364d}) in these localities.

The Guidance on Eflows, however, highlights the fact, that the ecological flows have to cover not only minimum values, but the maximum discharges and hydrological regime as well.

The question of timing of low flows as well as analyses of high flow parts of ecological flows we would like to try to solve by testing the methodology RVA (Range of Variability Approach) than Richter at al., (1997) recommended in Guidance. This method based on setting the RVA targets on the base of analyses of 32 hydrological characteristics in the dataset of at least 20-year monitoring in natural (less altered) conditions, covering minimum and maximum values of discharges as well as their duration and seasonality.

The next step then will need the setting of the appropriate measures to obtain the acceptable compromise between reaching the target values and the economic consequences of the measures.

Blaškovičová Lotta, Ing., PhD.
Melová Katarína, Mgr., PhD.
Danáčová Zuzana, Ing., PhD.
Lovásová Ľubica, Ing.
Šimor Viliam, Ing., PhD.
Poórová Jana, Ing., PhD.
SHMÚ
Jeséniova 17
833 15 Bratislava
Tel.: 02/559415 274
Fax: 02/59415 393
E-mail: lotta.blaskovicova@shmu.sk
katarina.melova@shmu.sk
zuzana.danacova@shmu.sk
lubica.lovasova@shmu.sk
viliam.simor@shmu.sk
jana.poorova@shmu.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 31 - 36

K STANOVENIU N – ROČNÝCH MAXIMÁLNYCH PRIETOKOV PRE VODNÉ TOKY S MALÝMI POVODIAMI

Matúš Jakubis

Príspevok sa zaoberá stanovením N - ročných maximálnych prietokov vo vodných tokoch s malými povodiami: Hučava, Hutná a Kamenistý potok v geomorfologickom celku Poľana. Sú porovnané hodnoty N - ročných maximálnych prietokov stanovené SHMÚ s hodnotami výpočítanými vzorcom akademika Duba. Vzhľadom na rozdielne rozlohy povodí vodných tokov boli porovnané maximálne špecifické odtoky $q_{max, N}$, ktoré boli stanovené výpočtom. Napriek niektorým rovnakým, alebo veľmi podobným prírodným charakteristikám povodí (index hydrogeologického charakteru povodia, dlhodobý priemerný ročný úhrn zrážok), sú hodnoty maximálneho špecifického odtoku q_{max100} stanovené SHMÚ pre vodný tok Hutná v porovnaní s tokmi Hučava a Kamenistý potok významne vyššie. Príčiny uvedeného rozdielu sa snažíme hľadať v predkladanom príspevku. Príspevok sa stručne zaoberá aj odhadmi N – ročných maximálnych prietokov inými metódami.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: N – ročné maximálne prietoky, malé povodia, metódy stanovenia

TO DETERMINATION OF T – YEAR MAXIMUM DISCHARGES FOR WATERCOURSES IN SMALL WATERSHEDS. Abstract: The paper deals with the determination of T – year maximum discharges in watercourses with small watersheds: Hučava, Hutná and Kamenistý in geomorphological unit Poľana. They are compared the values of T – year maximum discharges defined by Slovak Hydrometeorological Institute (SHI) with values calculated according to Academician Dub formula. Given the different watershed areas of watercourses were compared the maximal specific runoffs $q_{max, N}$ which were defined by calculation. Despite some of the same or very similar natural characteristics of the watersheds (index of hydrogeological character of the watershed, total long – term mean of annual precipitation) are the values of maximal specific runoff q_{max100} defined by SHI for the water flow Hutná compared to water flows Hučava and Kamenistý significantly higher. The causes of this difference, we are trying to search in the present paper. The article briefly deals with the estimation of T – years maximum discharges by other methods,too.

KEY WORDS: T – year maximum discharges, small watersheds, methods of determination

Úvod

V špecifickej lesníckej melioračnej a stavebnej praxi, najmä v projektovaní diel zahrádzaní bystrín, lesných ciest, protipovodňových a protieróznych opatrení, sa mimoriadne často stretávame s úlohou stanovenia N-ročných maximálnych prietokov pre vodné toky s malými povodiami (najmä bystriny). Máme na mysli predovšetkým činnosti, ktoré súvisia s návrhom kapacity prietokových profilov, s dimenzovaním priečnych objektov v tokoch, ale aj mostov a priepustov na lesných cestách, ako aj iných objektov. Tieto inžinierske diela sú v bystrinách preverované rýchlo sa meniacimi prietokmi a často aj prívalovými povodňami s mimoriadne vysokou a nebezpečnou deštrukčnou silou. Okrem toho sa na lesných pozemkoch stretávame z náročnými prírodnými (terénnymi) danosťami, ktoré sú charakteristické častými zmenami morfológie a stavu terénu. Súčasne si musíme uvedomovať nutnosť zachovania ekologickej stability lesných ekosystémov. Správne stanovenie N – ročných maximálnych prietokov je preto dôležité nielen z hľadiska návrhov rôznych melioračných a stavebných opatrení, ale aj z dôvodov ekologickej, technickej a ekonomickej optimalizácie rôznych objektov vo vodných tokoch, na lesných cestách a ich optimálneho osadenia v lesnej krajine

a v lesných ekosystémoch. V snahe o optimalizáciu smerového a výškového vedenia trasy lesnej cesty v súvislosti s jej osadením do lesného prostredia, resp. lesného ekosystému je nevyhnutné prispôsobiť trasu často sa meniacim podmienkam (bočné doliny s menšími prítokmi, časté križovanie trasy lesnej cesty s vodným tokom atď.). Vzhľadom k tomu sa snažíme hľadať vhodné metódy správneho určenia hodnoty N - ročných maximálnych prietokov, ktoré sú zásadným podkladom pre uvedené návrhy. V lesníckej praxi sa často používa vzorec akademika Duba. V niektorých prípadoch sú používané údaje získané od SHMÚ, alebo z oficiálnych publikácií s hydrologickými údajmi povrchových vôd pre dané povodie. Kohnová (2013) uvádza, že v posledných rokoch prebieha v našej hydrológii prehodnocovanie tradičných metód odhadu návrhových kulminačných prietokov. Problematikou sa u nás zaoberali viaceré práce (Blaškovičová 1998, Kohnová, Szolgay 1995, 2000, 2002, 2003, Valtýni 2001, Szolgay, Kohnová 2003, Szolgay et al. 2003, Szolgay et al. 2005, Solín 2005, Kohnová et al. 2007 a iné). Solín (2005) uvádza, že v súvislosti s odhadom N – ročných maximálnych prietokov má vo vodohospodárskej praxi na Slovensku dlhú tradíciu použitie Dubovho oblastného vzorca, ktorý však nie celkom dobre vyhovuje určeniu Q_{100} pre malé povodia. Autor sa zaoberal stanovením N – ročných maximálnych prietokov pre 34 malých povodí Slovenska na základe regionálnej frekvenčnej analýzy. Uvádza, že medzi najviac používané metódy regionálnej frekvenčnej analýzy patrí metóda indexovej povodne (index flood method). Autor upozorňuje, že pre spoľahlivý odhad N – ročných maximálnych prietokov, najmä s veľkou periódou N, sa vyžaduje, aby bol lokálny údajový súbor primerane dlhý. Spoľahlivý odhad sa frekvenčnou analýzou dosiahne vtedy, ak je pozorovací rad dlhý 5N. Ak N = 100 rokov, na spoľahlivý odhad Q_{100} je potrebný 500 – členný pozorovací rad. Takéto pozorovacie rady sa prakticky nevyskytujú (Solín 2005). Autor poukazuje na skutočnosť, že z konštrukcie oblastného Dubovho vzorca vyplýva, že maximálne prietoky majú charakter maximálnych možných povodní (probable maximum flood), ktorých pravdepodobnosť výskytu na základe frekvenčnej analýzy zodpovedá Q_{1000} a viac. Kohnová (2013) overovala s dobrými výsledkami vhodnosť použitia metódy Gradex, ako alternatívnej metódy na odhad návrhových prietokov s malou pravdepodobnosťou prekročenia na 27 malých a stredných povodiach horného Hrona (rozlohy povodí boli v rozpätí od S_p= 6,5 km^2 do 1766,48 km^2).

Materiál a metódy

V príspevku analyzujeme stanovenie N – ročných maximálnych prietokov pre tri vodné toky (bystriny) v geomorfologickom celku Poľana: Hučava, Hutná a Kamenistý potok. Výber uvedených tokov vyplynul z viacerých dôvodov, medzi ktoré patria:

- viacročné priame merania prietokov vo vodomerných staniciach, ktoré uskutočňuje SHMÚ,
- dostupné údaje o maximálnych N – ročných maximálnych prietokoch publikované SHMÚ (Šipikalová, Podolinská 2007),
- existujúce podrobné spracovanie morfologických, pedologických, hydrologických, vegetačných a ďalších charakteristík analyzovaných tokov a povodí (Jakubis 2008),
- viaceré rovnaké alebo veľmi podobné prírodné charakteristiky povodí.

Charakteristiky skúmaných tokov a povodí obsahujú Tab. 1 až Tab. 3.

Tabuľka 1. Základné charakteristiky analyzovaných povodí a tokov – časť 1
Table 1. Basic characteristics of analyzed watersheds and watercourses - part 1

Vodný tok	Profil (km)	S_p (km^2)	S_ℓ (km^2)	ℓ (%)	$H_{minp,t}$ (a.s.l.)	H_{maxp} (a.s.l.)	ΔH_p (m)	H_{maxt} (a.s.l.)	ΔH_t (m)
Hučava	13,80	41,45	33,92	81,8	523	1458	935	1285	762
Hutná	3,70	38,99	19,97	51,2	453	1277	824	1112	659
Kamenistý	11,60	48,86	44,10	90,3	656	1333	677	985	329

Vysvetlivky k Tab. 1: S_p – plocha povodia (km^2); S_ℓ – zalesnená plocha povodia (km^2); l - lesnatosť povodia (%); $H_{minp,t}$ – minimálna výška povodia a toku - uzavierajúci profil povodia (m n. m.); H_{maxp} – maximálna nadmorská výška povodia (m n. m.) ΔH_p –absolútny spád povodia (m); H_{maxt} – výška prameňa (m n. m.); ΔH_p - absolútny spád toku (m).

Tabuľka 2. Základné charakteristiky analyzovaných povodí a tokov – časť 2
Table 2. Basic characteristics of analyzed watersheds and watercourses - part 2

Vodný tok	L_t (km)	L_u (km)	B_p (km)	ϕI_t (%)	ϕI_{pov} (%)	ϕH_{pov} (m n. m.)	š : d (-)
Hučava	12,32	13,00	3,19	6,18	28,0	947	1:4,08
Hutná	11,70	11,83	3,30	3,88	26,2	872	1:3,58
Kamenistý	14,79	15,5704_	3,14	2,22	16,8	907	1:4,96

Vysvetlivky k Tab. 2: L_t – dĺžka toku (km); L_u – dĺžka údolnice (km); B_p – stredná šírka povodia (km); ϕI_t – priemerný sklon toku (%); ϕI_{pov} – stredný sklon svahov povodia (%); ϕH_{pov} – priemerná nadmorská výška povodia (m n. m.), š : d – pomer šírky ku dĺžke povodia (-)

Tabuľka 3. Hydrologické charakteristiky experimentálnych povodí
Table 3. Hydrologic characteristics of experimental watersheds

Vodný tok	S_p (km^2)	$\overline{Z}$ (mm)	T (^oC)	$\overline{O}$ (mm)	$\overline{E}$ (mm)	Q_a (m^3s^{-1})
Hučava	41,45	894	4,6	490	404	0,644
Hutná	38,99	862	4,9	450	412	0,557
Kamenistý	48,86	875	4,8	466	409	0,721

Vysvetlivky k Tab. 3: $\overline{Z}$ - dlhodobý priemerný ročný zrážkový úhrn (mm); T – priemerná ročná teplota v povodí (^oC); $\overline{O}$ - odtoková výška (mm); $\overline{E}$ - celková evaporácia (mm); Q_a – priemerný dlhodobý ročný prietok (m^3s^{-1}).

Výsledky

Hodnoty N – ročných maximálnych prietokov, ktoré uvádzajú Šipikalová, Podolinská (2007) a hodnoty N – ročných maximálnych prietokov, ktoré boli vypočítané podľa Duba pre jednotlivé vodné toky, sú uvedené v Tab. 4. Po prepočítaní na jednotkové maximálne špecifické odtoky sú tieto hodnoty uvedené v Tab. 5. Grafické porovnanie udajov je znázornené na Obr. 1.
Z výsledkov v Tab. 5 vyplýva, že pokiaľ rozdiely medzi hodnotami maximálnych špecifických odtokov $_{qmax100}$ pre toky Hučava a Kamenistý potok stanovenými SHMU a vypočítanými Dubovým vzorcom nie sú výrazné (Hučava $\Delta q_{100} = 0{,}104$ $m^3.s^{-1}.km^{-2}$, Kamenistý potok $\Delta q_{100} = 0{,}090$ $m^3.s^{-1}.km^{-2}$), tento rozdiel pre vodný tok Hutná predstavuje $\Delta q_{100} = 0{,}466$ $m^3.s^{-1}.km^{-2}$ čo znamená štvor, resp. päťnásobok. To znamená pri rozlohe povodia Hučava $S_p = 41{,}45$ km^2, že rozdiel hodnôt Q_{max} resp. Q_{100} pre celé povodie je 4,31 $m^3.s^{-1}$. Pre povodie Kamenistý potok s rozlohou povodia $S_p = 48{,}86$ km^2 je rozdiel hodnôt Q_{max} resp. Q_{100} pre celé povodie 4,40 $m^3.s^{-1}$. Rozdiel Q_{max} resp. Q_{100} pre vodný tok Hutná predstavuje pre celú rozlohu povodia $S_p = 38{,}99$ km^2 až 18,95 $m^3.s^{-1}$.
Šipikalová, Podolinská (2007) uvádzajú, že na odhad hodnôt vo vodomerných staniciach s dostatočne dlhým radom pozorovaní sa používajú štatistické metódy, pre profily s nedostastočnými radmi alebo bez pozorovania sa používa regionálna typizácia. Autorky uvádzajú, že pre územie Slovenska bol vybratý nelineárny regresný vzťah:

$$q_{max100} = b_1 * P_{31\text{-}80} \wedge b_2 * (\log(A)) \wedge b_3 * F \wedge b_4 * HG_{CHAR} \wedge b_5 \quad (m^3.s^{-1}.km^{-2}) \qquad (1)$$

kde
$P_{31\text{-}80}$ - dlhodobý priemerný ročný úhrn zrážok SHMÚ (mm); pre jednotlivé povodia sú rozdiely v týchto hodnotách relatívne malé (povodie Hučava 937 mm; povodie Hutná 922 mm; povodie Kamenistý potok 910 mm),
A - plocha povodia (km^2),
F - lesnatosť (%),
HG_{CHAR} - index hydrogeologického charakteru povodia (-), ktorý má pre analyzované povodia rovnakú hodnotu (povodia spadajú do oblasti 7).

Zaujala nás odpoveď na otázku, čo spôsobilo významne rozdielne (vyššie) hodnoty maximálneho špecifického odtoku pre vodný tok Hutná. Na prelome júla a augusta 2002 sa po intenzívnej krátkodobej lokálnej búrke v povodí toku Hutná vyskytla povodeň, počas ktorej bol zaznamenaný prietok $Q = 64$ $m^3.s^{-1}$, (resp. v júli 1999 to bolo 52,39 $m^3.s^{-1}$). Predpokladáme, že relatívne vysoká hodnota $Q_{100} = 70$ $m^3.s^{-1}$ pre vodný tok Hutná stanovená, resp. odporúčaná SHMÚ, môže byť prevdepodobne odvodená z uvedeného prietoku, ktorý bol považovaný za približne 100 – ročný prietok. Domnievame sa však, že prietok 64 $m^3.s^{-1}$ mohol predstavovať aj prietok vyšší, ako Q_{100}. Ďalšou domnienkou je, že tento rozdiel by mohol byť zapríčinený nízkou lesnatosťou povodia Hutná (51,2%) v porovnaní s lesnatosťou povodia Hučava (81,8%) a Kamenistý potok (90,3%). V tomto prípade sa mohol vplyv nízkej lesnatosti prejaviť veľmi výrazne a hodnota $Q_{100} = 70$ $m^3.s^{-1}$, stanovená SHMÚ pre vodný tok Hutná, by mohla byť blízka reálnej. Jednou z možných príčin rozdielu (okrem významne rozdielnej lesnatosti povodia) môže byť aj veľká variabilita hydrickej účinnosti, resp. kvality lesných ekosystémov, alebo rozdielna nasýtenosť povodia predchádzajúcimi zrážkami. Za istých predpokladov, resp. podmienok, môže mať určitý vplyv na rozdiely v maximalnych špecifických odtokoch uvedených povodí aj tvar povodia, ktorý však v analyzovaných povodiach nie je veľmi výrazný. V povodí Hutnej sme zistili najnižší pomer šírky ku dĺžke povodia (1:3,58); tento pomer pre povodie Hučavy predstavuje 1:4,08, pre povodie Kamenistého potoka 1:4,96. Zhodnotenie vplyvu jednotlivých faktorov na výšku maximálneho špecifického odtoku v uvedených povodiach nemôže byť jednoznačné a preto je potrebné venovať sa tejto problematika maďalej. V takýchto prípadoch by bolo vhodné na odhad N – ročných maximálnych prietokov použiť na

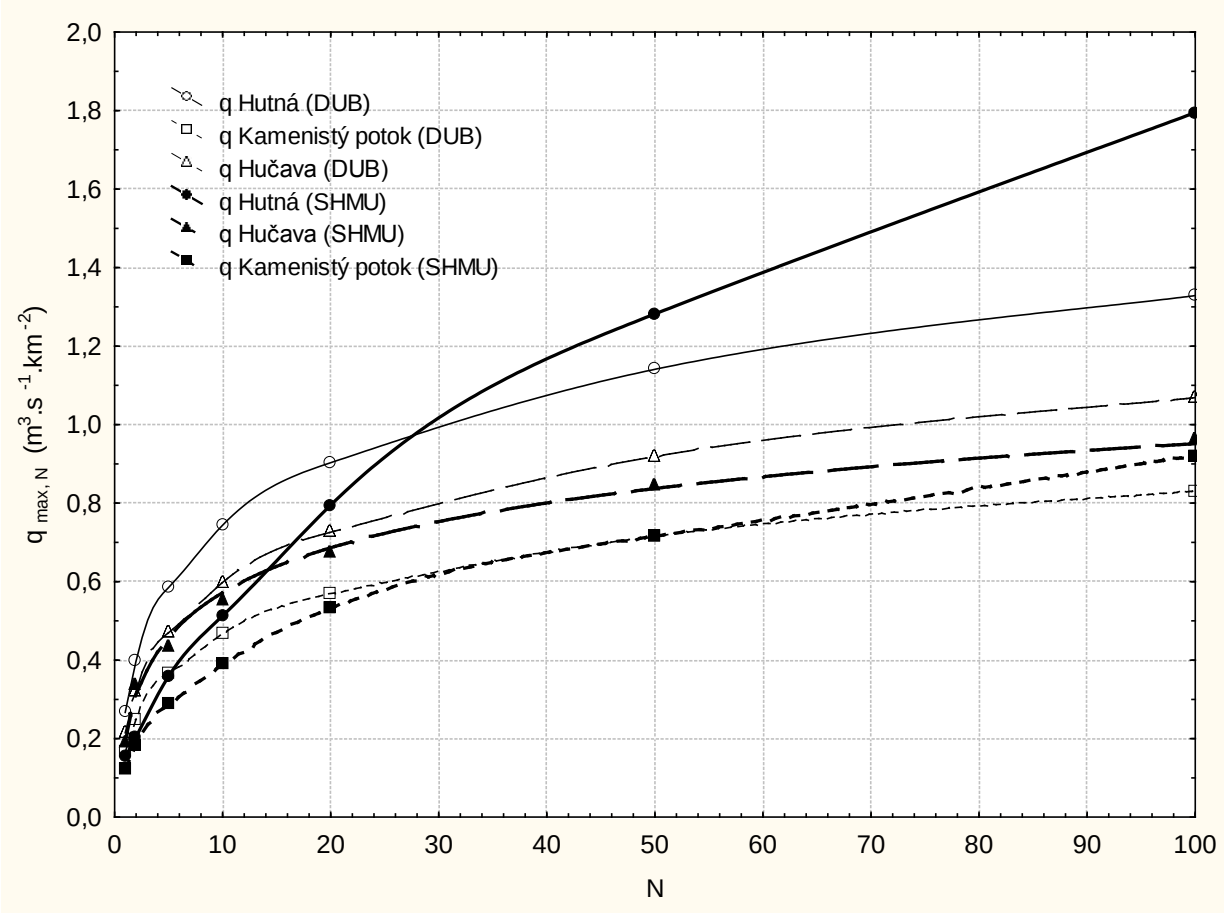
porovnanie aj iné metódy, napr. metódu Gradex (Kohnová 2013), alebo metódu regionálnej frekvenčnej analýzy (Solín 2005, Kohnová, Szolgay 2003), ktoré boli overované aj v podmienkach SR.

Tabuľka 4. N – ročné maximálne prietoky podľa SHMU/Dubovho vzorca
Table 4. T – yerar maximum discharges by SHI (SHMU)/Dub formula

Vodný tok	Q_1 ($m^3.s^{-1}$)	Q_2 ($m^3.s^{-1}$)	Q_5 ($m^3.s^{-1}$)	Q_{10} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{20} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{50} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{100} ($m^3.s^{-1}$)
Hučava	8/8,9	14 /13,3	18/19,5	23/24,8	28/30,1	35/38,1	40/44,3
Hutná	6/10,4	8/15,5	14/22,8	20/29	31/35,2	50/44,5	70/51,8
Kamenistý	6/8,1	9/12,2	14/17,9	19/22,8	26/27,6	35/35	45/40,6

Tabuľka 5. Maximálne špecifické odtoky podľa SHMU/Dubovho vzorca
Table 5. Maximal specific runoffs by SHI (SHMU)/Dub formula

Water flow	$q_{max, N}$ ($m^3.s^{-1}.km^{-2}$)						
	q_1	q_2	q_5	q_{10}	q_{20}	q_{50}	q_{100}
Hučava	0,193 0,215	0,338 0,321	0,434 0,470	0,555 0,598	0,679 0,726	0,844 0,919	0,965 1,069
Hutná	0,153 0,267	0,205 0,398	0,359 0,585	0,513 0,744	0,795 0,903	1,282 1,141	1,795 1,329
Kamenistý	0,123 0,166	0,184 0,250	0,287 0,366	0,389 0,467	0,532 0,569	0,716 0,716	0,921 0,831



Obr. 1. Maximálne špecifické N – ročné odtoky v analyzovaných povodiach.
Fig. 1. Maximal specific T – year runoffs in analyzed watersheds.

Záver

Autori, ktorí sa zaoberajú odhadmi N – ročných maximálnych prietokov, sa jednoznačne stotožňujú v názore, že táto úloha je v hydrológii jednou z najdôležitejších a detailnejší výskum v tejto problematike musí pokračovať. Podobne dôležitou úlohou je aj kvantifikácia potenciálnej a reálnej hydrickej účinnosti lesných ekosystémov, ktorá môže byť, najmä v súvislosti s intenzívnymi lokálnymi prívalovými zrážkami, často nadhodnocovaná, resp. preceňovaná. Vzhľadom na významnú rozlohu lesných pozemkov v SR, ktorá predstavuje 41% rozlohy štátu a mimoriadnu variabilitu hydrickej účinnosti lesných ekosystémov je riešenie tejto úlohy tak isto veľkou výzvou pre budúcnosť. Malé povodia, ktoré sú situované v najvyššie položených častiach veľkých povodí, sú často územiami, kde sa povodne začínajú vytvárať. Aj keď si uvedomujeme, že povodniam sa nedá zabrániť, z hľadiska zabezpečenia zníženia miery rizika a škodlivosti povodní je potrebné integrované protipovodňové opatrenia riešiť už v týchto územiach. V Slovenskej republike sú malé horské povodia súčasťou veľkoplošných chránených území, v ktorých nie je možné z hľadiska ekologickej stability krajiny využívať niektoré druhy technických protipovodňových opatrení. Aj preto zostáva hydrologická funkcia lesných ekosystémov v súvislosti s ochranou krajiny pred povodňami stále aktuálna.

Literatúra

Blaškovičová, L. (1998): Problémy pri stanovení hodnôt N – ročných prietokov. Práce a štúdie SHMÚ, 59, 59-66.

Dublan, L., Jánošová, J. (1991): Geological structure of the caldera of Poľana. Museum of Central Slovakia in Banská Bystrica: 19-38. (in Slovak)

Jakubis, M. (1999): Runoff characteristics of streams in the Protected Landscape area – Biosphere Reserve Poľana. Journal of Forest Science, **45:** 467-480. (in Slovak)

Jakubis, M. (2008): Výskum závislostí regionálnej hydraulickej geometrie na príklade vodných tokov CHKO BR Poľana. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, 116 s.

Kohnová, S., Szolgay, J. (1995): K používaniu Dubovho vzorca pre výpočet maximálneho storočného špecifického odtoku na malých povodiach Slovenska. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 43, 3-27.

Kohnová, S., Szolgay, J. (2000): Regional estimation of design flood discharges for river restoration in mountainous basins of northern Slovakia. In: Marsalek, J., Watt, W. E., Zeman, E., Sieker, F. (eds.): Flood Issues in Contemporary Water Management. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 41-47.

Kohnová, S., Szolgay, J. (2002): Practical applicability of regional methods for design flood computation in Slovakia. In: Spreafico, M., Weingartner, R. (eds.): International Conference on Flood Estimation, Proceedings. Bern: International Commission for the Hydrology of the Rine basin, CHR Report II-17, 529-539.

Kohnová, S., Szolgay, J. (2003): Regional estimation of the index flood and the standard deviation of the summer floods in the Tatry mountains. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 51, s. 241-255.

Kohnová, S., Szolgay, J., Hlavčová, K., Gaál, I. (2007) Nové metódy priameho odhadu návrhových prietokov a zrážok pre dimenzovanie vodohospodárskych stavieb z dostupných pozorovaní. ESF SvF č. 20, Bratislava: STU v Bratislave, 92 s.

Kohnová, S. (2013): Testovanie mrtódy Gradex pre odhad N – ročných maximálnych prietokov vo vybraných staniciach povodia Horného Hrona. Acta Hydrlologica Slovaca (1), s. 218-224.

Solín, L. (2005): Floods: size estimate for small basins of Slovakia by the method of regional frequency analysis. Geografický časopis, **57:** 287-307. (in Slovak)

Šipikalová, H., Podolinská, J. (2007): Hydrologic characteristics of surface water of Biosphere Reserve UNESCO Poľana. In: Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M. (eds.): Bioclimatology and Natural Hazards. Technical University in Zvolen, 6 p. (in Slovak)

Szolgay, J., Kohnová, S. (2003): O možnostiach normovania metód výpočtov maximálnych prietokov pre protipovodňovú ochranu. In: Ekotechnika, BNratislava, s. 78-85.

Szolgay, J., Hohnová, S., Hlavčová, K. (2003): Ilustrácia neistoty určovania N – ročných maximálnych prietokov Dunaja v Bratislave. In: Lukáč, M., Podkonický, L. (eds.): Ochrana pred povodňami a bezpečnosť vodných stavieb. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Štiavnica: Slovenský vodohospodársky podnik, š. p., s. 7-13.

Szolgay, J., Parajka, J., Kohnová, S.,, Hlavčová, K., Lapin, M., Faško, P. (2005): Testing of mapping approaches for estimation of 100-year maximum daily precipitation totals in the upper Hron river basin. In: Contributions to nGeophysics and Geodesy, Vol. 37, No. 3, p. 225-246.

Valtýni, J. (2001): Lesy a povodne. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, 46 s.

TO DETERMINATION OF T – YEAR MAXIMUM DISCHARGES FOR WATERCOURSES IN SMALL WATERSHEDS

The paper deals with the determination of T – year maximum discharges in watercourses with small watersheds: Hučava, Hutná and Kamenistý in geomorphological unit Poľana. The characteristics of these watersheds and watercourses are in Tables 1 – 3. They are compared the values of T – year maximum discharges $q_{max, N}$ defined by Slovak Hydrometeorological Institute (SHI) with values which were calculated according to Academician Dub formula. Given the different watershed areas of watercourses were compared the maximal specific runoffs $q_{max,T}$ which were defined by calculation. Despite some of the same or very similar natural characteristics of the watersheds (index of hydrogeological character of the watershed, total long – term mean of annual precipitation) are the values of maximal specific runoff q_{max100} defined by SHI for the water flow Hutná compared to water flows Hučava and Kamenistý significantly higher. The differences between data of SHI and data calculated by Dub formula are in the Tables 4 and 5, a graphical presentation is shown in Figure 1. The results show that the differences between values of maximal specific runoffs $q_{max, N}$ by SHI and calculated by Dub formula for water flows Hučava a Kamenisty are not significant (Hučava $\Delta q_{100} = 0.104$ $m^3. s^{-1}. km^{-2}$, Kamenistý $\Delta q_{100} = 0.090$ $m^3. s^{-1}. km^{-2}$), the difference for Hutná is $\Delta q_{100} = 0.466$ $m^3. s^{-1}. km^{-2}$, it is four (five) times more. The difference of T – year maximum discharges $Q_{max} = Q_{100}$ for Hučava (watershed area $S_p = 41.45$ km^2) is 4.31 $m^3.s^{-1}$, for Kamenistý (watershed area of $S_p = 48.86$ km^2) it is 4.40 $m^3.s^{-1}$ and for Hutná (watershed area $S_p = 38.99$ km^2) it is to 18.95 $m^3.s^{-1}$. At the turn of July and August 2002 after an intense short term local storm in the watershed Hutná flood occurred during which was recorded the discharge of Q = 64 $m^3.s^{-1}$ (in July 1999 it was 52.39 $m^3.s^{-1}$) . We expect that the relatively high value of $Q_{100} = 70$ $m^3.s^{-1}$ for watercourse Hutná by SHI can most likely be based on that flow, which was considered about 100 – year discharge. We believe, however, that the discharge of 64 $m^3.s^{-1}$ could represent the discharge of greater than Q_{100}. Another assumption is that the difference could be caused by low forest coverage of watershed Hutná (only 51.2%) compared with the forest coverage of watershed Hučava (81.8%) and Kamenistý (90.3%). One possible reason for the difference could be also a large variability of hydrological efficiency of forest ecosystems in the watersheds, and also in connection with the real saturation of watershed after previous rainfall. The article briefly deals with the estimation of T – years maximum discharges by other methods (Gradex, Regional frequency analysis - Index flood method),too.

Matúš Jakubis, prof. Ing. PhD.
Technická univerzita vo Zvolene
T. G. Masaryka 24
960 53 Zvolen
Tel.: +42145 5206272
E-mail: jakubis@tuzvo.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 37 - 44

ODVOZENÍ ZÁKLADNÍCH HYDROLOGICKÝCH ÚDAJŮ ZA REFERENČNÍ OBDOBÍ 1981–2010

Ladislav Budík, Petr Šercl, Pavel Kukla

M-denní průtoky patří dle normy ČSN 75 1400 „Hydrologické údaje povrchových vod“ mezi základní hydrologické údaje a pro libovolný profil říční sítě jsou poskytovány Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ). Do konce roku 2012 byly veřejnosti poskytovány hodnoty *M*-denních průtoků odvozené za referenční období 1931–1980. Od roku 2013 ČHMÚ poskytuje dlouhodobou průměrnou roční výšku srážek na povodí, dlouhodobý průměrný průtok a *M*-denní průtoky za nové referenční období 1981–2010. Při výpočtech bylo oproti předchozímu zpracování možné využít podstatně širší datové základny ze sítě vodoměrných stanic. Do výpočtů byly rovněž začleněny dostupné údaje o antropogenním ovlivnění průtokového režimu. Podstatné úpravy doznala i metodika výpočtu, např. pro teoretické rozdělení *M*-denních průtoků bylo použito logaritmicko-normální rozdělení s pěti parametry (LN5).

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: základní hydrologické údaje, dlouhodobý průměrný průtok, *M*-denní průtoky

DERIVATION OF BASIC HYDROLOGICAL DATA FOR REFERENTIAL PERIOD 1981–2010. Catchment area, long-term annual precipitation depth on a catchment, long term annual flow and *M*-day discharges belong to basic hydrological data and have always been derived for a specific reference period. Czech hydrometeorological institute (CHMI) provides basic hydrological data for any river site. Till the end of year 2012 these data had been provided for reference period 1931–1980. The need to provide more representative data taking into account changes in hydrological regime of rivers in last decades forced the hydrologists in CHMI to derive data for new reference period 1981–2010. New methodological approaches have been developed for this purpose. The most important change lays in incorporation of data causing anthropogenic affection of hydrological regime of rivers, e.g. water withdrawal, waste water draining, water reservoirs influence etc.

KEY WORDS: basic hydrological data, long-term annual flow, *M*-day discharges

Úvod

Dle normy ČSN 75 1400 „Hydrologické údaje povrchových vod“ poskytuje Český hydrometeorologický ústav jako pověřená odborně způsobilá právnická osoba (dále ČHMÚ) pro libovolný profil říční sítě v ČR tzv. Základní hydrologické údaje. Mezi základní hydrologické údaje patří:

a) plocha povodí *A*,
b) dlouhodobá průměrná roční výška srážek na povodí P_a,
c) dlouhodobý průměrný průtok Q_a,
d) *M*-denní průtoky Q_{Md} nebo *p*-procentní denní průtoky $Q_{p\%d}$,
e) *N*-leté (maximální) průtoky Q_N.

Plocha povodí *A* je stanovována dle aktuálně platných digitálních topografických mapových podkladů (ZABAGED) s využitím průběžně aktualizované datové vrstvy rozvodnic.

Odvození ostatních základních hydrologických údajů vždy vychází z dlouhodobého pozorování hydrologických a klimatologických veličin ve státem zřizovaných staničních sítích pozorovacích objektů. Časové řady hydrologických veličin jsou statisticky zpracovány a pomocí stanovených metodických postupů jsou jejich statistické charakteristiky extrapolovány do nepozorovaných profilů.

Tento článek se zabývá odvozením dlouhodobé průměrné roční výšky srážek na povodí, dlouhodobého průměrného průtoku a *M*-denních průtoků. Společné pro tyto

údaje je to, že jsou stanovovány za předem určené referenční období. Jako referenční období bylo vybráno období 1981–2010. Důvody pro odvození nových základních hydrologických dat jsou následující:

- Při zpracování dat bylo možné využít podstatně širší datovou základnu s vyhodnocenými průměrnými denními průtoky ze sítě vodoměrných stanic.
- Do zpracování bylo možné začlenit dostupné údaje o ovlivnění přirozeného průtokového režimu odběry vod, vypouštěním odpadních vod či manipulacemi na vodních dílech.
- Při výpočtech bylo možné využít nástroje GIS a aktuální datové vrstvy GIS: vrstva rozvodnic základních hydrologických povodí měřítka 1:10 000 a další datové GIS vrstvy (výškopis, Corine Land Cover, hydrogeologie, atd.).
- V ČHMÚ byly vyvinuty nové matematicko-statistické metody pro odvození *M*-denních průtoků v nepozorovaných profilech, které byly spolu s aktualizovanými matematicko-statistickými nástroji aplikovány ve výpočtech hydrologických charakteristik.
- Vlastnímu zpracování *M*-denních průtoků předcházela podrobná verifikace časových řad průměrných denních průtoků v jednotlivých vodoměrných stanicích, kde byl důraz kladen především na období s minimálními průtoky.
- Data za nové referenční období by měla být reprezentativnější z hlediska stávajícího hydrologického režimu vodních toků.

Metodika zpracování

Dlouhodobá průměrná roční výška srážek na povodí

Dlouhodobá výška srážek na povodí se určuje nástroji GIS. Vypočte se překryvem polygonové vrstvy rozvodnic přes rastrovou vrstvu srážek. Odvození rastru dlouhodobých ročních úhrnů srážek s využitím maxima dostupných údajů bylo jedním z hlavních cílů zpracování. Vzhledem k tomu, že zpracování těchto dat probíhalo v době, kdy se předpokládalo referenční období 1961–2005, byl rastr odvozen pro toto referenční období a pro období 1981–2010 byla následně provedena jeho verifikace.

Pro zpracování rastru dlouhodobých ročních úhrnů srážek za období 1961–2005 byla použita data naměřená ve srážkoměrných a klimatologických stanicích: 1) měsíční úhrny z databáze ČHMÚ CLIDATA za období 1961–2005, 2) měsíční úhrny za období 1961–2005 z území SRN z příhraniční oblasti, 3) měsíční úhrny za období 1961–2005 z rakouských meteorologických stanic z příhraniční oblasti, 4) denní úhrny za období 1971–2005 z rakouských meteorologických stanic z příhraniční oblasti, 5) dlouhodobé roční úhrny za období 1971–2000 z území Polska z příhraniční oblasti, 6) měsíční srážkové úhrny za období 1921–1960.

Časové řady měsíčních (denních) srážek byly ve všech stanicích převedeny na řady ročních úhrnů. Zároveň došlo k doplnění chybějících hodnot v časových řadách ročních úhrnů a následně odvození průměrného ročního srážkového úhrnu (dále P_a) za příslušné období v každé stanici.

Bodová data dlouhodobých ročních úhrnů za období 1961–2005 byla interpolována do rastrové vrstvy metodou orografické interpolace, která byla vyvinutá v ČHMÚ (Šercl, 2008). Jako podklad byl použit rastr nadmořských výšek terénu v kroku 1x1 km shlazený v okolí 3x3 km.

Základem pro odvození rastru ročních průměrných srážek za období 1981-2010 se stal rastr ročních průměrných srážkových úhrnů za období 1961–2005. Vzhledem k tomu, že plošné rozložení srážkových úhrnů zůstává v čase relativně dosti podobné a mezi obdobími 1921–1960 a 1961–2005 nebyla zjištěna výrazná změna rozložení (dlouhodobé úhrny srážek se příliš nemění), byla pro odvození výsledného rastru za období 1981–2010 použita jednoduchá metoda spočívající ve výpočtu rastru korekčních koeficientů na základě porovnání ročních hodnot P_a ve vybraných stanicích za období 1961–2005 a 1981–2010. Výsledný rastr dlouhodobé průměrné roční výšky srážek za období 1981–2010 je zobrazen na Obrázku 1.

Dlouhodobý průměrný průtok

Dlouhodobý průměrný průtok je základní charakteristikou vodnosti daného toku. Ve vodoměrné stanici je určen jako průměr ze všech hodnot denních průtoků za referenční období (1981–2010). Pro odhad v nepozorovaných profilech je využito úzké vazby této charakteristiky (vyjádřené jako odtoková výška R_a v mm) na dlouhodobé průměrné výšce srážek P_a [mm], potenciální evapotranspiraci PET_a [mm] a hydrogeologických podmínkách povodí.

Pro odvození dlouhodobého průměrného průtoku byl použit modifikovaný vzorec Schreibera (1904), publikovaný v článku „Ludovic Oudin, Vazken Andre´assian, Julien Lerat, Claude Michel – Has land cover a signifycant impact on mean annual streamflow? Journal of Hydrology (2008)":

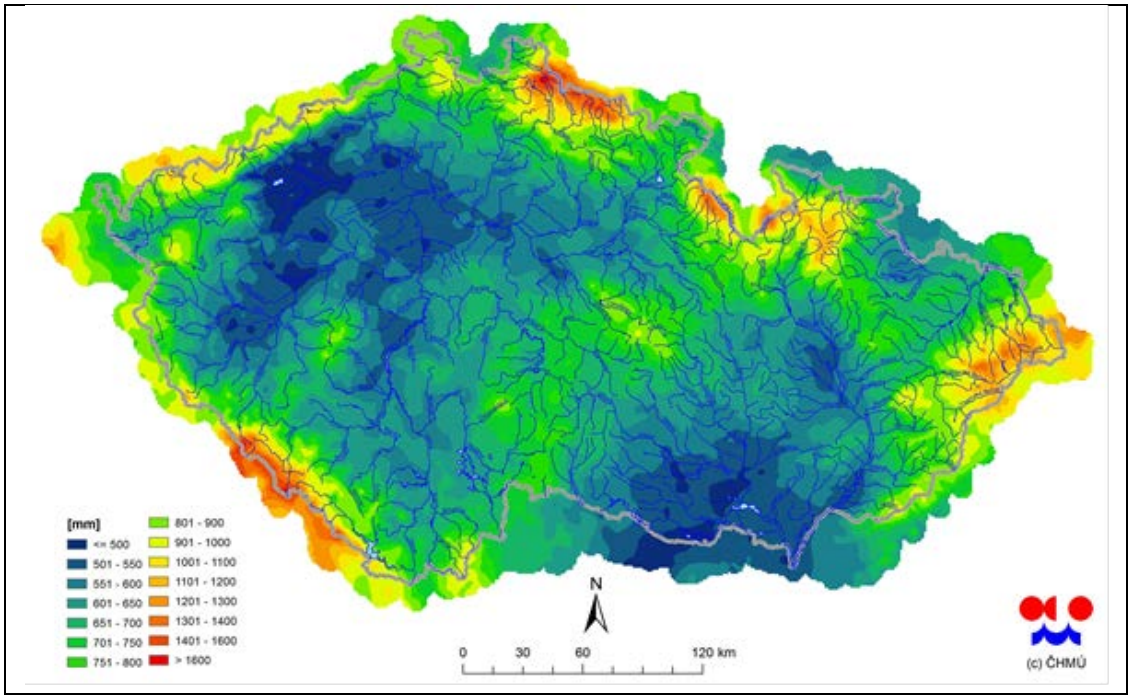
$$\frac{R_a}{P_a} = \frac{1}{e^{b_1 \cdot \left[\frac{PET_a}{P_a}\right]^{b_2}}} \qquad (1)$$

kde

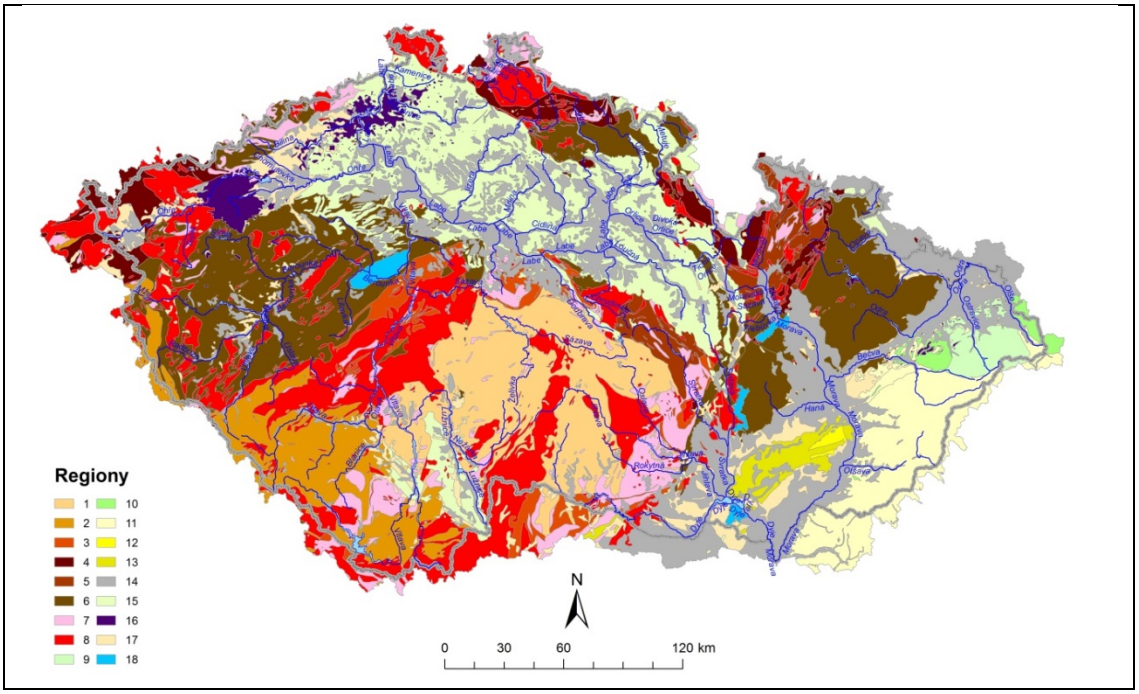
R_a - je dlouhodobá roční výška odtoku,
P_a - je dlouhodobá roční výška srážek na povodí,
PET_a - je potenciální evapotranspirace,
b_1, b_2 - jsou regresní koeficienty.

Parametry regresního vztahu b_1 a b_2 byly odvozeny pro jednotlivé geologické regiony zobrazené na mapě v Obrázku 2 a uvedené v Tabulce 1. Do regresního vztahu vstupovaly hodnoty dlouhodobé roční odtokové výšky ve vybraných vodoměrných stanicích (s povodím územně příslušejícím danému regionu), dlouhodobá

roční výška srážek na povodí daných vodoměrných stanic (získaná z rastru na Obrázku 1) a dlouhodobá roční potenciální evapotranspirace odvozená vzorcem dle Papadakise. Hodnoty dlouhodobé roční odtokové výšky získané z výše popsaného regresního vztahu jsou znázorněny v mapě na Obrázku 3. Výsledná hodnota dlouhodobé roční odtokové výšky je získána optimalizačními výpočty vzhledem k pozorovaným hodnotám ve vodoměrných stanicích a velikosti antropogenního ovlivnění.



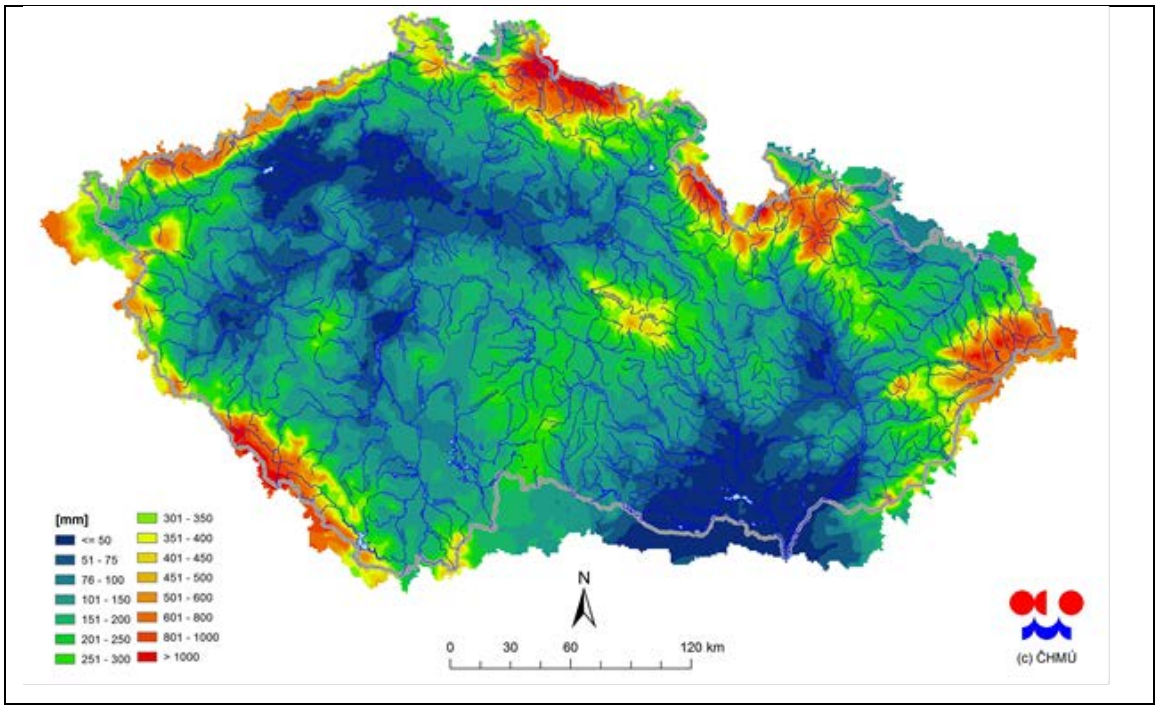
Obr. 1. Dlouhodobá průměrná roční výška srážek za období 1981–2010.
Fig. 1. Long term annual precipitation depth for the period 1981–2010.



Obr. 2. Geologické členění použité pro regionalizaci regresních vztahů odvozené na základě Geologické mapy 1:500 000.
Fig. 2. Geological regions derived from Geological map 1:500 000 and used for regression analysis of discharge statistical characteristics.

Tabulka 1. Legenda k mapě geologického členění
Table 1. Legend of map with geological regions

Číslo regionu Region number	Název (typické horniny) Name of typical upper	Lokalizace Localization
1	jednotvárná a pestrá série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity)	stř. a j. Čechy
2	jednotvárná a pestrá série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity)	j. a jz. Čechy
3	starohory assyntsky zvrásněné, s různě silným variským přepracováním (břidlice,fylity,svory až pararuly)	stř. a j. Čechy
4	starohory assyntsky zvrásněné, s různě silným variským přepracováním (břidlice,fylity,svory až pararuly)	v. Čechy, s. Morava
5	starohory assyntsky zvrásněné, s různě silným variským přepracováním (břidlice,fylity,svory až pararuly)	ČM pomezí, s. Morava
6	starohory assyntsky zvrásněné, s různě silným variským přepracováním (břidlice,fylity,svory až pararuly), permokarbon (pískovce, slepence, jílovce)	stř. Čechy, s. Morava
7	ortoruly, granulity a velmi pokročilé migmatity v moldanubiku a proterozoiku	z., s. a j. Čechy
8	granitoidy assyntské (žuly, granodiority), ultrabazity v moldanubiku a proterozoiku, vulkanity starohor a prvohor	z., s., stř. a j. Čechy
9	druhohorní horniny alpinsky zvrásněné (pískovce, břidlice), centrální část	v. Morava
10	druhohorní horniny alpinsky zvrásněné (pískovce, břidlice), v. a z. část	v. Morava
11	třetihorní horniny alpinsky zvrásněné (pískovce, břidlice)	v. Morava
12	třetihorní horniny alpinsky zvrásněné (pískovce, břidlice)	j. Morava
13	třetihorní horniny alpinsky zvrásněné (pískovce, břidlice)	j. Morava
14	kvartér (hlíny, spraše, písky, štěrky)	celá ČR
15	mezozoické horniny (pískovce, jílovce)	s., v. a j. Čechy
16	vulkanické horniny třetihor (čediče, fonolity, tufy)	z. a s. Čechy, s. Morava
17	třetihorní horniny (písky, jíly)	z. a s. Čechy, j. Morava
18	vápence	stř. Čechy, stř. a j. Morava



Obr. 3. Průměrná roční výška odtoku za období 1981–2010.
Fig. 3. Long term annual runoff for the period 1981–2010.

Vzhledem k tomu, že geologické charakteristiky lze formou parametru jen obtížně začlenit do regresního vztahu, bylo území ČR rozděleno na základě litologických charakteristik do 18 regionů, viz mapa na Obrázku 2 a Tabulka 1. Regionalizace ČR byla provedena na mapovém podkladu Geologické mapy ČR v měřítku 1:500 000. Mapa geologického členění byla použita pro odvození nelineárních regresních vztahů pro dlouhodobý odtok a další charakteristiky *M*-denních průtoků ve vztahu k fyzickogeografickým charakteristikám povodí.

***M*-denní průtoky**

Funkce překročení průměrných denních průtoků za určité referenční období je základním ukazatelem variability denních průtoků a její tvar velmi podrobně charakterizuje odtokový režim povodí.
Ladislav Budík z pobočky ČHMÚ v Brně rozvinul matematicko-statistické přístupy použité při odvození katastru *M*-denních průtoků za referenční období 1931–1980 na pobočce ČHMÚ v Brně. Zásadní rozdíly v nové metodice oproti odvození dat za období 1931–1980 je možné stručně popsat takto:

- Jako distribuční funkce je použito logaritmicko-normálního rozdělení s pěti parametry (LN5), které dokáže lépe popsat hydrologický režim toků, než původně používané tříparametrické rozdělení (LN3).
- Parametry statistického rozložení slouží jako indikátory hydrologického režimu vodních toků, který je dán tvarem funkce překročení lišícím se primárně hydrogeologickými podmínkami. Pro jednotlivé geologické oblasti (Tabulka 1) byly odvozeny regresní vztahy pro jednotlivé parametry statistického rozložení v závislosti na dalších fyzicko-geografických charakteristikách.
- Regresně odhadnuté parametry statistického rozložení na jednotlivých říčních úsecích hlavních toků a přítoků (vymezených profily s vodoměrným pozorováním) jsou optimalizovány vůči teoretické funkci překročení *M*-denních průtoků závěrové stanice s následnou úpravou výsledků na empirické hodnoty funkce překročení *M*-denních průtoků.
- Statistické charakteristiky časových řad ovlivnění (odběrů, vypouštění atd.) byly začleněny přímo do výpočetního schématu jednotlivých řešených říčních úseků.

Optimalizační výpočty probíhají v prostředí MS Excel ve výpočetních úsecích. Každý úsek je v hydrologickém smyslu shora a zdola (příp. pouze zdola nebo pouze shora) vymezen profily vodoměrných stanic, kde jsou známy hodnoty *M*-denních průtoků a parametry jejich statistického rozdělení. Základními stavebními kameny výpočetních úseků jsou jednotlivá základní hydrologická povodí s regresně odvozenými parametry statistického rozdělení platnými pro příslušnou oblast. Do výpočtu se zadávají rovněž parametry jednotlivých antropogenních ovlivnění, příp. dalších prvků, které ovlivňují režim průměrných denních průtoků v daném úseku (ztráty vody v říční nivě, soustředěné přítoky z podzemních vod atd.). Pro optimalizační výpočty se využívá nadstavba MS Excel Řešitel (Solver), která je zakomponovaná do výpočetních algoritmů. Pro získání korektních výsledků je nutná co největší věrohodnost vstupních dat pozorovaných průtoků ve vodoměrných stanicích i dat o antropogenním ovlivnění.
Výsledkem výpočtů jsou pro každý výpočetní profil v daném úseku optimalizované hodnoty dlouhodobého průměrného průtoku a jednotlivé kvantily *M*-denních průtoků, a to ve formě:

- údajů reprezentujících charakteristiky hydrologického režimu za referenční období 1981–2010 (se zahrnutím antropogenního ovlivnění),
- tzv. odovlivněných hodnot, tedy údajů s opravou na antropogenní ovlivnění.

Teoretické rozdělení LN5 a jeho parametry

Při volbě teoretického proložení je nutné mít na zřeteli cíl zpracování, kterým je odvození *M*-denních průtoků v libovolném profilu říční sítě. Teoretické rozdělení má tu výhodu, že vedle distribuční funkce je charakterizováno parametry, které svojí hodnotou určují tvar teoretické funkce překročení. Parametry teoretického rozdělení, získané proložením empirické funkce překročení v profilech vodoměrných stanic, je poté možné využít pro sestrojení (regionálních) regresních vztahů vůči fyzicko-geografickým charakteristikám.
Pro přijatelné vystižení průběhu funkce překročení průměrných denních průtoků je nutné použít rozdělení s alespoň čtyřmi parametry (Blöschl, 2013). Zároveň je nezbytné, aby zvolené teoretické rozdělení bylo možné aplikovat i u toků, jejichž hydrologický režim je specifický, např. když dochází k vysychání, příp. kde jsou průtoky významně ovlivněny apod.
Při odvození *M*-denních průtoků za referenční období 1981–2010 bylo použito logaritmicko-normální rozdělení s pěti parametry (LN5). Tříparametrické logarithmicko-normální rozdělení LN3 použité ve výpočtech za referenční období 1931–1980 lze získat z normálního rozdělení transformací:

$$y = e^{x} + y_0 \tag{2}$$

kde
x - je normální rozdělení,
y - je LN3 rozdělení,
y_0 - je konstanta posunu.

Za předpokladu splnění určitých statistických vlastností spojité náhodné veličiny (normovanost a nezápornost hustoty pravděpodobnosti), lze provést i jiné, složitější transformace normálního rozdělení.
Rozdělení LN5 lze proto získat z normálního rozdělení pomocí následující transformace:

$$y = a \cdot e^{sign(x)\cdot|x|^b} + y_0 \quad (3)$$

kde a, b jsou parametry. Funkce signum zachovává pouze znaménko proměnné x a nemá na transformované hodnoty přímý vliv. Z porovnání rovnic (2) a (3) vyplývá, že rozdělení LN3 je „zvláštním případem" rozdělení LN5, kdy parametry a i b jsou rovny jedné a funkci signum proto není nutné použít, neboť veličina x může při hodnotě exponentu $b = 1$ být záporná.
Tvar rozdělení LN5 je dán pěti parametry. Jsou to:

- průměr μ normálního rozdělení,
- směrodatná odchylka σ normálního rozdělení (parametry μ a σ určují normální rozdělení, které je transformováno)
- parametr b – určuje sílu exponenciální transformace,
- parametr a – mění rozsah exponenciální transformace,
- parametr y_0 – určuje posun celé transformované funkce.

Aby bylo možné jednotlivé parametry rozdělení LN5 v profilech vodních toků vzájemně porovnávat a odvozovat regresní vztahy vůči fyzicko-geografickým charakteristikám, je nutné provést normování průměrných denních průtoků. V tomto případě byly hodnoty normovány vůči hodnotě Q_a.
Podrobněji jsou metodické postupy odvození *M*-denních průtoků popsány v publikaci Budík, L. a kol. (2014).

Výsledky a diskuze

Od ledna 2013 jsou veřejnosti poskytovány základní hydrologické údaje za referenční období 1981–2010. Jedná se o průměrnou roční výšku srážek na povodí, dlouhodobý průměrný průtok a *M*-denní průtoky. Oproti základním údajům za předcházející referenční období 1931–1980 došlo ke značným změnám v metodice odvození těchto údajů.
Průměrná roční výška srážek na povodí je vypočtena v GIS z rastrové vrstvy, která byla odvozena metodou orografické interpolace na podkladě všech dostupných dat nejen z území ČR, ale i z okolních států. Míra nejistoty v těchto datech je závislá nejen na hustotě pokrytí území srážkoměrnými stanicemi a zvolené metodě interpolace, ale především na způsobu měření dat. Lze předpokládat, že nejistoty budou větší v horských oblastech, kde je oproti nížinám větší podíl sněhových srážek, které jsou obtížněji měřitelné.
Základním vstupem pro výpočet *M*-denních průtoků v nepozorovaných profilech (tzv. katastru *M*-denních průtoků) jsou empirické funkce překročení denních průtoků ve vodoměrných stanicích. Značná pozornost byla proto věnována verifikaci průtokových dat. V některých vodoměrných stanicích bylo nutné přistoupit k zásadnímu přehodnocení dat.
Z metodického hlediska je pro odvození katastru *M*-denních průtoků a dlouhodobého průměrného průtoku velmi důležitá volba teoretického rozdělení funkce překročení *M*-denních průtoků, které by mělo být dostatečně flexibilní pro vystižení hydrologického režimu v různých přírodních podmínkách. S tím souvisí i z hydrologického hlediska logické vazby mezi parametry teoretického rozdělení a fyzicko-geografickými charakteristikami území ve formě regresních závislostí.
Pro teoretické rozdělení *M*-denních průtoků bylo zvoleno logaritmicko-normální rozdělení s pěti parametry (LN5), které z principu lépe prokládá body funkce překročení odvozené z empirických dat než rozdělení LN3 použité v předchozím referenčním období.
Základem pro odvození regresních vztahů bylo rozčlenění území ČR do 18 regionů na podkladě geologické mapy ČR v měřítku 1:500 000. K odvození regresních vztahů pro dlouhodobý průměrný průtok a parametry teoretického rozdělení byla použita data z vodoměrných stanic s hydrologickým režimem prakticky neovlivněným antropogenní činností.
Hydrologický režim průtoků je v ČR antropogenní činností značně ovlivněn. Bez znalosti dat o ovlivnění by v současnosti nebylo možné katastr *M*-denních průtoků odvodit. Pro tyto účely bylo využito databáze ovlivnění spravované VÚV T. G. M., která obsahuje data v měsíčním kroku od roku 1979, a pokrývá tedy celé referenční období 1981–2010. Státní podniky Povodí navíc poskytly data o přítocích a odtocích z nádrží v denním kroku. I v těchto datech byly detekovány velmi významné nepřesnosti, které mají v důsledku vliv na věrohodnost odhadu *M*-denních průtoků v nepozorovaných profilech.
Začlenění dat ovlivnění je jedním ze základních rozdílů v odvození katastru *M*-denních průtoků oproti metodice Novický a kol. (1992). Využití dat ovlivnění ve výpočtech umožňuje získat funkce překročení ovlivněných i odovlivněných *M*-denních průtoků. Přesnost odvozených funkcí překročení však značně závisí nejen na kvalitě výpočetních postupů a způsobu jejich použití, ale, jak již bylo zmíněno, zejména na kvalitě vstupních dat.
Výpočet katastru *M*-denních průtoků probíhá ve výpočetních úsecích toků, které jsou vymezeny zdola profilem vodoměrné stanice a shora buď vodoměrnou stanicí na hlavním toku, nebo jeho pramenem. Základními jednotkami katastru jsou hydrologická povodí 4. řádu, pro které byly vypočteny regresní odhady parametrů rozdělení LN5 a data ovlivnění. Odhady funkcí překročení denních průtoků jsou prováděny v profilech soutokových uzlů všech povodí a mezipovodí v rámci výpočetního úseku. Pro výpočet jsou používány optimalizační procedury v prostředí MS Excel (Solver), přičemž optimalizace je prováděna k teoretické funkci překročení závěrové stanice a odhady jsou následně verifikovány vůči empirické funkci překročení závěrové stanice. Vzhledem k tomu, že pro teoretické rozdělení LN5 není možné odvodit primitivní funkci, a tudíž přímo odvozovat hodnoty *M*-denních průtoků, byl vztah pro skládání řad odvozen heuristicky, a je proto pouze přibližný. Skládání funkcí překročení v soutokových uzlech je řízeno velikostí koeficientu korelace mezi průtoky na

hlavním toku a přítocích, a to tak, aby byla zachována základní součtová pravidla jednotlivých kvantilů *M*-denních průtoků.

Výpočetní procedury katastru jsou značně časově náročné a jejich algoritmy poměrně složité. Vedle nepřesností ve vstupních datech se řešitel musí vypořádat s řadou dalších úskalí, která spočívají zejména v nehomogenitě dat ovlivnění způsobených např. změnou v hospodaření po roce 1989, ale i ve složitosti samotného hydrologického režimu.

Velmi komplikované se ukázalo např. řešení úseků s rozsáhlými říčními nivami, příp. úseků se specifickým režimem podzemních vod (např. česká křídová tabule). Prakticky ve všech těchto případech dochází k významné interakci povrchového a podzemního odtoku, kde „standardní" výpočetní postupy nejsou dostatečné a je nutné přistoupit k expertním odhadům. To platí i pro případy úseků pod nádržemi, kde nejsou k dispozici data o odtoku.

Je nutné rovněž zmínit úseky toků, kde jsou k dispozici pozorovaná data pouze na hlavním toku, který svými velikostmi průtoků značně překračuje velikosti průtoků na přítocích, zvláště ve srážkově chudších oblastech. Chyby ve vyhodnocení průtoků ve vodoměrných stanicích mohou přesáhnout přirozený přítok z mezipovodí, a proto odhad funkcí překročení denních průtoků na nepozorovaných přítocích je velmi nejistý. Velmi cenné jsou proto výsledky terénního průzkumu a hydrometrických měření nepozorovaných přítoků, pokud byly na těchto přítocích provedeny.

I přes výše uvedené problémy je nutné konstatovat, že v porovnání s metodikou odvození dat za referenční období 1931–1980 jsou nové přístupy mnohem sofistikovanější, a odhady *M*-denních průtoků v nepozorovaných profilech by proto měly být přesnější.

Závěr

Na základě porovnání empiricky stanovených hydrologických charakteristik (dlouhodobá roční výška srážek, dlouhodobý průměrný průtok, 355denní průtok) za referenční období 1931–1980 a 1981–2010 lze konstatovat, že nedošlo k významným změnám v hodnotách dlouhodobé průměrné roční výšky srážek v rámci větších regionů. Významnější rozdíly na menších povodích mohou být spíše způsobeny kvalitou vstupních dat a odlišnými metodikami zpracování. U profilů se zanedbatelným antropogenním ovlivněním nedošlo k významným změnám v hodnotách dlouhodobého průměrného průtoku. Největší rozdíly jsou u hodnot 355denního průtoku, kde se projevuje jednak vliv antropogenního ovlivnění, které je v období 1981–2010 významně větší, a rovněž velkou roli hraje poměrně významná střední kvadratická chyba této charakteristiky. Významnější rozdíly v charakteristikách dané přirozenou změnou odtokových podmínek nebylo možné doložit, protože evidované odchylky v profilech s nevýznamným ovlivněním byly nižší než hodnoty střední kvadratické chyby určení těchto dat dané normou ČSN 75 1400 „Hydrologické údaje povrchových vod".

Pokud však budeme porovnávat rozdíly mezi charakteristikami, které byly poskytovány jako návrhová data v rámci jednotlivých referenčních období, potom je nutné brát v úvahu ještě následující skutečnosti: do odvození dat za období 1981–2010 bylo začleněno antropogenní ovlivnění, zatímco při zpracování dat za referenční 1931–1980 byla významně ovlivněná data ze zpracování vyloučena. Metody odvození charakteristik, zejména *M*-denních průtoků, za obě referenční období se poměrně významně liší. Při zpracování dat za období 1981–2010 bylo možné využít podstatně širší datové základny. Proto v těch úsecích toků, kde vstoupila do zpracování data získaná pozorováním v novém referenčním období, mohou být rozdíly v charakteristikách rovněž velmi významné.

Literatura

Blöschl, G. et al (2013): Runoff Prediction in Ungauged Basins. Cambridge University Press.

Budík, L. a kol. (2014): Odvození základních hydrologických údajů za referenční období 1981–2010. ČHMÚ, Praha.

ČSN 75 1400 (2014): Hydrologické údaje povrchových vod. Česká technická norma. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví.

Novický, O., Kašpárek, L., Kolářová, S. (1992): Hydrologická data pro návrhové účely. ČHMÚ, Praha.

Oudin, L. et al (2008): Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. In: Journal of Hydrology (2008) 357, s. 303–316.

Šercl, P. (2008): Hodnocení metod odhadu plošných srážek. In: Meteorologické Zprávy, ročník 61, číslo 2. ČHMÚ, Praha.

DERIVATION OF BASIC HYDROLOGICAL DATA FOR REFERENCE PERIOD 1981–2010

M-day discharges belong to basic hydrological data and they are provided to public by Czech Hydrometeorological Institute (CHMI) for any river site. Till the end of year 2012 the values of M-day discharges derived for the reference period 1931–1980 were provided to public. Since January 2013 CHMI provides the data including long-term annual precipitation depth, long-term mean annual flow and M-day discharges for the new reference period 1981–2010.

In comparison with previous reference period the hydro-

logical observation network was significantly denser and thus observed data from more water gauges could be used to improve the estimates of hydrological characteristics in ungauged basins. Secondly, the data representing anthropogenic influence of hydrological regime were included into data processing and computations. And thirdly, the methodological approaches were completely changed; e.g. log-normal distribution with five parameters was used for better fit of empirical flow duration curve.

Using non-linear regression relationships between statistical parameters and physio-geographical characteristics in particular geological regions also played an important role in the innovative methodological approaches.

Using modern and improved approaches and availability of data from denser observation network should result in better quality of basic hydrological data at gauged and ungauged river sites and in significantly better capturing of hydrological regime of rivers in the Czech Republic.

Ladislav Budík, p.f.
Český hydrometeorologický ústav – Pobočka Brno
Kroftova 2578/43
616 67 Brno
Czech Republic
Tel.: 541 421 025
E-mail: budik@chmi.cz

Ing. Petr Šercl, Ph.D.
RNDr. Pavel Kukla
Český hydrometeorologický ústav – Oddělení povrchových vod
Na Šabatce 2050/17
143 06 Praha 412
Czech Republic
Tel.: 243 032 330
243 032 303
E-mail: sercl@chmi.cz
pavel.kukla@chmi.cz

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 45 - 52

DESAGREGACE DENNÍ PRŮTOKOVÉ ŘADY POMOCÍ PYCNOPHYLAKTICKÉ INTERPOLACE

Antonín Malý

V článku je představen původní postup, který umožňuje stanovit průměrné hodinové průtoky na základě průměrných denních průtoků, variantně doplněných o hodnotu okamžitého maxima řady. V návaznosti na vyvinutý algoritmus byl sestaven a otestován výpočetní program PYKVEJF. Ten je možné využít například k rekonstrukci průběhu vybraných historických povodní, vykreslení teoretických povodňových vln s podmíněnou pravděpodobností překročení objemu, nebo také ke hromadné kontrole existující databáze průtoků. Z dosavadního provozu i předložených výsledků vyplývá, že v přesnosti, rychlosti, robustnosti, reprodukovatelnosti i disponibilitě řešení náš program zásadním způsobem převyšuje jediný v ČHMÚ dosud používaný obdobný nástroj SPLINEQD.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: interpolace časové řady, odtoková epizoda, historická povodeň, kulminační průtok, splajn

DISAGGREGATION OF DAILY DISCHARGE SERIES USING PYCNOPHYLACTIC INTERPOLATION. The article introduces an original method enabling to determine hourly mean discharge on the basis of daily mean discharge, alternately supplemented by the value of the single-event maximum discharge time series. The established algorithm has been the necessary prerequisite for evolving and testing the new software called PYKVEJF. This programme can be used to reconstruct selected historic flood events, determine the potential for flood waves that are likely to exceed run-off volume, or can be used for the large-scale checking of the existing discharge database. The current experience and the submmitted results show that our software – accurate, time-saving, robust, reproducible, and disponible – is a much more reliable method than SPLINEQD, the only vehicle that has so far been used by the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI).

KEY WORDS: time serie interpolation, run-off episode, historical flood, peak discharge, spline

Úvod

V hydrologické praxi se neustále potýkáme s potřebou zahustit dostupné prostorově, nebo časově diskretizované informace. Přibližně tři čtvrtiny elektronické databáze průtoků v ČHMÚ jsou k dispozici pouze v denním kroku. Pokud zpracováváme úlohu vyžadující velké množství průtokových dat v podrobnějším časovém rozlišení, nezbývá nám než se s výsledkem dopředu rozloučit, nebo si vystačit se syntetickými, modelově desagregovanými daty. V ČHMÚ je k dispozici jediný program SPLINEQD, který umožňuje dekomponovat průměrné denní průtoky na hodinový krok. Slouží nám nejčastěji jako nástroj k vykreslení teoretických povodňových vln s podmíněnou pravděpodobností překročení objemu (Kulasová a kol., 2007). Přes jeho nepopiratelný přínos má program svá omezení, která spočívají v:

1) nedodržení okrajových podmínek zadání (průměr z modelových hodinových průtoků nedává dohromady požadovaný denní průměr).
2) častém nedodržení horních a dolních limitů (modelové překročení zadaného kulminačního průtoku, pokles modelového řešení do nepravděpodobně nízkých, či dokonce záporných hodnot),
3) uživateli vnuceném a mnohdy nereálném způsobu zadání (program nepřipouští výskyt maximální okamžité hodnoty v rámci jiného intervalu než během dne s maximální průměrnou hodnotou průtoku),
4) manuálním režimu ovládání odrážející se v pracnosti

a pomalé dostupnosti řešení (to nezbytně vyžaduje subjektivní zásahy zpracovatele a neumožňuje provádět hromadné zpracování dat),

5) nekompatibilitě uvedeného programu s novějšími operačními systémy na osobních počítačích.

Jedná se tedy jak o omezení programová (bod 4 a 5), tak i o nedostatky matematicko-metodického aparátu (body 1 až 3). Matematické jádro programu SPLINEQD (Doležel, 2005) tvoří interpolace pomocí sekvence polynomických funkcí. Zkonstruovaný splajn prochází jednak bodem definovaným hodnotou kulminačního průtoku a časem jeho výskytu a dále body určenými průměrnou hodnotou průtoku v daném dni a dvanáctou hodinou příslušného dne. Návazný programový iterační proces je velmi neefektivní a nic podstatného na výše uvedených omezeních již nemění. Je tomu tak z toho důvodu, že nedokáže současně zajistit splnění podmínek definujících průběh funkce vlastního hydrogramu, tak omezení kladená na její integrál. S ohledem na vyjmenované nedostatky, především ale kvůli provozní nedostupnosti nástroje (bod 5) a bezprostřední potřebě desagregace řad jsme se odhodlali k hledání vlastního řešení.

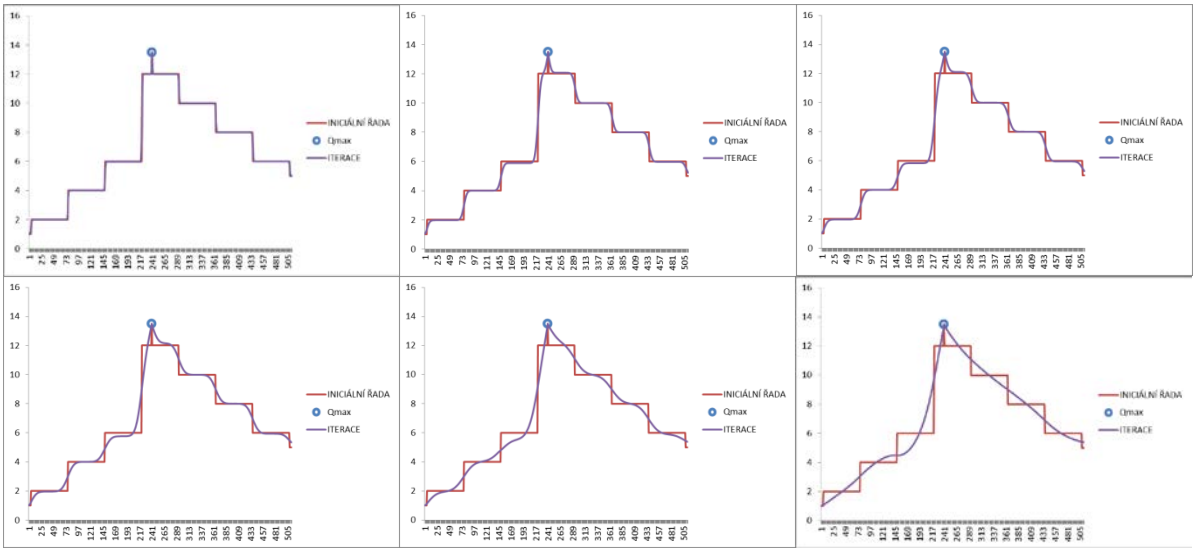
Materiál a metody

Jako inspirace při tvorbě výpočetního algoritmu nám posloužila metoda Pycnophylaktické prostorové interpolace, Tobler (1979). Tato známá technika úspěšně řeší velmi podobný problém, na který se snažíme najít lék. Časová desagregace má s prostorovou interpolací v principu mnoho společného, navíc je jednodušší o jednu dimenzi. Je proto až s podivem, že se nám v domácí ani světové literatuře nepodařilo najít zmínku o aplikaci Pycnophylaktické interpolační metody na časové řady. Převážná většina autorů se s různou mírou úspěchu spoléhá na interpolaci splajnem. Jako příklad takového postupu z poslední doby je možné uvést práci Danáčové a Szolgaye (2014).

V literatuře je možné nalézt poměrně široké spektrum technik věnujících se problematice rozkladu časových řad na podrobnější krok. Velká většina z nich však není efektivní za situace, kdy chceme spolu s denními průměry zachovat informaci o okamžitém maximu řady. Nekompletní přehled metod uvádí například Kladroba (2005), Moauro a Savio (2001), nebo Sax a Steiner (2013). Z nedávných příspěvků na toto téma připomeňme práci Asmusse a kol (2015).

To, jakým způsobem naše úprava Pycnophylaktické interpolace na časové řady funguje jsme již dříve podrobněji popsali v článku Malý (2015). Přesto si dovolíme připomenout základní princip našeho algoritmu.

Hledáme množinu n průměrných hodinových průtoků x_i, kde $i \in \langle 1; n \rangle$. Index i značí polohu jedné vybrané hodnoty v rámci celé diskretizované časové řady. Vedle toho máme množinu m shluků X_j kde $j \in \langle 1; m \rangle$. Hodnota X_j odpovídá průměru všech v ní obsažených prvků $x_{i,j}$ a zastupuje buď zadaný průměrný denní průtok, nebo hodinovou redukovanou hodnotu známého okamžitého kulminačního průtoku. Z uvedeného vyplývá, že jednotlivé shluky X_j mohou obsahovat buď jeden nebo více prvků x_i.



Obr. 1. Průběh Pycnophylaktické interpolace při aplikaci na časové řady (zleva doprava, shora dolů).

Fig. 1. Pycnophylactic interpolation applied to time series (left to right, top to bottom).

Délku shluku normovanou délkou časového kroku řady Δt vyjadřuje proměnná n_j, proto platí:

$$X_j = \frac{\sum x_{i,j}}{n_j} \quad (1)$$

Na začátku úlohy známe pouze hodnoty X_j včetně jejich polohy na časové ose. V ***první fázi řešení*** vytvoříme iniciální řadu modelových průměrných hodinových průtoků $x_{i(0)}$ tak, aby se každá hodnota $x_{i(0),j}$ vždy rovnala příslušné hodnotě X_j. Z prvků $x_{i(0),j}$ obdobným způsobem jako ve výše uvedené rovnici (1) odvodíme odpovídající průměrnou hodnotu ve shluku $X_{j(0)}$. Tato hodnota tak zůstává totožná s X_j kromě případů, kdy $x_{i,j}$ zastupují hodinovou redukovanou hodnotu kulminačního průtoku a příslušejí tak současně dvěma shlukům X_j. Popsanou eventualitu je pak třeba v návazné výpočetní proceduře zvlášť ošetřit.

V ***druhé fázi řešení*** pomocí oboustranného klouzavého aritmetického průměru vytvoříme z iniciální řady prvotní shlazenou řadu prvků $x_{i(1)}$. Například tak, že:

$$x_{i(1)} = \frac{x_{i-1(0)} + x_{i(0)} + x_{i+1(0)}}{3} \quad (2)$$

U vztahu (2) záměrně neuvádíme index j, protože shlazení iniciální řady probíhá stejným způsobem uvnitř i vně hranic každého časově definovaného shluku. Prvky $x_{i(1),j}$ aritmeticky zprůměrujeme, obdobně jako u vztahu (1), a dostáváme novou řadu modelových průměrných denních průtoků $X_{j(1)}$. Pro tuto řadu odvodíme sadu korekčních koeficientů $k_{j(1)}$:

$$k_{j(1)} = \frac{X_j}{X_{j(1)}} \quad (3)$$

Ve ***třetí fázi řešení*** vytvoříme prvotní adjustovanou řadu prvků $x_{i(2)}$ tak, aby platilo:

$$x_{i(2),j} = x_{i(1),j} \cdot k_{j(1)} \quad (4)$$

Opět, v souladu s již naznačeným postupem, pokračujeme:

$$X_{j(2)} = \frac{\sum x_{i(2),j}}{n_j} = X_j \quad (5)$$

Dále opakujeme výše popsanou ***druhou a třetí fázi řešení*** tak dlouho, dokud poslední vygenerovaná řada prvků $x_{i(e)}$ nevyhoví předepsaným kritériím kvality výsledku. Po dokončení cyklu na úrovni třetí fáze řešení tj. adjustace řad, automaticky dochází k dodržení požadované hodnoty denního průměru řady. Další z podmínek zajišťující nepřekročení zadaného maxima řady, je třeba jednoduchým způsobem implementovat do výpočetní procedury a přizpůsobit jí adjustační mechanizmus. Dodržení požadované míru plynulosti výsledné řady hodinových průtoků lze podobně jako u standardní Pycnophylaktické interpolace vyšetřovat pomocí kritéria konvergence posledních dvou modelově vygenerovaných řešení. Zpravidla si při výpočtu vystačíme s dostatečně vysokým počtem vygenerovaných modelových řad (vysoká hodnota e).

Pokud chceme do podmínek omezujících množinu řešení zahrnout informaci o okamžitém globálním maximu výseku řady Q_{MAX}, musí platit následující podmínka:

$$Q_{MAX} = X_{j,MAX} \cdot k_{\Delta t} = x_{i,MAX} \cdot k_{\Delta t} \quad (6)$$

kde $X_{j,MAX}$ značí nejvyšší hodnotu empirických prvků X_j, $x_{i,MAX}$ vyjadřuje nejvyšší hodnotu prvků x_i a $k_{\Delta t} \in (0;1)$ chápeme jako kulminační redukční koeficient. Se vzrůstající délkou časového kroku Δt bude $k_{\Delta t}$ klesat. Kulminační redukční koeficient jsme pro náš účel odhadli na základě vztahu:

$$k_{\Delta t} = e^{\left[\left(\frac{\Delta t}{tD}\right) \cdot LN\left(\frac{QD_{MAX}}{Q_{MAX}}\right)\right]} \quad (7)$$

kde Δt značí délku trvání časového kroku v hodinách, tD je délka trvání dne v hodinách, QD_{MAX} vyjadřuje nejvyšší průměrný denní průtok, který lze asociovat s okamžitou kulminační hodnotou výseku řady, Q_{MAX} je okamžitý kulminační průtok výseku řady.

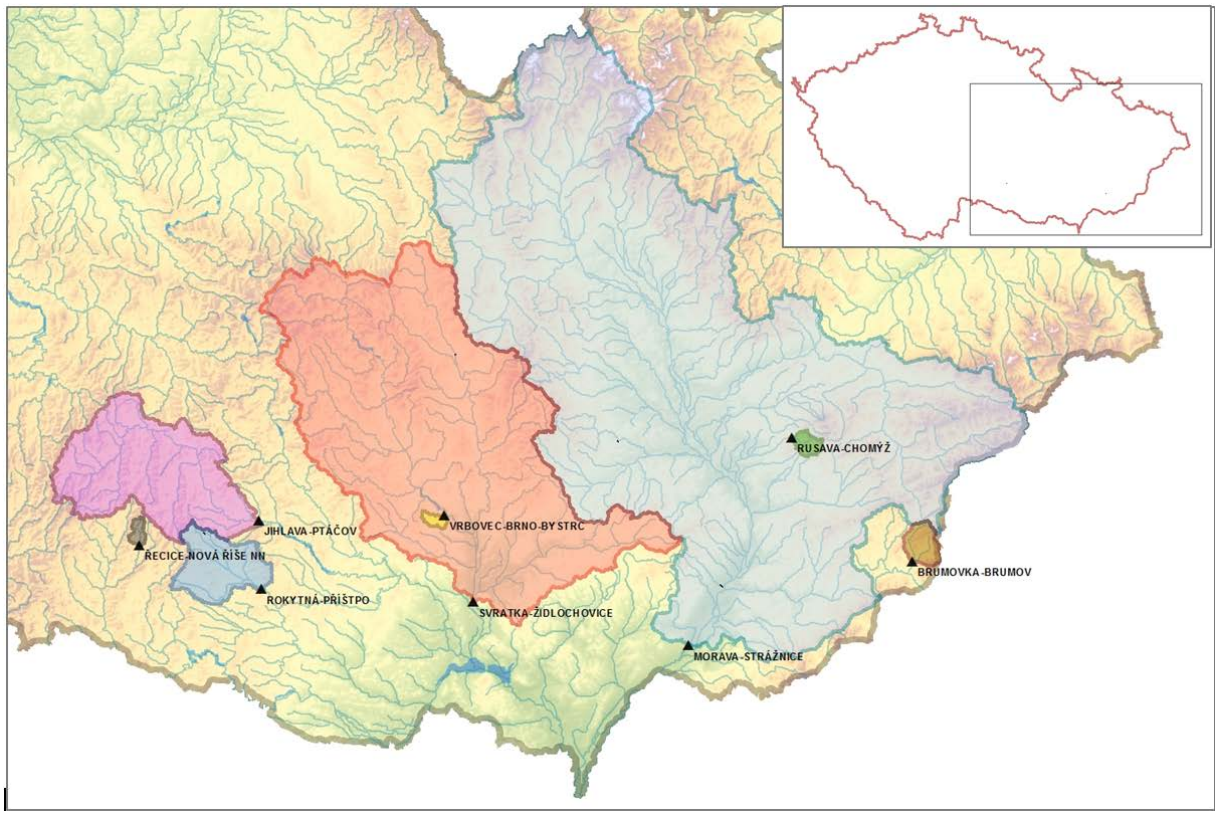
Vedle limitu omezujícího řešení „shora“, doporučujeme při aplikaci použít i dolní okrajovou podmínku. Přirozenou spodní mez okamžitého průtoku, v případě hydrologických řad, tvoří tzv. výtoková křivka. Čím nižší průtoky pozorujeme, tím nižší absolutní pokles průtoku můžeme v nejbližším časovém kroku očekávat. Konstrukce výtokové křivky není jednoznačná záležitost, tím spíše, že obvykle pracujeme pouze s malým výsekem časové řady. Z tohoto důvodu jsme přikročili k velkému zjednodušení:

$$Q_{MIN} \approx x_{i,MIN} = MAX\begin{Bmatrix} 2 \cdot X_{j,MIN1} - X_{j,MIN2} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (8)$$

kde Q_{MIN} značí potenciální minimální okamžitou hodnotu výseku řady, $x_{i,MIN}$ představuje potenciální minimální hodnotu řady prvků x_i, $X_{j,MIN1}$ reprezentuje nejnižší hodnotu v rámci množiny shluků X_j (v rámci zkoumaného výseku časové řady) a $X_{j,MIN2}$ odpovídá druhé nejnižší hodnotě v rámci stejné množiny shluků X_j.

Na základě výše popsané metody desagregace časových řad byl sestaven programový nástroj v prostředí MS Excel s pracovním názvem PYKVEJF. Název představuje složeninu zkratek anglických slov „Pycnophylactic“ a „Wave“. Ve své základní podobě je určen pro rekonstrukci 21 dnů dlouhého výseku řady průměrných dvacetiminutových průtoků na základě známých průměrných denních průtoků a volitelně (nepovinně) zadaných hodnot kulminačních průtoků. Průměrné dvacetiminutové průtoky jsou následně agregovány do hodinového kroku.

Nebudeme dále zabíhat do podrobností, z nichž mnohé jsou uvedeny v článku Malý (2015), ale ukážeme si možnosti a limity našeho algoritmu na reálných datech. Pro tento účel jsme z denních průtoků a maximálních měsíčních (okamžitých) průtoků modelově rekonstruovali známé hodinové průtoky v osmi vodoměrných stanicích s rozdílnou plochou povodí. Vycházeli jsme přitom z období 2004 až 2013. Pro každou z celkových 960 rekonstruovaných epizod jsme stanovili míru shody modelového řešení s empirickými hodinovými průtoky pomocí Nash-Sutcliffova koeficientu efektivity (Nash a Sutcliffe, 1970). Jestliže je tento koeficient roven jedné, znamená to, že nastala shoda skutečnosti a modelového řešení. Naopak se vzrůstající mírou divergence obou řad hodnota koeficientu klesá až k vysokým záporným hodnotám. Při každé epizodě bylo vyšetřováno vždy 97 hodnot hodinových průtoků příslušejících měsíční kulminaci, tedy časový úsek začínající dva dny před kulminací a končící dva dny po ní. Pro porovnání jsme jako variantní modelový přístup použili také metodu kubického splajnu. Oproti algoritmu zahrnutém v programu SPLINEQD jsme však řešení, dále nazvané jako SPLINE, zpřesnili tím, že jsme rovněž ctili horní a dolní okrajovou podmínku definovanou vztahy (6) až (8). Polohu použitých vodoměrných stanic a příslušejících povodí dokumentuje obrázek 2.



Obr. 2. Poloha vodoměrných stanic ČHMÚ použitých k testování programu PYKVEJF.
Fig. 2. Water gauging stations (CHMI) used for programme PYKVEJF testing.

Výsledky a diskuze

Námi představený algoritmus založený na metodě Pycnophylaktické interpolace (PYKVEJF) zaznamenal, při rekonstrukci průměrných hodinových průtoků na základě denních hodnot a hodnot okamžitých maxim průtoků, výrazně lepší výsledky, než metoda kubického splajnu. Jednoznačně o tom hovoří statistické porovnání dosažených hodnot Nash-Sutcliffova koeficientu i prosté vizuální srovnání empirických a modelových hydrogramů. Platí to pro vyhodnocovaný soubor 960 epizod jako celek, ale stejně tak pro každou stanici zvlášť, a také pro drtivou většinu jednotlivých situací. Malý výsek vybraných výsledků zachycují obrázky 3 a 4.

Na obrázku 3 je znázorněno osm rekonstruovaných epizod pro stanici Rusava-Chomýž. Hydrogram vlevo nahoře odpovídá modelové rekonstrukci s nejvyšší hodnotou Nash-Sutcliffova koeficientu, vpravo dole je nejhorší rekonstrukce a zbylé případy jsou rovnoměrně řazeny podle kvality modelového řešení (zleva doprava a odshora dolů). Je vidět, že v některých situacích dokáže náš algoritmus aproximovat realitu až nečekaně věrně, zvláště pokud jde o výrazné, tvarově takřka ideální, jednovrcholové povodňové vlny. Naopak vícemodální odtokové situace se příliš zdárně modelovat nedaří. K těmto případům je však potřeba říci, že podružné vrcholy naše metoda interpolace nedetekuje proto, že informace o nich nemá prakticky kde vzít. Do zadání vstupují silně agregované hodnoty v podobě denního průměru řady dané stanice a jejich dekompozice je proto nejednoznačná, zatížená značnou nejistotou.

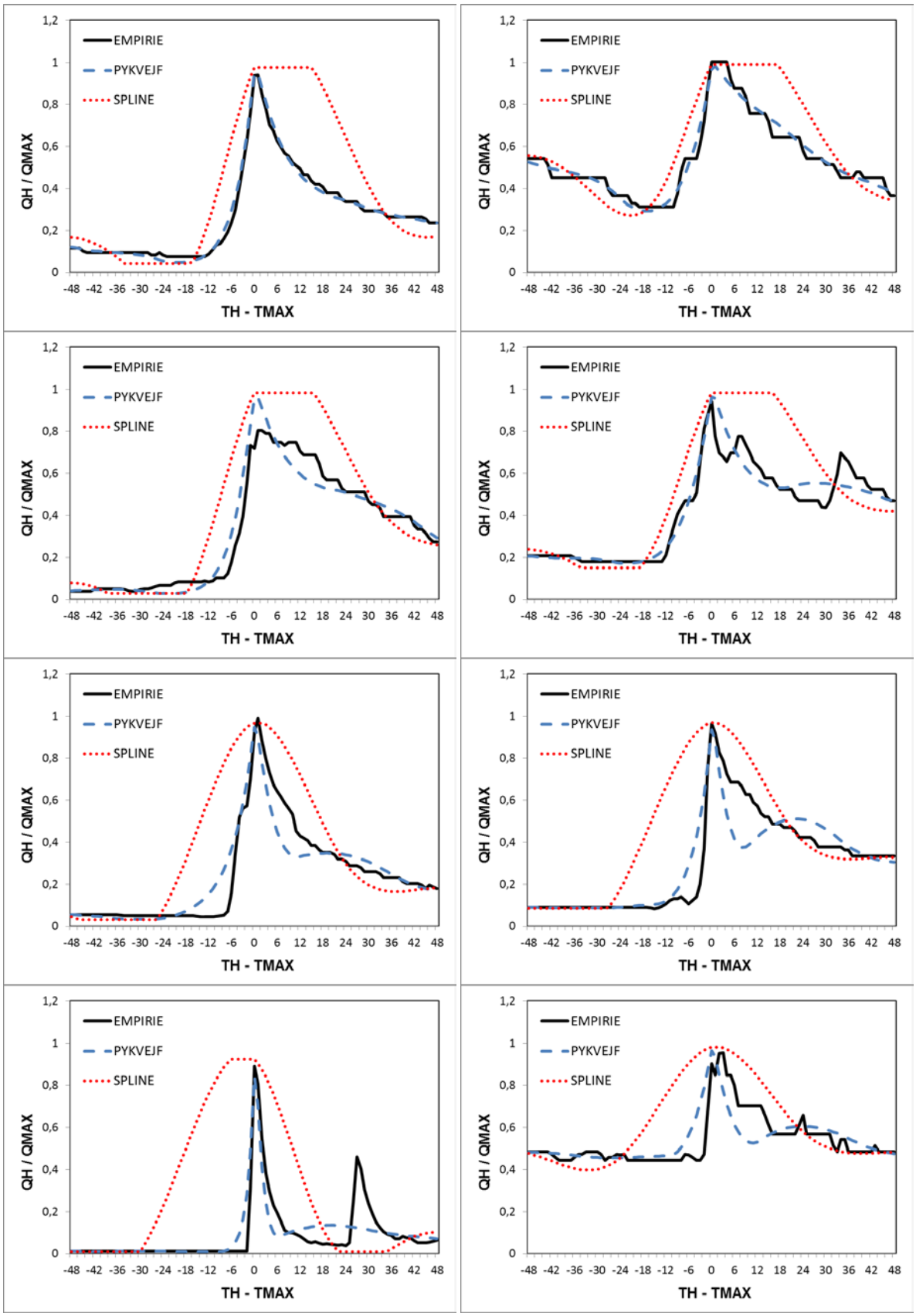
Určitá možnost zlepšení uvedené metody zde samozřejmě existuje. Nabízí se doplnit okrajové podmínky o další informace získané detailní analýzou empirických hodinových průtoků (například zjištění typických gradientů vzestupu a poklesu průtoku v té které stanici ve vazbě na přírodní charakteristiky, roční sezónu, atp.). Jako další možnost se nabízí zakomponování požadavku na zachování typické asymetrie odtokové odezvy ve smyslu rychlejšího nástupu – pomalejšímu poklesu průtoku. Pomocí jiného omezení můžeme, v rámci řešení, preferovat monotónní průběh vzestupné i sestupné části hydrogramu všude tam, kde je to vzhledem k dalším limitujícím podmínkám přípustné. Tento postup si pak samozřejmě nečiní nároky na obecnou správnost, jen má ambice zlepšit výsledek pro rozsáhlejší vyhodnocovaný soubor situací jako celek. Je zřejmé, že každá odtoková epizoda je jedinečná a její modelové podchycení pevným algoritmem nemůže být bezezbytku úspěšné, tím spíše že se nepokoušíme, nebo jen nemůžeme brát v potaz příčinné faktory a vycházíme pouze z kusých, časově shlazených informací. V každém případě uvedené možnosti, technicky a především časově náročnější, již nebyly a nejsou předmětem tohoto příspěvku.

Na doplnění ještě uveďme, že empirické okamžité, hodinové i denní průtoky byly pro náš účel považovány za holou skutečnost. V reálu ani ty nejsou zcela přesné a v některých případech můžeme pozorovat, že se jednotlivé typy empirických informací navzájem popírají. Program PYKVEJF během našeho šetření opakovaně detekoval zjevnou chybu, kdy hodnoty hodinových průtoků prakticky vylučovaly uvedené okamžité maximum (čas výskytu, či jeho velikost), nebo průměrný denní průtok neodpovídal příslušným hodinovým průtokům. Ukázal se tak jako poměrně efektivní nástroj pro identifikaci hrubých nesrovnalostí v hydrologických datech. Tam kde byla chyba zjevná, případy jsme vyřadily ze statistického hodnocení efektivity modelových řešení. Řadu jiných případů, kde nebylo možné o relevanci jednoznačně rozhodnout jsme ponechali v hodnoceném datovém souboru. U některých odtokových epizod je empirický hodinový hydrogram kostrbatý, což je dáno metodou zpracování vodních stavů a jejich převodem na průtoky. Dobře je to patrné právě na zvolené ukázce ze stanice Rusava-Chomýž. Modelové shlazené řešení se nám pak často jeví bližší realitě, než prostý empirický záznam.

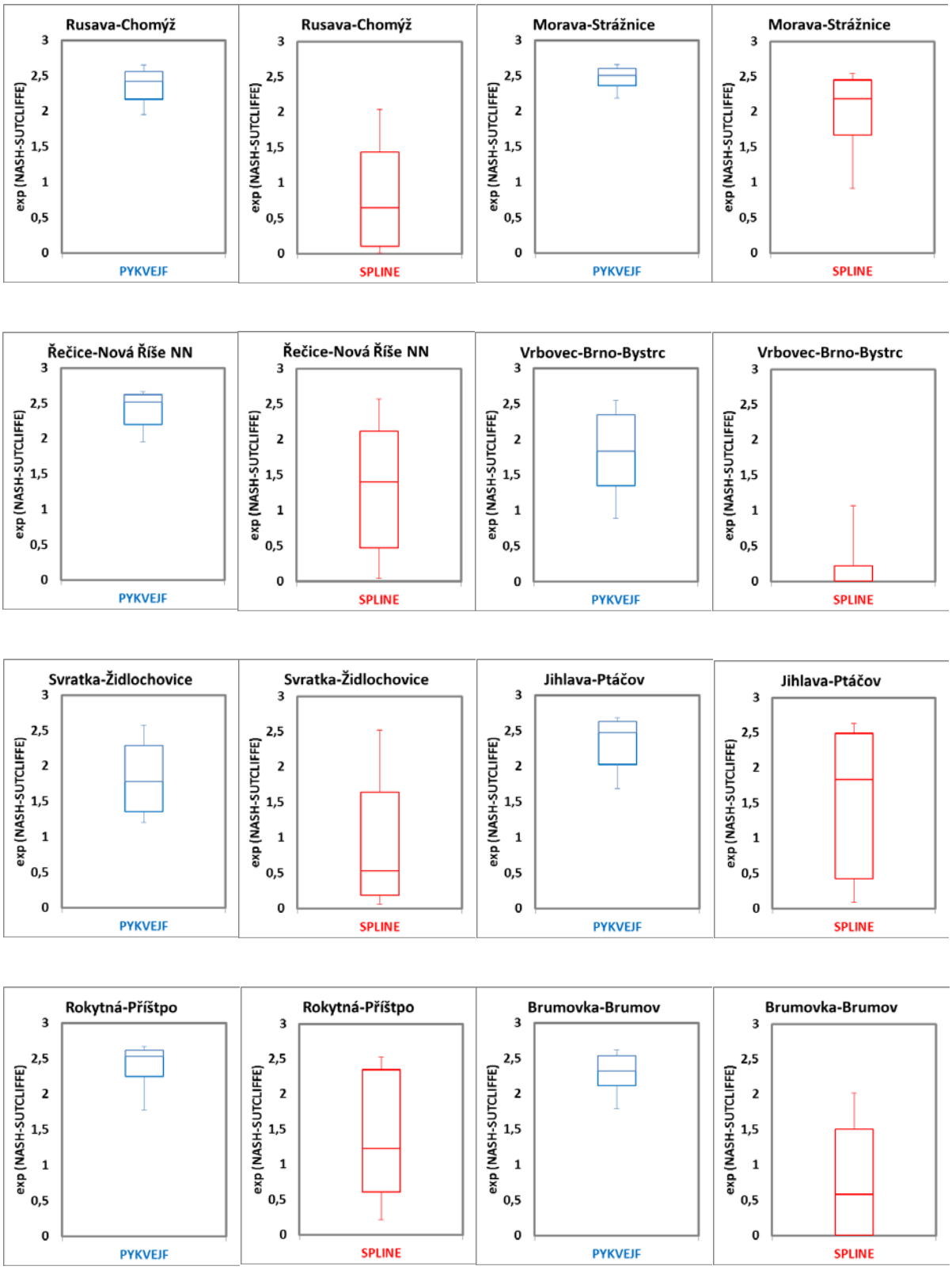
Obrázek 4 dále demonstruje, že rozdíl mezi úspěšností modelu PYKVEJF a SPLINE je propastný. Pro lepší pochopení dodejme, že jednotlivé box-ploty zachycují pravděpodobnostní rozložení dosažení či překročení transformované hodnoty Nash-Sutcliffova koeficientu pro jednotlivé stanice a obě srovnávané metody. V rámci každého krabicového grafu jsou vynášeny kvantily 10, 25, 50, 75 a 90 %. Transformace osy y byla zvolena kvůli lepší čitelnosti grafů. Hodnoty osy y po zlogaritmování (přirozeným logaritmem) udávají velikost Nash-Sutcliffova koeficientu.

Závěr

Pycnophylaktická interpolační metoda je velice efektivní nástroj k dekompozici hydrologických časových řad diskretizovaných v denním kroku. V naší studii jsme podrobili analýze 960 reálných odtokových epizod, které se vyskytly v osmi vodoměrných stanicích, situovaných v jihovýchodní části České republiky, v období 2004 až 2013. Výsledky jednoznačně prokázaly, že pokud do zadání zakomponujeme informaci o velikosti a čase výskytu kulminačního průtoku, Pycnophylaktická interpolace dosahuje výrazně kvalitnějších výsledků, než dosud běžně užívaná metoda kubického splajnu. Otevírá se nám tak cesta k automatizovanému zpracování historických údajů digitalizovaných v hrubém časovém kroku. Tímto způsobem lze náš algoritmus využít například k vykreslení teoretických povodňových vln, rekonstrukci historických povodní a podobně. Námi představený původní postup může zároveň sloužit jako nástroj hrubé kontroly stávající databáze průtoků. Akční rádius popsané metody překračuje hranice hydrologie, lze ji využít k dekompozici časových řad, s nimiž pracují i jiné vědní disciplíny.



Obr. 3. Vybrané rekonstruované odtokové epizody ve stanici Rusava-Chomýž.
Fig. 3. Selected reconstructed run-off episodes at the gauging station of Rusava-Chomýž.



Obr. 4. Pravděpodobnostní vyhodnocení úspěšnosti modelové rekonstrukce empirických hodinových dat.
Fig. 4. Estimated evaluation of the success of the model reconstruction of empirical hourly data.

Poděkování

Mgr. et Mgr. Markétě Malé, PhDr. Evě Chalupové, Mgr. Martinu Knotovi.

Literatura

Asmuss, S., Breidaks, J., Budkina, N. (2015): On a problem of smoothing histopolation under additional restrictions. In: Proceedings of APLIMAT 2015. 14th Conference on applied mathematics. Bratislava, Slovak republic, 3-5 February p. 20-31. ISBN 978-1-5108-0123-3

Danáčová, M., Szolgay, J. (2014): Zmeny vo vzťahu medzi postupovou dobou povodňových vln a prietokom pomocou multilineárneho modelu. In: Sborník příspěvků ze Semináře Adolfa Patery 2014. Extrémní hydrologické jevy v povodích. Praha. s. 47-54. ISBN 978-80-02-02574-0

Doležel, F. (2005): Program SPLINEQD na odvozování hodinových průtoků z průměrných denních průtoků. Software + uživatelský manuál ve formátu .ppt.

Kladroba, A. (2005): The temporal disaggregation of time series. Diskussionbeiträge aus dem Fachbereich Wirtschaftswissenschaften der Universität Duisburg-Essen. 15 p.

Kulasová, B., Šercl, P., Boháč, M. (2007): Metodická příručka pro výběr a aplikaci vhodné metody odvození hydrologických podkladů za účelem posouzení bezpečnosti vodních děl. Projekt QD1368 "Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní". Dílčí výstup V07. Praha: ČHMÚ. 128 s.

Malý, A. (2015): Automatizovaná rekonstrukce hydrogramu z průměrných denních průtoků. In: Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds): Závlahy a jejich perspektiva, Mikulov, 18.-19. 3. 2015, 17 s. ISBN 978-80-87577-47-9

Moauro, F., Savio, G. (2001): Disaggregation of time series using common components models. GRETA: Working paper n. 01.09. revised version of November, 30, 23 p.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10 (3), p. 282-290.

Sax, Ch., Steiner, P. (2013): Temporal disaggregation of time series. The R Journal. Vol. 5/2, p. 80-87. ISSN 2073-4859

Tobler, W. R. (1979): Smooth pycnophylactic interpolation for geographical regions, Journal of the American Statistical Association, 74, 367, p. 519-530.

DISAGGREGATION OF DAILY DISCHARGE SERIES USING PYCNOPHYLACTIC INTERPOLATION

The contribution deals with the possible reconstruction of hydrological time series in detailed time step, based only on the average daily values of the relevant quantity, occasionally with respect to the value of the local maximum. The article introduces a possible method of dealing with the problem of downscaling (model detailling) time series – the programme PYKVEJF, which has also been tested and the actual data have been presented in the article. PYKVEJF, a programme that has been established as a result of implementing the proposed procedure, enables – unlike SPLINEQD, the software that has been used by the Czech Hydrological Institute to the present day – to process extensive data files on a large scale, without the necessary interaction with the user. The pilot operation suggested another potential use of this programme: it is also a powerful instrument of finding grave errors concerning hydrological data, digitalized in detailed time step.

This contribution concentrates on the potential use and limitations of PYKVEJF sofware with regard to the practical experience of eight gauging stations located in the eastern part of the Czech Republic (South Moravia). It analyzes 960 run-off episodes in the period between 2004 and 2013, characterized by single-event maximum monthly discharges. Using the Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient, we have assessed the measure of correlation betweeen model results of PYKVEJF and the empirical hourly discharges, considering separately the individual episodes and the individual gauging stations. In the same way, we have compared the correlation between the actual evaluated data and the model interpolation procedure known as the method of cubic spline (SPLINE). The above-mentioned comparison of the two methods has proved conclusively that the algorithm proposed by us is definitely more accurate – there is almost always a higher convergence between the model and the empirical findings. This contribution also suggests some other future potential of the proposed algorithm.

Antonín Malý, Mgr.
Český hydrometeorologický ústav, pobočka Brno
Kroftova 43
Brno, 616 67
Tel: +420 541 421 023
E-mail: antonin.maly@chmi.cz

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 53 - 58

DETEKCIA ZMIEN V ČASOVOM RADE KULMINAČNÝCH PRIETOKOV V OBLASTI JUŽNÉHO SLOVENSKA

Katarína Jeneiová; Silvia Kohnová; Juraj Parajka, Ján Szolgay

Rastúci počet extrémnych hydrologických udalostí v posledných desaťročiach spôsobil zvýšený záujem o detekovanie zmien v dlhých časových radoch hydrologických údajov. Cieľom príspevku bolo poukázať na zmeny v detekovanom trende počas rôzne dlhých časových intervalov. Na analýzu boli použité rady kulminačných prietokov nachádzajúcich sa na juhu Slovenska, so zameraním na stanicu 7885-Rimavská Seč. Pozorovania v tejto stanici boli dostupné od roku 1926 po rok 2010. Testovaná bola homogenita časového radu. Veľkosť trendu bola určená pomocou Theil-Senovho sklonu a významnosť trendu pomocou modifikovaného Mann-Kendallovho testu s odstránením autokorelácie údajov. Z výsledkov je zrejmé, že s každým pridaným rokom sa mení štatistická významnosť a veľkosť detekovaného trendu. Detekcia zmien by sa preto nemala zameriavať iba na štatistické vyhodnocovanie trendovej analýzy, ale mala by zahŕňať i snahu o určenie príčin vzniku detekovaných zmien.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: detekcia zmien, kulminačné prietoky, trend

DETECTION OF CHANGES IN THE ANNUAL MAXIMUM DISCHARGE SERIES IN SOUTH SLOVAKIA. A rising number of extreme hydrological events created a renewed interests in the detection of changes in the long term hydrological series. The purpose of this article was to point out the changes in the trend detected in different length of the time series. Flood peak time series from the area of South Slovakia were used for the analysis. The focus was on the station 7885 Rimavska Sec. The observations in this station were available from 1921 to 2010. Homogeneity of the time series was tested. Trend was detected by modified Mann-Kendall trend test and Theil-Sen slope for moving time windows. From the results it is clear that the significance and magnitude of the detected trend changes with the length of the observation. Detection of changes therefore should not focus only on the statistical analysis of the time series but also in the identification of drivers behind the detected changes.

KEY WORDS: change detection, peak discharges, trend

Úvod

Sledovanie a odhaľovanie zmien v dlhých časových radoch údajov je dôležité z vedeckého i praktického hľadiska. Hydrologické štúdie sú potrebné z hľadiska odhadnutia dosahu ľudskej činnosti na prirodzené procesy. Zmeny v časových radoch môžu mať rôzne podoby: môžu byť krátkodobé či dlhodobé, postupné alebo náhle, periodické či jednorazové. Pre pochopenie zmien je nutná nie len detekcia zmeny, ale hlavne pochopenie faktorov ovplyvňujúcich vznik zmien (Merz *et al*., 2012). Skúmanie štatistických vlastností hydrologických časových radov nám môže poskytnúť dôkazy o týchto zmenách.

Vo svete i na Slovensku bolo publikovaných množstvo prác zaoberajúcich sa skúmaním trendu v časových radoch hydrologických veličín v snahe o priradenie zmien k faktorom, ktoré majú vplyv na ich vznik (napr. Bormann *et al*., 2011, Kundzewic *et al.*, 2013, Carmona a Poveda, 2014). Štúdie sa zvyčajne zaoberajú trendovou analýzou pri fixnej dĺžke časového radu. Mediero *et al.* (2014) skúmali trendy na povodiach v Španielsku pomocou indikátorov povodní v rôznom časovom kroku. Pomocou Mann-Kendallovho testu odhalili klesajúci trend vo veľkosti a frekvencii výskytu povodní a rastúci trend v časovom nástupe povodní. Taktiež sa im podarilo identifikovať faktory ovplyvňujúce výskyt detekovaných trendov.

V článku sa zaoberáme detekciou zmien v dlhých časových radoch prietokov, s dôrazom na detekciu zmien vo výskyte trendu v časových radoch prietokov pri pohyblivej dĺžke skúmaného časového radu. Výsledky štúdie môžu prispieť k doplneniu, potvrdeniu či vyvráteniu poznatkov získaných z doterajších štúdií na Slovensku i vo svete.

Metodické postupy

Homogenita vstupných údajov je dôležitá obzvlášť pri trendovej analýze súvisiacej so zmenou klímy, keďže zmeny klimatologických prvkov sú zvyčajne malé a teda pri nehomogénnych časových radoch neodhaliteľné. Homogenita časových radov v skúmaných staniciach bola testovaná pomocou Alexanderssonovho testu (SNHT, Alexandersson a Moberg, 1997). Kritické hladiny v SNHT (Haenggi, 2010) teste, po ich prekročení považujeme časový rad za nehomogénny, boli upravené podľa spresnených výsledkov Khaliqa a Quardu (2006).
Mann-Kendallov test (Kendall, 1975) skúma významnosť trendu. Test je založený na poradí prvkov. Vstupné údaje sa nemusia riadiť žiadnou konkrétnou pravdepodobnosťou. V prípade, ak by boli uvažované iba homogénne stanice, na detekciu trendu by postačovala lineárna regresia. Ak sa štandardizovaná Mann-Kendall štatistická charakteristika *Z* rovná nule, dáta sú distribuované normálnym rozdelením so strednou hodnotou nula a rozptylom určeným nulovou hypotézou (neexistuje trend). Pozitívne hodnoty *Z* naznačujú vzrastajúci trend, negatívne hodnoty *Z* určujú klesajúci trend. Pri nízkych hodnotách pravdepodobnosti výskytu *p-value* sa predpokladá, že trend sa nevyskytuje iba vďaka náhodnému výberu hodnôt. Von Storch (1995) vo svojom výskume poukázal na to, že existencia pozitívnej autokorelácie zvyšuje pravdepodobnosť zistenia významného trendu pomocou Mann-Kendallovho testu, a teda výskytu chyby I. druhu. Yue *et al.* (2002) vo svojej práci dokázali, že korelácia dát ovplyvňuje výsledky Mann-Kendallovho testu. Po odstránení korelácie klesla významnosť existujúceho trendu. Medzi populárne korekcie Mann-Kendallovho testu patrí i korekcia zavedená autormi Hamed a Rao (1998). Táto korekcia sa zameriava na upravenie variancie Mann-Kendallovho testu. Hamed a Rao (1998) uvažovali vplyv autokorelácie (kladnej alebo zápornej). Dáta však môžu byť závislé aj bez vypočítanej autokorelácie, preto by vybrané štatistické testy mali zahŕňať aj odchýlku spôsobenú kladnou autokoreláciou v čase a priestore (Kundzewicz a Robson, 2004). Záporná autokorelácia nemusí byť významná a jej výskyt môže byť spojený s problémami odchýlok merania (Ehsanzadeh a Adamowski, 2010; Hall, 2013). Test použitý v práci bol naprogramovaný v softvéri R (Santander Meteorology Group, 2012) a obsahuje korekciu podľa Hameda a Raa (1998).
Veľkosť trendu vyskytujúceho sa v časovom rade je možno odhadnúť pomocou Theil- Senovho sklonu (Theil, 1950; Sen 1968):

$$\beta = Median\left(\frac{X_j - X_l}{j-l}\right) \forall\, l < j \qquad (1)$$

kde β je odhad sklonu trendu a X_j je hodnota z radu pozorovaní j= 1...l. Sklon získaný týmto prístupom je priamočiarym odhadom významnosti monotónneho trendu. Ak sa Theil-Senov sklon blíži k nule, nie je podľa autora Yue *et al.* (2002) potrebné pokračovať v trendovej analýze. Ak je jeho veľkosť rozličná od nuly, potom predpokladáme výskyt lineárneho trendu.

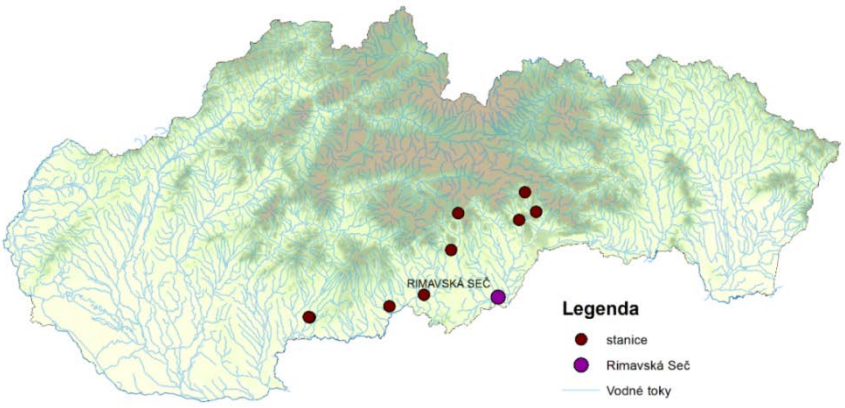
Pre výpočet veľkosti Theil-Senovho sklonu boli vstupné údaje X_t štandardizované podľa:

$$X_t^u = \frac{X_t}{E(X_t)}, \qquad (2)$$

kde *E* je priemer zo vstupných údajov. Následne bol vypočítaný percentuálny nárast alebo pokles Theil-Senovho sklonu.

Vstupné údaje

Vstupné údaje tvorilo deväť radov ročných kulminačných prietokov nachádzajúcich sa na povodiach na južnom Slovensku poskytnutých Slovenským hydrometeorologickým ústavom (Obr.1, Tab.1).



Obr. 1. Stanice na juhu Slovenskej republiky.
Fig. 1. Stations in South Slovakia.

Tabuľka 1. Popis staníc použitých v analýze nachádzajúcich sa na južnom Slovensku
Table 1. Stations characteristics in South Slovakia

Evidenčné číslo	Vodomerná stanica	Tok	Začiatok pozorovania (rok)	Veľkosť povodia (km^2)	Nadmorská výška vodomernej stanice (m n.m.)	Priemerná nadmorská výška povodia (m n.m.)
7440	Holiša	Ipeľ	1931	685.67	172.4	378.582
7500	Dolná Strehová	Tisovník	1962	275.59	166.25	463.79
7580	Plášťovce	Krupinica	1931	302.79	139.47	455.936
7670	Vlachovo	Slaná	1922	123.16	411.97	787.5
7680	Gemerská Poloma	Súľovský potok	1960	57.38	324.04	710.311
7730	Štítnik	Štítnik	1925	129.63	284.95	620.981
7830	Tisovec	Rimava	1922	82.34	411	770.892
7860	Lehota N/Rimavicou	Rimavica	1926	148.95	263.65	661.247
7885	Rimavská Seč	Blh	1926	270.18	157.98	337.14

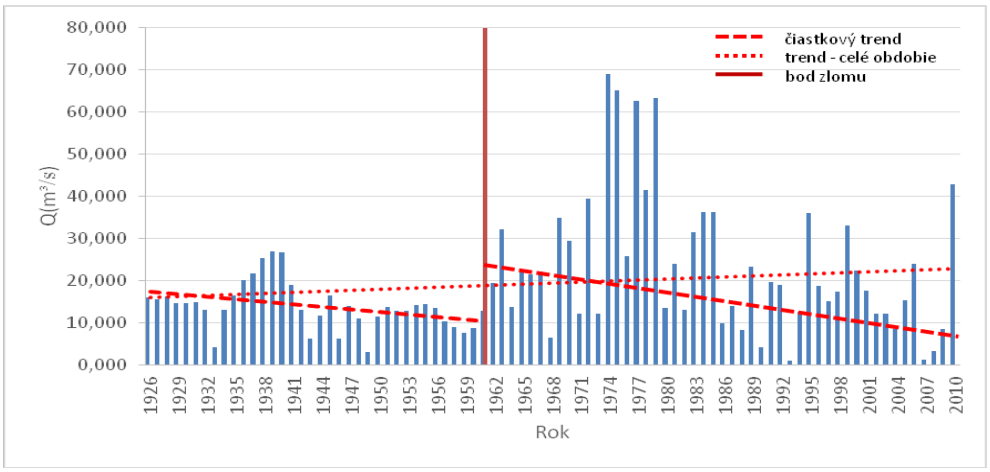
Vstupné údaje boli v nasledujúcich častiach práce podrobené analýze homogenity a trendovej analýze v snahe detekovať výskyt zmien vo veľkosti kulminačných prietokov. S vybraných povodí sa analýza v tomto článku bližšie zameriavala na stanicu 7885 Rimavská Seč v rokoch 1926 až 2010, na ktorej je ukázaný postup použitý pri analýze všetkých vstupných údajov. Stanica leží v povodí rieky Blh, ktorá sa vlieva do Rimavy.

Detekcia zmien pre stanicu 7885 Rimavská Seč

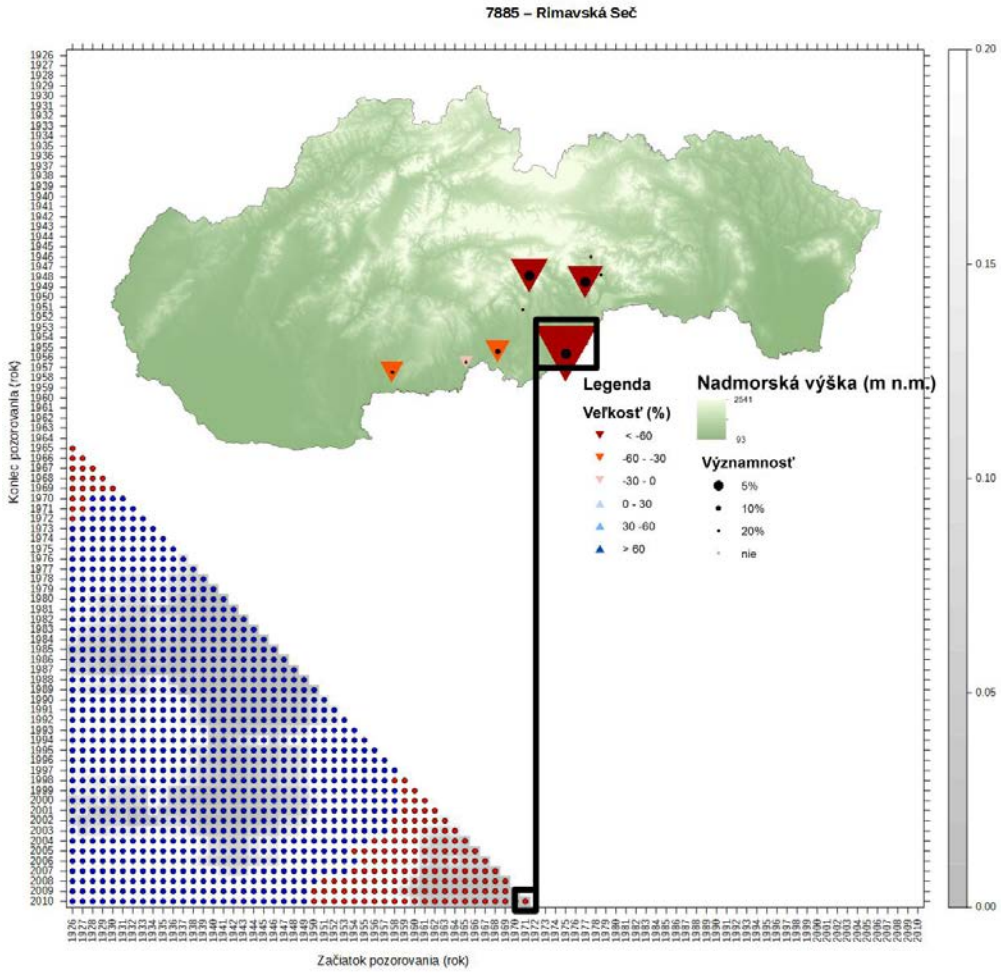
Analýza homogenity podľa SNHT testu odhalila nehomogénnosť časového radu. Vypočítaná hodnota 9,85 v roku 1961 (bod zlomu) presahovala kritickú hodnotu 9,001 na hladine významnosti 95%. Na Obr. 2 je znázornený časový rad s označením bodu zlomu. Bodkovaná čiara znázorňuje rastúci sklon vypočítaného linearneho trendu pre celé pozorované obdobie. Čiarkované čiary znázorňujú sklony klesajúcich lineárnych trendov pred a po bode zlomu. Z obrázka č.2 je zrejmé, že pred bodom zlomu bol v časovom rade prítomný klesajúci trend. Po roku 1961 sa štatistické vlastnosti časového radu zmenili, ale pri samostatnej analýze je v období 1961-2010 prítomný klesajúci trend.
V ďalšom kroku sme na analýzu časového radu zvolili pohyblivú hranicu určenia Theil-Senovho sklonu a významnosti trendu modifikovaným Mann-Kendallovým testom s odstránením autokorelácie. Na Obr. 3 je znázornená významnosť detekovaného trendu pomocou šedej farby v grafe xy na hladine významnosti 95%, modrá farba bodu znázorňuje rastúci trend a červená farba klesajúci trend. Na osi x je znázornený rok začiatku pozorovania a na y osi koniec pozorovania, minimálna dĺžka pozorovania bola 40 rokov, napr. pre interval v rokoch 1971-2010 bol detekovaný významný klesajúci trend na hladine významnosti 95% s veľkosťou Theil-Senovho sklonu 122%. Na mape v Obr. 3 sú zobrazené výsledky trendovej analýzy pre fixný časový krok 40 rokov (1971-2010) pre stanice na južnom Slovensku, s lokalizovanou stanicou Rimavská Seč. Veľkosť trojuholníka znázorňuje veľkosť trendu v percentách, hladina významnosti je určená pomocou veľkosti čierneho bodu podľa legendy. Na Obr. 3 môžeme pozorovať, ako sa pri predlžovaní pozorovaného obdobia zmenila významnosť i sklon trendovej čiary a pre celé dostupné pozorované obdobie 1926 až 2010 sklon trendovej čiary poukazuje na rastúci trend bez detekovanej významnosti na žiadnej z pozorovaných hladín významnosti. Z uvedenej analýzy je zrejmé, že s každým pridaným rokom sa mení štatistická významnosť a veľkosť odhaleného trendu. Pre ostatné analyzované stanice (Tab.1) boli dosiahnuté podobné výsledky pri zobrazení zmeny Theil-Senovho sklonu a významnosti trendu podľa modifikovaného Mann-Kendallovho testu. Toto poukazuje na závislosť a nevýhody použitia analýzy na určenie významnosti trendu pri extrapolácii budúcich výskytov extrémnych udalostí a snahe o zovšeobecnenie výsledkov a ich použitie pri predpovediach, ako napríklad extrapolácia rastúcich alebo klesajúcich trendov pri návrhoch protipovodňových opatrení v miestach bez priamych pozorovaní.

Diskusia a záver

V článku sme sa zaoberali detekciou zmien v dlhých časových radoch kulminačných prietokov, s dôrazom na výskyt a zmenu v trende. Pre stanice na južnom Slovensku bola vykonaná analýza homogenity časového radu, detekovaný trend a jeho významnosť pre meniacu sa dĺžku časového radu. V tejto štúdii sme na príklade



Obr. 2. Analýza homogenity, trendu a bodu zlomu v stanici 7885 Rimavská Seč.
Fig. 2. Homogeinity, trend and break point analysis in station 7885 Rimavská Seč.



Obr. 3. Zobrazenie zmeny Theil-Senovho sklonu a významnosti trendu podľa modifikovaného Mann-Kendallovho testu pre pohyblivý začiatok a koniec pozorovaného obdobia v stanici 7885 – Rimavská Seč (Legenda grafu xy: Modrá – rastúci trend, Červená- klesajúci trend, Šedá – hladina významnosti 95%).
Fig. 3. Change of Theil – Sen slope calculation and detection of trend significance according to modified Mann-Kendall test for moving window for station 7885 – Rimavská Seč (Legend of xy graph:Blue- rising trend, Red- decreasing trend, Grey – 95% level of significance).

stanice 7885 – Rimavská Seč chceli demonštrovať, že fixný časový interval nie je vhodný pre trendové analýzy a následnú extrapoláciu a regionalizáciu výskytov extrémnych udalostí vzhľadom na to, že analýza s pohyblivým začiatkom a koncom pozorovaného obdobia odhalila výrazné odchýlky v schopnosti detekovania štatisticky významného trendu.

Tieto výsledky boli potvrdené analýzou všetkých staníc na južnom Slovensku. Testy nie sú schopné identifikovať slabé alebo krátko trvajúce zmeny. Tento fakt však nie je možné považovať za absenciu zmeny (Radziejewski a Kundzewicz, 2009; Kundzewicz a Robson, 2004). Pre dlhé časové rady (viac ako 50 rokov) je nemožné určiť, či detekovaný trend nie je spôsobený osciláciami, posunmi v režime výskytu alebo prirodzenými zmenami, keďže ich dĺžka je stále relatívne krátka v pomere k dĺžke obdobia, v ktorom sa prejavia prírodné zmeny (Hall *et al*., 2014). Pre prietoky je odhadované, že nie je možné s presnosťou určiť výskyt signifikantného trendu pred koncom 21. storočia, aj v prípade ak by sa ich veľkosť zvýšila dvakrát ako bolo modelované s použitím klimatického scenára IPCC A2. S každým pridaným rokom pozorovania sa čas potrebný na odhalenie významného trendu zníži alebo zvýši (Ziegler *et al*., 2005).

Hall *et al.* (2014) odporúčajú identifikáciu mokrých a suchých období pred čisto trendovou analýzou. Bližšie skúmanie vlhkých a suchých období, lineárnych a nelineárnych metód ich určenia a identifikovanie prvkov, ktoré ovplyvňujú ich výskyt, by mohlo viesť k vysvetleniu ich vzniku a trvania. Detekcia zmien by sa nemala zameriavať iba na štatistické vyhodnocovanie trendovej analýzy, ale mala by zahŕňať i snahu o určenie príčin vzniku detekovaných zmien (Merz *et al.*, 2014; Bloeschl *et al.*, 2015; Hall *et al.*, 2014). Na detekciu zmien v hydrologických časových radoch teda nie je možné použiť iba štatistické metódy ako je trendová analýza, ale je hlavne nutné skúmať a hľadať potenciálne príčiny a faktory pôsobiace na tieto zmeny ako sú napr. genézy vzniku zrážok, či tvorby odtoku.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV- 0303-11 a Vedeckou grantovou agentúrou MŠVVaŠ SR v rámci projektu č. VEGA 1/0776/13 a VEGA 1/0710/15.

Literatúra

Alexandersson, H., Moberg, A. (1997): Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. Int. J. Climatol., 1997, 17, 25–34.

Blöschl, G., Gaál, L., Hall, J., Kiss, A., Komma J., Nester, T., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Plavcová, L., Rogger, M., Salinas, J. L., Viglione, A. (2015): Increasing river floods: fiction or reality?. WIREs Water, 2015. doi: 10.1002/wat2.1079.

Bormann, H., Pinter, N., and Elfert, S. (2011): Hydrological signatures of flood trends in German rivers: flood frequencies flood heights and specific stages, J. Hydrol., 2011, 404, 50–66.

Carmona, A.M. (2014): Poveda, G. Detection of long-term trends in monthly hydro-climatic series of Colombia through Empirical Mode Decomposition, Climatic Change, 123 (2), 2014 pp. 301-313.

Ehsanzadeh, E., Adamowski, K. (2010): Trends in timing of low stream flows in Canada: impact of autocorrelation and long-term persistence. Hydrological Processes, 2010, 24(8), 970–980.

Haenggi, P. R (2010): scripts, Dostupné na: https://sites.google.com/site/phaenggi23/rscripts, Navštívené: 5.1.2014. 2010

Hall J. (2013): Information And Decision-Support For Robust Adaptation Of Irish Water Resources To Climate Change, Dizertačná práca, Irish Climate Analysis and Research Unit Department of Geography National University of Ireland, Maynooth, 2013.

Hall, J., Arheimer, B., Borga, M., Brázdil, R., Claps, P., Kiss, A., Kjeldsen, T. R., Kriauciuniene, J., Kundzewicz, Z. W., Lang, M., Llasat, M. C., Macdonald, N., Mcintyre, N., Mediero, L., Merz, B., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Neuhold, C., Parajka, J., Perdigão, R.A. P., Plavcová, L., Rogger, M., Salinas, J. L., Sauquet, E., Schär, C., Szolgay, J., Viglione, A., Blöschl, G. (2014): Understanding flood regime changes in Europe: A state of the art assessment. Hydrol. Earth Syst. Sci., 2014. 18, 2735-2772, doi:10.5194/hess-18-2735-2014, 2.

Hamed, K.H., Rao, A.R. (1998): A modifed Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. J. of Hydrology, 1998, 204, 182-196.

Kendall, M.G. (1975): Rank Correlation Methods. London: Griffin. 1975.

Khaliq, M. N., Ouarda, T. B. M. J. (2007): On the critical values of the standard normal homogeeity test (SNHT). J. Climatol., 2007, 27, 5, 681-687.

Kundzewicz Z.W., Pinskwar I., Brakenridge G.R. (2013): Large floods in Europe, 1985–2009, Hydrological Sciences J., 2013, 58 (1), 1-7.

Kundzewicz, Z. W., Robson, A. J. (2004): Change detection in hydrological records - a review of the methodology. Hydrological Sciences J., 2004, 49 (1), 7–19.;

Mediero, L., Santillan, D., Garrote, L., Granados, A. (2014): Detection and attribution of trends in magnitude and frequency and timing of floods in Spain, J. of Hydrology, 2014, 517, 1072-1088.

Merz, B., Aerts, J., Arnbjerg-Nielsen, K., Baldi, M., Becker, A., Bichet, A., Blöschl, G., Bouwer, L.M., Brauer, A., Cioffi, F., Delgado, J.M., Gocht, M., Guzzetti, F., Harrigan, S., Hirschboeck, K., Kilsby, C., Kron, W., Kwon, H.-H., Lall, U., Merz, R., Nissen, K., Salvatti, P., Swierczynski, T., Ulbrich, U., Viglione, A., Ward, P.J., Weiler, M., Wilhelm, B., Nied, M. (2014): Floods and climate: Emerging perspectives for flood risk assessment and management, Natural Hazards and Earth System Sciences, 2014, 14 (7), 1921-1942.

Merz, B., Vorogushyn, S., Uhlemann, S., Delgado, J., Hundecha, Y. (2012): Hess Opinions: "More efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series", Hydrol. Earth Syst. Sci., 2012, 16 (5), 1379-1387.

Radziejewski, M., Kundzewicz Z. W. (2009): Detectability of changes in hydrological records. Hydrological Sciences J., 2009, 49 (1), 1–51.

Santander Meteorology Group fume (2012): FUME package. R package version 1.0. http://CRAN.R-project.org/package=fume, 2012.

Sen, P.K. (1968): Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. J. Am. Statist.Assoc. 1968, 63, 1379-1389.

Theil, H. (1950): A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, I, II, III. Nederl. Akad. Wetensch. Proc., 1950 53, 386-392, 512-525, 1397-1412.

Von Storch V.H. (1995): Misuses of statistical analysis in climate research. Analysis of Climate Variability: Applications of statistical Techniques, von Storch, H., Navarra, A., Springer-Verlag, Berlin, Nemecko, 1995, 11-26.

Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G. (2002): The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. Hydrological processes. 2002, 16 (9), 1807- 1829.

Ziegler, A. D., Maurer, E. P., Sheffield, J., Nijssen, B., Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. (2005): Detection time for plausible changes in annual precipitation, evapotranspiration, and streamflow in three Mississippi River sub-basins. Climatic Change, 2005, 72 (1), 17–36.

DETECTION OF CHANGES IN THE ANNUAL MAXIMUM DISCHARGE SERIES IN SOUTH SLOVAKIA

A rising number of extreme events created a renewed interests in the detection of changes in the long term hydrological series. The main focus of the article was on the detection of the change of trends in the annual maximum discharges in the South Slovakia river basins. A flood peak time series from station 7885 Rimavska Sec located in the south Slovakia was used as the main example in this study. The observations were available from 1921 to 2010. Homogeneity of the time series was tested by the Alexandersson Standard Homogeneity test. The series was found to be non-homogeneous. Trend was detected by modified Mann-Kendall trend test and Theil-Sen slope for moving time windows. The change of the magnitude, slope and significance of the detected trend was observed with the change in the length of the time series used for calculations. The same results were achieved with this method on the rest of the observed river basins.

The purpose of this article was to point out the changes in the trend detected in different length of the time series. The results suggest that the trend tests are not able to detect weak or short term changes and therefore are not useful for further extrapolation and regional typisation. Also it is not possible to address, if the changes are not results of i.e. oscillations. Detection of changes therefore should not focus only on the statistical analysis of the time series but also in the identification of drivers behind the detected changes.

Ing. Katarína Jeneiová, MSc.
Prof. Ing. Silvia Kohnová, PhD.
Prof. Ing. Ján Szolgay, PhD.
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta Slovenskej technickej univerzity v Bratislave
Radlinského 11
813 68 Bratislava
E-mail: katarina.jeneiova@stuba.sk
silvia.kohnova@stuba.sk

Dr. Juraj Parajka
Institute of Hydraulic Engineering and Water Resources Management
Vienna University of Technology
Karlsplatz 13/222
A-1040 Vienna, Austria
E-mail: parajka@hydro.tuwien.ac.at

ACTA HYDROLOGICA SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 59 - 70

VYHODNOTENIE VÝZNAMNÝCH TRENDOV V PODZEMNÝCH VODÁCH V SLOVENSKEJ REPUBLIKE

Róbert Chriašteľ, Eugen Kullman

V roku 2014 Slovenský hydrometeorologický ústav v spolupráci s firmou Dekonta s.r.o. Bratislava vypracoval návrh hodnotenia trendov v ukazovateľoch kvantitatívneho a chemického stavu v útvaroch podzemných vôd. Následne bolo spracované samotné vyhodnotenie významných trendov v jednotlivých útvaroch podzemných vôd, vychádzajúce z komplexných výsledkov monitorovania kvantity a kvality podzemných vôd realizovaného Slovenským hydrometeorologickým ústavom v rokoch 2004 – 2013 na objektoch štátnej hydrologickej siete. V prípade hodnotenia chemického stavu, prítomnosť významných a trvalo vzostupných trendov na úrovni monitorovacích miest bola najčastejšie vyhodnotená pri ukazovateľoch Cl^-, SO_4^{2-} a NH_4^+. Prítomnosť významného a trvalo vzostupného trendu na úrovni útvaru bola preukázaná v útvare podzemných vôd SK1000600P v ukazovateli SO_4^{2-}. V prípade hodnotenia kvantitatívneho stavu bola prítomnosť významných a trvalo vzostupných trendov bilančných stavov podzemných vôd dokumentovaná v útvaroch podzemných vôd SK200030KF, SK000900F, SK2002100P, SK2004500P, SK2005300P a SK200540FP (pri zohľadnení hodnôt transformovaných využiteľných množstiev) a naviac aj v útvare podzemných vôd SK200170FP (pri zohľadnení hodnôt netransformovaných využiteľných množstiev). Pri vyhodnotení štatisticky významných a trvalých poklesových trendov na úrovni monitorovacích miest bol takýto trend dokumentovaný v útvaroch podzemných vôd SK1001600P, SK2001800F a SK200590FP.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: podzemný voda, hodnotenie trendov, Rámcová smernica o vode

ASSESSMENT OF SIGNIFICANT TRENDS IN GROUND WATERS IN THE SLOVAK REPUBLIC. Slovak Hydrometeorological Institute in cooperation with Dekonta s.r.o Bratislava Company prepared proposal of trend assessment for chemical and quantitative status of groundwater bodies in 2014. Afterwards was realized assessment of significant trends in individual groundwater bodies based on results of groundwater quality and quantity monitoring realized by Slovak Hydrometeorological Institute in 2004 – 2013. In the case of chemical status assessment, sustained and upward trends at sampling sites level were the most often classified for sulfates, chlorine and ammonia. Occurrence of sustained and upward trend at groundwater body level was identified for sulfates in groundwater body SK1000600P. In the case of quantitative status assessment, significant and sustained upward trends of groundwater balance status were documented in groundwater bodies SK200030KF, SK000900F, SK2002100P, SK2004500P, SK2005300P and SK200540FP (taking into account the values of transformed exploitable groundwater resources) and additionally also in the groundwater body SK200170FP (taking into account values of non-transformed exploitable groundwater resources). Significant and sustained decreasing trend at groundwater quantity monitoring sites has been documented in groundwater bodies SK1001600P, SK2001800F and SK200590FP.

KEY WORDS: groundwater, trend assessment, Water Framework Directive

Úvod

Smernica 2000/60/ES Európskeho parlamentu a Rady z 23.10.2000 ustanovujúca rámec pôsobnosti spoločenstva v oblasti vodnej politiky (v ďalšom texte RSV) definuje v čl. 4.1.b environmentálne ciele pre podzemné vody. V uvedenom článku sa v odseku 3 uvádza, že členské štáty uskutočnia potrebné opatrenia na zvrátenie akéhokoľvek významného a trvalo vzostupného trendu koncentrácie akejkoľvek znečisťujúcej látky, ktorý je spôsobený ľudskou činnosťou, za účelom zníženia znečistenia podzemnej vody. Je zrejmé, že pre naplne-

nie tejto požiadavky musia byť k dispozícii informácie o existencii vzostupných trendov koncentrácií znečisťujúcich látok v podzemných vodách a zároveň musí byť k dispozícii hodnotiaca schéma umožňujúca identifikáciu významných a trvalo vzostupných trendov na úrovni útvarov podzemných vôd.

K riešeniu uvedenej problematiky pristúpil Slovenský hydrometeorologický ústav v roku 2014, kedy v spolupráci s firmou Dekonta s.r.o. Bratislava bola v rámci úlohy 3291-00 "Implementácia RSV – klasifikácia a hodnotenie podzemných vôd" spracovaná čiastková úloha "Agregácia bodových výsledkov meraní na úroveň útvarov podzemných vôd a ich analýza za účelom priestorového zhodnotenia trendov kvantity a kvality podzemných vôd".

V rámci riešenia uvedenej čiastkovej úlohy bol navrhnutý postup hodnotenia významných a trvalo vzostupných trendov v útvaroch podzemných vôd pre ukazovatele chemického stavu. Obdobné hodnotenie bolo navrhnuté aj pre ukazovatele kvantitatívneho stavu podzemných vôd, kde bolo hodnotenie zamerané na významné poklesy využiteľných množstiev podzemných vôd. Navrhovaný postup bol následne aplikovaný na údaje z monitorovania množstva a kvality podzemných vôd realizovaného Slovenským hydrometeorologickým ústavom v štátnej monitorovacej sieti. Výsledkom hodnotenia bola identifikácia útvarov podzemných vôd v ktorých sa vyskytujú významné a trvalo vzostupné (kvalita) resp. trvalo poklesové (kvantita) trendy.

Materiál a metódy

Predmetom riešenia bolo vyhodnotenie trendov v ukazovateľoch chemického a kvantitatívneho stavu v útvaroch podzemných vôd Slovenska (vrstvy útvarov podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch a vrstvy útvarov podzemných vôd v predkvartérnych horninách, spolu 75 útvarov podzemných vôd) v súlade s požiadavkami smernice 2000/60/ES. Základným cieľom riešenia čiastkovej úlohy bolo identifikovať tie útvary podzemných vôd Slovenska, v ktorých:

- v prípade chemického stavu je prítomný významný a trvalo vzostupný trend,
- v prípade kvantitatívneho stavu je prítomný významný a trvalo vzostupný trend pri medziročnom bilančnom hodnotení útvarov podzemnej vody stanoveným pomerom transformovaných využiteľných množstiev podzemných vôd v útvare podzemnej vody (Kullman et al, 2014) k dokumentovaným odberom podzemnej vody za útvar ako celok (dataset A),
- v prípade kvantitatívneho stavu je prítomný významný, trvalo vzostupný trend pri medziročnom bilančnom hodnotení útvarov podzemnej vody stanovených pomerom netransformovaných využiteľných množstiev podzemných vôd v útvare podzemnej vody (Kullman et al, 2014) k dokumentovaným odberom podzemnej vody za útvar ako celok (dataset B),
- v prípade kvantitatívneho stavu je prítomný významný, trvalo poklesový trend hladinového režimu podzemných vôd, alebo významný trvalo poklesový trend výdatností prameňov, v oboch prípadoch dokumentovaný na objektoch štátnej hydrologickej siete podzemných vôd SR.

Pri riešení úlohy sme vychádzali z hodnotení trendov v podzemných vodách v SR spracovaných v roku 2013 **(**Bodiš et al, 2013) a postupov uvedených v príručkách Európskej komisie (ďalej len EK) spracovaných za účelom harmonizácie implementácie smernice 2000/60/ES (European Commission, 2001; European Commission, 2009). Do úvahy boli brané aj prístupy hodnotenia trendov v podzemných vodách použité v Írsku (Craig et al, 2010), Veľkej Británii (UKTAG, 2012) a Rakúsku (Grath et al, 2001).

Hodnotenie trendov bolo vykonávané použitím výsledkov monitorovania kvantity a kvality podzemných vôd realizovaného Slovenským hydrometeorologickým ústavom v rokoch 2004 – 2013 a výsledkov Vodohospodárskej bilancie SR časť podzemné vody spracovaných za roky 2004 – 2012 (transpozíciou bilančného hodnotenia 141 hydrogeologických rajónov Slovenska na 75 útvarov podzemných vôd, s využitím dokumentovaných využiteľných množstiev podzemných vôd a dokumentovaných odberov podzemných vôd s odberom nad 1250 m^3.$mesiac^{-1}$ uvádzaných pre jednotlivé hydrogeologické rajóny Slovenska). Vo všetkých troch prípadoch sa jednalo o relatívne rozsiahle dátové súbory. Pre hodnotenie trendov vývoja chemického stavu súbor vstupných údajov pozostával zo 107062 individuálnych výsledkov chemických analýz zoskupených do 5830 časových radov (pod časovým radom v celom texte rozumieme súbor napozorovaných hodnôt získaných v monitorovacom mieste bez rozlíšenia, či sa jedná o individuálne, alebo agregované údaje). Pre hodnotenie kvantitatívneho stavu bolo analyzovaných 1350 bilančných stavov a 6130 časových radov meraní na sondách a 2220 časových radov meraní na prameňoch. Pre takýto enormný rozsah údajov bolo potrebné zvoliť také metódy hodnotenia trendov, ktoré umožňujú vykonať analýzu veľkého počtu časových radov v reálnom čase.

V úvode riešenia úlohy boli definované nasledovné požiadavky na časové rady vstupujúce do hodnotenia trendov:

- Hodnotenie je potrebné vykonávať na základe priemerných ročných údajov hladín podzemných vôd alebo výdatností prameňov;
- Hodnotiace obdobie je 2004 – 2013, pri bilančnom hodnotení útvarov podzemných vôd 2004 – 2012.

V prípade hodnotenia chemického stavu boli ďalšími požiadavkami:

- Minimálny rozsah časových radov je 6 rokov;
- Medzera medzi pozorovaniami v rámci časového radu nesmie presiahnuť 1 rok;
- Posledné pozorovania musia byť vykonávané minimálne v roku 2012;

- Podiel meraní pod detekčným limitom nesmie presiahnuť 50 %;
- Podiel unikátnych hodnôt v časovom rade musí tvoriť minimálne 50 % z jeho rozsahu;
- Transformáciu cenzorovaných údajov je potrebné vykonávať v súlade s príručkou CIS č. 18 (European Commission, 2009).

Zároveň bola definovaná požiadavka, aby agregácia údajov z jednotlivých monitorovacích bodov pre útvar podzemných vôd ako celok bola vykonaná iba z monitorovacích miest s rovnakým rozsahom časových radov.
Voľba štatistických metód bola podmienená rozsahom a charakterom štatistických súborov (časových radov), ktorých základným znakom bol relatívne malý rozsah ($6 \leq n \leq 10$) a rôznorodosť rozdelenia údajov.

Hodnotenie chemického stavu

Pri hodnotení chemického stavu bolo prvým krokom spracovanie opisnej štatistiky vstupných údajov. Následne bola spracovaná analýza súladu časových radov s kritériami uvedenými v predchádzajúcej kapitole. Uvedené podmienky spĺňalo 2748 časových radov. Substitúcia cenzorovaných údajov bola vykonaná nasledovným spôsobom:

- Merania pod detekčným limitom boli nahradené najvyššou hodnotou detekčného limitu vyskytujúcou sa v časovom rade (Max ND);
- V prípade, že sa v časovom rade vyskytovala reálne nameraná hodnota nižšia, ako je Max ND táto bola tiež nahradená hodnotou Max ND.

Po uvedenej úprave sme pristúpili k agregácii údajov formou výpočtu priemernej hodnoty údajov napozorovaných v monitorovacom mieste v priebehu roka. Týmto sme získali základný súbor agregovaných vstupných údajov, ktorý následne vstupoval do hodnotenia trendov na úrovni monitorovacích miest.
Pre testovanie prítomnosti štatisticky významných trendov sme použili dva testy: ANOVA (analýza rozptylu) a Mann-Kendallov test. Pri aplikácii Mann-Kendallovho testu sme použili postup aplikovaný v práci Salmi et al, (2002) t.j. v závislosti od rozsahu časových radov sme použili buď Mann-Kendallovu štatistiku S (pri $n<10$), alebo štandardný Mann-Kendallov test (pri $n = 10$). Smer trendu sme v prípade aplikácie ANOVA odvodili zo smernice priamky lineárneho trendu a v prípade Mann-Kendallovho testu z hodnoty vypočítaných štatistík (kladné hodnoty S, alebo Z indikovali stúpajúci, záporné klesajúci trend). Obidva testy boli vykonávané na hladine významnosti $\alpha = 5\%$.
Zároveň sme testovali charakter rozdelenia údajov v jednotlivých časových radoch pomocou Shapiro-Wilkovho testu (Shapiro et al, 1965) a Lillieforsovej varianty Kolmogorov-Smirnovovho testu (Lilliefors, 1967). Vzhľadom na malý rozsah hodnotených štatistických súborov sme prijali zásadu, že normálne rozdelenie údajov vykazujú len tie časové rady, v ktorých bolo identifikované obidvomi testami. Tak ako hodnotenie trendov, aj testovanie rozdelenia údajov sme vykonávali na hladine $\alpha = 5\%$.
Prítomnosť štatisticky významných trendov bola vyhodnotená kladne, ak bola splnená aspoň jedna z nasledovných podmienok:

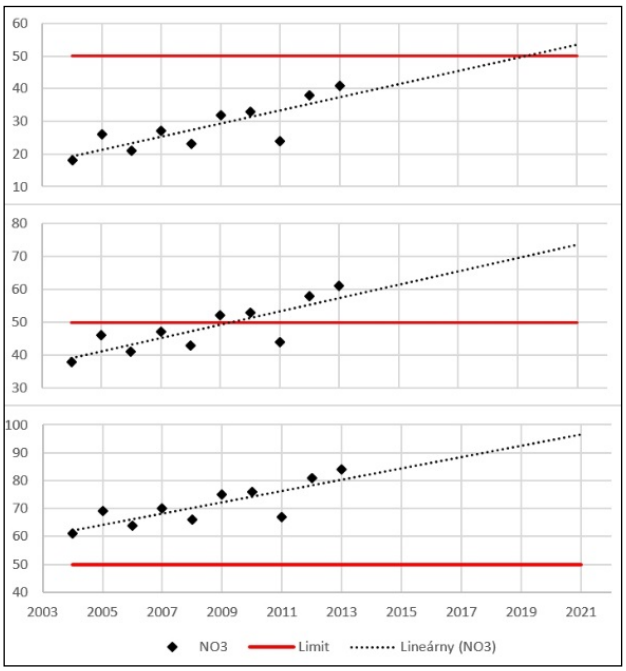
- Mann-Kendallov test indikuje na zvolenej hladine štatistickú významnosť trendu a/alebo,
- ANOVA indikuje na zvolenej hladine štatistickú významnosť trendu a súčasne platí, že údaje tvoriace časový rad vykazujú normálne rozdelenie.

V ďalšom kroku sme pristúpili k identifikácii významného a trvalo vzostupného trendu v každom časovom rade, v ktorom bol zistený stúpajúci štatisticky významný trend. Na jeho určenie sme použili nasledujúce kritériá:

- v časovom rade je identifikovaný stúpajúci štatistický významný trend a súčasne,
- prognózovaná hodnota lineárneho trendu pre rok 2021 je vyššia ako príslušná limitná hodnota.

Príklady zaradenia stúpajúceho štatisticky významného trendu do kategórie významných trvalo vzostupných trendov sú uvedené na obrázku 1.
Na prognózovanie hodnoty lineárneho trendu bol pri normálnom rozdelení štatistického súboru použitý regresný model vypočítaný metódou najmenších štvorcov (USEPA, 2013). V prípade, že štatistický súbor nevykazoval normálne rozdelenie, bol pre odhad skutočnej smernice lineárneho trendu použitý Senov neparametrický postup (Salmi et al, 2002). Ak prognózovaná hodnota lineárneho trendu pre rok 2021 bola vyššia ako príslušná limitná hodnota (norma kvality, alebo prahová hodnota v zmysle smernice 2006/118/ES), zistený stúpajúci štatisticky významný trend bol klasifikovaný ako významný a trvalo vzostupný trend.
Následne sme pristúpili k hodnoteniu trendov na úrovni útvarov podzemných vôd. Toto hodnotenie sa vykonávalo len pre tie ukazovatele a útvary podzemných vôd, pri ktorých bola aspoň v jednom monitorovacom mieste zistená prítomnosť významného a trvalo vzostupného trendu. Spôsob agregácie údajov bol zvolený na základe predbežnej analýzy údajov a prístupov používaných v iných členských krajinách (Craig et al, 2010; Grath et al, 2001). Agregácia údajov za jednotlivé ukazovatele bola realizovaná spriemerovaním priemerných ročných údajov napozorovaných v jednom roku vo všetkých monitorovacích miestach v rámci hodnoteného útvaru podzemných vôd, pričom museli byť splnené nasledovné podmienky:

- Hodnotiace obdobie určoval prienik časových radov v ktorých na úrovni monitorovacieho miesta bola v hodnotenom útvare podzemných vôd identifikovaná prítomnosť významného trvalo vzostupného trendu. Údaje pozorované v rokoch mimo takto určeného rozsahu neboli zaradené do ďalšieho hodnotenia;
- Časové rady kratšie, ako stanovené hodnotiace



Obr. 1. Príklady zaradenia stúpajúceho štatisticky významného trendu do kategórie významných a trvalo vzostupných trendov.
Fig. 1. Examples of the classification of "statistically significant upward trend" to the category "significant and sustained upwards trends".

obdobie neboli zahrnuté do agregácie údajov;
- V prípade, že sa v útvare podzemných vôd v danom roku vyskytovalo pozorovanie len v monitorovacom mieste, v ktorom bola identifikovaná prítomnosť významného a trvalo vzostupného trendu, nebol údaj z tohto roku zaradený do agregácie údajov;
- Do agregácie boli zahrnuté aj tie časové rady, ktoré neboli hodnotené na úrovni monitorovacích miest z nasledovných dôvodov:
  - Podiel meraní pod detekčným limitom presiahol 50 %;
  - Podiel unikátnych hodnôt v časovom rade tvoril menej, ako 50 % z jeho rozsahu.

Časový rad, ktorý vznikol uvedenou agregáciou musel spĺňať požiadavky na časové rady pre hodnotenie trendov na úrovni monitorovacích miest (pozri úvod kapitoly).
Aplikovaním opísaného postupu sme získali základný súbor agregovaných vstupných údajov, ktorý následne vstupoval do hodnotenia trendov na úrovni vodných útvarov. Pre hodnotenie trendov bol použitý rovnaký postup, ako v prípade ich hodnotenia na úrovni monitorovacích miest.

Hodnotenie kvantitatívneho stavu

Pri hodnotení kvantitatívneho stavu útvarov podzemných vôd ako celku bolo primárnym krokom spracovanie vstupných časových radov do hodnotenia prítomnosti štatisticky významných trendov. Vstupné časové rady boli tvorené:
- Časovými radmi bilančných stavov útvarov podzemných vôd s využitím transformovaných využiteľných množstiev podzemných vôd obdobia 2004 -2012,
- Časovými radmi bilančných stavov útvarov podzemných vôd s využitím netransformovaných využiteľných množstiev podzemných vôd obdobia 2004 - 2012,
- V útvaroch podzemných vôd Slovenska u ktorých „Aktualizované hodnotenie kvantitatívneho stavu útvarov podzemných vôd" (Kullman et. al, február 2014) dokumentovalo minimálne jeden monitorovací objekt s existujúcim poklesovým trendom (buď pokles hladín podzemných vôd v sonde, alebo pokles výdatností u prameňa) bolo spracované priečlenenie monitorovacích objektov štátnej hydrologickej siete podzemných vôd (sondy, pramene) k príslušnému útvaru podzemných vôd a pre následné hodnotenie boli vygenerované časové rady:
- Ročnými priemernými hodnotami stavov hladín podzemných vôd v m.n.m. pre jednotlivé monitorovacie objekty spadajúce do daného útvaru obdobia 2004-2013,
- Ročnými priemernými hodnotami výdatností prameňov v $l.s^{-1}$ pre jednotlivé monitorovacie objekty spadajúce do daného útvaru obdobia 2004-2013,
- Ročnými pomernými hodnotami stavov hladín pod-

zemných vôd pre jednotlivé monitorovacie objekty (sondy) spadajúce do daného útvaru obdobia 2004-2013,
- Ročnými pomernými hodnotami výdatností prameňov pre jednotlivé monitorovacie objekty (pramene) spadajúce do daného útvaru obdobia 2004 - 2013,
- Ročnými priemernými pomernými hodnotami pre všetky sondy v útvare spolu za obdobie 2004-2013,
- Ročnými priemernými pomernými hodnotami pre všetky pramene v útvare spolu za obdobie 2004-2013,
- Ročnými priemernými pomernými hodnotami pre všetky sondy a pramene v útvare spolu za obdobie 2004-2013.

Týmto sa získali základné súbory agregovaných vstupných údajov, ktoré vytvorili dátový podklad pre identifikáciu existencie významných trendov na úrovni útvarov podzemných vôd ako celku. Pre testovanie prítomnosti štatisticky významných trendov bol použitý rovnaký postup ako pri hodnotení chemického stavu podzemných vôd. Výsledkom hodnotenia bola dokumentovaná prítomnosť významného trendu (nárastového pri bilančnom hodnotení útvarov podzemných vôd resp. poklesového pri hodnotení zmien hydrologického režimu podzemných vôd – sondy, pramene a spolu) pre jednotlivé útvary podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch a prekvartérnych horninách.

Výsledky a diskusia

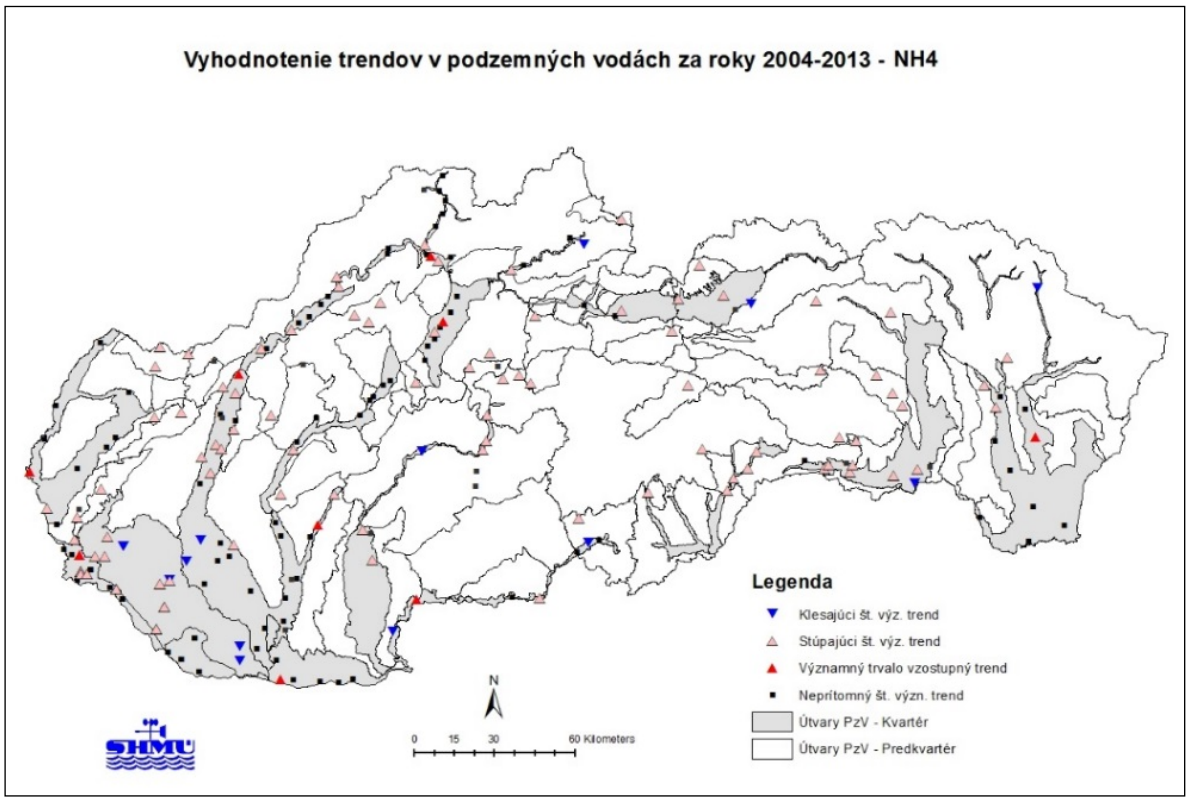
Hodnotenie chemického stavu

Vyhodnotenie štatisticky významných trendov na úrovni monitorovacích miest

Kritériá pre hodnotenie trendov na úrovni monitorovacích miest spĺňalo 809 časových radov. V relatívne vysokom počte monitorovacích miest bolo možné vyhodnotiť trendy pre monitorované základné fyzikálno-chemické ukazovatele (SO_4^{2-}, Cl^-, NH_4^+, NO_3^-) a TOC (tab. 1). Najčastejším dôvodom pre vyradenie časového radu z procesu štatistického hodnotenia trendov bola nadpolovičná prítomnosť meraní pod limit kvantifikácie použitej analytickej metódy.
Z vyhodnotených údajov vyplýva, že v tých ukazovateľoch, kde bolo možné vyhodnotiť trendy aspoň v 10 monitorovacích miestach prevládajú štatisticky významné vzostupné trendy v prípade ukazovateľov NH_4^+ a Zn (tab. 1.). Aj keď pri NH_4^+ sa jedná o výraznú prevahu počtu vzostupných trendov (obr. 2), väčšinou sa ich koncentrácie pohybujú hlboko pod príslušnou prahovou hodnotou a ako bude prezentované v ďalšom texte, zatiaľ nebol identifikovaný významný a trvalo vzostupný trend na úrovni útvaru podzemných vôd.
Vzhľadom na to, že amóniové ióny sú do podzemných vôd vnášané najmä antropogénnou cestou (Pitter, 1999),

Tabuľka 1. Prehľad počtu časových radov vstupujúcich do hodnotenia trendov a počtov štatisticky významných trendov
Table 1. Summary of number of time series involved to the trend assessment and numbers of statistically significant trends

Ukazovateľ	Celkový počet časových radov	Stúpajúci št. výz. trend	Klesajúci št. výz. trend	Neprítomný št. význ. trend
SO4	173	47	123	3
Cl	143	51	88	4
TOC	143	10	130	3
NH4	132	104	14	14
NO3	71	24	46	1
Zn	42	27	5	10
As	21	5	9	7
CHSK-Mn	21	5	14	2
NO2	20	6	7	7
1,1,2-trichlóretén	10	1	8	1
Atrazín	10		6	4
1,1,2,2-tetrachlóretén	6	2	4	
Cd	5	3	1	1
Al	3	1	2	
Cu	2		1	1
Ni	2			2
1,2-dichlórbenzén	1		1	
1,3-dichlórbenzén	1		1	
Benzén	1		1	
Hg	1		1	
Chlórbenzén	1		1	
Celkový súčet	809	286	463	60



Obr. 2. Vyhodnotenie trendov v monitorovacích miestach – NH_4^+.
Fig. 2. Trend assessment in sampling sites – NH_4^+.

bude potrebné situáciu pozorne sledovať, poprípade zvážiť prijatie preventívnych nápravných opatrení. Na druhej strane môžeme konštatovať, že štatisticky významný pokles koncentrácií prevažuje u všetkých ostatných ukazovateľov zaradených do tejto skupiny ukazovateľov (SO_4^{2-}, Cl^-, NH_4^+, NO_3^-, TOC, $CHSK_{Mn}$, NO_2^-, 1,1,2-trichlóretén a Atrazín).

Vyhodnotenie významných a trvalo vzostupných trendov na úrovni monitorovacích miest

Významné a trvalo vzostupné trendy boli aspoň v jednom monitorovacom mieste vyhodnotené v 13 útvaroch podzemných vôd (tab. 2). Spolu bolo vyhodnotených 65 významných a trvalo vzostupných trendov. Až na dva prípady boli všetky identifikované v kvartérnych útvaroch podzemných vôd, pričom ich najčastejší výskyt bol zaznamenaný v útvaroch SK1000300P (Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov centrálnej časti Podunajskej panvy), SK1000400P (Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov dolného toku Váhu, Nitry a ich prítokov) a SK1000200P (Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov západnej časti Podunajskej panvy).
Z pohľadu hodnotených ukazovateľov boli významné a trvalo vzostupné trendy najčastejšie vyhodnotené pre Cl^-, SO_4^{2-} a NH_4^+ (tab. 2).

Vyhodnotenie významných a trvalo vzostupných trendov na úrovni útvarov podzemných vôd

Do hodnotenia vstupovalo 13 útvarov podzemných vôd, v ktorých aspoň v jednom monitorovacom mieste bola v danom ukazovateli identifikovaná prítomnosť významného a trvalo vzostupného trendu (tab. 2). Štatisticky významné vzostupné trendy na úrovni útvarov podzemných vôd boli vyhodnotené v šiestich z nich. Následným hodnotením boli predbežne identifikované významné a trvalo vzostupné trendy v ukazovateľoch Cl^- (obr. 3) a SO_4^{2-} (obr. 4) v 3 útvaroch podzemných vôd menovite: SK1000100P Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov Viedenskej panvy, SK1000600P Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov východnej časti Podunajskej panvy a SK1000700P a Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov Hrona (tab. 3).
Finálne hodnotenie pozostávalo z podrobnej analýzy údajov, ktoré vstupovali do hodnotenia predbežne identifikovaných významných a trvalo vzostupných trendov na úrovni útvarov podzemných vôd. Ukázalo sa, že výsledná klasifikácia je v útvare SK1000100P výrazne ovplyvnená výsledkami monitorovania z objektu 209090 Záhorská Ves. Priemerná koncentrácia analyzovaná vo vzorkách odobratých v priebehu hodnotiaceho obdobia presahuje prahovú hodnotu v prípade chloridov

desaťnásobne (obr. 5) a v prípade síranov päťnásobne (obr. 6). Vzhľadom na to, že agregácia údajov s použitím aritmetického priemeru je citlivá na odľahlé hodnoty, došlo k výraznému ovplyvneniu výsledku hodnotenia, čo bolo potvrdené opakovaným hodnotením tak pri vylúčení výsledkov monitorovania z uvedeného objektu, ako aj pri agregácii údajov pomocou mediánu. V obidvoch prípadoch agregované údaje ležali pod prahovou hodnotou a nevykazovali štatistickú významnosť vzostupného trendu. Z uvedených dôvodov bola prítomnosť významného a trvalo vzostupného trendu vo vodnom útvare SK1000100P vyhodnotená ako nerelevantná.

Významné ovplyvnenie celkového hodnotenia chloridov v útvare podzemných vôd SK1000700P spôsobujú výsledky monitorovania z objektu 56090 Bíňa, kde priemerná koncentrácia chloridov za hodnotené obdobie presahuje príslušnú prahovú hodnotu štvornásobne (obr. 7). Aj v tomto prípade po opakovanom hodnotení pri vylúčení výsledkov monitorovania z uvedeného objektu, ako aj pri agregácii údajov pomocou mediánu sa hodnoty pohybovali pod prahovou hodnotou a nevykazovali štatistickú významnosť vzostupného trendu. Vyhodnotená prítomnosť významného a trvalého vzostupného trendu chloridov v útvare SK1000700P bola následne zamietnutá.

Analýzou vstupných údajov do hodnotenia síranov v útvare podzemných vôd SK1000600P (obr. 8) boli potvrdené závery z predchádzajúcich hodnotení a môžeme konštatovať, že v tomto útvare podzemných vôd je preukázaná prítomnosť významného a trvalo vzostupného trendu v ukazovateli SO_4^{2-}.

Tabuľka 2. Prehľad počtu monitorovacích miest s výskytom významných a trvalo vzostupných trendov

Table 2. Summary of number of sampling sites with occurrence of significant and sustained upward trends

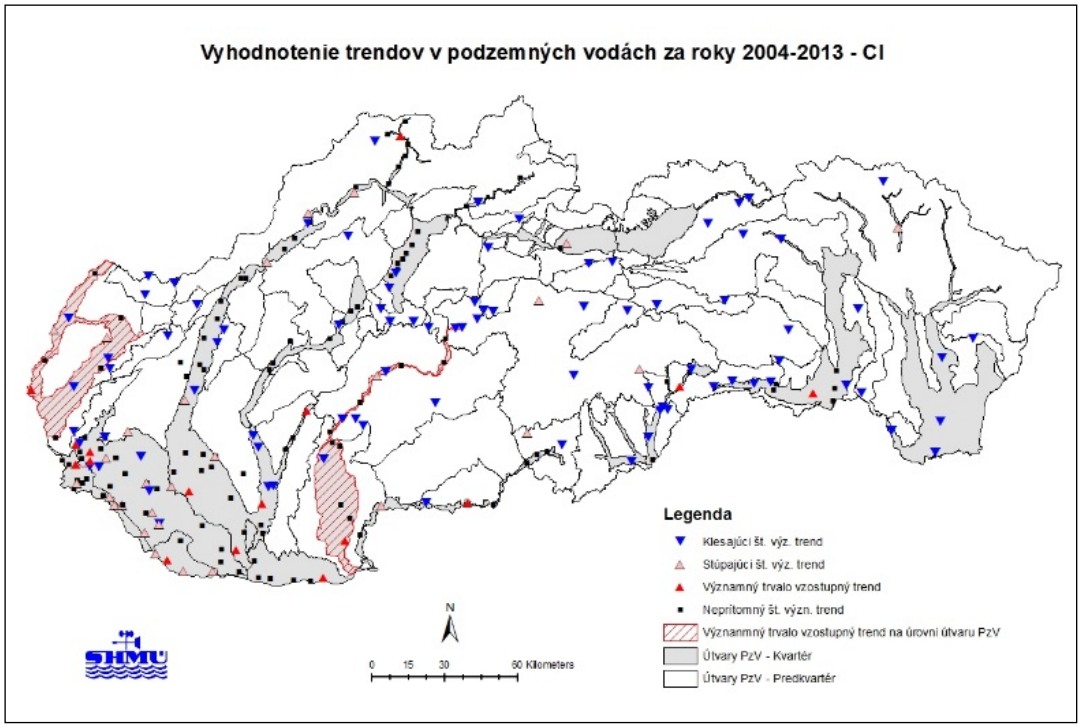
Útvar PzV	Cl	SO4	NH4	NO3	TOC	As	PCE	CHSK -Mn	Trichlór -etén	Al	Počet spolu
SK1000300	4	4		3			1		1		13
SK1000400	4	4	2	2		1					13
SK1000200	3	1	2		1	2		2			11
SK1000700	1	4			1						6
SK1000100	1	1	1		1						4
SK1000600	1	1	1	1							4
SK1000500	1		2								3
SK1000800	1	1	1								3
SK1001200	1	1					1				3
SK1001100	1				1						2
SK1001500			1								1
SK2001000		1									1
SK200540F										1	1
Počet spolu	18	18	10	6	4	3	2	2	1	1	65

Tabuľka 3. Prehľad vyhodnotených štatisticky významných vzostupných trendov na úrovni útvarov podzemných vôd

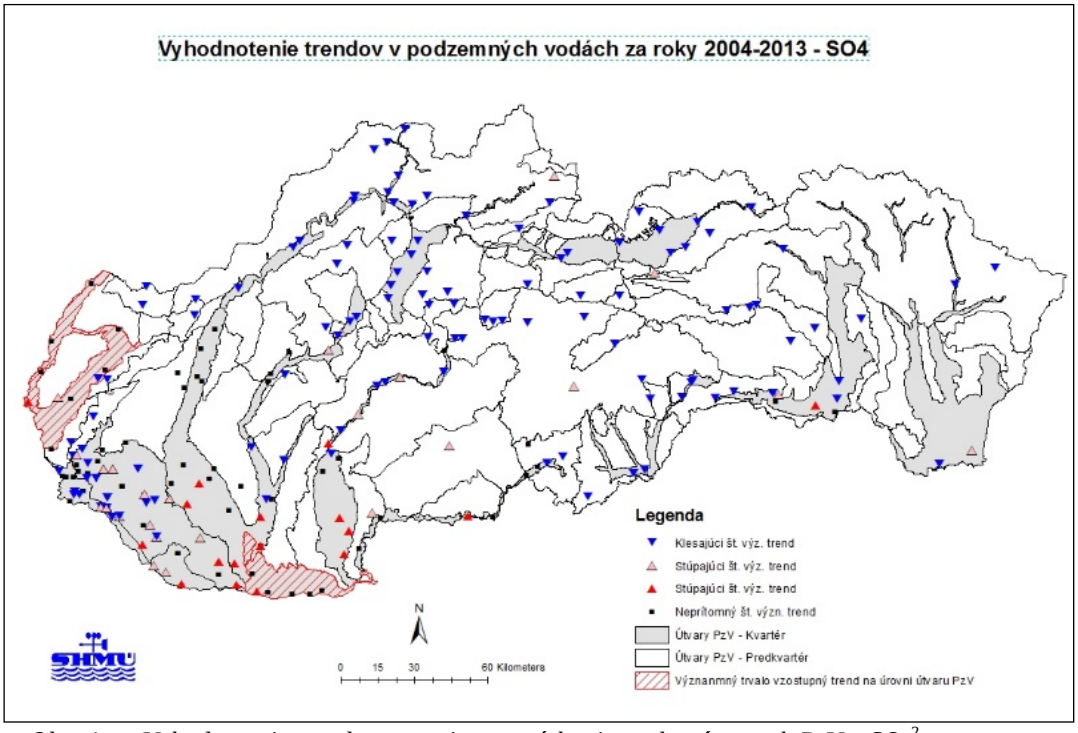
Table 3. Summary of the assessment of statistically significant upward trends on the level of groundwater bodies

Útvar PzV	Cl	NO3	SO4	As	NH4
SK1000100P	**1**		**1**		
SK1000200P	1			1	
SK1000600P		1	**1**		
SK1000400P		1			
SK1000500P					1
SK1000700P	**1**				

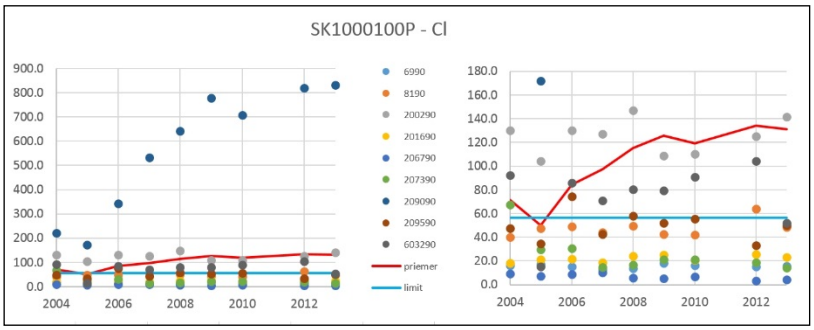
Pozn: Boldom sú označené štatisticky významné vzostupné trendy predbežne klasifikované ako významné a trvalo vzostupné trendy.



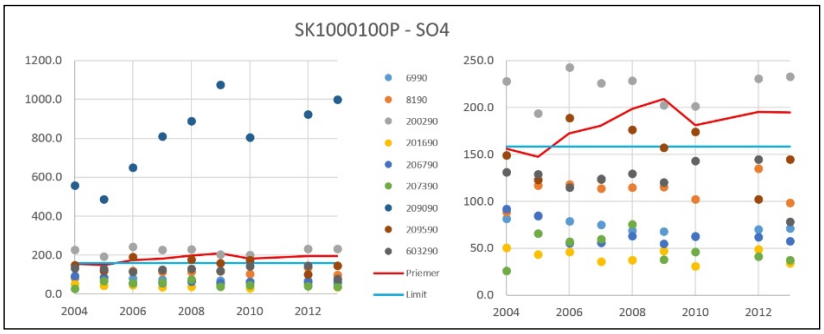
Obr. 3. Vyhodnotenie trendov v monitorovacích miestach a útvaroch PzV – Cl^-.
Fig. 3. Trend assessment in sampling sites and groundwater bodies– Cl^-.



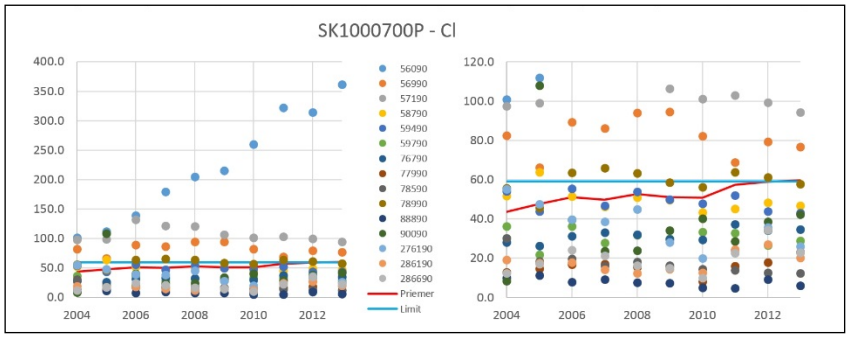
Obr. 4. Vyhodnotenie trendov v monitorovacích miestach a útvaroch PzV – SO_4^{2-}.
Fig. 4. Trend assessment in sampling sites and groundwater bodies– SO_4^{2-}.



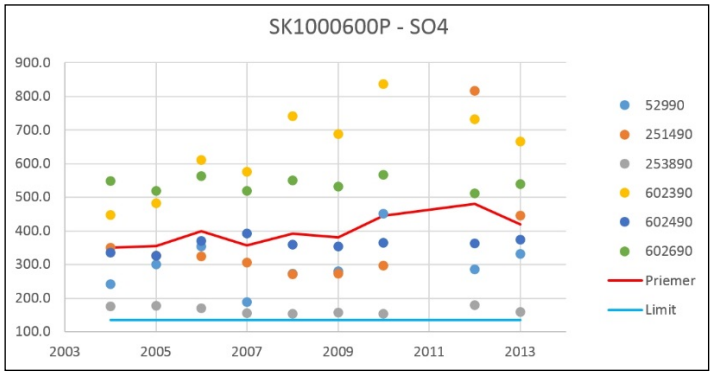
Obr. 5. Vstupné údaje pre hodnotenie trendu na úrovni útvaru PzV (zobrazenie v dvoch mierkach osi y).
Fig. 5. Input data for trend assessment on the GWB level (depicted in two scales of y axis).



Obr. 6. Vstupné údaje pre hodnotenie trendu na úrovni útvaru PzV (zobrazenie v dvoch mierkach osi y).
Fig. 6. Input data for trend assessment on the GWB level (depicted in two scales of y axis).



Obr. 7. Vstupné údaje pre hodnotenie trendu na úrovni útvaru PzV (zobrazenie v dvoch mierkach osi y).
Fig. 7. Input data for trend assessment on the GWB level (depicted in two scales of y axis).



Obr. 8. Vstupné údaje pre hodnotenie trendu na úrovni útvaru PzV.
Fig. 8. Input data for trend assessment on the GWB level.

Hodnotenie kvantitatívneho stavu

Vyhodnotenie štatisticky významných trendov na úrovni útvaru podzemnej vody (bilančné hodnotenie)

Pri hodnotení časových radov bilančných stavov útvarov podzemných vôd s využitím *transformovaných* využiteľných množstiev podzemných vôd obdobia 2004 -2012 bol dokumentovaný stúpajúci štatisticky významný trend v 6 útvaroch podzemných vôd: SK 200030KF, SK000900F, SK2002100P, SK2004500P, SK2005300P a SK200540FP (všetko vo vrstve útvarov podzemných vôd v predkvartérnych horninách).
Pri hodnotení časových radov bilančných stavov útvarov podzemných vôd s využitím *netransformovaných* využiteľných množstiev podzemných vôd obdobia 2004 -2012 bol dokumentovaný stúpajúci štatisticky významný trend v 7 útvaroch podzemných vôd: SK 200030KF, SK000900F, SK200170FP, SK2002100P, SK2004500P, SK2005300P a SK200540FP (všetko vo vrstve útvarov podzemných vôd v predkvartérnych horninách).

Vyhodnotenie štatisticky významných trendov na úrovni monitorovacích miest

Pri hodnotení štatisticky významných trendov nad datasetom výsledkov monitorovania podzemných vôd (agregované zhodnotenie monitorovacích bodov) bol dokumentovaný štatisticky významný poklesový trend v troch útvaroch podzemných vôd (jednom vo vrstve útvarov podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch a dvoch vo vrstve útvarov podzemných vôd v predkvartérnych horninách): SK1001600P (štatisticky významný poklesový trend dokumentovaný u zhodnotenia hladinového režimu sond, hodnotenie prameňov nebolo pre absenciu miest prirodzených výverov podzemných vôd v uvedenom útvare realizované), SK2001800F (štatisticky významný poklesový trend dokumentovaný len u zhodnotenia hladinového režimu sond, spoločné zhodnotenie sond a prameňov v útvare podzemnej vody ako celku existenciu štatisticky významného poklesového trendu v režime podzemných vôd pre tento útvar nepreukázalo) a SK200590FP (štatisticky významný poklesový trend dokumentovaný u zhodnotenia výdatností prameňov, spoločné zhodnotenie sond a prameňov v útvare podzemnej vody ako celku existenciu štatisticky významného poklesového trendu v režime podzemných vôd potvrdilo).

Záver

Pri hodnotení trendov bola v závislosti od charakteru rozdelenia vstupných údajov použitá parametrická (ANOVA), alebo neparametrické metóda (Mann-Kendallov test). Na testovanie charakteru rozdelenia údajov bola použitá dvojica testov: Shapiro-Wilkov test a Lillieforsova varianta Kolmogorov-Smirnovovho testu. Všetky štatistické testy boli vykonávané na hladine významnosti $\alpha = 5\%$. Ako problematická sa ukázala metóda agregácie bodových údajov na plochu, pri ktorej bol použitý výpočet priemerov z ročných priemerov údajov získaných z jednotlivých monitorovacích miest nachádzajúcich sa v hodnotenom útvare podzemných vôd. Následné štatistické hodnotenie takto získaných údajov môže byť výrazne ovplyvnené odľahlými hodnotami, čo sa prejavilo aj pri nami vykonávanom hodnotení. Z prvotne vyhodnotených 4 prípadov prítomnosti významných a trvalo vzostupných trendov na úrovni útvarov podzemných vôd sa ako opodstatnený ukázal len jeden. Preto je veľmi dôležité po realizácii hodnotení trendov založených na podobným spôsobom agregovaných údajoch dodatočne analyzovať všetky vstupné údaje a až na základe ich kontroly určiť, či je dané hodnotenie relevantné.
Hodnotením trendov na úrovni monitorovacích miest bol zistený štatisticky významných vzostup koncentrácií amónnych iónov aspoň v jednom monitorovacom mieste v 45 z celkového počtu 75 všetkých hodnotených útvarov podzemných vôd. Aj keď uvedený nárast koncentrácií sa dotýka prakticky všetkých kvartérnych útvarov, je nutné poznamenať, že v drvivej väčšine sa jedná o koncentračné úrovne hlboko pod príslušnou prahovou koncentráciou. Významný trvalo vzostupný trend na úrovni útvarov podzemných vôd bol identifikovaný v jednom prípade a to pri obsahu síranov v útvare SK1000600P Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov východnej časti Podunajskej panvy.
Výsledky hodnotenia kvantitatívneho stavu potvrdili existenciu stúpajúceho štatisticky významného trendu v 6 útvaroch podzemnej vody (pri bilančnom hodnotení s využitím transformovaných využiteľných množstiev podzemných vôd) a v 7 útvaroch podzemnej vody (pri bilančnom hodnotení s využitím netransformovaných využiteľných množstiev podzemných vôd). Existencia poklesového štatisticky významného trendu bola pri analýze meraní z monitorovacích bodov kvantitatívneho monitorovania podzemných vôd potvrdená v 2 útvaroch podzemnej vody ako celku.

Literatúra

Bodiš D. et al (2013) Kvantitatívne a kvalitatívne hodnotenie útvarov podzemnej vody (prípravná štúdia), časť III. Vyhodnotenie chemického stavu útvarov podzemnej vody, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava

Craig M. and Daly D. (2010) Methodology for establishing groundwater threshold values and the assessment of chemical and quantitative status of groundwater, including an assessment of pollution trends and trend reversal, Environmental Protection Agency, Office of Environmental Assessment, Ireland.

European Commission (2001) The EU Water Framework Directive: statistical aspects of the identification of groundwater pollution trends, and aggregation of monitoring results, Technical report no.1, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities.

European Commission (2009) Guidance on Groundwater Status and Trend Assessments, CIS Guidance Document no. 18, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities.

Grath J., Scheidleder A., Uhlig S., Weber K., Kralik M., Keimel T., Gruber D. (2001): "The EU Water Framework Directive: Statistical aspects of the identification of groundwater pollution trends, and aggregation of monitoring results". Annex to the Final Report. Austrian Federal Ministry of Agriculture and Forestry, Environment and Water Management (Ref.: 41.046/01-IV1/00 and GZ 16 2500/2-I/6/00), European Commission (Grant Agreement Ref.: Subv 99/130794), in kind contributions by project partners. Vienna.

Kullman et al, (2014) Aktualizácia hodnotenia kvantitatívneho stavu útvarov podzemných vôd, Slovenský hydrometeorologický ústav a Slovenská asociácia hydrogeológov, záverečná správa SHMÚ Bratislava

Lilliefors H. W. (1967) On the Kolmogorov Smirnov test for normality with mean and variance unknown, Journal of the American Statistical Association vol. 62, s.399-402.

Pitter P (1999) Hydrochemie - 3. vydanie, Vydavatelství VŠCHT, Praha.

Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T. and Amnell, T. (2002) Detecting Trends Of Annual Values of Atmospheric Pollutants by the Mann-Kendall Test and Sen's Slope Estimates-The Excel Template Application MAKESENS. Finnish Meteorological Institute.

Shapiro, S.S., Wilk, M.B. (1965) An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples). Biometrika., roč. 52, č. 3/4, s. 591-611.

UKTAG (2012) Groundwater Trend Assessment. UK Technical Advisory Group on the Water Framework Directive.

USEPA (2013) ProUCL Version 5.0.00 Technical Guide, U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development.

ASSESSMENT OF SIGNIFICANT TRENDS IN GROUND WATERS IN THE SLOVAK REPUBLIC

The Water Framework Directive defines in Article 4 environmental objectives for surface water, groundwater and protected areas. Criteria for achieving good groundwater chemical status are defined in Annex V 2.3.2 and in particular require that concentrations of pollutants do not exceed any quality standards applicable under other relevant Community legislation. Additionally the Directive 2006/118/EC (so-called Groundwater Directive) more precisely specify a requirement to identify and reverse any significant and sustained upward trends in the concentration of groundwater pollutants. Even if basic principles of the trend assessment are apart from mentioned directives summarized in documents published in the framework of Common Implementation Strategy of Water Framework Directive, individual member states are responsible for selection of the trend assessment methodology. Slovak Hydrometeorological Institute in cooperation with Dekonta s.r.o Bratislava Company prepared proposal of trend assessment for chemical and quantitative status of groundwater bodies in 2014. Afterwards was realized assessment of significant trends in individual groundwater bodies based on results of groundwater quality and quantity monitoring realized by Slovak Hydrometeorological Institute in 2004 – 2013.

Trend assessment was carried out on data fulfilling following criteria for each time series:

- Minimum length = 6 years;
- Maximum length = 10 years;
- Start of monitoring in 2004 or later;
- End of time series in 2012 or 2013;
- Maximum gap in time series - 1 year;
- Percentage of non-detects < 50%;
- Percentage of unique aggregated values ≥ 50% (it's related to the count of all aggregated values evaluated in each time series).

In the first step, trend assessment was carried out at the level of monitoring points. Annual average values were assessed. Subsequently, the trend assessment was performed only for those groundwater bodies, where at least one monitoring point showed occurrence of significant sustainable upward trend. Trend assessment was performed at groundwater body level based on the aggregated values (mean of yearly means) of all monitoring sites with the same length of time series.

For each time series goodness-of-fit tests for normal distribution (Lilliefors test, Shapiro-Wilk test) were performed. Following methods were used for identification of statistically significant upward trend (5% significance level is used for all tests):

- Generalised linear regression test (ANOVA) - if the data set follows normal distribution,
- Mann-Kendall test - if the data set does not follow the normal distribution.

A significant and sustained upward trend was classified if the statistically significant upward trend was identified and predicted concentration for 2021 ≥ limit value.

In the case of chemical status assessment, sustained and upward trends at sampling sites level were the most often classified for sulfates, chlorine and ammonia (tab. 2). Occurrence of sustained and upward trend at groundwater body level was identified for sulfates in groundwater body SK1000600P.

In the case of quantitative status assessment, significant

and sustained upward trends of groundwater balance status were documented in groundwater bodies SK200030KF, SK000900F, SK2002100P, SK2004500P, SK2005300P and SK200540FP (taking into account the values of transformed exploitable groundwater resources) and additionally also in the groundwater body SK200170FP (taking into account values of non-transformed exploitable groundwater resources). Significant and sustained decreasing trend at groundwater quantity monitoring sites has been documented in groundwater bodies SK1001600P, SK2001800F and SK200590FP.

Róbert Chriašteľ, Mgr
Slovenský hydrometeorologický ústav
Zelená 5
974 04 Banská Bystrica
Tel.: +421-48-4729 654
Fax: +421-48-4138 689
E-mail: Robert.Chriastel@shmu.sk

Eugen Kullman, Ing., PhD
Slovenský hydrometeorologický ústav
Jeséniova 17
833 15 Bratislava
Tel.: +421-2-59 415 451
E-mail: Eugen.Kullman@shmu.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 71 - 83

VPLYV PODZEMNÝCH VÔD NA VÝCHOSLOVENSKEJ NÍŽINE NA ZASOĽOVANIE PÔD

Anežka Čelková

Predložený príspevok sa zaoberá vyhodnotením charakteristík podzemných vôd významných pre vznik a formovanie sol'ných pôd na Východoslovenskej nížine (VSN) v období rokov 1982 – 2008, na základe ktorých bolo zistené riziko salinizácie a alkalizácie pôd dotknutého územia vplyvom podzemných vôd. V podzemných vodách záujmového územia boli sledované koncentrácie zasoľujúcich iónov, ktorými sú anióny: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^- a katióny: Ca^{2+}, Mg^{2+} a Na^+, pH, rozpustené látky (RL) elektrická vodivosť (EC), sodíkový adsorpčný pomer (SAR) a vyhodnotené trendy priemerných ročných úrovní hladín podzemnej vody (HPV) v rokoch 1982 – 2008. Podľa priemerných ročných hodnôt elektrickej vodivosti (EC), ktoré sa pohybujú v intervale od 21,5 mS m^{-1} do 135 mS m^{-1}, patria podzemné vody vo väčšine objektov medzi stredne až vysoko mineralizované vody so stredným až vysokým rizikom salinizácie pôd a v sledovanom období vykazujú vzostupný trend. Hodnoty SAR nižšie ako 1,93 indikujú nízke nebezpečie zasolenia pôd alkáliami vplyvom podzemných vôd a v hodnotenom období mali klesajúcu tendenciu vo väčšine sledovaných objektov. Trend priemerných ročných úrovní hladiny podzemnej vody bol za hodnotené obdobie v záujmovom území vzostupný okrem Nacinej Vsi a Somotoru.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: podzemná voda, EC, SAR, salinizácia, alkalizácia, Východoslovenská nížina

THE INFLUENCE OF GROUNDWATER ON SOIL SALINIZATION IN THE EASTERN SLOVAK PLAIN. This paper evaluates characteristics of groundwater important for the formation and spreading of saline soils in the Eastern Slovak Plain, and determines the risk that this groundwater poses in salinization and alkalization of this soil. The 1982 − 2008 indices of the following environmental components in groundwater in the Eastern Slovak Plain were evaluated; the concentrations of dissolved solids (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+), pH, total dissolved solids (TDS), electrical conductivity (EC), the sodium adsorption ratio values of water (SAR) and also trends in the average annual levels of the groundwater tables (HPV). The EC values ranged from 21.5 mS m^{-1} to 135 mS m^{-1}, and they showed an increasing tendency in most monitored groundwaters between 1982 and 2008. This groundwater is classified as medium to highly mineralized, with a medium to high degree of danger of soil salinization. SAR values < 1,93 indicated a low risk of soil alkalization due to this groundwater, and showed decreasing tendency in most monitored groundwaters during the evaluated period. Trends for the annual average levels of groundwater tables increased in all areas, except for Somotor and Naciná Ves, in the 1982 – 2008 hydrological years.

KEY WORDS: groundwater, EC, SAR, salinization, alkalization, Eastern Slovak Plain

Úvod

Príčiny vzniku a rozširovania soľných pôd v oblasti Východoslovenskej nížiny (VSN) treba hľadať jednak v geologickej stavbe a geomorfológii tejto oblasti, ako aj v režime podzemných vôd, ich celkovej mineralizácie a chemickom zložení. Súčasný vývoj prebiehajúci na našich nížinách poukazuje nielen na zvyšovanie mineralizácie podzemných vôd, ale dochádza aj k postupnému otepľovaniu klímy, čo zvyšuje výpar a akumuláciu solí v pôde zo vzlínajúcej podzemnej vody. Je preto reálny predpoklad postupného rozširovania soľných pôd na tomto území. Ďalším procesom a zdrojom akumulácie solí v pôdnom profile sú závlahy takouto podzemnou vodou (Heinige et al., 1991).

Výskyt soľných pôd na Východoslovenskej nížine opí-

sali vo svojich prácach Hraško (1969, 1971), Červenka (1970), Sedlák et al., (1978), Kobza, et al., (2009) a ďalší. Nachádzajú sa na sprašových pokryvoch a na alúviach riek Laborec, Latorica, Ondava, Bodrog. Ide o pôdy, v ktorých obsah solí alebo ich iónov dosiahne množstvo, ktoré škodí rastu väčšine rastlín. Aj územné depresie vytvárajú priaznivé podmienky pre vznik soľných pôd, ak sa v daných prírodných podmienkach vyskytujú vysoko mineralizované podzemné vody. Kým na sprašových pokryvoch prevládajú slancové pôdy s dobre vyvinutým textúrnym horizontom, na alúviu spomenutých riek sú rozšírené najmä soľné pôdy typu slanísk. Slancové pôdy obsahujúce hlavne alkalicky hydrolyzované sodné soli (uhličitan, hydrogénuhličitan a kremičitan sodný) vznikajú procesom alkalizácie (slancovania). Slaniská obsahujúce hlavne neutrálne sodné soli (chlorid sodný a síran sodný) vznikajú procesom salinizácie (slaniskovania).

Cieľom príspevku bolo vyhodnotiť charakteristiky podzemných vôd významných pre vznik a formovanie soľných pôd, ktorými sú koncentrácie zasoľujúcich iónov (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+), pH, RL merná elektrická vodivosť podzemnej vody (EC), rozpustené látky (RL), sodíkový adsorpčný pomer (SAR) a režim hladín podzemnej vody na VSN v riečnej nive Ondavy a Laborca a v oblasti Medzibodrožia v období rokov 1982 až 2008 a prostredníctvom týchto charakteristík zistiť riziko salinizácie a alkalizácie pôd dotknutého územia vplyvom podzemných vôd.

Materiál a metódy

Podzemnú vodu môžeme hodnotiť podľa kritérií kvality závlahovej vody. Tým, že kapilárnym vzlínaním vystupuje do koreňovej zóny pôdneho profilu, kde sa evapotranspiráciou odčerpáva a rozpustné soli sa tu vyzrážajú a akumulujú, pôsobí na vznik a rozširovanie sol'ných pôd rovnako intenzívne ako závlahová voda podobného chemického zloženia. Na vznik a rozširovanie soľných pôd vplýva predovšetkým celkovou mineralizáciou, chemickým zložením a režimom hladín (Fulajtár, et al., 1998; Burger, Čelková, 2009). Existuje viacero klasifikačných schém používaných na hodnotenie kvality závlahovej vody (Allison, et al., 1954; Ayers, Westcot, 1985; Rhoades, et al., 1992; Benetin, 1979; STN, 1999). Väčšina z nich je založená na hodnotení kategórií, ktoré majú rozhodujúci vplyv na kvalitu pôdy a pestovanie rastlín, ktorými sú: salinita – celkový obsah rozpustených solí; sodicita – relatívny pomer iónov sodíka k vapniku a horčíku; alkalita – obsah uhličitanov a hydrogénuhličitanov; pH – kyslé alebo zásadité prostredie a podiel špecifických iónov – chloridy, sírany, dusičnany a bór.

Mineralizácia podzemnej vody

Podzemné vody podliehajú prirodzeným a umelým faktorom, ktoré vo väčšej alebo menšej miere vplývajú na fyzikálny stav a chemické zloženie pôdy. Ide pritom o zložky, ktoré sú disociované vo vodnom roztoku vo forme aniónov a katiónov. Sú to ióny HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ – základné zložky prírodných vôd, ktoré sa nachádzajú v rôznych variáciách a koncentráciách, v závislosti od prostredia, s ktorým je voda v styku. Celková mineralizácia vody môže byť nepriamo vyjadrená mernou elektrickou vodivosťou (EC) meranou v jednotkách mS m^{-1} a je kritériom kvality vody s ohl'adom na nebezpečie salinizácie pôd. Hodnoty EC sú vyjadrené pri štandardnej teplote 25 °C.

Pokiaľ ide o EC, sú závlahové vody podľa American Salinity Laboratory Classification System rozdelené do štyroch tried: slabo mineralizovaná voda (EC < 25 mS m^{-1}); stredne mineralizovaná (25 mS m^{-1} < EC < 75 mS m^{-1}); vysoko mineralizovaná voda (75 mS m^{-1} < EC < 225 mS m^{-1}) a veľmi vysoko mineralizovaná voda (EC > 225 mS m^{-1}). Tieto limity boli určené na základe vzťahu medzi EC vody a EC nasýteného extraktu pôdy (Allison et al., 1954; Rhoades, et al., 1992).

Chemické zloženie

Druhým fenoménom podzemnej vody, ktorý vplýva na charakter formovania soľných pôd, je jej chemické zloženie. Podľa koncentrácie jednotlivých aniónov (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-) je určený charakter zasoľovania (chloridové – limitná hodnota 300 mg l^{-1} Cl^-, síranové – limitná hodnota 250 mg l^{-1} SO_4^{2-}, resp. sódové – ak v aniónovom zložení vody prevládajú CO_3^{2-} a HCO_3^- a v katiónovom Na^+ (Fulajtár et al., 1998).

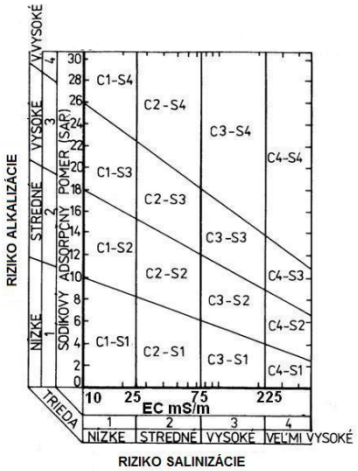
Kritériom kvality vody s ohl'adom na nebezpečie vzniku alkalických pôd je pomer molárnej koncentrácie sodíka k súčtu molárnych koncentrácií vápnika a horčíka (limitná hodnota 1:1), alebo hodnota sodíkového adsorpčného pomeru (SAR), ktorý sa tiež používa ako ukazovateľ rizika alkalizácie (sodicity) pôd a je definovaný rovnicou:

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}} \quad (1)$$

kde Na^+, Ca^{2+} a Mg^{2+} sú koncentrácie jednotlivých iónov vyjadrených v mmol l^{-1}.

Hodnoty SAR závlahovej vody a korešpondujúcich hodnôt ESP (exchangeable sodium percentage – percentá výmenného sodíka) v pôde sú v rovnováhe so soľami nachádzajúcimi sa v závlahovej vode. Na základe hodnôt SAR a EC bol zostavený diagram pre klasifikáciu závlahových vôd, na ktorom sú uvedené triedy jej kvality (obr. 1) a pomocou ktorého môžeme určiť riziko salinizácie a alkalizácie pôd vplyvom závlahovej vody.

Hladina podzemnej vody a jej kolísanie je tretím fenoménom ovplyvňujúcim vznik a rozširovanie sol'ných pôd. Podzemná voda vystupuje najvyššie do pôdneho profilu vo vegetačnej sezóne, v jesenných a zimných mesiacoch spravidla klesá (Pavelková et al., 2006). Tento rozkyv hladín podzemnej vody spôsobuje, že



Obr. 1. Diagram pre klasifikáciu kvality závlahových vôd podľa hodnôt SAR a EC (US Salinity Laboratory Staff).
Fig. 1. Diagram for classification of the irrigation water following SAR and EC value determination (US Salinity Laboratory Staff).

v letnom období, kedy je vysoká evapotranspirácia a najvyššie stavy hladín podzemnej vody, sú vytvorené priaznivé podmienky pre intenzívne vynášanie rozpustných solí do povrchových horizontov pôdy. V zimnom období tým, že hladina podzemnej vody v pôdnom profile výrazne klesá vyprázdňuje sa pórový priestor pôdy, čím sa vytvárajú vhodné podmienky pre priesak gravitačnej vody a vymývanie solí do hlbších horizontov (Burger, 2006).

Hodnotenie vybraných ukazovateľov kvality podzemných vôd a HPV záujmového územia VSN vychádzalo z databázy analýz podzemných vôd poskytnutých SHMÚ - Bratislava. Systematické sledovanie kvality podzemných vôd na VSN v riečnej nive Ondavy a Laborca prebieha od roku 1982 a v oblasti Medzibodrožia od roku 1986 v rámci monitorovacej siete SHMÚ – Bratislava (obr. 2 a obr. 3). Jednotlivé odberové miesta sú lokalizované v miestach charakterizujúcich danú hydrogeologickú štruktúru bez vplyvu bodových zdrojov znečistenia tak, aby nedochádzalo k prekrytiu vplyvov regionálneho znečistenia lokálnym, čo by znemožňovalo identifikáciu trendov v zmene kvality podzemných vôd v regionálnom meradle. Predmetom sledovania kvality podzemných vôd je prvý zvodnený horizont, ktorý reprezentuje podzemné vody s najvýraznejším antropogénnym ovplyvnením (SHMÚ, 2001-2008). Vzorky boli odoberané 1 – 2 krát ročne, väčšinou v jarnom a jesennom období, pre vybraný súbor ukazovateľov. Odber vzoriek v rámci monitorovania kvality podzemných vôd Slovenska vykonávajú vzorkovacie skupiny SHMÚ (Košice, Banská Bystrica a Žilina) a v oblasti Bratislavy a západného Slovenska SHMÚ Bratislava podľa pokynov laboratória, ktoré vzorky pozemných vôd analyzuje. Chemické analýzy vzoriek podzemných vôd vykonáva Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra v Spišskej Novej Vsi. Na analýzu vybraných charakteristík mineralizácie podzemných vôd boli použité nasledujúce analytické metódy: Cl^-, SO_4^{2-} – iónová chromarografia; Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ – atómová emisná spektrometria s indukčne viazanou plazmou (AES – ICP); EC, pH – elektrometria; RL – gravimetria (SHMÚ).

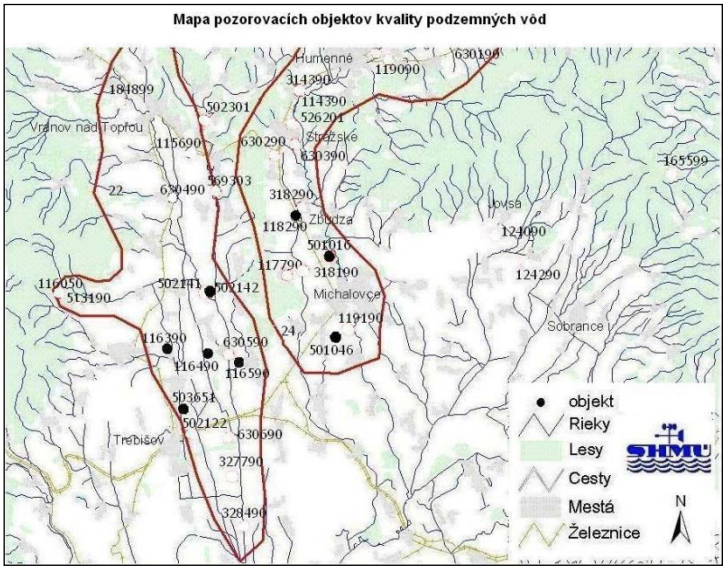
Systematické sledovanie kvantitatívnych ukazovateľov podzemných vôd, medzi ktoré patrí aj sledovanie zmien hladinového režimu podzemnej vody (s týždenným krokom) prebieha v záujmovej oblasti VSN v rámci monitorovacej siete SHMÚ – Bratislava od roku 1961.

Výsledky a diskusia

Pri hodnotení vybraných charakteristík podzemných vôd, ktoré majú vplyv na zasoľovanie pôd sme sa zamerali na časť VSN nachádzajucej sa v povodí Bodrogu v riečnej nive Ondavy a Laborca a na oblasť Medzibodrožia. Prírodne, geologické, pôdne, hydrogeologické a klimatické pomery územia sú opísané v práci Horáková, et al., (1998), Lapin et al., (2002) a v priebežných správach programu INTERREG III A (Šútor et al., 2007; Bajtoš, et al., 2004; Puchnerová, et al., 2001).

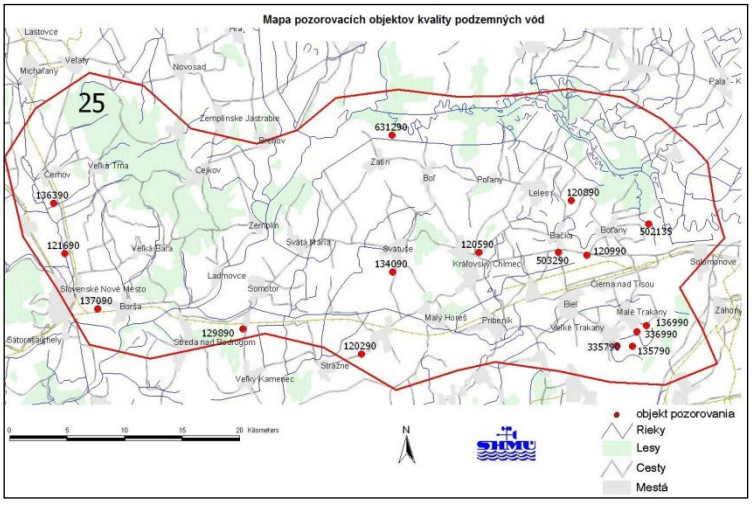
V podzemných vodách vybraných objektov boli sledované hodnoty EC, RL, SAR, pH, koncentrácie zasoľujúcich iónov, ktorými sú anióny: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^- a katióny: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+. Údaje o kvalite a úrovniach hladín podzemnej vody vo vybraných pozorovacích vrtoch zo základnej pozorovacej siete SHMÚ boli poskytnuté SHMÚ Bratislava. Situovanie rozloženia pozorovacích objektov kvality podzemných vôd: *Božčice, Hriadky, Horovce, Trhovište a Milhostov,*

nachádzajúcich sa v riečnych náplavoch Ondavy a *Naciná Ves*, *Michalovce - Topoľany* a *Michalovce – Betlenovce*, v riečnych náplavoch Laborca je na obr. 2. Situovanie rozloženia pozorovacích objektov kvality podzemných vôd v oblasti Medziboroža: S*omotor, Veľký Horeš, Kráľovský Chlmec, Plešany, Boťany – kolónia, Boťany* a *Boľ – Zatín*, je na obr. 3. V riečnej nive Ondavy a Laborca bolo hodnotené obdobie rokov 1982 – 2008 a v oblasti Medzibodrožia obdobie rokov 1986 – 2008. V ďalších objektoch vyznačených na obr. 2 a na obr. 3 bola kvalita podzemných vôd sledovaná nepravidelne.



Obr. 2. Mapa pozorovacích objektov kvality podzemných vôd na Východoslovenskej nížine v alúviu Ondavy a Laborca. Pozorovacie objekty: Božčice 502141, Hriadky 116390, Horovce 116490, Trhovište 116590, Milhostov 503651, Naciná Ves 118290, Michalovce-Topoľany 501016 a Michalovce-Betlenovce 501046 (SHMÚ).

Fig. 2. The map of groundwater quality objects in the Eastern Slovak Plain in the alluvium of Ondava and Laborec River. The observation wells: Božčice 502141, Hriadky 116390, Horovce 116490, Trhovište 116590, Milhostov 503651, Naciná Ves 118290, Michalovce-Topoľany 501016 and Michalovce-Betlenovce 501046 (SHMÚ).



Obr. 3. Mapa objektov kvality podzemných vôd na Východoslovenskej nížine v oblasti Medzibodrožia. Pozorovacie objekty: 129890 Somotor, 120290 Veľký Horeš, 134090 Plešany, 120590 Kráľovský Chlmec, 120990 Boťany – kolónia, 502135 Boťany, a 631290 Boľ-Zatín (SHMÚ).

Fig. 3. The map of groundwater quality in the Eastern Slovak Plain in the Medzibodrožie Region*. The observation wells: 129890 Somotor, 120290 Veľký Horeš, 134090 Plešany, 120590 Kráľovský Chlmec, 120990 Boťany – kolónia, 502135 Boťany and 631290 Boľ – Zatín (SHMÚ).*

Priemerná ročná úroveň HPV bola vyhodnotená vo ôsmich vrtoch v riečnej nive Ondavy a Laborca za obdobie rokov 1982 - 2008, resp. 1997 - 2008: *Moravany*, *Hriadky*, Horovce, *Trhovište, Trebišov - Olšina, Naciná Ves*, *Michalovce - Topoľany a Lastomír* a vo ôsmich vrtoch v oblasti Medziborožia za hydrologické roky 1986 – 2008, resp. 1997 - 2008: *Somotor, Veľký Horeš, Kráľovský Chlmec, Vojka, Boťany - kolónia, Boťany, Boľ - Zatín, Veľké Trakany*. Hodnotené pozorovacie vrty HPV sú umiestnené v blízkosti objektov sledujúcich kvalitu podzemnej vody.

Podzemná voda v riečnych náplavoch Ondavy a Laborca

V podzemných vodách záujmového územia VSN v riečnej nive Ondavy a Laborca (obr. 2) bol v období rokov 1982 - 2008 obsah chloridov nízky a koncentrácie Cl^- sa väčšinou pohybovali hlboko pod limitnou hodnotou. Rovnako aj obsah síranov bol nižší ako je limitná hodnota. Na hodnotenom území nie sú preto podmienky pre chloridové a síranové zasolenie. Obsah HCO_3^- iónov výrazne prevyšoval koncentrácie Cl^- aj SO_4^{2-}. Najvyššie hodnoty HCO_3^- boli namerané vo vrtoch situovaných v riečnych náplavoch Ondavy (maximálna hodnota 726 mg l^{-1}). V katiónovom zložení dominovali ióny Ca^{2+} a Mg^{2+}, obsah Na^+ bol pomerne nízky vo všetkých monitorovaných objektoch (5,9 mg l^{-1} < Na^+< 61,3 mg l^{-1}). Pomer Na^+:(Ca^{2+}+Mg^{2+}) bol nižší ako limitná hodnota (1:1) vo všetkých vrtoch. Hodnoty pH sa pohybovali v rozmedzí 6 – 11,2. Maximálne a minimálne hodnoty vybraných parametrov kvality podzemnej vody sú v tabuľke 1. Najnižšie hodnoty sledovaných parametrov boli namerané v podzemných vodách v objektoch situovaných v riečnych náplavoch Laborca (*Michalovce - Betlenovce, Michalovce - Topoľany)* okrem pH, ktoré dosahovalo najvyššie hodnoty (11,1 resp. 11,2).

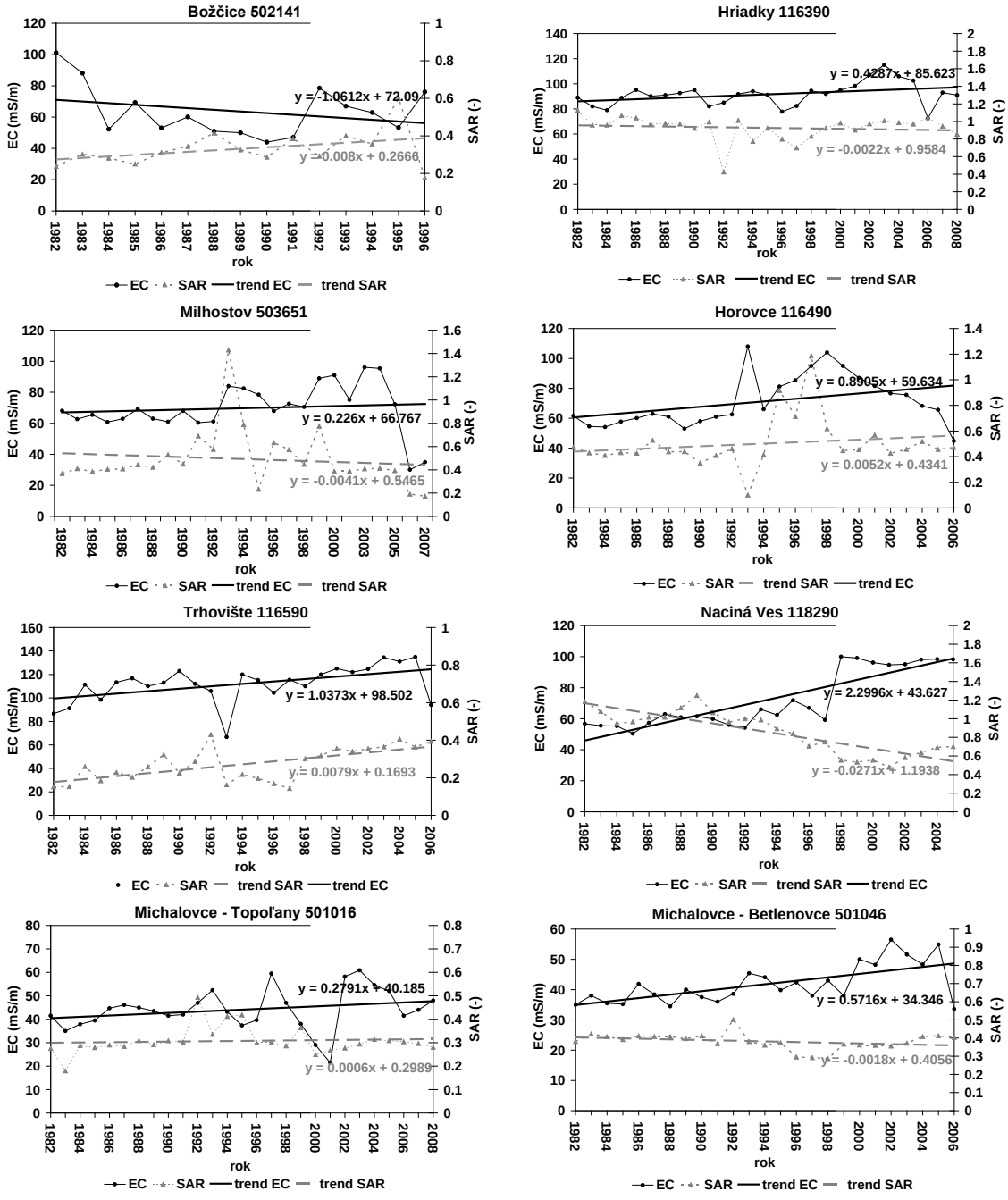
Trend hodnôt EC, ktoré sa pohybovali sa v rozmedzí 21,5 mS m^{-1} – 135 mS m^{-1}, bol v rokoch 1982 – 2008 vzostupný v podzemných vodách väčšiny monitorovaných objektov (obr. 4). Podľa American Salinity Laboratory Classification System ide o stredne až vysoko mineralizované vody s obsahom solí 202 mg l^{-1} - 1318 mg l^{-1}, so stredným až vysokým rizikom salinizácie pôd vplyvom podzemnej vody. EC podzemných vôd v objektoch nachádzajúcich sa v riečnych náplavoch Ondavy boli vyššie ako v riečnych náplavoch Laborca. Najvyššie hodnoty EC boli namerané v objektoch Hriadky a Trhovište (EC > 75 mS m^{-1}). Hodnoty SAR boli vo všetkých objektoch nižšie ako 10, t.j. riziko alkalizácie pôd vplyvom podzemnej vody je na tomto území nízke. Pohybovali sa v intervale 0,1 < SAR < 1,43 a v hodnotenom období vykazovali vzostupný trend v objektoch: Božčice, Horovce, Trhovište (obr. 4).

Tabuľka 1. Maximálne a minimálne hodnoty vybraných ukazovateľov kvality podzemnej vody v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v riečnej nive Ondavy a Laborca.
Table 1. Groundwater quality indicators in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the alluvium of Ondava and Laborec River.

Parametre kvality podzemnej vody		Názov objektu (rok odberu)							
		Božčice (1982-2008)	**Hriadky 1982-2008)**	**Milhostov 1982-2007)**	**Horovce (1982-2006)**	**Trhovište (1982-2006)**	**Michalovce-Betlenovce (1982-2006)**	**Michalovce-Topoľany (1982-2008)**	**Naciná V. (1982-2005)**
EC	max	101,2	115	96,1	108	**135**	56,5	60,9	100
(mS m^{-1})	min	44	72,6	30,1	44,8	66,8	33,6	21,5	50,4
RL	max	952	989	812	953	**1318**	439	482	825
(mg l^{-1})	min	401	582	344	372	403	278	202	345
pH	max	8,1	8,3	8	7,6	7,8	**11,1**	**11,2**	7,6
	min	6,6	6,6	6,8	6,4	6,4	6,0	6,1	6,4
SAR	max	0,24	1,2	**1,43**	1,19	0,46	0,5	0,49	1,25
(-)	min	0,18	0,42	0,17	0,1	0,14	0,29	0,18	0,48
HCO_3^-	max	665	494	463	622	**726**	195	250	415
(mg l^{-1})	min	214	398	214	256	367	150	121	208
SO_4^{2-}	max	102,1	178	132	142	153	81,5	113	**203**
(mg l^{-1})	min	25,3	41	11,5	10,3	16,3	16,9	11,6	56,8
Cl^-	max	52,3	117	60,2	**195**	109	46,6	91,3	74,8
(mg l^{-1})	min	16,3	20,4	11,5	13,1	15,6	2,6	3,4	24,8
Na^+	max	19,1	56	48,4	**61,3**	24,6	16,3	20	47
(mg l^{-1})	min	9,5	18,2	6,3	5,9	6,8	10,2	5,9	22,1
Ca^{2+}+Mg^{2+}	max	235,9	198,5	198,8	238	**279,8**	96,4	111,1	185,1
(mg l^{-1})	min	51,9	121,5	73,1	105,4	120	60,6	34,5	83,1

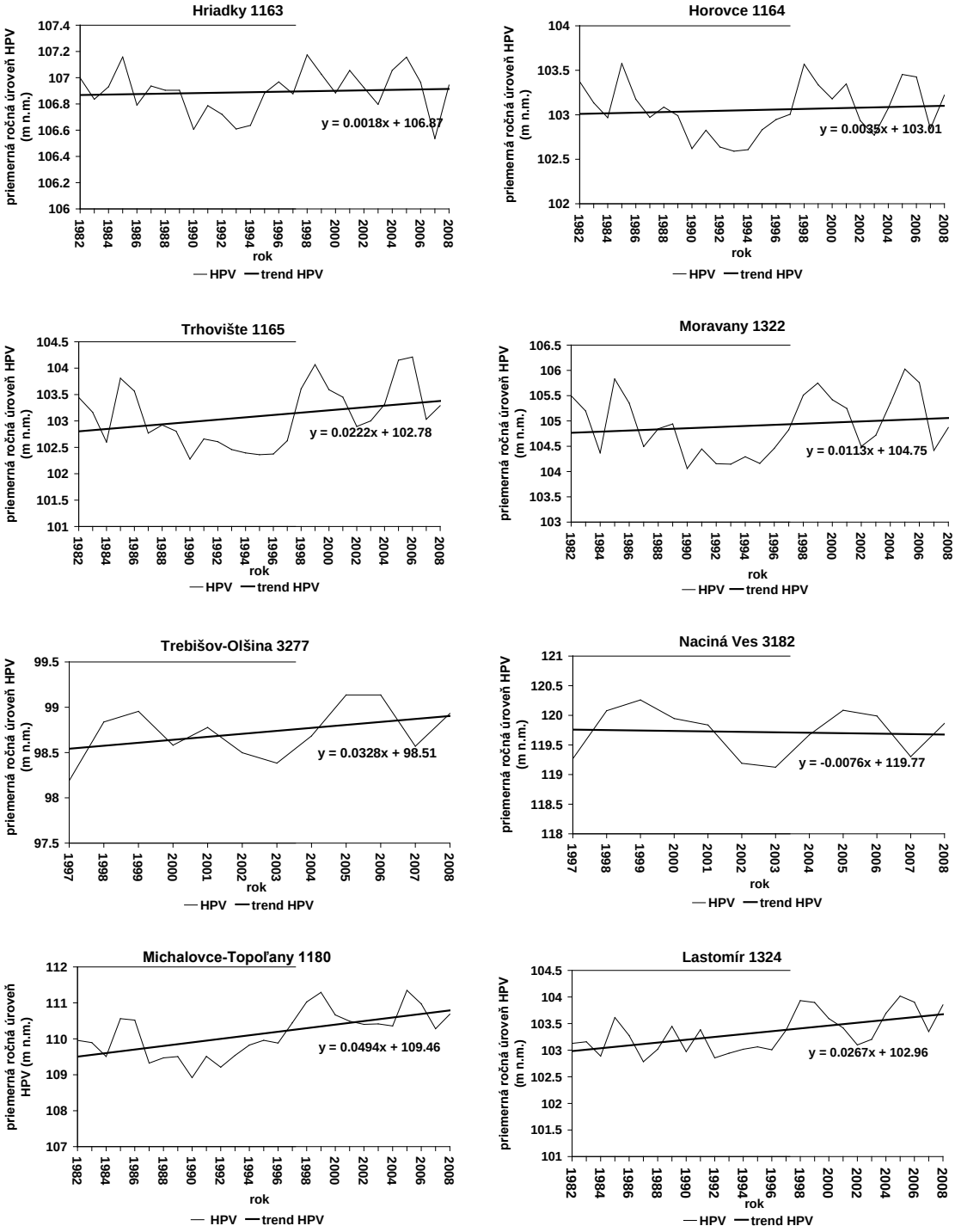
Maximálne a minimálne hĺbky HPV pod terénom v jednotlivých pozorovacích objektoch v riečnej nive Ondavy a Laborca sú uvedené v tabuľke 2.

Vo viacerých sledovaných vrtoch bola hladina podzemnej vody vo vegetačnom období nízko pod terénom. V objektoch Hriadky, Horovce, Trebišov - Olšina, Moravany a Trhovište len v hĺbke 0,12 m - 0,62 m (minimálne hodnoty). Lineárne trendové čiary priemerných ročných úrovní HPV majú v hodnotenom období stúpajúcu tendenciu vo všetkých vrtoch okrem Nacinej Vsi, kde bol zistený mierne klesajúci trend (obr. 5).



Obr. 4. Časový priebeh hodnôt EC a SAR podzemnej vody a lineárne trendové čiary v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v alúviu Ondavy a Laborca.

Fig. 4. Time course of EC and SAR values of groundwater and their trend lines in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the alluvium of Ondava and Laborec River.



Obr. 5. Priebeh priemerných ročných úrovní HPV a ich trendy v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v alúviu Ondavy a Laborca.
Fig. 5. Average annual groundwater table levels and trend lines in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the alluvium of Ondava and Laborec River.

Tabuľka 2. Hladina podzemnej vody v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v alúviu Ondavy a Laborca
Table 2. Groundwater table levels in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the alluvium of Ondava and Laborec River

Názov objektu	Nadmorská výška terénu (m n.m.)	HPV pod terénom (m)		Trend priemernej ročnej úrovne HPV
		min	max	
HRIADKY	108,25	0,12	2,33	**vzostupný**
HOROVCE	105,01	0,35	3,13	**vzostupný**
TRHOVIŠTE	105,92	0,19	4,16	**vzostupný**
MORAVANY	108,44	0,47	4,81	**vzostupný**
TREBIŠOV - OLŠINA	100,73	0,62	4,24	**vzostupný**
NACINÁ VES	122,07	1,81	2,95	klesajúci
MICHALOVCE -TOPOĽANY	113,94	1,44	5,18	**vzostupný**
LASTOMÍR	106,86	1,47	4,57	**vzostupný**

Podľa diagramu pre klasifikáciu kvality závlahových vôd (obr. 1) patria podzemné vody v riečnej nive Ondavy a Laborca podľa hodnôt EC a SAR do skupiny vôd so stredným až vysokým rizikom salinizácie a nízkym rizikom alkalizácie pôd vplyvom podzemných vôd.

Podzemná voda v oblasti Medzibodrožia

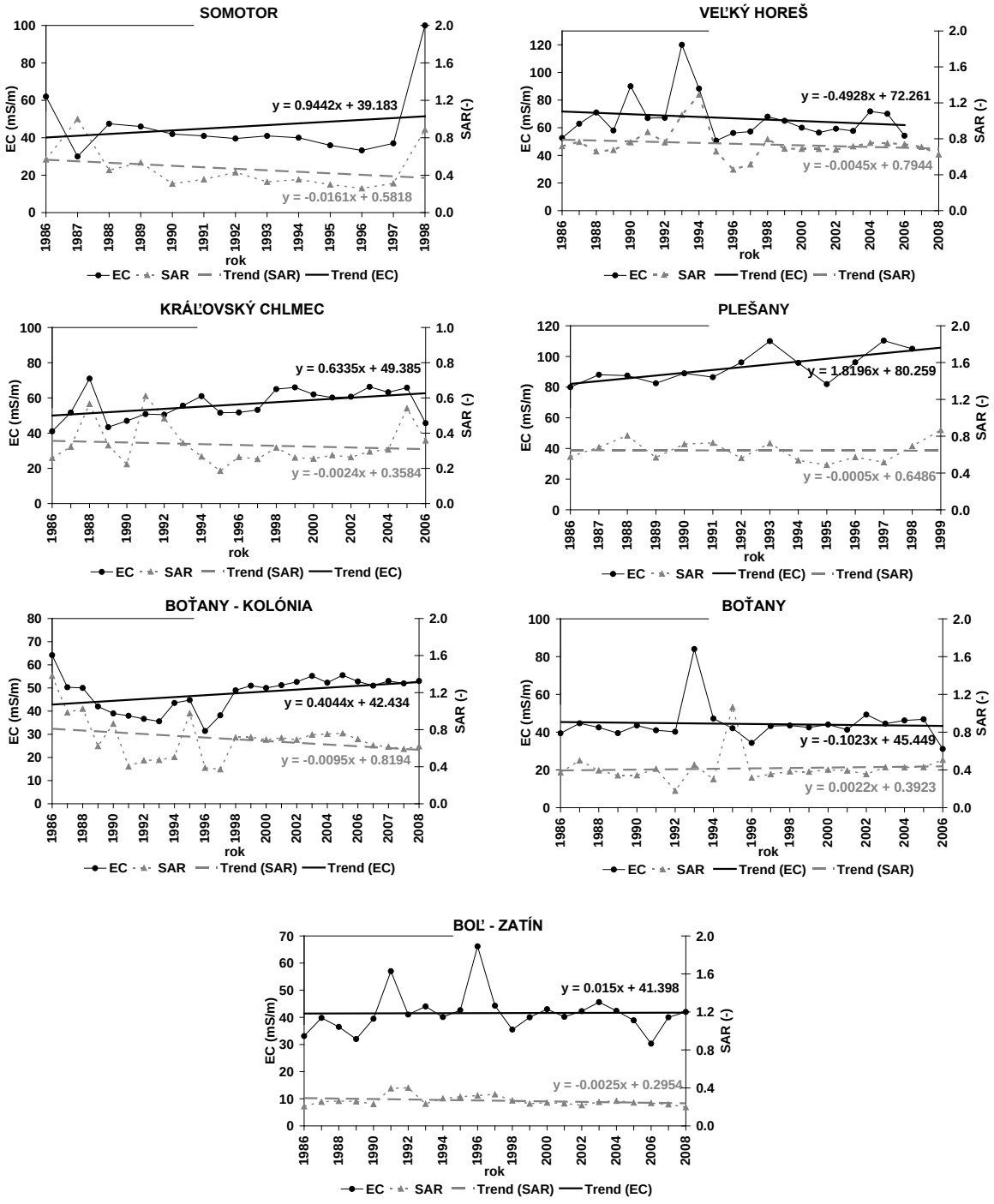
V podzemných vodách Medzibodrožia koncentrácie HCO_3^- , ktoré sa pohybovali v rozmedzí 85,4 – 597,7 mg l^{-1}, výrazne prevyšovali koncentrácie Cl^- a SO_4^{2-}, ktoré sa pohybovali v rozmedzí 5,6 mg l^{-1} – 163,9 mg l^{-1} Cl^- a 3,8 mg l^{-1} – 289 mg l^{-1} SO_4^{2-}. Na monitorovanom území nie sú preto podmienky pre chloridové a síranové zasolenie. Hodnoty pH sa pohybovali v rozmedzí 6,04 – 8,35. Vzhľadom na nízke koncentrácie sodíka v podzemných vodách, ktoré sa vo väčšine pozorovacích objektov pohybovali v rozmedzí 5,8 mg l^{-1} – 61,2 mg l^{-1} Na^+, bol pomer Na^+:(Ca^{2+}+Mg^{2+}) väčšinou nižší ako 1:1. Hodnoty SAR < 1,93 v sledovanom období rokov 1986 – 2008 vykazovali klesajúci tendenciu (obr. 6). Ide o vody s nízkym rizikom alkalizácie pôd vplyvom podzemnej vody Maximálne a minimálne hodnoty vybraných parametrov kvality podzemnej vody sú v tab. 3.
Trend hodnôt EC podzemných vôd, ktoré sa pohybovali v rozmedzí 29,5 – 120 mS m^{-1}, bol v rokoch 1986 – 2008 vzostupný vo väčšine sledovaných objektoch, okrem objektov Veľký Horeš a Boťany (obr. 6). Ide o stredne až vysoko mineralizované vody s celkovou mineralizáciou 121 – 1067,7 mg l^{-1}.
Trendy priemerných ročných úrovní HPV za obdobie rokov 1986 – 2008 boli vyhodnotené vo vrtoch: *Somotor, Veľký Horeš, Kráľovský Chlmec, Vojka, Boťany - kolónia, Boťany, Boľ - Zatín, Veľké Trakany,* umiestnených v blízkosti objektov sledujúcich kvalitu podzemnej vody (obr. 7). Režim podzemných vôd sledovanej časti Medzibodrožia ovplyvňujú predovšetkým podzemný brehový infiltračný prítok alebo odtok z riek Latorice, Bodrogu, odtok sústavou odvodňovacích kanálov, podzemný cezhraničný odtok, zrážky a výpar (Horáková et al., 1998, Pavelková et al., 2006). Podzemná voda vystupovala najvyššie do pôdneho profilu vo vegetačnej sezóne, v jesenných a zimných mesiacoch spravidla klesala. Vo viacerých monitorovaných vrtoch bola HPV vo vegetačnej sezóne veľmi nízko pod terénom, resp. dosahovala terén. Nadmorská výška terénu a minimálne a maximálne hĺbky HPV v sledovaných vrtoch záujmového územia v rokoch 1986 – 2008 sú uvedené v tabuľke 4. Lineárne trendové čiary priemerných ročných úrovní HPV za hydrologické roky 1986 – 2008 mali stúpajúcu tendenciu vo všetkých pozorovaných vrtoch s výnimkou objektu Somotor, kde bol zaznamenaný klesajúci trend (obr. 7).
Podľa diagramu na obr. 1 patria podzemné vody územia Medzibodrožia do skupiny vôd so stredným až vysokým rizikom salinizácie a nízkym rizikom alkalizácie pôd vplyvom podzemných vôd.
Na základe analýzy podmienok vzniku a rozširovania sol'ných pôd môžeme konštatovať, že z hl'adiska potenciálneho rozširovania sol'ných pôd v záujmovej oblasti VSN teplé a suché klimatické podmienky, vysoká potenciálna evapotranspirácia, výparný typ vodného režimu pôd, stúpajúca tendencia priemerných ročných teplôt (Lapin et al, 2002), stredná až vysoká mineralizácia podzemných vôd a jej narastajúci trend, zvýšená koncentrácia hydrogénuhličitanov v jej zložení a hladina podzemnej vody nízko pod terénom so stúpajúcou tendenciou, vytvárajú prirodzený potenciál tvorby a rozširovania sol'ných pôd a to hlavne procesom salinizácie. Intenzita alkalizácie pôd vplyvom podzemnej vody je v porovnaní s uvedenými priaznivými podmienkami nízka. Vyplýva to predovšetkým z charakteru chemického zloženia podzemných vôd, ktoré sa vyznačujú nízkymi hodnotami pomeru Na^+:(Ca^{2+}+ Mg^{2+}), ako aj nízkymi hodnotami SAR.

Tabuľka 3. Tabuľka 1. Maximálne a minimálne hodnoty vybraných ukazovateľov kvality podzemnej vody v monitorovaných objektoch v oblasti Medzibodrožia
Table 3. Groundwater quality indicators in the examined object in the Medzibodrožie Region

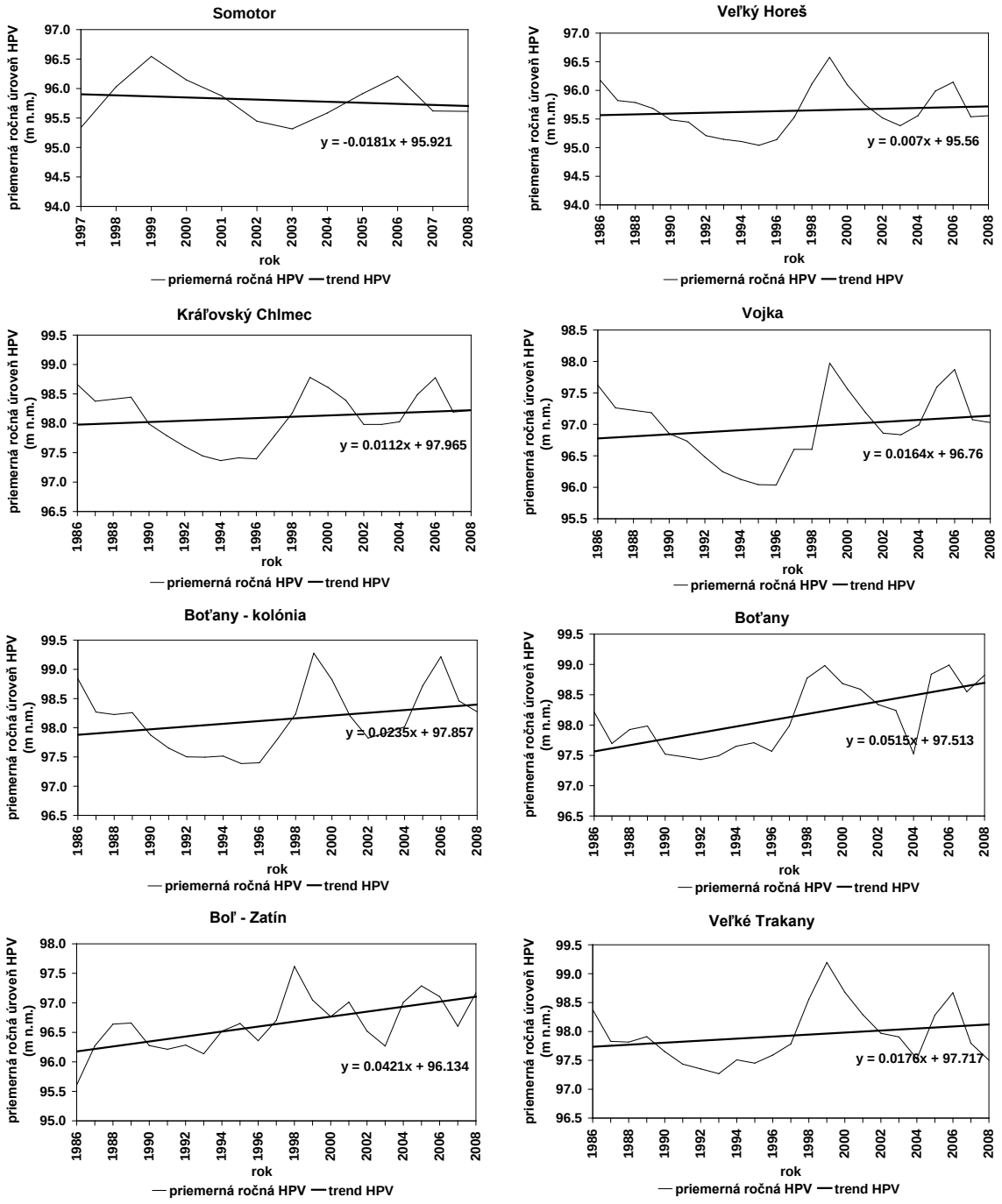
Parametre kvality podzemnej vody		Somotor (1986-1998)	Veľký Horeš (1986-2008)	Kráľovský Chlmec (1986-2006)	Plešany (1986-1999)	Boťany-kolónia (1986-2008)	Boťany (1986-2006)	Boľ-Zatín (1986-2008)
EC (mS m^{-1})	max	100	**120**	66,7	99,7	110,3	66,4	66,1
	min	30	43,6	41	61	31,4	31,3	29,5
RL (mg l^{-1})	max	807,9	926	743,4	**1067,7**	578,2	559,9	557,6
	min	264	261	230	698,6	152	154	121
pH	max	8,1	7,71	7,8	7,43	7,74	7,56	**8,35**
	min	6,75	6,04	6,76	6,64	6,3	6,22	6,2
SAR (-)	max	1,2	1,54	**1,93**	0,87	1,38	1,06	0,61
	min	0,16	0,45	0,18	0,23	0,37	0,18	0,20
HCO_3^- (mg l^{-1})	max	**597,7**	384,3	359	402,7	287	286,8	323,3
	min	85,42	255	268,5	347,8	213,6	219,6	183,1
SO_4^{2-} (mg l^{-1})	max	89,7	240,2	182,5	**289**	79,2	55,3	86,4
	min	3,8	6,6	13,5	99,2	7,6	4,1	5,7
Cl^- (mg l^{-1})	max	50,9	**163,9**	41,6	103,7	64,7	20,3	82,6
	min	6,2	12,9	9,0	47,3	10,41	7,4	5,6
Na^+ (mg l^{-1})	max	40,84	**61,2**	23	45,1	52	34,63	16,0
	min	8,64	17,9	9,1	26,3	11,85	5,8	6,03
Ca^{2+}+Mg^{2+} (mg l^{-1})	max	146,8	207,6	142,8	**218,9**	102	98,75	123,73
	min	45,3	91,9	86,8	160,5	67,47	64,26	58,28

Tabuľka 4. Hladina podzemnej vody v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v oblasti Medzibodrožia
Table 4. Groundwater table levels in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the Medzibodrožie Region

Názov objektu	Nadmorská výška terénu (m n.m.)	HPV pod terénom (m)		Trend priemernej ročnej úrovne HPV
		Min.	Max	
SOMOTOR	98,78	1,55	3,73	klesajúci
VEĽKÝ HOREŠ	97,62	0,21	2,82	**vzostupný**
KRÁĽOVSKY CHLMEC	99,72	0,27	2,69	**vzostupný**
VOJKA	101,59	0,34	4.05	**vzostupný**
BOŤANY-KOLÓNIA	101,54	0,87	4,33	**vzostupný**
BOŤANY	100,99	0,26	4,11	**vzostupný**
BOĽ-ZATÍN	98,96	0	3,72	**vzostupný**
VEĽKÉ TRAKANY	100,18	0	4,43	**vzostupný**



Obr.6. Časový priebeh hodnôt EC a SAR podzemnej vody a lineárne trendové čiary v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v oblasti Medzibodrožia.
Fig. 6. Time course of EC and SAR values of groundwater and their trend lines in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the Medzibodrožie Region.



Obr.7. Priebeh priemerných ročných úrovní HPV a ich trendy v monitorovaných objektoch v záujmovom území VSN v oblasti Medzibodrožia.
Fig.7. Average annual groundwater table levels and trend lines in the examined object in the area of interest in Eastern Slovak Plain in the Medzibodrožie Region.

Záver

Na základe zistených skutočností môžeme konštatovať, že riziko salinizácie pôdy pri procesoch fluktuácie hladiny podzemnej vody, alebo pri jej použití ako závlahovej, je v záujmovom území Východoslovenskej nížiny v povodí Bodrogu v riečnej nive Ondavy a Laborca a v oblasti Medzibodrožia stredné až vysoké, pričom hodnoty EC, ktoré sa pohybovali v rozmedzí 21,5 mS m^{-1} - 135 mS m^{-1}, vykazovali v hodnotenom období

1982 – 2008 vzostupný trend v podzemných vodách väčšiny monitorovaných objektov. Riziko alkalizácie pôd vplyvom podzemnej vody je klasifikované ako nízke s hodnotami SAR < 1,93 s klesajúcou tendenciou na väčšine hodnoteného územia. Vzhľadom na vzostupné trendy priemerných ročných úrovní HPV, ktorá sa vo viacerých monitorovaných objektoch nachádzala nízko pod povrchom, pri výparnom režime pôd a v podmienkach prebiehajúceho otepľovania klímy, predstavujú podzemné vody v záujmovom území VSN potenciálne riziko zasoľovania pôd a to hlavne procesom salinizácie. Je preto aktuálne problém salinizácie pôd na VSN naďalej pravidelne sledovať a vyhodnocovať.

Poďakovanie

Táto publikácia bola vytvorená realizáciou projektu ITMS 26240120014 Centrum excelentnosti pre ochranu a využívanie krajiny a biodiverzitu, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja a bola podporovaná Vedeckou grantovou agentúrou VEGA prostredníctvom finančnej podpory grantu 2/0040/12.

Literatúra

Allison, L. E., Bernstein, L., Bower, C. A., Brown, J. W., Fireman, M., Hatcher, J. T., Hayward, H. E., Pearson, G. A., Reeve, R. C., Richards L. A., Wilcox, L. (1954): Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. US Laboratory Staff, U.S. Department of Agriculture. Agriculture Handbook No. 60, 166 s.

Ayers, R. S., Westcot, D. W. (1985): Water quality for agriculture. FAO Irrigation and Drainage Paper 29, Rev. 1. FAO, Rome, 63 pp.

Bajtoš, P., Stupák, Š., Lenhardtová, E. (2004): Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Medzibodrožia v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, 143 s.

Benetin, J., Fídler, J., Hrabal, A., Raučina, Š. (1979): Závlahy. Príroda. Vydavateľstvo kníh a časopisov, Bratislava, 543 s.

Burger, F. (2006): Analýza polohy hladiny podzemnej vody na juhovýchodnej časti Podunajskej roviny vo vybraných suchých obdobiach. Acta Hydrologica Slovaca, ISSN 1335-629, roč. 7, č. 2, 199-209.

Burger, F., Čelková, A. (2009): Salinizácia a kontaminácia podpovrchového environmentu. Monografia, CD-ROM, ISBN 978-80-89139-17-0, 329 s.

Červenka, L. (1970): Vplyv podzemných vôd na vznik soľných pôd na Slovensku. Náuka o zemi. Pedologica 6. SAV Bratislava, 1970. 236 s.

Fulajtár, E., Barančíková, G., Sedláková, B., Šurina, B. (1998): Vplyv Gabčíkova na poľnohospodárske pôdy. Záverečná správa. VÚPÚ Bratislava, 1998. 183 s. ISBN 80-85361-28-0.

Heinige, V., Hlavčová, K., Fulajtár, E., Šoltész, J., Velebný, V., Vytřískal, J. (1991): Ochranné opatrenia pred mineralizovanými vodami, STU Bratislava, 76 s.

Horáková, A., Ivančo, J., Šťastný, P. (1998): Zmeny hladinového režimu podzemných vôd v Medzibodroží za obdobie 1963 - 1995. J. Hydrol. Hydromech. ISSN 0042-790X, 1998, roč. 46, č.1, s. 62-78.

Hraško, J. (1969): Geografia zasolených a alkalických pôd v Československu. Geografický časopis, Roč. XXI, č. 2, 106-110.

Hraško, J. (1971): Zasolené pôdy v Československu. In.: Vedecké práce VÚP a VR, Bratislava, č.5, 23-38.

Kobza, J., Barančíková, G., Čumová, L., Dodok, R., Hrivňáková, K., Makovníková, J., Náčiniaková – Bezáková, Z., Pálka, B., Pavlenda, P., Shlosserová, J., Styk, J., Širáň, M., Tóthová, G. (2009): Monitoring pôd SR. Aktuálny stav a vývoj monitorovaných pôd ako podklad k ich ochrane a ďalšiemu využívaniu. Výsledky Čiastkového monitorovacieho systému – Pôda za obdobie 2002 – 2006 (3. cyklus). Bratislava, VÚPOP, ISBN 978–80–89128–54–9, 199 s.

Lapin, M., Faško, P., Melo, M. (2002): Klimatické oblasti. Mapa 1: 1 000 000. – Atlas Krajiny SR, MŽP SR, Bratislava, SAŽP, Banská Bystrica, 344 s.

Pavelková, D., Ivančo, J., Burger, F. (2006): Hladinový režim podzemných vôd v Medzibodroží a jeho trendy za obdobie 1963 - 2005. Acta Hydrologica Slovaca. ISSN 1335-6291, 2006, roč. 7, č. 2, s. 199-209.

Puchnerová, M., Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Jetel, J., Kordík, J., Slaninka, I., Pramuk, S., Marsina, K., Čurlík, J., Grman, D., Cambel, B., Husák, Ľ., Viskup, J., Janotka, V., Hojnoš, M., Kandrík, M., Zeman, I., Szalaiová, V., Medo, S., Šefara, J., Rudinec, R., Tkáčová, H., Halmešová, S., Piovarči, M., Gretsch, J. (2001): Prieskum prírodných zdrojov vo vzťahu k životnému prostrediu – TIBREG (širšie okolie trebišovskej panvy), A/ geofaktory životného prostredia, Geocomplex Bratislava, Manuskript – Archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, 337 príl., arch. č. 84569, 149 s.

Rhoades, J., D., Kandiah, A., Mashali, A., M. (1992): The use of saline waters for crop production. FAO irrigation and drainage paper 48, Food and agriculture organization of the united nations Rome, 1992. Dostupné na internete: http://www.fao.org/docrep/T0667E/T0667E00.htm

Sedlák, Š., Bedrna, Z., Jurán, C., Lopatník, J., Podolinská, E., Tobrman, D. (1978): Výskum využitia a úpravy slancových pôd a odstránenie možnosti sekundárneho zasoľovania. Záverečná správa VÚPaVR Bratislava, 1978. 48 s.

SHMÚ, (2001-2008): Čiastkový monitorovací systém - Voda. Zdroj: http://enviroportal.sk/ism/spravy.php

SHMÚ: Kvalita podzemnej vody: Monitorovacia sieť, merané veličiny a metódy monitorovania. Dostupné na internete: www.shmu.sk

STN75 7143: 1999, Kvalita vody. Závlahová voda.

Šútor, J., Štekauerová, V., Gomboš, M., Tall, A., Nagy, V., Ivančo, J., Majerčák, J., Stehlová, K., Pavelková, D., Mikulec, V. (2007): Vypracovanie spoločnej koncepcie krajinného a vodného hospodárstva, posúdenie možnosti jej realizácie a projektovanie jednotlivých prvkov koncepcie v Medzibodroží. Priebežná výskumná správa projektu INTERREG IIIA. ÚH SAV Bratislava, 2007. 65 s.

THE INFLUENCE OF GROUNDWATER ON SOIL SALINIZATION IN THE EASTERN SLOVAK PLAIN

Results of monitoring the development of saline soils prove that the main source of salts in soils is the salinity of shallow groundwater (Hraško, 1969, 1971; Červenka, 1970; Sedlák, 1978; Kobza, et al., 2009). In areas with an evaporation water regime of the soil, such as in the south − east Danube Lowlands and the Eastern Slovak Plain, dissolved salts are transported from a groundwater level to the soil profile by means of vertical flow. Moreover, utilization of this groundwater for irrigation also leads to the accumulation of salts in the soil profile. In both processes, groundwater is drawn by evapotranspiration, and soluble salts coagulate on the surface of soil particles and sodium ions adsorb to the soil colloidal system. Groundwater has an impact on formation and spread of saline soils as strongly as irrigation water of similar chemical composition mainly through total dissolved solids, chemical composition and groundwater level regime (Fulajtár, et al., 1998; Burger, Čelková, 2009), and can be evaluated according to criteria of quality irrigation water (Allison, et al., 1954; Ayers, Westcot, 1985; Rhoades, et al., 1992; Benetin, 1979; STN, 1999).

This paper evaluates the characteristics of groundwater important for the formation and spreading of saline soils in the in the Eastern Slovak Plain in the river Bodrog basin in the alluvium of Ondava and Laborec River, in eight monitored objects: *Božčice*, *Hriadky*, *Horovce*, **Trhovište,** *Milhostov*, *Naciná Ves*, *Michalovce-Topoľany* and *Michalovce-Betlenovce* (Figure 2), and in the Medzibodrožie Region in objects: S*omotor, Veľký Horeš, Kráľovský Chlmec, Plešany, Boťany - kolónia, Boťany* and *Boľ – Zatín* (Figure 3), for the 1982 to 2008 period. The observation wells which evaluate groundwater level regime (HPV) are located near of objects of the quality of groundwater. Selected characteristics of groundwater mineralization (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, pH, EC, TDS) and monitoring of groundwater level regime were supplied by the Slovak Hydrometeorological Institute (SHMÚ) in Bratislava. The natural, geological, soil, hydrological and climatic conditions in the area of question are described in Horáková, et al., (1998), Lapin et al., (2002) Šútor et al., (2007); Bajtoš, et al., (2004) and Puchnerová, et al., (2001).

In the chemical composition of groundwater, the content of hydrocarbonate ions (HCO_3^-) highly exceeds of chloride (Cl^-) and sulfate (SO_4^{2-}) ions content. In the cationic composition Ca^{2+} and Mg^{2+} are dominating. The maximum and minimum values of selected parameters in groundwater quality are in Table 1 and Table 3. The groundwater EC values ranged from 21.5 mS m^{-1} to 135 mS m^{-1}, and showed increasing tendency from 1982 to 2008 in most of the monitored waters. According to the diagram in Figure 1 the groundwaters in the area in question are classified as medium to highly mineralized waters with a medium to high degree of salinization danger within the subsurface environment. Because of low Na^+ concentration in groundwater, which ranged from 5,8 mg l^{-1} – 61,2 mg l^{-1} Na^+, the ratio of Na^+:(Ca^{2+}+Mg^{2+}) was mostly lower than 1:1. The SAR < 1,93 values calculated by equation (1), indicate a low risk of soil alkalization to the environment from the groundwater, and showed a decreasing tendency in most monitored places. The time courses of EC and SAR in the monitored groundwaters and their trend lines for 1982 – 2008 are documented in Figure 4 and Figure 6.

The time courses of the annual average levels of groundwater tables for 1982 – 2008 are documented in Figure 5 and Figure 7. The trends in the annual average levels of all groundwater tables increased, except for that at Naciná Ves and Somotor. In the several monitoring wells in the growing season the groundwater tables were very low below the terrain respectively reached the terrain. The altitude of terrain and the minimum and maximum depth of HPV in the monitored wells in the area of interest from 1982 – 2008 are shown in Table 2 and Table 4.

Finally, we can conclude that, given the upward trends of EC values of groundwater, the high content of HCO_3^- in groundwater, warm and dry climatic conditions, the upward trend in average annual temperatures (Lapin et al, 2002), evaporative type of water regime, the upward trends of annual average groundwater table levels and forasmuch as groundwater level is often near the surface, there is certainly an upward trend in the risk of saline soils spreading within the Eastern Slovak Plain in the river Bodrog basin in the alluvium of Ondava and Laborec River and Medzibodrožie Region due to salinization processes in the local groundwater.

Ing. Anežka Čelková
Ústav hydrológie SAV
Račianska 75
831 02 Bratislava 38
Tel.: + 421 2 49268263
E–mail: celkova@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 84 - 93

HYDROEKOLOGICKÉ ASPEKTY PÔSOBENIA VYSOKOMINERALIZOVANEJ PODZEMNEJ VODY

Viera Kováčová

Územie Žitného ostrova je najvýznamnejším poľnohospodárskym regiónom Slovenska. Využitie jeho územia determinuje charakter krajiny a celého prírodného prostredia. Nevyhnutným predpokladom úspešného hospodárenia na pôde je dostatočné množstvo vody v pôde a jeho rozdelenie v priebehu roka. Suchou a teplou klímou podmienený výparný režim pôd zapríčiňuje nedostatočné zásobovanie plodín počas vegetačného obdobia. Zároveň bohaté zásoby podzemných vôd na mnohých miestach s hladinou blízkou ku koreňovej zóne predstavujú vysoký potenciál zásobovania poľnohospodárskych plodín vodou. Vysokomineralizované podzemné vody, vyskytujúce sa lokálne v niektorých oblastiach Žitného ostrova sú potenciálnym rizikom procesu salinizácie a alkalizácie pôd. Takéto pôdy sa vyznačujú zhoršenými hydrofyzikálnymi, fyzikálno-chemickými a biologickými vlastnosťami, znemožňujú vo väčšej či menšej miere transport vody a následne normálny vývoj rastlín.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: vysokomineralizovaná podzemná voda, salinizácia, alkalizácia, celkové množstvo rozpustených látok (TDS), elektrická vodivosť (EC), obsah výmenného Na v sorpčnom komplexe pôdy (ESP), sodíkový adsorpčný pomer (SAR)

HYDROECOLOGICAL ASPECTS OF INFLUENCING OF HIGH-MINERALISED GROUNDWATER. The Žitný ostrov area is the most important agricultural region of Slovakia. Its utilization is determining of land character and natural envinroment. The dry and warm climate and evaporation soil water regime caused insufficient suply of crops during the growing season. In association with the rich stores of groundwater high level near the root zone in some localities constitute the potential of agricultural crops water suply. In the case if prevailing ions are neutral and alkaline sodium salts concludes to the salinization and alkalization processes very often, as result of groundwater composition, hydrogeochemical factors and anthropogenic activities. Hig-mineralised groundwater is considers as the most important aspect of soil salinization and alkalization. Localities with this risk are located fractedly on the Žitný ostrov area. These soils mark out impaired hydrophysical, physico-chemical and biological attributes.

KEY WORDS: high-mineralised groundwater, salinization, alkalization, totall dissolved solids (TDS), electrical conductivity (EC), exchange sodium percentage (ESP), sodium adsorption ratio (SAR)

Úvod

Žitný ostrov, situovaný v juhozápadnej časti Slovenska sa vyznačuje plošne najväčšími pokryvmi spraší. V evapotranspiratívnom režime sa v nich zachovali karbonáty, ktoré vznikali aj v pôdach celej aluviálnej oblasti. Tento charakter pôdotvorných substrátov a pôdotvorné procesy vplývali na prítomnosť karbonátových pôd. V aluviálnych oblastiach nížinných riek sa nachádzajú fluvizeme karbonátové, v depresiách čiernice karbonátové, čiernice glejové karbonátové, až gleje karbonátové. Na starších aluviálnych sedimentoch Žitného ostrova sa vyskytujú černozeme karbonátové. V najnižšie položených častiach nížiny s vysokomineralizovanými podzemnými vodami sa vyskytujú lokálne aj zasolené pôdy (obr.1, 2).

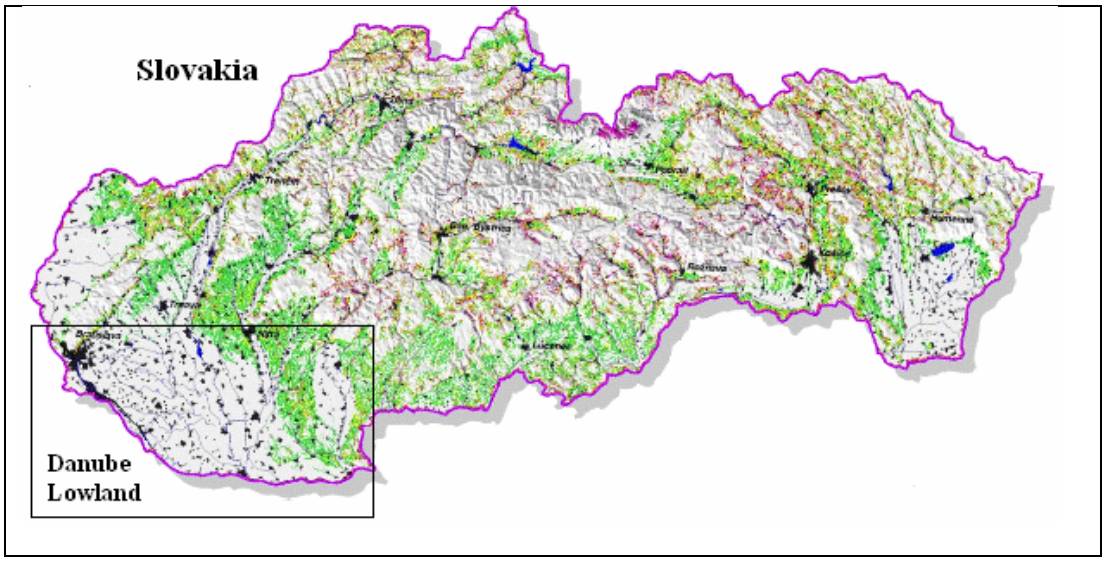
Oblasť nížin je pokrytá kvartérnymi prekryvmi, čo spôsobuje, že podložné neogénne sedimenty vystupujú na povrch len lokálne v tektonicky vyzdvihnutých častiach. Ich vývoj ovplyvňovali počas kvartéru tri základné činitele: fluviálna, eolická činnosť a soliflukcia. K nim sa pridružuje rozdielna tektonická aktivita. Rozsiahle poriečne nivy vznikli v poklesávajúcich častiach nížin (Podunajská, Východoslovenská). Nad

nimi sa formovali morfologicky nové celky – pahorkatiny, ktoré prekryli spraše a eolické piesky. V nížinách tvoria preto najviac rozšírené pôdotvorné substráty fluviálne sedimenty, kommplexy spraší, eolické piesky, proluviálne (svahové) sedimenty, zriedkavo slatinné rašeliny. Ich rozšírenie, genetická príbuznosť a mechanické zloženie úzko súvisí s geomorfologickými zvláštnosťami nížin, najmä tektonickou mobilitou územných celkov. K tomu sa pridružujú faktory zonálnej diferenciácie spojenej s vplyvom zrážok, rozdelením teplôt (evapotranspiratívny versus perkolačný vodný režim) a zmenou mineralizácie podzemných vôd. Tieto faktory vplývajú najmä na zachovanie resp. tvorbu karbonátov, ktorých obsah je významným prvkom ovplyvňujúcim výsledný ráz pedogenetických procesov. Uvedené charakteristiky určujú spoločné rysy, ale aj hlavné rozdiely, vplývajúce na kvartérnu sedimentačnú výplň. Eolické piesky majú najväčšie plošné rozšírenie v Záhorskej nížine, kde sú nevápnité, menšie v Podunajskej a Východoslovenskej, kde sú vápnité – karbonátové. Spraše tvoria súvislé, alebo menej súvislé pokryvy slovenských nížin. Najsúvislejšie sú vyvinuté v Podunajskej nížine. Územie stability karbonátových spraší súčasne vymedzuje aj územie rozšírenia a stability černozemí. Smerom k vyšším pahorkatinným stupňom a k pohoriam dochádzalo k odvápneniu spraší, v súvislosti s čím sa menilo zloženie pôdneho krytu. Preto na sprašiach vznikla katéna pôd : černozeme – černozeme hnedozemné – hnedozeme – pseudogleje. Popri pôdach, ktoré sa vyvíjali na reziduálnych produktoch zvetrávania, väčšina pôd sa vyvinula na redeponovaných produktoch – pokryvných útvaroch, ktoré sú prevažne kvartérneho veku. (Čurlík – Šefčík, 1999; Granec – Šurina, 1999; Červenka 1970, Šútor – Štekauerová, 2000; Burger – Čelková 2007, 2009).

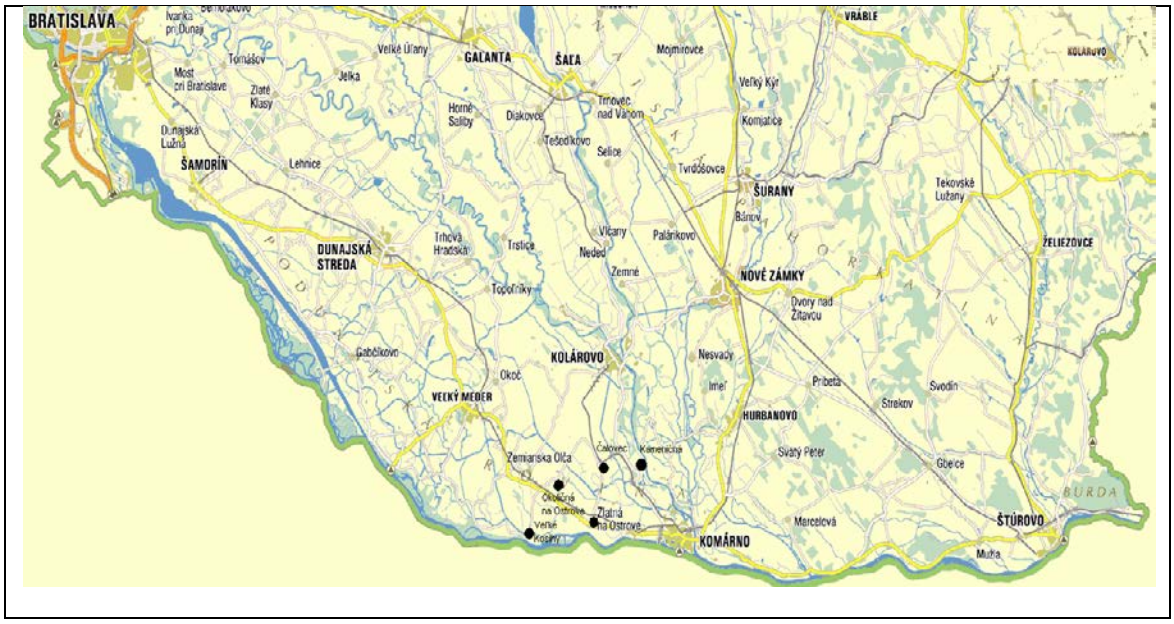
Rieky vytvárajú v nížinných oblastiach rôzne široké aluviálne roviny. Na nich sa nachádzajú trvalé hladiny podzemných vôd. Tie často hydromorfne ovplyvňujú vývoj pôdneho krytu a niektoré chemické zvláštnosti pôd, spojené s ich celkovou mineralizáciou a hydrotermickým režimom (lokálne zasolenie pôd – obr.1, 2).

Na území Slovenska sa vyskytujú pomerne veľké zásoby podzemných vôd. Tieto zásoby sú sústredené predovšetkým v dvoch hydrogeologických celkoch – vo vápencovo-dolomitických komplexoch triasu a v mladých štrkovo-piesčitých sedimentoch poriečnych nív veľkých riek. Najlepšie podmienky pre výskyt podzemných vôd sú v štrkopiesčitých sedimentoch poriečnych nív. Tieto zásoby sú dopĺňané infiltráciou riečnych vôd. Šírka týchto nív býva rozdielna a kolíše od desiatok metrov až po niekoľko kilometrov. Z tohto hľadiska najväčšou zásobárňou podzemných vôd je Žitný ostrov (juhozápadné Slovensko) kde hrúbky zvodnených štrkov dosahujú viac ako 300 m. Tu sú podzemné vody dotované vodami Dunaja. Región predstavuje obrovské zásoby podzemných vôd. V ostatných komplexoch hornín sú podmienky na výskyt podzemných vôd veľmi rôznorodé, čo súvisí s charakterom hornín, ich rozpustnosťou a priepustnosťou, ale aj od geomorfologických a klimatických podmienok.

Na Podunajskej nížine nachádzajúcej sa v juhozápadnej časti Slovenska na tvorbu zásob podzemných vôd majú veľký vplyv zrážky.. Najvhodnejšie podmienky na dopĺňanie zásob podzemných vôd sú v zimnom a jarnom období. Letné zrážky ovplyvňujú bilanciu vlahy a solí prevažne iba v pôdnej vrstve.



Obr. 1. Vymedzenie záujmového územia.
Fig. 1. Defining of the interested area.



Obr. 2. Monitorované lokality.
Fig. 2. Monitored localities.

Dôležitým činiteľom formovania zásob podzemných vôd je výpar. Priemerné ročné úhrny evapotranspirácie dosahujú na Podunajskej nížine 450-460 mm. Primárnym zdrojom látok rozpustených v podzemných vodách je interakcia voda – plyn – horninové prostredie, sekundárnym široká škála ľudskej činnosti vrátane produkcie odpadov. Celkovú mineralizáciu vôd možno definovať ako súčet hmotnostných koncentrácií tuhých anorganických látok rozpustených vo vode, elektrolytov (katiónova a aniónov) aj neelektrolytov. Sodík je jedným z najbežnejších katiónov, ktoré sa v prírodných vodách vyskytujú. Jeho zdrojom sú ako silikátové horniny obsahujúce najmä albit (sodný živec) a plagioklasy, tak aj evaporitové horniny. Sodíkový katión Na^+ je vo vodách veľmi konzervatívny , nezúčastňuje sa na oxidačno-redukčných reakciách, neuplatňujú sa chemické reakcie jeho vyzrážavania, zostáva stabilne v roztoku. Sodík sa však významným spôsobom zúčastňuje na iónovýmenných procesoch. Katiónová iónová výmena v bežných prírodných vodách má tendenciu vytesňovať dvojmocné katióny z roztoku a nahrádzať ich jednomocnými katiónmi. Preto sú pre geochémiu sodíka významné ílové minerály prítomné v prostredí obehu vôd. Pomerne veľká časť sodíka sa dostáva do pôdneho profilu z mineralizovaných vôd a z antropogénnych aktivít človeka. Sodík sa v nízko mineralizovaných vodách (pod 1 $g.l^{-1}$) vyskytuje vo forme katiónu Na^+. V koncentrovanejších roztokoch sa viaže do viacerých komplexov a iónových párov v závislosti od typu chemizmu vody (najčastejšie sú to $NaCO_3^-$, $NaHCO_3(aq)$ a $NaSO_4^-$). Koncentrácie sodíka v prírodných vodách vykazujú výraznú variabilitu, pričom kolíšu od hodnôt <1 $mg.l^{-1}$ až po hodnoty nad 100 $g.l_{-1}$ charakteristické pre niektoré soľanky. Distribúcia hodnôt koncentrácie sodíka v podzemných vodách územia Slovenska vykazuje dvojaký charakter – má úzky vzťah k horninovému prostrediu obehu podzemných vôd. V silikátových horninách kyslého až intermediárneho charakteru sa koncentrácie pohybujú od 5 do 30 $g.l^{-1}$ v závislosti od typu hornín. Podzemné vody nížin majú spravidla fluviogénny charakter a koncentrácia sodíka v nich je podmienená aj plošným znečistením vôd (priemerné koncentrácie Na sa tu pohybujú okolo 30 až 100 $g.l^{-1}$), predovšetkým poľnohospodárskeho a komunálneho pôvodu.

Sodicita a alkalita sa javí ako latentný problém, pri ktorom škodlivý efekt je evidentný. Klasifikácia pôd, založená na celkovom množstve rozpustených látok, elektrickej vodivosti, sodíkovom adsorpčnom pomere, percente výmenného sodíka a pH je uvedená v štúdiách autorov Barzegar et al., 1994; Burger-Čelková, 2004; Curtin et al. 1994a,b; Feitz et al. 2002; Hanes, 1999; Kaledhonkar et al. 2001; Kováčová, 2009b; Quirk, 1971; Rhoades, 1982; Rengasany-Olsson, 1991; Suarez,1981. V podzemnej vode záujmového územia na základe kritérii, ktoré charakterizujú mieru nebezpečia salinizácie pôdy vplyvom podzemnej vody (EC a SAR) bola podľa hodnoty EC na lokalite Veľké Kosihy zistená miera nebezpečia salinizácie vysoká (75 <EC< 225 $mS.m^{-1}$) a podľa hodnoty SAR je vysoké až veľmi vysoké ohrozenie sodíkom (18 <SAR< 38). Na lokalite Čalovec je vysoká až veľmi vysoká miera nebezpečia salinizácie (75 <EC< 300 $mS.m^{-1}$) a stredné ohrozenie sodíkom (10 <SAR< 18). Hodnoty väčšiny sledovaných parametrov v podzemnej vode záujmového územia mali

rastúcu tendenciu, na základe čoho možno konštatovať, že riziko salinizácie pôd pod vplyvom mineralizovanej podzemnej vody sa zvyšuje (Burger-Čelková, 2009).

Okrem chemického zloženia podzemných vôd môže ovplyvňovať salinitu a alkalitu kvalita závlahovej vody, výška hladiny vody v celej kanálovej sieti, ktorá ovplyvňuje výšku hladiny podzemnej vody a naopak (Dulovičová-Velísková , 2007; Burger, 2007; Burger-Čelková, 2004; Kaledhonkar et al. 2001). Dôležitým faktorom je aj kvalita povrchových tokov, v tomto prípade rieky Dunaj. Jednou z požiadaviek európskej direktívy (WFD, 2000/60/EC) je analýza a predpovedanie zmien v kavalite povrchových tokov. Vývoj mesačných koncentrácií vybraných zložiek rieky Dunaj (Chl-a, Ca, EC, SO_4^{2-}, Cl^-, O_2. BOD_5. N-tot, PO_4^-,P, NO_3-N, NO_2-N, atď.) v období 1991 – 2005 a predpokladané scenáre vývoja sú v štúdii Pekárová a kol. 2009.

V rámci monitoringu vývoja soľných pôd bol zaznamenaný a hodnotený obsah solí sodíka v pôde. Podľa chemického charakteru prítomných solí a ich vplyvu na pôdne vlastnosti a rast rastlín sa u nás vyskytujú dve skupiny sodných solí, ktoré vyvolávajú aj dva procesy vzniku a formovania soľných pôd. Je to proces salinezácie a alkalizácie.

Proces salinizácie resp. zasoľovania je podmieňovaný prítomnosťou neutrálnych sodných solí, hlavne chloridu a síranu sodného (NaCl, Na_2SO_4). Indikátorom zasoľovania pôdy je jednak suchý odparok vodného výluhu pôdy vyšší ako 0,2 %, jednak elektrická vodivosť nasýteného extraktu pôdy EC vyššia ako 400 $mS.m^{-1}$. Slabé, začiatočné štádium zasoľovania prebieha už pri hodnotách EC 200 - 400 $mS.m^{-1}$ resp. pri obsahu solí 0,1-0,2 %. Výsledkom procesu zasoľovania sú zasolené pôdy (slaniská) a ich nižšie vývojové štádiá, slabo a stredne zasolené pôdy.

Proces alkalizácie resp. slancovania pôd je podmieňovaný prítomnosťou alkalických sodných solí, hlavne uhličitanu, hydrogenuhličitanu a kremičitanu sodného (Na_2CO_3, $NaHCO_3$, Na_2SiO_3). Indikátorom alkalizácie resp. slancovania pôd je obsah výmenného sodíka ESP vyšší ako 5 %, ako aj alkalická pôdna reakcia pH 8 a vyššia. Výsledkom procesu alkalizácie sú slance a ich nižšie vývojové štádiá, slabo a stredne slancované pôdy. V prírodných podmienkach sa uvedené skupiny solí v pôdach samostatne nevyskytujú. Prevládajú buď neutrálne, alebo alkalické sodné soli, ktoré majú aj dominantný vplyv na rozvoj jedného z hlavných salinických pôdnych procesov.

Materiál a metódy

Vo vybraných lokalitách boli odoberané pôdne vzorky a vzorky povrchových a podzemných vôd na kvalitatívne a kvantitatívne stanovenie vo vode rozpustných látok. Reakcia vody, teplota, konduktivita (electrical conductivity - EC) a celkové množstvo rozpustených látok (total dissolved solids - TDS) vo vzorkách podzemných a povrchových vôd boli stanovované priamo v terénnych podmienkach pomocou prenosného pH-metra a konduktometra firmy WTW. Hladina podzemnej vody v sledovaných lokalitách sa pohybovala v intervale 90 - 320 cm. Vzorky z pôdneho profilu boli odoberané z hĺbok 0 - 10 cm, 10 – 30, 30 – 50, 50 - 100 cm. Na odobraných vzorkách boli vykonané hydrofyzikálne a fyzikálno-chemické analýzy jednotlivých vrstiev pôdneho profilu za účelom zistenia koncentrácií iónov v definovaných laboratórnych podmienkach. Analýzy boli vykonané nasledovnými metódami : vlhkosť pôdy - gravimetricky, objemová hmotnosť - gravimetricky, zrnitostný rozbor - pipetovacou metódou, obsah organickej hmoty C_{ox} - metódou podľa Ťurina, hodnoty pôdnej reakcie pH/H_2O, pH/KCl -potenciometricky, ióny N-NO_3, N-NH_4^+, SO_4^{2-}, - spektrofotometricky, ióny Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ -metódou AAS, ióny Na^+, Cl^- - iónovoselektívnymi elektródami. Odobrané pôdne vzorky boli najskôr vysušené, mechanicky rozdrvené a preosiate cez sitá (oká - veľkosť 2 mm) a následne boli stanovené stredné hodnoty koncentrácií jednotlivých druhov iónov v pôdnych výluhoch (výluh v dest. vode, pomer 1:5).

Základom salinizačného modelu je sodíkový adsorpčný pomer (sodium adsorption ratio – SAR), ktorý udáva vzťah medzi koncentráciami iónov Na^+, Ca^{2+} and Mg^{2+} a určuje postavenie Na^+ v pôdnom výmennom komplexe (Recommended Chemical Soil Test Procedures, 1998; US Salinity Laboratory Staff 1954). Je daný nasledujúcim vzťahom:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{Ca + Mg}} \qquad (1)$$

kde iónové koncentrácie sú vyjadrené v $mol.l^{-1}$.

Vzťah SAR a ESP je daný nasledujúcou rovnicou:

$$ESP = k_g\ SAR \qquad (2)$$

kde k_g, je Gaponov koeficient; a ESP je určené ako výmenný Na/(CEC – výmenný sodík Na), kde CEC je efektívna katiónová výmenná kapacita. Na určenie, koľko výmenného Na sa akumuluje v pôde hodnota k_g musí byť známa. Prítomnosť sodíka je potenciálnou príčinou štrukturálnej nestability, ak obsadzuje viac ako l0 - 15% výmenných miest (Curtin et al. 1994a).

Vzťah medzi elektrickou vodivosťou a stupňom salinity je prezentovaný v štúdiach napr.U.S Salinity Laboratory Staff, 1954; Recommended Chemical Soil Test Procedures 1998; Burger-Čelková, 2009 je uvedený v tab. 1.

Výsledky a diskusia

Hlavným zdrojom solí v pôde, a tým aj vzniku a vývoja soľných pôd sú mineralizované podzemné vody, ktoré v oblastiach s výparným vodným režimom pôdy vzlínaním vynášajú rozpustené soli do pôdneho profilu, kde sa po transpirácii vody soli vyzrážajú na povrchu pôdnych častíc a voľné ióny sodíka sa viažu – sorbujú

na pôdny koloidný komplex. Takéto podmienky sú u nás v južnej a juho-východnej časti Podunajskej nížiny (obr. 1,2, tab. 2,3), kde suchá a teplá klíma, výparný vodný režim pôd, prítomné vysokomineralizované podzemné vody, ako aj predpokladané klimatické zmeny (otepľovanie) vytvárajú podmienky pre postupné rozširovanie soľných pôd. Ďalším zdrojom akumulácie solí v pôdach, môže byť antropogénna činnosť a závlahy mineralizovanou vodou.

Oblasti ohrozené vývojom salinizácie a alkalizácie v nenasýtenej zóne sa nachádzajú ostrovčekovito rozmiestnené v niektorých lokalách Žitného ostrova, kde boli odoberané vzorky pôdy a vzorky mineralizovaných podzemných vôd . Následne bola vykonaná ich analýza na zistenie celkového množstva rozpustených látok (TDS), elektrickej vodivosti (EC), pH, katiónovej výmennej kapacity (CEC), vzájomného zastúpenia jednotlivých iónov - sodíkového adsorpčného pomeru (SAR), obsahu výmenného Na v sorpčnom komplexe pôdy (ESP).

Tabuľka 1. Vzťah medzi konduktivitou (mS.cm^{-1}) a stupňom salinity
Table 1. Relation between conductivity and salinty degree

	stupeň salinity				
	nezasolené	mierne zasolené	modálne zasolené	silne zasolené	veľmi silne zasolené
hrubý až hlinitý piesok	0-1,1	1,2-2,4	2,5-4,4	4,5-8,9	>9,0
hlinitý piesok až hlina	0-1,2	1,3-2,4	2,5-4,7	4,8-9,4	>9,5
piesočnato hlinitá až ílovitohlinitá	0-1,3	1,4-2,5	2,6-5,0	5,1-10,0	>10,1
ílovitohlinitá až hinitá	0-1,4	1,5-2,8	2,9-5,7	5,8-11,4	>11,5

Tabuľka 2. Základné charakteristiky chemického zloženia podzemných vôd
Table 2. Basic characteristic grounwater chemical composition

	Základné charakteristiky chemic. zloženia podzemných vôd záujmového územia (n=128)				
	Stredná hodnota	Medián	Štandard. odchýlka	Min.	Max.
pH	7,32	7,30	0,40	5,76	9,89
TDS (mg.l^{2})	643,0	641,5	265,1	49,2	1935,8
Ca+Mg (mmol.l^{-1})	3,561	3,536	1,721	0,120	13,021
Conductivity(µS.cm^{-1})	688,1	686,5	289,6	54,5	2200,0
voľný CO_2 (mmol.l^{-1})	0,77	0,65	0,69	0,12	11,5
Na (mg.l^{-1})	21,06	15,20	23,11	1,10	260,00
K (mg.l^{-1})	5,53	2,10	11,31	0,05	114,00
NH_4 (mg.l^{-1})	0,068	0,025	0,300	0,025	6,900
Ca (mg.l^{-1})	91,93	89,78	44,49	2,40	352,70
Mg (mg.l^{-1})	30,81	28,58	18,82	0,50	114,55
Fe (mg.l^{-1})	0,075	0,005	0,345	0.005	6,547
Mn (mg.l^{-1})	0,069	0,007	0,195	0,003	2,931
Cl (mg.l^{-1})	22,69	17,37	18,52	1,06	89,00
SO_4 (mg.l^{-1})	70,70	42,88	91,87	0,30	1019,00
NO_3 (mg.l^{-1})	14,88	13,25	12,79	0,25	39,90
PO_4 (mg.l^{-1})	0,184	0,020	0,501	0,005	7,600
HCO_3 (mg.l^{-1})	353,32	374,96	151,18	3,05	937,85
Zn (mg.l^{-1})	0,2983	0,0460	0,9626	0,0005	14,4200
Pb (mg.l^{-1})	0,0018	0,0005	0,0080	0,0005	0,2250
Cd (mg.l^{-1})	0,0004	0,0003	0,0030	0,0030	0,0960

Tabuľka 3. Vývoj zasoľovania (salinizácie) a slancovania (alkalizácie) v pôdnom profile v monitorovaných lokalitách 1 – 5 (1 – Veľké Kosihy, 2 – Okoličná, 3 – Čalovec, 4 – Zlatná na Ostrove, 5 – Kameničná) v sledovanom období 1989 - 2006

Table 3. Evolution of salinization and alkalization in the soil profile in monitored sites 1 – 5 (1 – Veľké Kosihy, 2 – Okoličná, 3 – Čalovec, 4 – Zlatná na Ostrove, 5 – Kameničná) in the time period 1989 - 2006

lok.	hĺbka (cm)	odparok (%)	EC (mS.m-1)	pH/H2O	ESP (%)
		1989 1999 2006	1989 1999 2006	1989 1999 2006	1989 1999 2006
1	0 - 10	0,03 0,07 0,12	49 72 96	7,6 7,2 7,3	1,8 2,1 2,6
	10 - 30	0,08 0,09 0,09	67 60 69	7,8 7,5 7,3	2,5 2,7 3,5
	30 - 50	0,10 0,10 0,13	95 115 128	7,9 7,6 8,1	6,8 7,6 8,5
	50 - 100	0,12 0,15 0,21	213 250 305	7,8 8,0 8,1	7,9 8,2 9,1
2	0 - 10	0,10 0,08 0,15	36 68 95	7,2 7,3 7,2	1,4 1,8 1,9
	10 - 30	0,12 0,06 0,18	59 71 90	7,5 7,6 7,4	3,1 2,4 2,9
	30 - 50	0,15 0,11 0,19	61 108 113	7,4 8,0 7,9	2,7 2,9 8,6
	50 - 100	0,19 0,13 0,22	207 210 215	7,9 8,1 8,2	8,4 8,2 9,7
3	0 - 10	0,06 0,04 0,14	40 56 76	7, 1 7,1 7,2	2,6 1,9 1,9
	10 - 30	0,08 0,11 0,17	48 62 70	7,2 7,3 7,4	3,7 3,9 4,2
	30 - 50	0,04 0,06 0,12	75 90 99	7,3 7,4 7,5	5,8 6,2 7,5
	50 - 100	0,05 0,10 0,16	155 180 199	7,5 7,6 7,7	8,3 8,7 9,1
4	0 - 10	0,04 0,11 0,11	51 30 67	7,5 7,3 7,6	1,2 1,1 0,9
	10 - 30	0,05 0,10 0,14	55 40 58	7,2 7,6 7,5	2,8 1,7 1,1
	30 - 50	0,04 0,03 0,10	119 83 115	7,8 8,0 7,5	9,6 7,3 8,2
	50 - 100	0,10 0,16 0,21	242 207 291	8,1 8,1 8,6	9,7 10,1 11,5
5	0 - 10	0,07 0,09 0,11	30 40 50	7,2 7,2 7,4	0,8 1,2 1,4
	10 - 30	0,13 0,14 0,15	57 49 80	7,1 7,3 7,5	1,0 2,5 3,9
	30 - 50	0,09 0,10 0,09	91 56 85	7,2 7,4 7,6	2,7 3,9 4,7
	50 - 100	0,11 0,12 0,16	120 126 170	7,8 7,5 7,9	5,6 8,8 9,5

Vznik a vývoj soľných pôd neprebieha náhle, prechádza pomalým vývojom od začiatočných štádií, cez stredné stupne, až po ich plné rozvinutie. Intenzitu tohto vývoja možno sledovať predovšetkým v prvých štádiách, keď obsah solí a výmenného sodíka je ešte nízky a ich nárast je preukaznejší ako v stredných a v rozvinutých štádiách. V oblasti Podunajskej nížiny mierne vzostupný trend hladín podzemnej vody a jej mineralizácie vytvárajú reálny predpoklad postupného rozvoja soľných pôd, najmä v prvých vývojových štádiách. Sem patria sledované lokality 1-5 (obr. 2). Vo vybraných lokalitách obsah solí a výmenného sodíka je na hranici limitných a mierne nadlimitných hodnôt a ich odrazom sú slabo a stredne slancované a slaniskované pôdy. Výsledky monitorovania vývoja soľných pôd v sledovanom období 1989-2006, uvedené v tab. 3 potvrdzujú už spomenutý poznatok, že jednotlivé skupiny sodných solí (neutrálne a alkalické), a tým aj procesy formovania soľných pôd (salinizácia a alkalizácia) sa v prirodzených podmienkach prevažne nevyskytujú samostatne. Z údajov vyplýva, že vo všetkých monitorovaných pôdach prebieha jednak proces salinizácie, indikovaný nadlimitnými hodnotami odparku a EC, jednak proces alkalizácie indikovaný nadlimitnými hodnotami ESP a pH. V lokalitách, kde ESP dosahuje hodnoty 5-20 % je slancovanie dominantným procesom.

1. Vývoj salinizácie – zasoľovania pôd

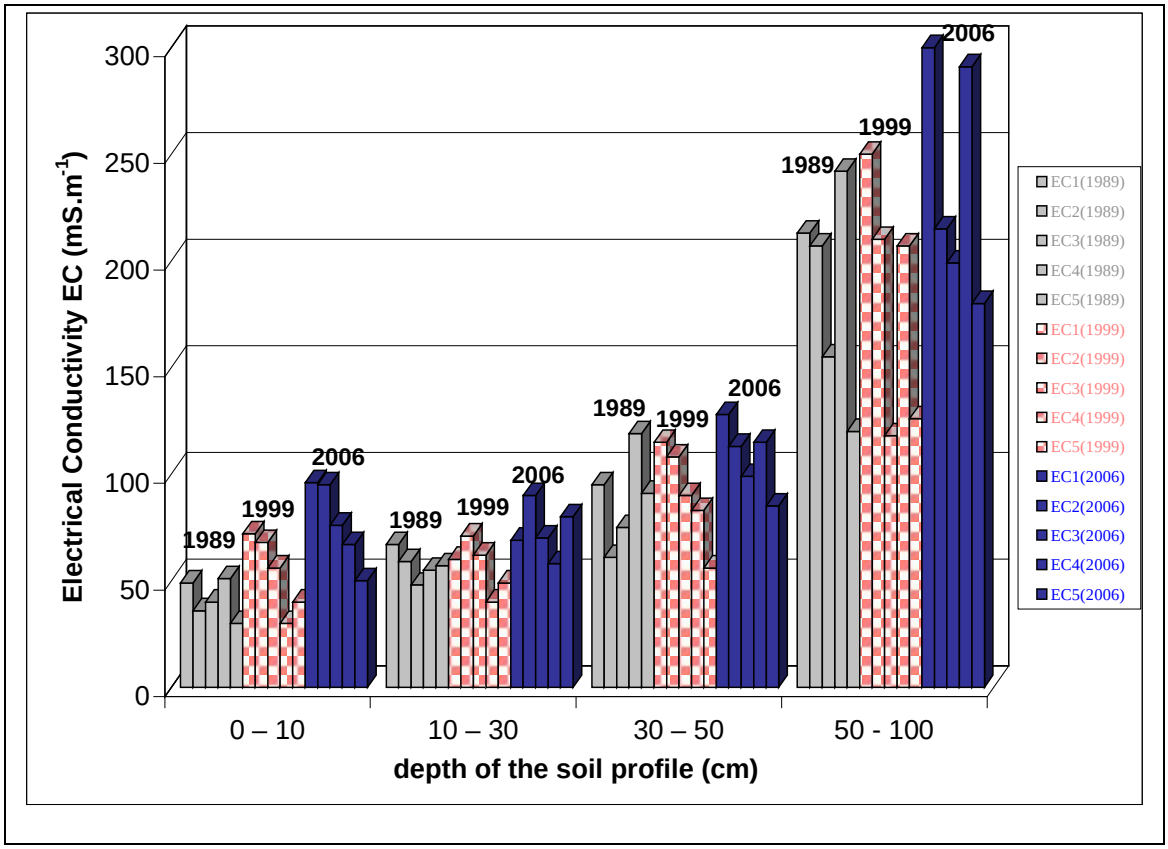
Nadlimitné hodnoty odparku vodného výluhu pôdy a elektrickej vodivosti nasýteného extraktu pôdy (EC) v tab. 3 potvrdzujú, že akumulácia sodných solí v pôdnom profile prebieha vo všetkých monitorovaných pôdach. Váha odparku za celé sledované obdobie kolíše v intervale 0,01-0,22 % a elektrická vodivost (EC) v spodných horizontoch v intervale 200-400 $mS.m^{-1}$. To sú hodnoty, ktoré indikujú začiatočné štádium zasoľovania. Z údajov tab.5 ďalej vyplýva, že zvýšený obsah solí sa vyskytuje v spodných – substrátových horizontoch, To svedčí o tom, že zasoľovanie prebieha postup-

ne od spodných horizontov k povrchu pôdy. Príkladom tohoto vývoja sú profily lokalít Veľké Kosihy, Okoličná, Zlatná na Ostrove (lok. 1, 2, 4), v ktorých proces salinizácie prebehol za sledované obdobie od substrátových horizontov až k povrchu pôdy.

2. Vývoj alkalizácie – slancovania pôd

Prítomnosť procesu slancovania v monitorovaných pôdach potvrdzujú nadlimitné hodnoty výmenného sodíka (ESP) 5 % a viac, ako aj alkalická pôdna reakcia pH 8 a vyššia. Za hodnotené obdobie sme uvedené hodnoty zaznamenali v spodných horizontoch vo všetkých monitorovaných lokalitách. V pôdach v lokalite Zlatná na Ostrove (lok.4) sa obsah výmenného sodíka (ESP) za celé hodnotené obdobie pohybuje okolo 10 %, v roku 2006 ESP dosahuje > 11 %, čo indikuje prítomnosť slancovania. Súčasne sa tým potvrdzuje stabilná intenzita tohto procesu, ktorá tu neprekračuje prvý vývojový stupeň.

V podzemnej vode na základe kritérii, ktoré charakterizujú mieru nebezpečenstva salinizácie pôdy vplyvom podzemnej vody (EC a SAR) bola podľa hodnoty EC na lokalite Veľké Kosihy zistená miera nebezpečenstva salinizácie vysoká (75 <EC< 225 mS.m-1) a podľa hodnoty SAR je vysoké až veľmi vysoké ohrozenie sodíkom (18 <SAR< 38). Na lokalite Čalovec je vysoká až veľmi vysoká miera nebezpečia salinizácie (75 <EC< 300 mS.m-1) a stredné ohrozenie sokíkom (10 <SAR< 18). Hodnoty väčšiny sledovaných parametrov v podzemnej vode mali rastúcu tendenciu, na základe čoho možno konštatovať, že riziko salinizácie pôd pod vplyvom mineralizovanej podzemnej vody sa a obidvoch lokalitách zvyšuje. Na území približne ohraničenom V. Kosihy – Okoličná – Čalovec – rieka Váh – rieka Dunaj sa hazard sodicity zvyšuje na stredný (SAR od 10 do 18) až na hranicu vysokého (SAR=18), ktorý sa nachádza približne v oblasti ohraničenej spojnicou Zlatná na Ostrove, Okoličná, Čalovec (Burger-Čelková 2009).



Obr. 3. Elektrická vodivosť v pôdnom profile v najviac zasolených lokalitách : 1 – Veľké Kosihy (EC1), 2 – Okoličná (EC2), 3 – Čalovec (EC3), 4 – Zlatná na Ostrove (EC4), 5 – Kameničná (EC5) v období 1989 – 2006.

Fig. 3. Electrical conductivity in the soil profile in localities : 1 – Veľké Kosihy (EC1), 2 – Okoličná (EC2), 3 – Čalovec (EC3), 4 – Zlatná na Ostrove (EC4), 5 – Kameničná (EC5) in 1989 – 2006 time period.

Záver

Mierne vzostupný trend hladín podzemnej vody a jej mineralizácie vytvárajú reálny predpoklad postupného rozvoja soľných pôd, najmä v prvých vývojových štádiách. Sem patria sledované lokality 1-5 (obr. 1, 2). Vo vybraných lokalitách obsah solí a výmenného sodíka je na hranici limitných a mierne nadlimitných hodnôt a ich odrazom sú slabo a stredne slancované a slaniskované pôdy. Výsledky monitorovania vývoja soľných pôd v sledovanom období 1989-2006, uvedené v tab. 3 potvrdzujú už spomenutý poznatok, že jednotlivé skupiny sodných solí (neutrálne a alkalické), a tým aj procesy formovania soľných pôd (salinizácia a alkalizácia) sa v prirodzených podmienkach prevažne nevyskytujú samostatne. Z údajov vyplýva, že vo všetkých monitorovaných pôdach prebieha jednak proces salinizácie, indikovaný nadlimitnými hodnotami odparku a EC, jednak proces alkalizácie indikovaný nadlimitnými hodnotami ESP a pH. V lokalitách, kde ESP dosahuje hodnoty 5-20 % je slancovanie dominantným procesom.

Vývoj salinizácie – zasoľovania pôd
Nadlimitné hodnoty odparku vodného výluhu pôdy a elektrickej vodivosti nasýteného extraktu pôdy (EC) v tab. 3,5 potvrdzujú, že akumulácia sodných solí v pôdnom profile prebieha vo všetkých monitorovaných pôdach. Váha odparku za celé sledované obdobie kolíše v intervale 0,01-0,22 % a elektrická vodivost (EC) v spodných horizontoch v intervale 200-400 $mS.m^{-1}$. To sú hodnoty, ktoré indikujú začiatočné štádium zasoľovania. Z údajov ďalej vyplýva, že zvýšený obsah solí sa vyskytuje v spodných – substrátových horizontoch, To svedčí o tom, že zasoľovanie prebieha postupne od spodných horizontov k povrchu pôdy. Príkladom tohoto vývoja sú profily lokalít Veľké Kosihy, Okoličná, Zlatná na Ostrove (lok. 1, 2, 4), v ktorých proces salinizácie prebehol za sledované obdobie od substrátových horizontov až k povrchu pôdy.

Vývoj alkalizácie – slancovania pôd
Prítomnosť procesu slancovania v monitorovaných pôdach potvrdzujú nadlimitné hodnoty výmenného sodíka (ESP) 5 % a viac, ako aj alkalická pôdna reakcia pH 8 a vyššia. Za hodnotené obdobie sme uvedené hodnoty zaznamenali v spodných horizontoch vo všetkých monitorovaných lokalitách. V pôdach v lokalite Zlatná na Ostrove (lok.4) sa obsah výmenného sodíka (ESP) za celé hodnotené obdobie pohybuje okolo 10 %, v roku 2006 ESP dosahuje > 11 %, čo indikuje prítomnosť slancovania. Súčasne sa tým potvrdzuje stabilná intenzita tohto procesu, ktorá tu neprekračuje prvý vývojový stupeň.
Možno konštatovať, že z výsledkov monitoringu kvalitatívnych ukazovateľov podzemnej vody v období 1989 – 2006 vo vybraných lokalitách vyplýva, že v priebehu sledovaného obdobia došlo k zhoršeniu jej kvality, čo sa týka zasoľujúcich iónov. Koncentrácie väčšiny sledovaných ukazovateľov v období 1989 – 2006 majú vzostupný trend, rovnako aj hodnoty EC a SAR.
Zhodnotenie výsledkov monitorovania vývoja soľných pôd potvrdzuje súčasnú prítomnosť procesov slaniskovania i slancovania, pričom proces slancovania je výraznejší v lokalite 4 – Zlatná na Ostrove. Údaje indikujúce prítomnosť uvedených procesov (odparok, EC a ESP), ich výskyt v pôdnom profile a priebeh v sledovanom období 1989-2006 nám dovoľujú konštatovať, že slaniskovanie a slancovanie pôdneho profilu sa rozvíja od spodných – substrátových horizontov cez podpovrchové horizonty až k povrchu pôdy. Namerané hodnoty EC, ESP a pH v jednotlivých lokalitách v sledovanom období potvrdzujú značnú priestorovú variabilitu týchto procesov.

Poďakovanie

Príspevok bol vypracovaný v rámci riešenia projektu VEGA 2/0058/15 a projektu ITMS 26240120014 Centrum excelentnosti pre ochranu a využívanie krajiny a biodiverzitu, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

Barzegar, R.A., Oades, J.M., Rengasamy, P., Giles, L. (1994): Effect of sodicity and salinity on disaggregation and tensile strength of an Alfisol under different cropping system. Soil and Tillage Res., 32, 329-345.

Burger, F. (2007): Modelling and numerical simulation of groundwater flow in the reparian alluial aquifer. J. Hydrol. and Hydromech., 55, (3), Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 168-184.

Burger, F., Čelková, A. (2004) : Interaction between surface stream irrigation water and soil from point of view of salinity and sodicity. Acta Hydrologica Slovaca, 5, (1), Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 112-121.

Burger, F., Čelková, A. (2007): Origin and mechanisms of the Danube Lowland saline soils and factors underline their formation.. Acta Hydrologica Slovaca, 8, (2), Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 254-271.

Burger, F., Čelková, A. (2009): Salinization and contamination of the subsurface enviroment. Monograph Institute of Hydrology Slovak Academy of Sciences, ISBN 978-80-89139-17-0, 327 s.

Curtin, D., Steppuhn, H., Mermut, A.R., Selles, F. (1995): Sodicity in irrigated soils: Chemistry and structural stability. Can. J. Soil Sci. 75, 177-185.

Curtin, D., Steppuhn, H., Selles, F. (1994a) : Clay dispersion in relation to sodicity, electrolyte concentration and mechanical effects. Soil Sci.Soc. Am. J. 58, 955-962.

Curtin, D., Steppuhn, H., Selles, F. (1994b): Structural stability of Chernozemic soils as affected by exchangeable sodium and electrolyte concentration. Can.J. Soil Sci. 74, 157-164.

Čelková, A. (2008): Groundwater quality analysis after underground sealing wall realization in the Danube River catchment between Komárno and Štúrovo.

Acta Hydrologica Slovaca, 9, (1), Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 3-13.
Červenka, L. (1970): Influence of the groundwater on constitution saline soils in Slovakia. SAV Bratislava, 236 p.
Čurlík, J., Šefčík, P. (1999): Geochemical atlas of the Slovak republic: Part V – Soils, Soil Sci. and Conservation Research Institute, Bratislava.
Dulovičová, R., Velísková, Y. (2007): Change of Žitný Ostrov channel network aggradation state. J. Hydrol. and Hydromech., 55, (3), Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 185-198.
Feitz, J. A., Lundie, S. (2002): Soil Salinization: A Local Life Cycle Assessment Impact Category, J.of LCA, 7 (4), 244-249.
Granec, M., Šurina, B. (1999): Atlas of soils SR. VÚPOP Bratislava, 60p.
Hanes, J. (1999): Analysis of sorption attributes of soils. VÚPOP Bratislava, 138p.
Kaledhonkar, M.J., Tyagi, N.K., van der Zee (2001): Solute transport modelling in soil for irrigation field experiments with alkali water. Agricultural Water Management, 51, (2), 153-171.
Kováčová, V. (2009a): The analysis of salinization and alkalization of the soil profile on the South part of Danube Lowland.. Acta Hydrologica Slovaca, 10 (1) ISSN 1335-6291, pp. 44-54.
Kováčová, V. (2009b): Variability of exchangeable ions in unsaturated zone. Collect. from international Scientif. Conf. Hydrogeochemistry 09 – Aktual trends in hydrogeochemistry. Slovak Association of hydrogeologists, ISSN 978-80-969342-5-6, pp. 160-171.
Levy, G.J., Mamedov, A.I., Goldstein, D. (2003): Sodicity and water quality effects on slaking og aggregates from semi-arid soils. Soil Science, 168, (8), 552-562.
Nativ, R., Adar, E., Dahan, O., Nissim, I. (1997): Water salinization in arid regions. J. of Hydrology, 196, 271-296.
Pekárová, P., Onderka, M., Pekár, J., Ronček, P., Miklánek, P. (2009): Prediction fo water quality in the Danube River under extreme hydrological and temperature conditions. J. Hydrol. Hydromech., 57, (1), Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 3-15. PITTER, P., 1981 : Hydrochemistry. SNTL, Prague, 373 pp.
Rapant, S., Vrana, K., Bodiš, D. (1999): Geochemical atlas of Slovakia: Part I – Groundwater, Geological Survey of Slovak republic, Bratislava.
Recommended Chemical Soil Test Procedures (1998): North Central Regional Research Publication No.221, U.S. Department of Agriculture cooperating.
Richter, B.C., Kreitler, Ch.W. (1993): Geochemical Techniques for Identifying Sources of Ground-Water Salinization. EPA, USA, 225 p.
Suarez, D.L. (1981): Relation between pH c and sodium adsorption ratio (SAR) and an alternative method of estimating SAR of soil or drainage waters. Soil Sci Soc Am J 45, p.469
Šútor, J., Štekauerová, V. (2000): Hydrophysical characteristic of soils at Źitný Ostrov. Monograph Institute of Hydrology Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia.
U.S Salinity Laboratory Staff (1954): Diagnosis and improvement of saline and alkali soil. U.S. Goverment Printing Office. Washington, USD Handbook 60, 160 pp.
Yong, R.N., Mohamed, A.M.O., Warkentin, B.P. (1992): Principles of Contaminant Transport in Soils. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 327p.

HYDROECOLOGICAL ASPECTS OF INFLUENCING OF HIGH-MINERALISED GROUNDWATER

The salt-affected soils occur in the south-east part of Danube Lowland. The dry and warm summer climate, evaporation soil water regime and mineralized groundwater create convenient conditions for development and spreading of the saline and alkaline soils. These soils are developing slowly from the initial stages to the well developed ones. As a consequence of this long lasting process the slightly and middle saline and alkaline soils as well as typical solonchaks and solonetzes occur in monitored area. The content of ions in the soil profile and in the ground water is submitted to a considerable dynamism influenced by the climatic conditions. In arid periods on many places we find salt efflorescences on the soil surface. In the Danube Lowland the ground waters are of bicarbonate up to bicarbonate-sulphate, eventually of sulphate-bicarbonate types. But in some localities sodium is prevailing in the ground water and the salts of sodium are translocated from the different ground water layers to the higher horizonts of the soil profile. This soils have very undesirable hydrophysical, chemical and biological properties.

In arid and semi-arid regions irrigation water or ground water influences the salt concentration and sodicity of soil solution affecting the dynamics of soil structure. In the south-east part of Danube Lowland sodic soils occures as result of saline irrigation or ground water fluctuations and have degraded structure limiting water and gas transport and root growth. Aggregation is severely reduced either by dispersion or slaking which occurs during wetting. Both phenomena lead to crusting and hard-setting of soil which inkrease soil strength and reduce infiltration rate and aeration.

The network of monitoring sites respect mentioned fact, that the salt-affected soil are placed in the locality Veľký Meder – Kolárovo – Komárno (Fig. 2). The presented analytical data recorded in year 1989 – 2006 support the contemporary processes salinization and alkalization in the monitored soils (Tab.1,2 ; Fig. 4). However the alkalization is more marked and dominant in all soils. The mentioned analytical data allow us to state that salinization and alkalization of soils start from

the bottom of unsaturated zone through middle part up to the top horizonts. This soils are in slight and middle stages of development.

Relatively noticeable differences in data of the evaporative residues (salt content), EC, ESP and pH in individual years, mainly on the solonchak and solonetz sites support considerable variability in the intensity of saline and alkaline processes within the very small areas. Generally, the development of the monitored salt-affected soils did not change markedily in the observed period. A disting change of an intensity of saline and alkaline processes was not confirmed.

Viera Kováčová, Ing.
Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied
Račianska 75
Bratislava
Tel.: 421(02)-49 268 263
E-mail: kovacova@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 94 - 100

ZMENY HLADINY PODZEMNEJ VODY V DÔSLEDKU KOLÍSANIA VODNÉHO STAVU V POVRCHOVOM TOKU PRETEKAJÚCOM NÍŽINNÝM ÚZEMÍM

Petr Dušek, Yvetta Velísková

Zmeny výšky hladiny vody v povrchovom toku môžu výrazne ovplyvniť priebeh hladiny podzemnej vody v okolí toku. Tento úkaz je dobre pozorovateľný najmä v nížinných oblastiach, a špeciálne v oblastiach bez výraznej heterogenity geologickej stavby podložia. Záujmová oblasť sa nachádza na Žitnom ostrove, kde bola vybudovaná sieť zavlažovacích a drenážnych kanálov v dôsledku minimálneho sklonu územia, prevažne pre potreby poľnohospodársky využívaných území. Regionálne geologické pomery reprezentujú prevažne štrkové a štrkopieščité fluviálne sedimenty o veľkej hrúbke v rozmedzí 350 až 400 metrov. Kanál Gabčíkovo – Topoľníky je jedným z troch hlavných kanálov siete, ktoré najvýraznejšie vplývajú na priebeh hladiny podzemnej vody. Štúdia bola vytvorená pomocou jednodimenzionálneho numerického modelovania povrchovej vody v toku, ktorej výstupné údaje (výška hladiny, prietok) boli použité ako vstupné údaje pre trojdimenzionálnu numerickú simuláciu prúdenia podzemnej vody. Simulácia bola rozdelená medzi tri scená-re. V prípade prvého scenára bol vodný stav v rozmedzí 113 až 109,59 m n.m. a výška hladiny podzemnej vody sa pohybovala v rozmedzí 114,3 až 109,8 m. Nižší vodný stav v toku spôsobí depresiu hladiny podzemnej vody v okolí toku. Druhý scenár je reprezentovaný vodným stavom v rozmedzí 113,75 až 111,17 m n.m. Simulovaná hladina podzemnej vody je v rozmedzí 114,6 až 110,3 m n.m. Zavzdutie hladiny z Klátovského ramena spôsobí zvýšenie hladiny podzemnej vody v okolí toku. V prípade tretieho scenára bol vodný stav v rozmedzí 112,81 až 109,39 m n.m. Simulovaná hladina podzemnej vody v rozmedzí 113,8 až 109,3 zodpovedajú rozdielu vodných stavov prvého a tretieho scenára.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: povrchová voda, podzemná voda, interakcia, numerická simulácia

CHANGES IN GROUNDWATER LEVEL DUE TO SURFACE WATER LEVEL FLUCTUATIONS IN A LOWLAND STREAM. Surface water fluctuations in streams can significantly affect the groundwater level regime in the surrounding aquifer. This effect is especially prominent in lowland areas without significant heterogeneity in the geological profile. The area of interest is located in the Žitný ostrov, where a channel network was built to manage drainage and irrigation in the area, due to its very low slope. From the regional geological point of view the area is mainly built of gravel and sandy gravel fluvial sediments with high thickness, ranging from 350 to 400 meters. The selected channel Gabčíkovo – Topoľníky is one of the three main and most influential channels that affect the groundwater regime. The study was done using 1D surface water modelling with output data (surface water level, discharge) used in calibrated 3D numerical solution for simulating the groundwater regime.

KEY WORDS: surface water, groundwater, interaction, numerical simulation

Úvod

Žitný ostrov je významnou poľnohospodárskou lokalitou a zároveň významným zdrojom kvalitnej pitnej vody. Zároveň sa vďaka rovinatému charakteru územia a vybudovanej kanálovej sieti jedná o ideálnu lokalitu pre skúmanie interakcie povrchových vôd a podzemnej vody. Cieľom tejto práce je posúdiť vplyv kolísania hladiny povrchového toku – zavlažovacieho a odvodňovacieho kanála Gabčíkovo – Topoľníky na režim prudenia a výšku hladiny podzemnej vody v jeho okolí pomocou numerickej simulácie.

Materiál a metódy

Geografia Žitného ostrova

Žitný ostrov sa nachádza v juhozápadnej časti Slovenska, na hranici s Maďarskom. Jeho hranice sú tvorené z juhu korytom Dunaja, zo severu ramenom Malého Dunaja a na krátkom úseku z východu ho ohraničuje rieka Váh. Územie náleží geograficky k Malej Podunajskej nížine. Ostrov má elipsovitý tvar, jeho dĺžka je 84 km, šírka je v rozmedzí 15 – 30 km a celková rozloha je 1885 km^2 (Pásztorová et al., 2013). Svojimi rozmermi je Žitný ostrov najväčším riečnym ostrovom Európy. Územie ostrova je rovinatého rázu. Pozdĺžny sklon územia dosahuje iba 0,25 ‰ (Velísková, Dulovičová, 2008), pričom výšky terénu majú klesajúcu tendenciu v juhovýchodnom smere. Najvyšší bod Žitného ostrova sa nachádza v okolí Šamorína (134 m n.m.) a najnižšie je položená oblasť pri Komárne (105 m n.m.).

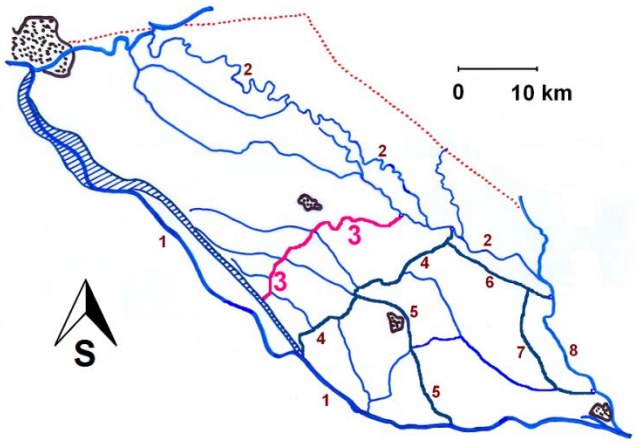
Vymedzenie záujmového územia

Kanálová sieť Žitného ostrova (Obr. 1) pozostáva zo siedmych hlavných čiastočne navzájom prepojených kanálov – kanál Gabčíkovo – Topoľníky, Chotárny kanál, kanál Čalovo – Holiare – Kosihy, kanál Aszód – Čergov, kanál Čergov – Komárno, kanál Dudváh a Komárňanský kanál (Dulovičová et al., 2013). Celková plocha územia zahrnutá do súčasného systému odvodnenia predstavuje výmeru 1469 km^2. Plocha odvodňovaných oblastí s vybudovanou kanálovou sieťou má výmeru 1252 km^2. Celková dĺžka kanálovej siete je takmer 1000 km. Jej hustota vychádza približne 1 km/1,25 km^2. K najdôležitejším zo sústavy odvodňovacích kanálov patria kanály Chotárny, Komárňanský a Gabčíkovo – Topoľníky.

Kanál Gabčíkovo – Topoľníky sa nachádza v centrálnej časti Žitného ostrova (Obr. 2). Je dotovaný vodou z ľavostranného priesakového kanála prívodného kanála VD Gabčíkovo medzi obcami Baka a Gabčíkovo. Odberný objekt do kanála Gabčíkovo – Topoľníky je situovaný v ľavostrannej hrádzi prívodného kanála pred plavebnými komorami. Voda odoberaná odberným objektom je využitá v malej vodnej elektrárni Malé Gabčíkovo – S VII. Kanál ústi do Klátovského ramena Malého Dunaja medzi obcami Topoľníky a Trhová Hradská. Jeho dĺžka je 28,7 km. Na toku sa nachádzajú dve vodomerné stanice, stanica Gabčíkovo v kilometri 25,7 s plochou povodia 10,7 km^2 a stanica Topoľníky v kilometri 0,30 s plochou povodia 349,27 km^2, obe v kompetencii Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ). Priamo v záujmovom území sa nachádza 7 pozorovacích sond SHMÚ pre kvantitatívny monitoring podzemnej vody, z ktorých údaje boli použité pri kalibrácii modelu.

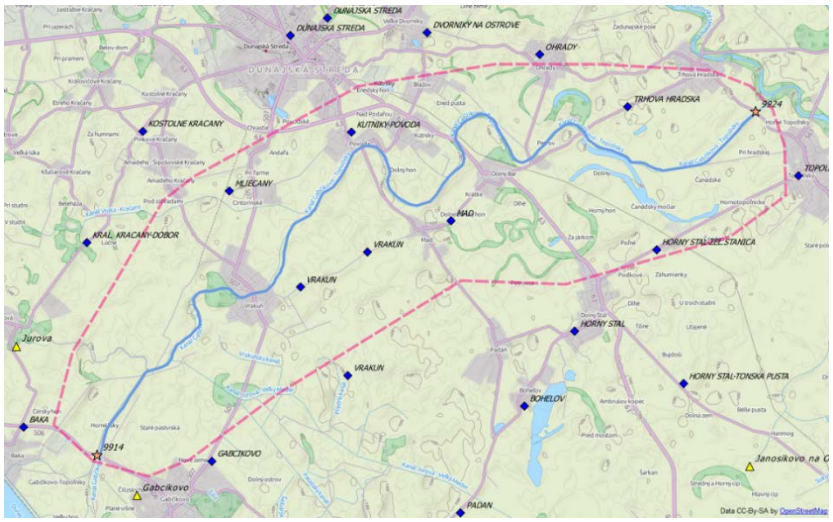
Topograficky má záujmové územie nížinný charakter, nadmorská výška terénu je v rozmedzí 111,5 až 115,5 m n.m. Terén sa zvažuje v severovýchodnom smere od Dunaja k toku Malý Dunaj. Zároveň sa terén zvažuje v smere zo severozápadu k juhovýchodu, rovnobežne s tokom Dunaja. Dĺžka hodnoteného územia je 18,16 km a šírka územia je 6,07 km. Pozdĺžny sklon územia je 0,2 ‰ a priečny sklon územia je 0,4 ‰.

Záujmové úze-mie možno z geologického hľadiska zaradiť k oblasti holocénnej nivy Veľkého Žitného ostrova. Geologická stavba je charakterizovaná vystupovaním fluviálnych sedimentov. V nadloží leží súvrstvie fluviálnych usadenín kvartéru, ktorých najhlbšie polohy dosahujú hrúbku 200 až 500 metrov (Káčer, et al., 2005) (Obr. 3).

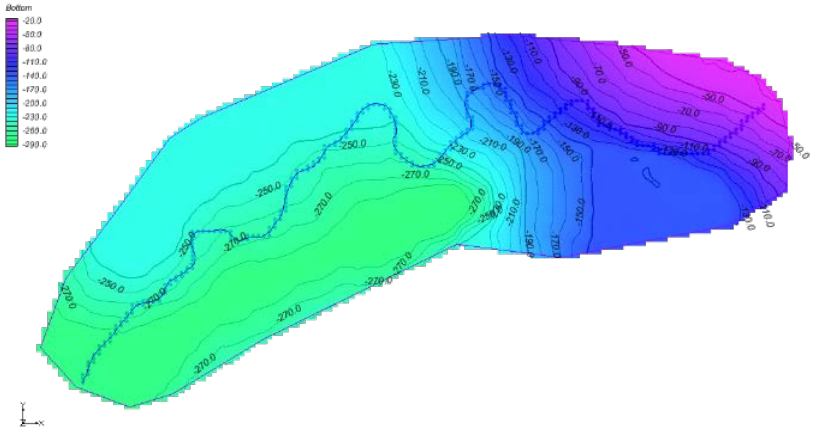


Obr. 1. Schéma kanálovej siete Žitného ostrova (1–Dunaj; 2–Malý Dunaj; 3–kanál Gabčíkovo–Topoľníky; 4–Chotárny kanál; 5–kanál Čalovo–Holiare–Kosihy; 6–kanál Aszód–Čergov; 7–kanál Čergov–Komárno; 8–kanál Dudváh; 9–Komárňanský kanál) (Velísková, Dulovičová, 2008).

Fig. 1. Scheme of the channel network of Žitný ostrov (1–Danube; 2–Little Danube; 3–Gabčíkovo–Topoľníky channel; 4–Chotárny channel; 5–Čalovo–Holiare–Kosihy channel; 6–Aszód–Čergov channel; 7–Čergov–Komárno channel; 8–Dudváh channel; 9–Komárňanský channel) (Velísková, Dulovičová 2008).



Obr. 2. Vyčlenenie záujmovej oblasti.
Fig. 2. The area of interest.



Obr. 3. Hrúbky kvartérnych pokryvných sedimentov v oblasti kanála Gabčíkovo – Topoľníky.
Fig. 3. The thickness of Quaternary cover sediments in the model area.

Hydrogeologické pomery v skúmanej oblasti sú podmienené geologickou stavbou a Dunajom. Silno priepustné dunajské náplavy sú vyplnené vodou a tvoria jeden mohutný zvodnený horizont.Úroveň hladiny podzemnej vody je závislá od hladiny vody v kanáli, ktorá kolíše podľa celkového odtokového stavu v odvodňovacom systéme naviazanom na Malý Dunaj. Štrkové sedimenty sa nachádzajú v hĺbke od 50, resp. 70 cm pod povrchom terénu (v strednej a najmä hornej časti ostrova) až do 6, resp. 8 m (prevažne v dolnej časti ostrova) (Malík, et al., 2007). Žitný ostrov je vďaka svojmu prevažne štrkovému podložiu dôležitým kolektorom podzemných vôd, ktoré sa využívajú vo veľkej miere ako pitná voda. Hydrogeologické pomery sú ovplyvnené veľkými hrúbkami zvodnených štrkopieskových sedimentov kvartéru. V závislosti od zrnitostného zloženia a podielu piesčitej frakcie sa hodnoty koeficienta filtrácie - nasýtenej hydraulickej vodivosti v záujmovej lokalite pohybujú v rozpätí od 7.10^{-4} do 8.10^{-5} $m.s^{-1}$.

Z klimatologického hľadiska záujmové územie prináleží do klimatickej oblasti A1 (podľa klasifikácie M. Končeka), ktorá je charakterizovaná ako teplá, suchá, s miernou zimou a s dlhším slnečným svitom (Faško, Šťastný, 2002). Územie patrí k najteplejším oblastiam Slovenska a je klasifikované ako územie s nížinnou klímou. Priemerné januárové teploty sú v rozmedzí -4 až -1 °C, priemerné júlové teploty sú v rozmedzí 19,5 až 20,5 °C (Faško, Šťastný, 2002). V bezprostrednom okolí kanála Gabčíkovo – Topoľníky sa nachádzajú dve zrážkomerné stanice, a to stanica 17600 – Gabčíkovo v nadmorskej výške 113 m n.m. a stanica 17560 – Jurová v nadmor-

skej výške 116 m n.m. V roku 2013 bol ročný úhrn zrážok v stanici Gabčíkovo 640,8 mm a v stanici Jurová 670,2 mm (SHMÚ, 2014).

Simulácia prúdenia povrchovej vody v kanáli

Simulácia prúdenia povrchovej vody v kanáli Gabčíkovo – Topoľníky bola realizovaná na základe známych okrajových hladín v pozorovacích staniciach povrchovej vody, topografie a priečnych profilov v kanáli v modeli GSSHA (Downer, Ogden, 2006). GSSHA (Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis) je dvojdimenzionálny model povodia využívajúci diskretizáciu záujmového územia pomocou štvoruholníkových prvkov. Súčasťou modelu je aj jednodimenzionálny model prúdenia povrchovej vody v tokoch. Medzi základné výstupy simulácie patrí hĺbka hladiny v toku, rýchlosť prúdenia v toku a prietok v zadaných bodoch. GSSHA umožňuje aj simuláciu infiltrácie a dvojdimenzionálnu simuláciu podpovrchovej resp. podzemnej vody. Výstup z numerického modelu slúžil ako vstupný parameter pre následnú numerickú simuláciu prúdenia podzemnej vody.

Simulácia prúdenia podzemnej vody pri rôznych vodných stavoch v kanáli

Prúdenie povrchovej a podzemnej vody bolo simulované pre tri vodné stavy v kanáli počas roku 2013, reflektujúc maximálne a minimálne prietoky v danom roku. Dňa 1. mája 2013 bol prietok v stanici 9914 Gabčíkovo 1,37 $m^3.s^{-1}$ s vodnou hladinou na kóte 113 m n.m. a v stanici 9924 Topoľníky 1,92 $m^3.s^{-1}$ s hladinou na kóte 109,59 m n.m. Dňa 12. júna 2013 bol prietok v stanici 9914 Gabčíkovo 2,7 $m^3.s^{-1}$ s hladinou v kóte 113,75 m n.m. a v stanici 9924 Topoľníky 3,86 $m^3.s^{-1}$ s vodnou hladinou na kóte 111,17 m n.m. Dňa 23. októbra 2013 bol prietok v stanici 9914 Gabčíkovo 1,08 $m^3.s^{-1}$ s hladinou na kóte 112,81 m n.m. a v stanici 9924 Topoľníky 0,73 $m^3.s^{-1}$ s hladinou v kóte 109,39 m n.m. Simulácia bola vytvorená v prostredí Aquaveo GMS 9.1 (Aquaveo, 2013), ktoré slúži ako grafická nadstavba pre viaceré numerické modely prúdenia podzemnej vody, z ktorých bol použitý balík MODFLOW – 2000 (Harbaugh, et al., 2000). Jedná sa o trojdimenzionálny model prúdenia podzemnej vody. Výšky hladín podzemnej vody v danom dni boli pomocou interpolácie zadefinované ako počiatočné hladiny v modeli (starting heads), ktoré zároveň slúžia pre okraj modelu ako okrajová podmienka zadaná konštantnou hladinou (specified head - CHD) (Aquaveo, 2013), keďže oblasť nemá žiadne prirodzené hranice prúdenia. Kanál Gabčíkovo – Topoľníky je v modeli špecifikovaný ako riečny útvar (river - RIV) (Aquaveo, 2013). Riečne útvary sú reprezentované tromi údajmi – výška hladiny, výška dna toku a parameter špecifikovaný ako konduktancia (conductance) (Aquaveo, 2013), ktorá špecifikuje dnovú priepustnosť sedimentov v toku pre líniovú reprezentáciu toku. Hodnota tohto parametru závisí od nasýtenej hydraulickej vodivosti dnového sedimentu, jeho hrúbky, šírky dna v toku, prierezovej plochy kolmej na smer prúdenia a dĺžky toku, resp. časti toku (1).

$$Carc = \frac{\frac{k}{t}lw}{L} = \frac{k}{t}w \quad (1)$$

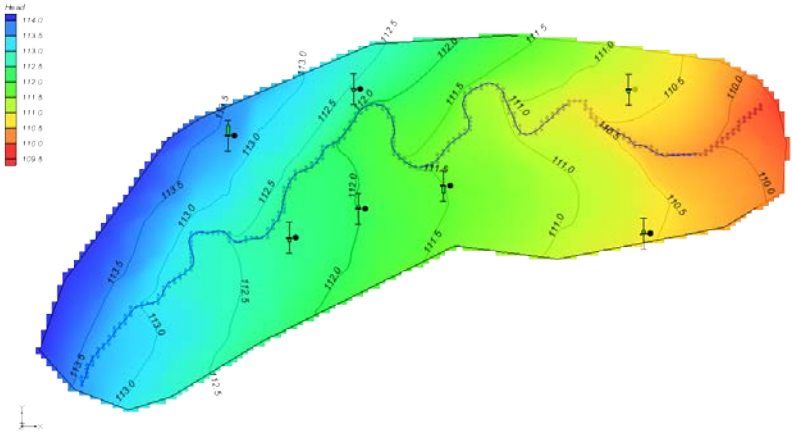
kde
k – nasýtená hydraulická vodivosť dnového sediment,
t – hrúbka dnového sediment,
w – šírka dna v toku,
lw – prierezová plocha koryta kolmá na smer prúdenia,
L – dĺžka toku, resp. časti toku.

Hodnoty parametra konduktancie boli vypočítané z hodnôt nasýtenej hydraulickej vodivosti dnových sedimentov v kanáli Gabčíkovo – Topoľníky získané zrnitostným rozborom vzoriek dnových sedimentov. Po zadefinovaní všetkých potrebných parametrov (okrajové podmienky oblasti filtrácie, topografia, hĺbka nepriepustného podložia zvodnenca, nasýtená hydraulická vodivosť zvodnenca, počiatočné hladiny podzemnej vody, výšky hladín v toku, konduktancia dna toku, prítok zo zrážok) bolo pristúpené ku kalibrácii modelu manuálnou úpravou zvolených parametrov pre dosiahnutie najlepšej zhody s polohou hladiny v pozorovacích sondách v danom dni.
Odchýlky vypočítaných hodnôt hladiny podzemnej vody od meraných hodnôt určujú presnosť modelu. V prvom scenári boli odchýlky vypočítaných hodnôt v rozmedzí -0,17 až +0,11 m. V druhom scenári bol rozptyl odchýlok od nameraných hodnôt v rozmedzí od -0,29 m až -0,16 m. V treťom scenári bol rozptyl odchýlok v rozmedzí -0,11 m až +0,19 m. Hodnoty odchýlok modelu od nameraných hodnôt dokumentujú uspokojivú kalibráciu modelu.

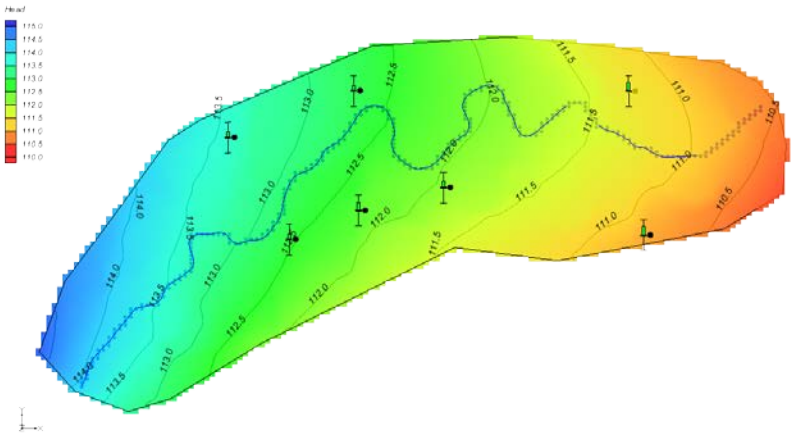
Výsledky a diskusia

1. modelovaný scenár je charakterizovaný výškou hladiny v toku v rozmedzí 113 m n.m. na západnej strane modelu až 109,59 m n.m. na východnej strane modelu. Počiatočné hladiny podzemnej vody sú v rozmedzí 114,3 m n.m. na západnej strane modelu až 109,8 m n.m. na východnej strane modelu. Simulované hladiny podzemnej vody sú v rozmedzí 114,3 m n.m. až 109,5 m. n.m., pričom je z izolínii hladiny v toku viditeľné napojenie toku na zvodnenec (Obr. 4).
2. modelovaný scenár je charakterizovaný výškou hladiny v toku v rozmedzí 113,75 m n.m. na západnej strane modelu až 111,17 m n.m. na východnej strane modelu. Počiatočné hladiny podzemnej vody sú v rozmedzí 115 m n.m. na západnej strane modelu až 110 m n.m. na východnej strane modelu. Simulované hladiny podzemnej vody sú v rozmedzí 114,6 m n.m. až 110,3 m. n.m. Zavzdutie hladiny v toku na východnej strane modelu spôsobí celkovú zmenu priebehu hladiny podzemnej vody vzhľadom k toku (Obr. 5).
3. modelovaný scenár je charakterizovaný výškou

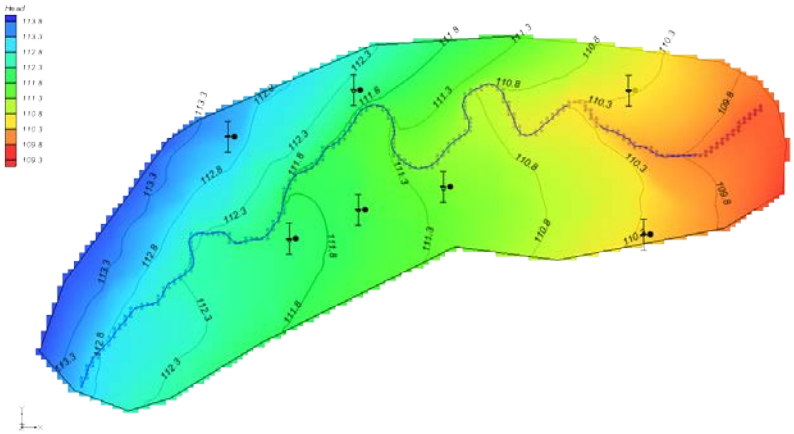
hladiny v toku v rozmedzí 112,81 m n.m. na západnej strane modelu až 109,39 m n.m. na východnej strane modelu. Počiatočné hladiny podzemnej vody sú v rozmedzí 114 m n.m. na západnej strane modelu až 109,3 m n.m. na východnej strane modelu. Simulované hladiny podzemnej vody sú v rozmedzí 113,8 m n.m. až 109,3 m. n.m. (Obr. 6). Priebeh hladiny podzemnej vody je podobný prvému scenáru, rozdiely vo výške hladín zodpovedajú rozdielu výšok hladín v toku, približne 0,2 až 0,3 m.



Obr. 4. Priebeh hladiny podzemnej vody – 1. scenár.
Fig. 4. The groundwater level course– 1st scenario.



Obr. 5. Priebeh hladiny podzemnej vody – 2. scenár.
Fig. 5. The groundwater level course – 2nd scenario.



Obr. 6. Priebeh hladiny podzemnej vody – 3. scenár.
Fig. 6. The groundwater level course – 3rd scenario.

Tabuľka 1. Celková vodná bilancia numerickej simulácie (Flow budget – vodná bilancia, Constant head – prítok z okraja modelu, River leakage – Priesak medzi tokom a zvodnencom, Recharge – Prítok do zvodnenca zo zrážok, resp. infiltrácia) ($m^3.d^{-1}$)

Table 1. The total water balance of the numerical simulation (Flow Budget) ($m^3.d^{-1}$)

	01/05/2013		12/06/2013		23/10/2013	
FLOW BUDGET	FLOW IN	FLOW OUT	FLOW IN	FLOW OUT	FLOW IN	FLOW OUT
CONSTANT HEAD	92793.45	-33059.85	16419.17	-140610.69	69872.97	-45510.39
RIVER LEAKAGE	0	-193941.75	3607.327	-13616.47	0	-158561.50
RECHARGE	134200.54	0	134200.54	0	134200.54	0
Total Source/Sink	226994.00	-227001.60	154227.04	-154227.16	204073.52	-204071.90

Interakciu toku a zvodnenca je okrem grafickej vizualizácie možné vyjadriť aj numericky. Na túto úlohu slúži nástroj Flow budget, čiže vodná bilancia pre celý model. Celková vodná bilancia simulovaného modelu kvantifikuje prítok a odtok podzemnej vody z modelu. Prítok do modelu môžu reprezentovať (Tab. 1):

- zrážky, resp. infiltrácia
- prítok z konštantnej hladiny (okrajovej podmienky) na okraji modelu
- priesak medzi tokom a zvodnencom

V prípade prvého a tretieho scenára sa vplyvom depresie vodnej hladiny (výška hladiny v toku je nižšie ako výška hladiny okolitej podzemnej vody) jedná o ziskový tok (gaining stream), čiže zvodnenec dotuje tok vodou. V modeli MODFLOW je objem prúdenia zo zvodnenca do toku (zvodnenec stráca objem vody) vyjadrený negatívnymi hodnotami. V prípade druhého scenára tok čiastočne napája zvodnenec - infiltruje vodu do zvodnenca, prítok je vyjadrený kladnou hodnotou.

Záver

Cieľom numerickej simulácie bolo kvantifikovať interakciu medzi tokom a zvodnencom v nížinnom území pri zmene výšky hladiny v toku pretekajúcom týmto nížinným územím. Výsledky simulácie dokumentujú vplyv výšky vodnej hladiny v kanáli na režim prúdenia podzemnej vody v jeho okolí, prevažne v príbrežnej zóne, a to formou grafických výstupov, ale aj číselným zhodnotením výsledkov simulácii (tabuľka 1). Zostavený model v prípade nižšieho vodného stavu v toku vytvára typickú depresnú krivku a zvodnenec dotuje tok vodou. V prípade vyššieho vodného stavu v kanáli (napr. v prípade umelého zavzdutia toku z dôvodu zavlažovania, regulácie z dôvodu povodňových prietokov a pod.) dochádza z dôvodu čiastočného vyrovnania hladín k opačnému efektu, t.j. tok dotuje zvodnenec vodou. Tieto zmeny sa v hlavnej miere prejavujú v príbrežnej zóne toku. Zostavený a overený model bude v ďalšom kroku použitý na kvantifikáciu rozsahu tejto príbrežnej zóny v závislosti od rozdielu hladín, od zmeny geologického zloženia zvodnenca, príp. v závislosti od miery zanesenia dna toku.

Poďakovanie

Spracovanie štúdie bolo podporené z projektu VEGA č. 2/0058/15.

Literatúra

Aquaveo (2013): GMS User Manual (v9.1) – The Groundwater Modeling System, Aquaveo

Dulovičová, R., Velísková, Y., Bara, M., Schugerl, R. (2013): Stanovenie vplyvu hrúbky nánosov pozdĺž Chotárneho kanála na interakciu povrchových a podzemných vôd v jeho okolí, Acta Hydrologica Slovaca, Ročník 14, č. 1, 2013, s. 126 – 134

Faško, P., Šťastný, P. (2002): Atlas krajiny Slovenskej republiky. MŽP SR Bratislava

Harbaugh, Arlen W., Banta, Edward B., Hill, Mary C., McDonald, Michael G. (2000): MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey modular ground-water model—User guide to modularization concepts and the ground-water flow process, USGS

Káčer, Š., Antalík, M., Lexa, J., Zvara, I., Fritzman, R., Vlachovič, J., Bystrická, G., Brodianska, M., Potfaj, M., Madarás, J., Nagy, A., Maglay, J., Ivanička, J., Gross, P., Rakús, M., Vozárová, A., Buček. S., Boorová, D., Šimon, L., Mello, J., Polák, M., Bezák, V., Hók, J., Teťák, F., Konečný, V., Kučera, M., Žec, B., Elečko, M., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Pristaš, J. (2005): Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v M 1:50 000 a 1:500 000, SGÚDŠ

Malík, P., Bačová, N., Hronček, S., Ivanič, B., Káčer, Š., Kočický, D., Maglay, J., Marsina, K., Ondrášik, M., Šefčík, P., Černák, R., Švasta, J., Lexa, J. (2007): Zostavovanie geologických máp v mierke 1 : 50 000 pre potreby integrovaného manažmentu krajiny, Manuskript – Archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, 552 s.

Pásztorová, M., Vitková, J., Jarabicová, M., Nagy, V. (2013): Vplyv vodného diela Gabčíkovo na vodný režim pôd, Acta Hydrol. Slovaca, ročník 14, č. 2, 2013, 429–436

Velísková, Y., Dulovičová, R. (2008): Variability of bed sediments in channel network of Rye island, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.

CHANGES IN GROUNDWATER LEVEL ALONG A STREAM DUE TO SURFACE WATER LEVEL FLUCTUATIONS

Surface water fluctuations in streams can significantly affect the groundwater level regime in the surrounding aquifer. This effect is especially prominent in lowland areas without significant heterogeneity in the geological profile. The area of interest is located in the Rye Island, where a channel network was built to manage drainage and irrigation in the area, due to its very low slope. From the regional geological point of view the area is mainly built of gravel and sandy gravel fluvial sediments with high thickness, ranging from 350 to 400 meters. The selected channel Gabčíkovo – Topoľníky is one of the three main and most influential channels that affect the groundwater regime. The study was done using 1D surface water modelling with output data (surface water level, discharge) used in calibrated 3D numerical solution for simulating the groundwater regime.

The results of the simulation shows that change in surface water level in channel can affect the groundwater table level in the surrounding aquifer. The groundwater table levels fluctuated according to the surface water level, and the differences in groundwater table level between the presented scenarios were up to 0.4 meters in height.

Petr Dušek, Ing.
Yvetta Velísková, Ing., PhD.
Ústav hydrológie SAV
Račianska 75
831 02, Bratislava
Tel.: +4212 49268259
E-mail: dusek@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 101 - 107

MOŽNOSTI APLIKÁCIE PRÍSTROJA FLOW TRACKER PRI MERANIACH CHARAKTERISTÍK PRÚDENIA

Radoslav Schügerl, Yvetta Velísková, Renáta Dulovičová

Príspevok opisuje možnosti využitia prístroja Flow Tracker na meranie prietoku ako i zložiek rýchlosti v prúdiacej vode. Prístroj je schopný merať v dvoch módoch. Jeden sa nazýva „Discharge Mode“ a primárne je určený na stanovenie prietoku v meranom priečnom profile, prípadne na rozdelenie priemernej zvislicovej rýchlosti. Druhý „General Mode“ umožňuje zmerať zložky bodových rýchlostí v ľubovolne zvolenej mriežke meracích bodov. Príspevok opisuje základné atribúty obidvoch spôsobov merania, ako i výsledky ich praktických aplikácií.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: Dopplerov princíp, meranie prietoku, rýchlostný profil, zložky bodových rýchlostí

FLOW TRACKER DEVICE APPLICATION POSSIBILITIES FOR DETERMINATION OF FLOW CHARACTERISTICS. Paper describes application possibilities of Flow Tracker device, which is suitable for discharge measurement in a stream, but also for determination of velocity components in flowing water. The device works at two modes. One of them is so called „Discharge Mode“ and it is used for discharge determination in measured cross-section profiles, or for determination of distribution of average velocities in verticals. The second one is so called „General Mode“ which allows to measure velocity components in any measured point grid. This paper deals with basic attributes of both modes, as well as result of their practical application. For measurement was used the three-dimensional probe of Flow Tracker device. (SonTek / YSI). Practical applications were performed in laboratory and also in field conditions.

KEY WORDS: discharge measurement, Doppler principle, flow velocity profile, velocity components

Úvod

V predloženom príspevku je stručne popísaný spôsob použitia ADV sondy digitálneho prístroja Flow Tracker. Prístroj nám umožňuje jednak hydrometrovanie na vodnom toku, zistenie prietoku a priemernej rýchlosti prúdenia v danom profile a taktiež meranie rýchlostného profilu, ale i zložiek bodových rýchlostí. Skúšobné merania na zistenie prietoku prebiehali na vodnom toku Malá Nitra v intraviláne obce Veľký Kýr. Detailné merania rýchlostných profilov a zložiek rýchlostí boli realizované v laboratórnom žľabe na Ústave pro hydrodanymiku AV ČR Praha. V príspevku je uvedený opis terénnych aj laboratórnych meraní s uvedením niektorých príkladov.

Opis prístroja

Digitálny prístroj (obr. 1) na ručné meranie prietoku na vodných tokoch – FlowTracker od firmy SONTEK, meria rýchlosť na princípe akustického dopplerovského odrazu (SonTek, 2009). Charakteristikami prúdenia vodných tokov na základe akustického dopplerovského odrazu sa zaoberali rôzni autori (Fernandes et al., 2010; Morlock et al., 2002; Takashi et al., 2004; Takeda 1995; Vermeyen, 2004).

Namiesto klasického spôsobu, kde je na sútyčí upevnená vrtuľka, v tomto prípade je na sútyčí upevnená 2D alebo 3D sonda (obr. 2). Sonda prístroja obsahuje vysielač, prijímače a teplotný senzor. Prístroj Flow Tracker sa ďalej skladá z kábla, na ktorom je sonda upevnená, ručného ovládača, na ktorom sa nachádza klávesnica a LCD monitor. K prístroju patrí aj externý napájací konektor, ktorý slúži na sťahovanie dát do počítača. Všetky dáta sú počas merania uložené

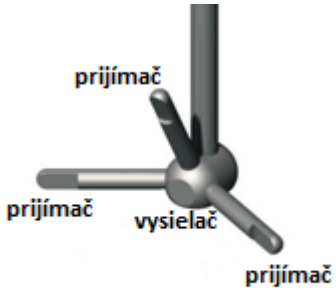
v prístroji, neskôr môžu byť stiahnuté do PC pre ďalšie spracovanie, zobrazenie a archiváciu.
Prístroj Flow Tracker, pracujúci na princípe ADV metódy, má dva základné operačné režimy: „discharge mode“ a „general mode“. Prvý z nich, ako už vyplýva z jeho názvu, je určený na meranie prietoku v toku. V druhom režime prístroj meria a zaznamenáva všetky tri zložky rýchlosti v ľubovolne rozmiestnených bodoch v pozdĺžnom aj priečnom smere meraného úseku toku, prípadne v okolí prekážky v prúdiacej kvapaline.

Meranie prietoku (Discharge mode operation)

Meranie prietoku vo vodných tokoch patrí k najzákladnejším terénnym meraniam. Prístroj Flow Tracker nahrádza klasický spôsob hydrometrovania krídlom – vrtuľkou. Výpočet prietoku opisujú normy STN EN ISO 748 (2008) a STN ISO 9196 (2001). Prístroj Flow Tracker používa na výpočet prietoku tri metódy „stredovú“ (mid-section), „priemerovú“ (mean-section) a tzv. japonskú metódu.
Stredová (mid-section) metóda je založená na princípe, že ku každému stanovisku je počítaný obsah plochy a priradená rýchlosť. Priemerová (mean-section) metóda je naopak založená na spriemerovaní vždy po sebe nasledujúcich priemerných zvislicových rýchlostí. Japonskou metóda sa vo všeobecnosti na území Slovenska nevyužíva.
V našom prípade sme využívali stredovú (mid-section) metódu (obr. 3). Merania sa uskutocnili na vodnom toku Malá Nitra v intraviláne obce Veľký Kýr po vyhodnotení viacerých alternatív. Koryto vodného toku bolo v minulosti upravené na dvojitý lichobežníkový prietokový profil so šírkou dna b = 4,00 m, hĺbkou h = 1,30 m pre návrhový prietok Qnav = 55 $m^3.s^{-1}$, so sklonom svahov 1:2, šírkou beriem 1,00 m, a pozdĺžnym sklonom vodného toku i = 0,00149 = 1,49 ‰. Svahy kynety boli opevnené betónovými dlaždicami 500/500/100 mm a opevnené na šírku jednej dlažobnej kocky boli aj bermy (Pecháčová et al., 2012).



Obr. 1. Prístroj Flow Tracker.
Fig. 1. Flow Tracker gear.



Obr. 2. 3D ADV sonda.
Fig. 2. 3D ADV probe.



Obr. 3. Meranie s prístrojom FlowTracker.
Fig. 3. Measurement by FlowTracker gear.

Rýchlosť prúdenia ako i prietok sme merali vo viacerých profiloch, a to na rovnom i zakrivenom úseku vodného toku. V každom meranom profile sa zvislicová rýchlosť zmerala v 50 centimetrových vzdialenostiach. V závislosti od hĺbky vodného toku sa zvolila 1-bodová, 2-bodová, resp. 3-bodová metóda merania.

Záznam vyhodnotenia jedného z meraných profilov na vodnom toku Malá Nitra prístrojom Flow Tracker je na obr. 4. Záznam z merania poskytuje opisné údaje meraného profilu, dátum merania, použitú metódu merania (mid-section), šírku (m) vodného toku, maximálnu a priemernú hĺbku (m) vodného toku, prietočnú plochu profilu (m^2), priemernú teplotu (°C), počet zvislíc, v ktorých sa merali rýchlosti a počet bodov na zvisliciach (1-bodová, 2-bodová a 3-bodová metóda). V neposlednom rade sú to zaznamenané rýchlosti (m/s) v jednotlivých bodoch na zvisliciach, priemerná rýchlosť prúdenia (m/s) a prietok (m^3).

Discharge Measurement Summary

Date Generated: Fri Jul 31 2015

File Information

File Name	KYR0307.WAD
Start Date and Time	2012/07/04 12:27:22

Site Details

Site Name	MOST 1
Operator(s)	RADO

System Information

Sensor Type	FlowTracker
Serial #	P3348
CPU Firmware Version	3.7
Software Ver	2.30
Mounting Correction	0.0%

Units (Metric Units)

Distance	m
Velocity	m/s
Area	m^2
Discharge	m^3/s

Discharge Uncertainty

Category	ISO	Stats
Accuracy	1.0%	1.0%
Depth	0.5%	2.8%
Velocity	0.9%	5.1%
Width	0.2%	0.2%
Method	1.7%	-
# Stations	4.2%	-
Overall	4.8%	5.9%

Summary

Averaging Int.	30	# Stations	12
Start Edge	REW	Total Width	5.230
Mean SNR	35.9 dB	Total Area	1.059
Mean Temp	28.83 °C	Mean Depth	0.202
Disch. Equation	Mid-Section	Mean Velocity	0.1628
		Total Discharge	**0.1724**

Measurement Results

St	Clock	Loc	Method	Depth	%Dep	MeasD	Vel	CorrFact	MeanV	Area	Flow	%Q
0	12:27	0.00	None	0.000	0.0	0.0	0.0000	1.00	0.0000	0.000	0.0000	0.0
1	12:27	0.50	0.6	0.120	0.6	0.048	0.0794	1.00	0.0794	0.060	0.0048	2.8
2	12:34	1.00	0.6	0.150	0.6	0.060	0.1116	1.00	0.1116	0.075	0.0084	4.9
3	12:37	1.50	0.6	0.190	0.6	0.076	0.1147	1.00	0.1147	0.095	0.0109	6.3
4	12:39	2.00	0.6	0.230	0.6	0.092	0.1648	1.00	0.1648	0.115	0.0190	11.0
5	12:41	2.50	0.2/0.8	0.260	0.2	0.208	0.2266	1.00	0.1753	0.130	0.0228	13.2
5	12:43	2.50	0.2/0.8	0.260	0.8	0.052	0.1241					
6	12:46	3.00	0.8/0.2	0.270	0.2	0.216	0.2991	1.00	0.2454	0.135	0.0331	19.2
6	12:44	3.00	0.8/0.2	0.270	0.8	0.054	0.1917					
7	12:48	3.50	0.2/0.6/0.8	0.330	0.2	0.264	0.2927	1.00	0.2219	0.165	0.0366	21.2
7	12:49	3.50	0.2/0.6/0.8	0.330	0.6	0.132	0.2303					
7	12:51	3.50	0.2/0.6/0.8	0.330	0.8	0.066	0.1342					
8	12:53	4.00	0.2/0.8	0.270	0.2	0.216	0.2315	1.00	0.1658	0.135	0.0224	13.0
8	12:54	4.00	0.2/0.8	0.270	0.8	0.054	0.1002					
9	12:56	4.50	0.6	0.210	0.6	0.084	0.1364	1.00	0.1364	0.105	0.0143	8.3
10	12:59	5.00	0.6	0.120	0.6	0.048	0.0043	1.00	0.0043	0.044	0.0002	0.1
11	12:59	5.23	None	0.000	0.0	0.0	0.0000	1.00	0.0000	0.000	0.0000	0.0

Obr. 4. Časť záznamu merania prietoku a rýchlostí vodného toku prístrojom FlowTracker.
Fig. 4. Recording part of discharge and velocity of streamflow by FlowTracker gear.

Meranie rýchlostného profilu (General mode operation)

Na meranie prúdových charakteristík – rýchlostných profilov sa používa celá rada experimentálnych metód, ktoré majú svoje využitie vo veľkej miere hlavne v laboratórnych podmienkach. Jednou z týchto experimentálnych metód je aj metóda ADV, ktorou sa zaoberali rôzni autori (Chára, Matoušek, 2010; Peltier, 2013; Rehmel, 2007). V prevedení prístroja Flow Tracker je vhodná aj pre terénne podmienky. ADV sonda prístroja Flow Tracker umožňuje teda merať rýchlostné profily aj v laboratórnych podmienkach. Princíp tejto metódy spočíva v tom, že ultrazvukový impulz s danou frekvenciou je vysielaný vysielačom do určitej vzdialenosti. V dôsledku odrazu od pohybujúcich sa častíc je frekvencia impulzu zmenená a následne snímaná prijímačmi. Zmena frekvencie potom indikuje zmenu rýchlosti v meranom bode / objeme. Geometria sondy je tvorená dvoma prijímačmi, tvoriacimi jednu rovinu a tretím umiestneným nad touto rovinou.

Pilotné merania prebiehali v laboratórnom žľabe Ústavu pro hydrodynamiku AVČR s obdĺžnikovým priečnym prierezom. Šírka žľabu bola 0,4 m, dĺžka približne 25 m. Počas merania bola udržiavaná výška hladiny 0,24 m (kolísanie od 0,23 do 0,25 m) a prietok na hodnote 38 l/s. Ilustračná schéma laboratórneho žľabu je na obrázku č. 5. Konštrukcia laboratórneho žľabu umožňuje aj aplikáciu určitého náklonu, avšak my sme pri meraniach používali horizontálne nastavenie žľabu.

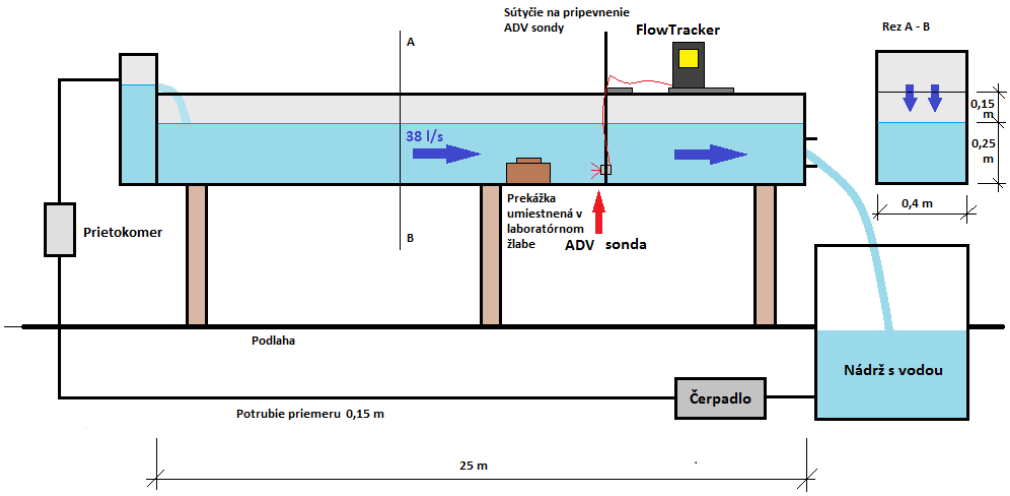
Meranie sa prvotne vykonávalo v profile, v ktorom prúdenie nebolo ničím narušené. V druhotnej fáze sme do laboratórneho žľabu umiestnili drevenú prekážku, ktorá menila zložky rýchlostí prúdenia v horizontálnom aj vertikálnom smere. Rýchlostné zložky sa merali v jednom profile bez prekážky a následne v dvoch profiloch za umiestnenou drevenou prekážkou. Rýchlosti boli merané v zvisliciach vo vzdialenostiach 0,07; 0,1; 0,13; 0,16; 0,19; 0,22 m od pravej strany steny žľabu. Vo všetkých zvisliciach boli v určitých bodoch merané rýchlostné zložky v_x, v_y, v_z. Výška bodov na zvisliciach bola 0,04; 0,08; 0,1; 0,12; 0,14; 0,16 a 0,18 m odo dna laboratórneho žľabu. Rozmiestnenie zvislíc a meraných bodov na zvisliciach bolo totožné v profile bez umiestnenej prekážky, ako aj v profile za umiestnenou prekážkou. Na obrázku č. 6 je vidieť schematický náčrt prekážky v žľabe, ako aj rozmiestnenie meraných bodov rýchlostných zložiek v profile za umiestnenou prekážkou (červená farba meraných bodov).

Čas merania v jednotlivých bodoch bol najprv stanovený na 900 sekúnd (pre profil bez prekážky). Následne po preukázaní stability sondy počas merania sme pristúpili k skráteniu dĺžky merania v jednotlivých bodoch na 300 sekúnd pre profily za umiestnenou prekážkou.

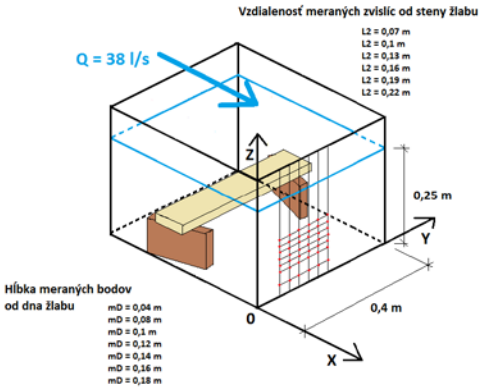
Na obrázkoch 7 až 9 vidieť rýchlostnú zložku v_x v profile bez prekážky a v oboch profiloch za prekážkou. Os v_y charakterizuje dno laboratórneho žľabu, os v_z stenu žľabu a v_x smer prúdenia v laboratórnom žľabe. V profile bez prekážky (obr. 7) je vidieť takmer rovnomerné rozloženie rýchlostí v meraných bodoch. Menšie rýchlosti sú zaznamenané pri dne žľabu a pri najbližšej zvislici od steny žľabu v dôsledku trenia. Takisto pri povrchu nameraná rýchlosť zložiek v klesá.

Na obrázku 8 je vidieť hodnoty rýchlostnej zložky v_x v prvom profile za prekážkou v jednotlivých meraných bodoch. V bode 0,04 m nad dnom žľabu v najbližšej zvislici od steny žľabu (0,07 m) je zaznamenaná záporná rýchlosť zložky v_x. Je to dôsledok vplyvu zvislej časti prekážky, kde vznikal vír v bezprostrednej vzdialenosti za prekážkou. Z priebehu hodnôt zložky rýchlosti v_x je evidentný vplyv prekážky.

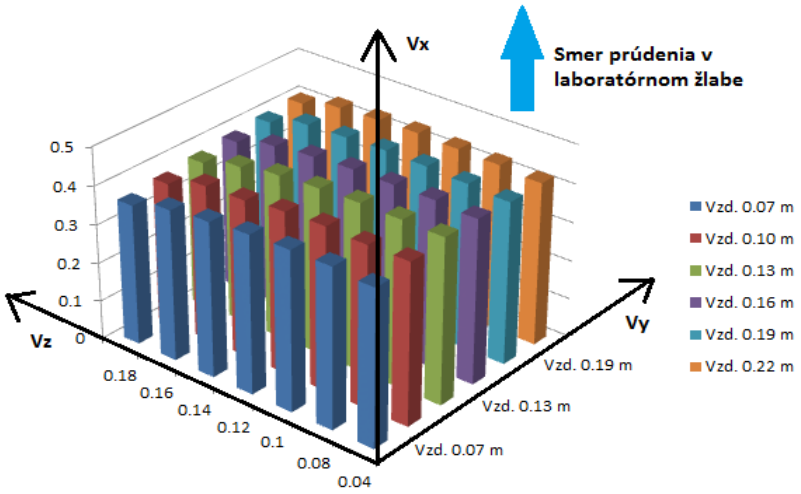
Na obrázku 9 (druhý profil za prekážkou) je vidieť podobné rozloženie rýchlostnej zložky v ako v prvom profile za prekážkou. Taktiež ako v prvom profile za prekážkou, aj tu vznikal v najnižších bodoch zvislice pri stene žľabu vír a ovplyvňoval rýchlostnú zložku v_x.



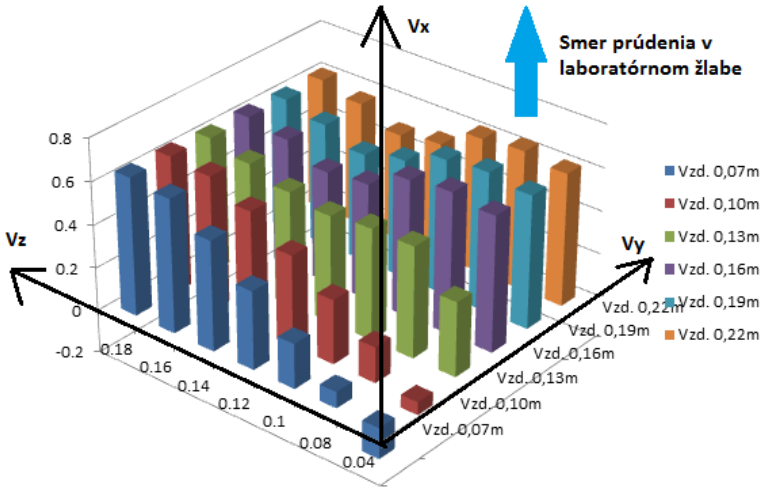
Obr. 5. Schematický náčrt laboratórneho žľabu.
Fig. 5. Illustrative outline of laboratory channel.



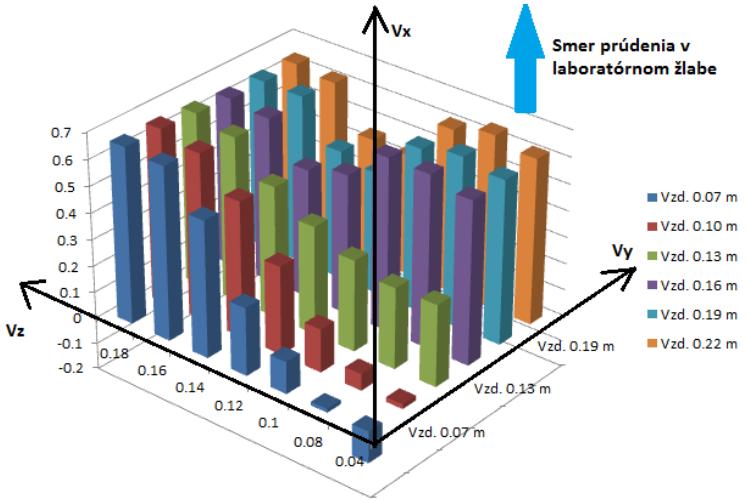
Obr. 6. Rozmiestnenie meraných bodov rýchlostných zložiek v profile za prekážkou.
Fig. 6. Arrangement the vertically axis and depth measurement point of the velocity components.



Obr. 7. Rýchlosť prúdenia v_x zložky v meraných bodoch v profile bez prekážky.
Fig. 7. Measurement of velocity component v_x in the velocity profile without the obstacle.



Obr. 8. Rýchlosť prúdenia v_x zložky v meraných bodoch v prvom profile za prekážkou.
Fig. 8. Measurement of velocity component v_x in the first profile behind the obstacle.



Obr. 9. Rýchlosť prúdenia v_x zložky v meraných bodoch v druhom profile za prekážkou.
Fig. 9. Measurement of velocity component v_x in thesecondt profile behind the obstacle.

Záver

Pilotné aplikácie prístroja Flow Tracker preukázali schopnosť tohoto prístroja pri využití oboch režimov „Discharge Mode“ a „General Mode“. Prístroj Flow Tracker poskytuje komplexnejší pohľad ako meranie hydrometrickým krídlom a to hneď na mieste merania v teréne. Prístroj je schopný zachytiť aj záporné rýchlosti a zareagovať aj v úsekoch, kde už klasické krídlo nestačí (prípadne by sa muselo použiť krídlo s inými parametrami, pre iné rozsahy rýchlostí). Zároveň už počas merania nás vie upozorniť na chyby merania. Určitou nevýhodou môže byť blízkosť určitých singularít (stena, kameň, prekážka) pri meraní, kedy môže vzniknúť problém s korektnosťou merania (interferencia). Toto sa však dá riešiť vhodným pootočením sondy, ktoré potom treba správne zahrnúť do vyhodnocovania výsledkov.
Prístroj Flow Tracker umožňuje získať hodnoty zložiek rýchlostí v ľubovolnom bode toku priamo v teréne. Výhodou je aj možnosť voľby umiestnenia a hustoty meraných bodov v toku, v meranej oblasti.
Na základe doterajších výsledkov môžeme konštatovať, že použitie prístroja Flow Tracker aj v náročných terénnych podmienkach dáva korektné údaje. Samozrejme, aj pri aplikácii tohto prístroja je nevyhnutné zvoliť čo najvhodnejšie profily, resp. lokality (v prípade použitia „general mode“ – meranie zložiek rýchlosti) v závislosti na type požadovaných údajov.

Poďakovanie

Tento článok bol podporený realizáciou projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja, grantovou agentúrou APVV v rámci riešeného projektu č. APVV-2-0058-15 a grantovou agentúrou VEGA - 2/0058/15.

Literatúra

Chára, Z., Matoušek, V. (2010): Comparative study od ADV and LDA measuring techniques. 6th International Symposium on UltrasonicDoppler Methods for Fluid Mechanics and Fluid Engineerin, Prague, 33-36.

Fernandes, J. N., Leal, J. B., Cardoso, A. H. (2010): Ultrasound Velocity Profile (UVP) Measurements in Shallow Open-Channel Flows. IAHR, 2010. <http://hdl.handle.net/10362/5033>

Morlock, S. E., Nguyen, H. T., Ross, J. H. (2002): Feasibility of Acoustic Doppler Velocity Meters for the Production of Discharge Records from U. S. Geological Survey Streamflow-Gaging Stations: U. S. Geological Survey Water-Resources Investigations, Report 01-4157, 56 p.

Pecháčová, K., Halaj, P., Šinka, Z. (2012): Posúdenie vplyvu morfologických zmien na prietočnosť koryta toku Malá Nitra v úseku km 18,325 – km 18,525 v katastrálnom území obce Veľký Kýr. SPU, 2012, Nitra.
http://www.slpk.sk/eldo/2012/zborniky/014-12/pechacova.pdf

Peltier, Y., Riviere, N., Proust S., Mignot, E., Paquier, A., Shiono, K. (2013): Estimation of the error on the mean velocity and on the Reynolds stress due to a misoriented ADV probe in the horizontal plane: Case of experiments in a compound open-channel. Flow Measurement and Instrumentation, Vol. 34, p. 34 – 41, ISSN 0955-5986.

Rehmel, M. (2007): Application of Acoustic Doppler Velocimeters for Streamflow Measurements. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 133, No. 2, p 1433 – 1438. ISSN 0733-9429.

STN EN ISO 748 (2008) Hydrometria. Meranie prietoku kvapalín v otvorených korytách s použitím hydrometrických prístrojov alebo plavákov.

STN ISO 9196 (2001) Meranie prietoku kvapalín v otvorených korytách. Meranie prietoku počas ľadových úkazov.

SonTek (2009): FlowTracker Handheld ADV Technical Manual, Firmware Version 3.7, Software Version 2.30 - SonTek/YSI, San Diego, 126.

Takashi, A., Sanehiro, W., Hiroshigek, K., Masanori, K., Michitsugu, M., 2004: Development of flow rate measurement on open channel flow using ultrasonic Doppler method. 4th International Symposium on Ultrasonic Doppler Method for Fluid Mechanics and Fluid Engineering, Sapporo, 2004, p. 33 – 36.

Takeda, Y., 1995: Velocity profile measurements by ultrasonic doppler method. Experimental Thermal and Fluid Science. Volume 10, Issue 4, 1995, p. 444 – 453. ISSN 08941777.

Vermeyen, T. B., 2004: A Laboratory Evaluation of Unidata´s Starflow Doppler Flowmeter and MGD Technologies Acoustic Doppler FlowMeter (ADFM). Water Resources Research Laboratory, Bureau of Reclamation, Denver, Colorado. <www.usbr.gov/pmts/hydraulics_lab/tvermeyen/starflow/index.html>

FLOW TRACKER DEVICE APPLICATION POSSIBILITIES FOR DETERMINATION OF FLOW CHARACTERISTICS

This paper describes application possibilities of Flow Tracker device in laboratory and also in field conditions. This device can be used for discharge measurements in a stream, but it can measure also the velocity profiles in the velocity compnents resolution level. Flow Tracker is based on the ADV (Acoustic Doppler Velocimetry) method and it can use 2D or 3D probe. The device works at two modes. One of them is so called „Discharge Mode“ and it is used for discharge determination in measured cross-section profiles, or for determination of distribution of average velocities in verticals. For calculation of discharge it can be choose one from three methods: mid-section, mean – section and Japanese method. The second potential mode is so called „General Mode“, which allows to measure velocity components in any measured point grid. This paper deals with basic attributes of both modes, as well as describe results of their practical application. For measurement was used the three-dimensional probe of Flow Tracker device. (SonTek / YSI). Practical applications were performed in laboratory and also in field conditions.

For the determination of discharge we applied “Discharge mode” and the mid-section method. Field measurements were carried out on the Malá Nitra stream, in the residential area of Veľký Kýr. Flow velocity profile and discharge was measured in four profiles, in a straight and a curved section of the Malá Nitra. The profiles were installed in various distances (60 – 730 meters). Results of measurements can be checked during the measurements and after finishing they are summarized in the report file (Fig. 4). In this report there are recorded data about the measured profile – name, location, date of measurement, measurements method (mid-section, mean-section or Japanese method), width of water flow, maximum and average depth of stream, flow area, average temperature. The velocities were measured along several vertical lines and number of points at each vertical can be changed according the actual water depth in the vertical (1-point, 2-point and 3-point method). Finally, there are determined flow velocities and discharge.

We also performed the pilot application of Flow Tracker device in “General mode”. The measurements are carried out in the Institute of Hydrodynamics - Academy of Sciences CR Praha. The tests were done in the flume with rectangular cross section shape (0,4 m x 0,4 m) and length 25 meters. The three-dimensional ADV probe was used for measurements of the velocity vector distribution in cross-section profile. Firstly, the measurement was performed without any barrier in the flume, and next we modified the flow conditions both in horizontal and vertical direction by installation of wooden barrier into the laboratory flume (Fig. 5, 6). The velocity vectors were measured in both cases in several (but the same) vertical lines. These vertical lines were in distance 70, 100, 130, 160, 190 and 220 mm from right side wall of the flume. In all vertical lines there were measured velocity components vx, vy, vz. in accurate points. The heights of the points on the vertical line were 40, 80, 100, 120, 140, 160 and 180 mm from the bottom of a laboratory flume. The result of the measurement is a database of v_x, v_y, v_z. components in the selected points, from which it is possible to determine the profiles of individual velocity components or resultant of these three components of velocity.

Results of measurements also confirmed that Flow Tracker device is able to measure the velocity in more difficult flow conditions as current meter with propeller.

Radoslav Schügerl, Mgr., PhD.
Yvetta Velísková, Ing., PhD.
Renáta Dulovičová, Ing.
Ústav hydrológie SAV
Račianska 75
831 02 Bratislava
Tel.: +421249268259
E-mail: schugerl@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 108 - 113

AUTOMATIZOVANÉ MONITOROVANIE MORFOLÓGIE DNA VODNÝCH TOKOV

Valentín Sočuvka, Yvetta Velísková

Morfológiu vodných tokov ovplyvňujú najmä geologické a hydrologické podmienky, erózno-sedimentačné procesy a antropogénne zásahy do vodného prostredia. Monitorovanie morfologických parametrov a ich zmien v priebehu času patrí medzi dôležité informácie v oblasti vodohospodárskeho výskumu a prevádzky. Súčasťou komplexného morfologického hodnotenia vodných útvarov je aj hydrografický prieskum, pomocou ktorého je možné zhodnotiť mieru sedimentácie, riečnu degradáciu, stanoviť rýchlosti prúdenia alebo určiť kvalitatívne parametre vody. Tradičné spôsoby zberu dát sú vo všeobecnosti veľmi nákladné a malo efektívne. Navyše takéto prieskumy sú zvyčajne cielené iba na jeden skúmaný parameter a získanie komplexných dátových informácii je veľmi náročné. Moderný výskum však vyžaduje čoraz väčšie množstvo interdisciplinárnych dátových informácii (Sočuvka & Velísková, 2014). Nové inovácie a vývoj hydrografických zariadení zväčšili rozsah a efektívnosť ich využívania. Za významný pokrok v oblasti monitoringu vodného prostredia, možno považovať vývoj AUV prístrojov (z ang. Autonomous Underwater Vehicle). AUV prístroj je hydrografické zariadenie, ktoré je schopné samostatne sa pohybovať, monitorovať a ukladať jednotlivé dátové informácie. Tento príspevok popisuje AUV prístroj Ecomapper, dokumentuje prípravu a postup terénneho získavania priestorových a kvalitatívnych údajov a prvé výsledky, ktoré boli namerané v roku 2014 v lokalite vodnej nádrže Veľké Kozmálovce.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: morfologia, AUV, hydrografia,batymetria

AUTOMATED MORPHOLOGY MONITORING OF THE WATER BODIES. The morphology of the water bodies are influence mainly by the geological and hydrological conditions, erosion-sedimentation processes and anthropogenic interventions into the aquatic environment. Monitoring of morphological parameters and their changes over time is one of the crucial information in the field of water research and operations. Part of a complex morphological assessment of water bodies is a hydrographic survey, which is important to evaluate reservoir capacity, rate of sedimentation, river degradation, water flow and water quality monitoring. Traditional techniques of observation are generally expensive and non effective. They also do not offer a comprehensive coverage, especially nowadays, when the requirements for environmental field studies become more and more demanding. New innovations and development of hydrographic equipment widened the scope and effectiveness of their use. Autonomous Underwater Vehicles (AUV) represents the newest trend in hydrographic survey which makes the research of water environment more accessible to scientific study. This contribution represent one of the first results of using an AUV, in Central Europe, to collect high-resolution spatial data and water quality parameters which have been obtained in 2014 at location of reservoir Veľké Kozmálovce.

KEY WORDS: morphology, AUV, hydrography, bathymetry

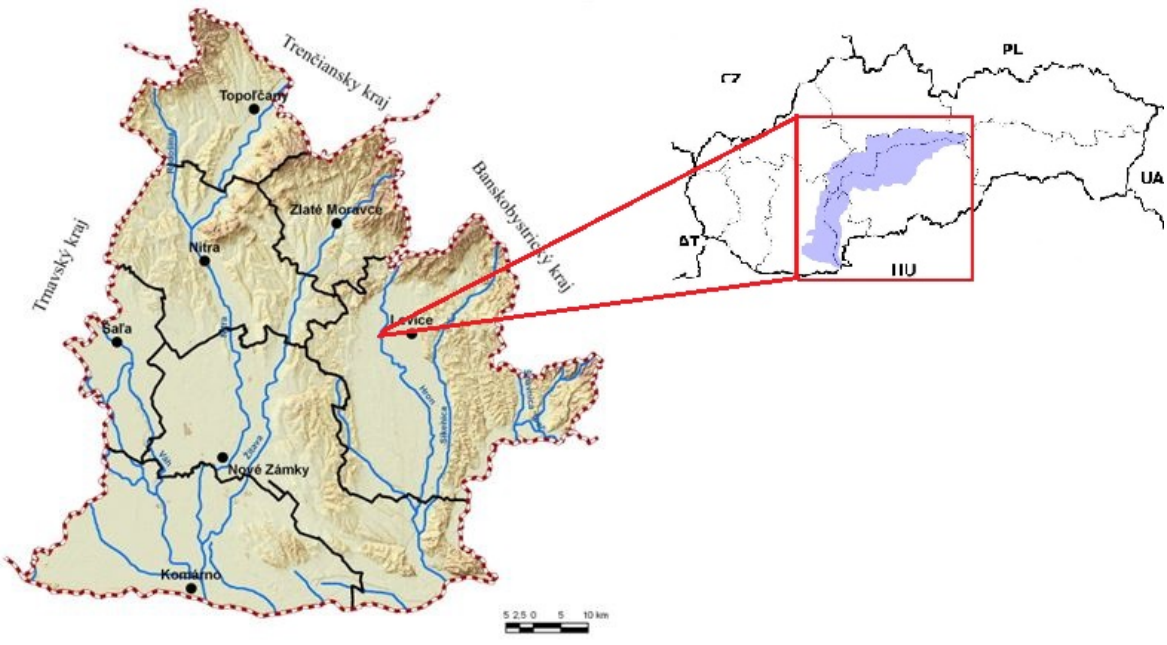
Úvod

Erózia, transport a ukladanie sedimentov v prostrediach vodných útvarov má významný vplyv na riečny systém a jeho prostredie. Detailne vedomosti o vlastnostiach a priestorovom rozložení dnových sedimentov predstavujú dôležitú informáciu pre mnoho aplikácii v oblasti hydrológie, geomorfológie, geológie a taktiež vodohospodárskeho manažmentu (Sočuvka & Velísková, 2015). V rámci Slovenskej republiky jednu z najzávažnejších problematík predstavuje zanášanie vodných nádrží a riek dnovými sedimentmi. Medzi najviac zasiahnuté vodné diela (VD), na ktorých prebiehajú intenzívne erózno-sedimentačné procesy patrí VD Veľké Kozmá-

lovce. Už od začatia prevádzky v roku 1990 je na VD pozorované enormné ukladanie dnových sedimentov, ktorého dôkazom je pomerne rýchla a permanentná strata disponibilného objemu zdrže. Zanášanie zdrže má výrazne negatívne vplyvy na kvalitu vody a hydraulickú spojitosť medzi povrchovými a podzemnými vodami (Dulovičová a kol., 2013). Na základe týchto skutočností bola lokalita označená ako potenciálne vhodná pre monitorovanie priestorových a kvalitatívnych zmien z krátkodobého, ako aj z dlhodobého hľadiska. Nedávne pokroky vo výskume a vývoji AUV prístrojov nám umožňujú získať detailnejšie dátové informácie o stave vodného prostredia. AUV prístroje predstavujú v súčasnosti jeden z najmodernejších a najkomplexnejších spôsobov hydrografického prieskumu. Cieľom tohto príspevku je poskytnúť úvodnú informáciu o AUV prístrojoch, opísanie ich základných funkcií, vytvorenie prehľadu ich aplikácií a vytvorenie batymetrického modelu dna zdrže v lokalite VD Veľké Kozmálovce.

Charakteristika vybranej lokality

Vodná nadrž Veľké Kozmálovce sa nachádza v povodí rieky Hron, ktorú charakterizuje 284 km dlhá riečna sieť s prevažne krátkymi prítokmi. Povodie má značne pretiahnutý tvar z dôvodu veľmi úzkych kotlín s vysokými pohoriami po oboch stranách. Rieka má relatívne slabo vyvinutý bazén. Po geologickej stránke je územie povodia rieky Hron tvorené horninami neogénu – kvartérnych bazénov, neogénno-kvartérnych vulkanitov, mezozoika a kryštalinika (Lukniš a kol., 1974). Okolie vybranej lokality z geografického hľadiska začleňujeme k severovýchodnej časti Podunajskej nížiny, ktorú od severu ohraničujú Štiavnické vrchy. Klimaticky patri táto oblasť k najteplejším v rámci podmienok Slovenskej Republiky. Geomorfologický je vybraná lokalita častou tzv. Hronskej nivy, ktorá predstavuje pomerne jednotvárne ploché územie, rozčlenené lokálne hlbšími eróznymi, ryhami a ramenami Hrona. Podzemné vody v oblasti VD Veľké Kozmálovce sú tvorené kvartérnymi náplavmi poriečnej nivy, ktoré sú charakterizované vysokým stupňom zvodnenia. Kvartérne náplavy tvoria hlavne piesčité štrky, ktoré sú prekryté vrstvou povodňových ílovitých hlín. Režim podzemných vôd je ovplyvňovaný vodnými tokmi pretekajúcimi územím, s ktorými sú podzemné vody v hydraulickej spojitosti. Hladina podzemných vôd je voľná, resp. veľmi mierne napätá s hĺbkou 2-4 metre pod povrchom terénu. Priemerná hladina podzemných vôd sa na základe inžiniersko-geologického prieskumu nachádzala na kóte 171,8 m n.m.
Hlavným účelom VD Veľké Kozmálovce je zabezpečenie dostatku vody pre jadrovú elektráreň Mochovce, ktorá má strategický význam v oblasti energetiky. Vodné dielo slúži taktiež na krátkodobé vyrovnávanie prietokov Hrona a závlahové odbery do kanála Perec.



Obr. 1. Lokalita vodnej nádrže Veľké Kozmálovce a povodie rieky Hron v rámci územia SR.
Fig. 1. Locations of the WR Veľké Kozmálovce and the basin of Hron River within the territory of SR.

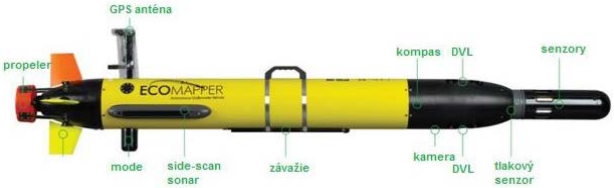
Materiál a metódy

Pre samotný zber údajov bolo použite AUV zariadenie Ecomapper. AUV prístroje predstavujú zariadenia, ktoré sa v súčasnosti využívajú v širokej škále hydrografického výskumu. Prístroje majú vo všeobecnosti tvar torpéda a pôvodne boli vyvíjané pre účely armády. Prvé pokusy o skonštruovanie AUV prístroja prebehli už v roku 1957 na Univerzite vo Washingtone. Pomocou prístroja bola skúmaná difúzia, akustický prenos a výskum pohybu vo vode. V priebehu osemdesiatych rokov minulého storočia sa začali AUV prístroje využívať aj na prieskumné a hydrografické účely (Vijay, 2011). Za významný AUV prístroj sa považuje IFREMER L'Epaulard, ktorý skonštruovala ECA v spolupráci s Francúzskym oceánografickým výskumným inštitútom v osemdesiatych rokoch minulého storočia. AUV prístroj IFREMER L'Epaulard bol využívaný na oceánografický prieskum s hĺbkovým dosahom až 6000 m. V priebehu nasledujúcich rokov bolo vyrobených niekoľko stoviek AUV prístrojov, ktoré mali postupne čoraz širší záber využitia. Najnovší vývoj a výskum umožnil využitie AUV prístrojov aj v rámci vnútrozemských podmienok a zároveň rozšíril oblasti ich merania o biologické a geochemické ukazovatele. V súčasnosti sa aktívnemu vývoju AUV prístrojov venuje približne desať medzinárodných spoločností, ktoré zahŕňajú firmy ako YSI, Kongsberg Maritime, Bluefin Robotics, Internation Submarine Engineering a pod.

YSI EcoMapper

EcoMapper bol vyvinutý firmou YSI (USA) a navrhnutý bol tak, aby umožňoval rýchly a ľahký zber hĺbkových údajov, kvalitatívnych parametrov vody a detekciu objektov pomocou side-scan sonaru. AUV zariadenie Ecomapper predstavuje prístroj, ktorý je schopný samostatne sa pohybovať na povrchu a pod povrchom vodnej hladiny a vykonávať záznam dát. Toto zariadenie je ideálne pre hydrografické prieskumy a priestorové monitorovanie životného prostredia v pobrežných ako aj vnútrozemských plytkých vodných útvaroch. Zariadenie EcoMapper tvorí hardvérová časť (obr.2) a softvérová časť, ktorá sa používa na programovanie meraní a zároveň aj pre čiastkové analýzy nameraných údajov. Z konštrukčného hľadiská zariadenie Ecomapper tvoria 3 hlavné sekcie. V prednej sekcii sú umiestnené senzory ktoré slúžia na meranie kvalitatívnych parametrov vody, tlakový senzor a DVL senzor (ang. Dopler Velocity Log), ktorý slúži pre navigáciu zariadenia pri misiách pod vodnou hladinou. Stredná časť zahŕňa elektronické komponenty, batériu a integrovanú palubnú jednotku. V zadnej sekcii je umiestený propeler a GPS anténa, ktorá slúži na navigáciu počas povrchových misii.
Ecomapper počas merania (misie) zhromažďuje v sekundových intervaloch vopred zadané parametre, ku ktorým sú automaticky priradené georeferenčné dáta (zemepisná šírka, dĺžka). Meranie hĺbky dna (batymetrie) sa uskutočňuje pomocou integrovaného viaclúčového sonaru (multi-beam echosounder). Zariadenie využíva frekvenciu 500 kHz, a ma presnosť meraní ± 0,003m. Merania je možné uskutočňovať vo vodách s hĺbkou väčšou ako jeden meter. Meranie kvalitatívnych parametrov vody zahŕňa informácie o konduktivite, teplote vody, rozpustenom kyslíku, zákale, pH/ORP, chlorofyle, salinite a pod. Základná technická špecifikácia pristroja je uvedená v nasledujúcich bodoch:

- **Rozmery:** Priemer: 14.73 cm, Dĺžka: 160.8 cm,
- **Hmotnosť:** 20.41kg,
- **Hĺbkový dosah:** 1 až 100 metrov,
- **Vydrž batérie:**
  8 hodín pri rýchlosti 5 km/h; závislá na konfigurácii batérie,
- **Rýchlosť:** 2 – 7 km/h,
- **Sonar:** 500kHz, presnosť 0.003 m,
- **Software:**
  VectorMap: plánovanie misie a prezeranie dát,
  Sonar Mosaic: spracovanie sonarových záznamov,
  UVC: prevádzka, spustenie misie a diaľkové ovládanie,
- **Elektronická výbava:**
  Procesor Intel Atom s operačným systémom Windows XP a 80 GB diskom pre ukladanie dát,
- **Doppler Velocity Log:**
  10-beam DVL pre navigáciu, batymetriu, aktuálnu pozíciu,
- **Dátová komunikácia:**
  Bezdrôtové pripojenie Ethernet 802,11 g,
  2. 4 GHz rádiové spojenie, pokiaľ je zariadenie na povrchu,
- **Navigácia:**
  Povrchová navigácia: GPS (EGNOS korekcie),
  Podpovrchová navigácia: DVL, navigácia výpočtom, kompasom, hĺbka senzorov a rýchlosti vozidla.



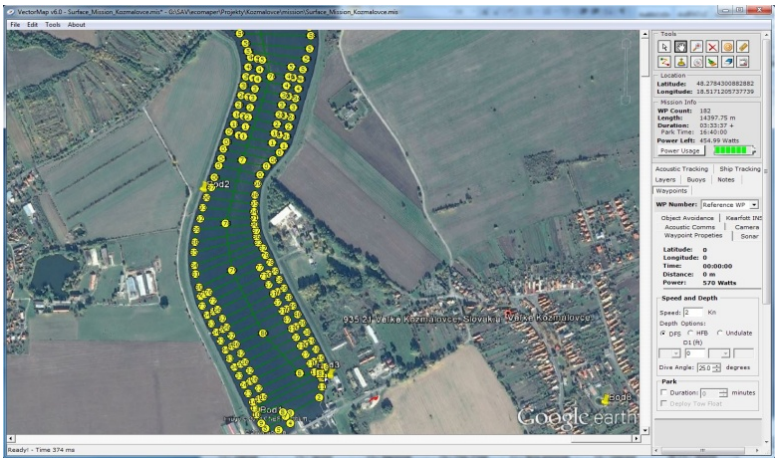
Obr. 2. YSI EcoMapper bočný pohľad, (YSI, 2009).
Fig. 2. YSI EcoMapper side view (YSI, 2009).

Plánovanie misie

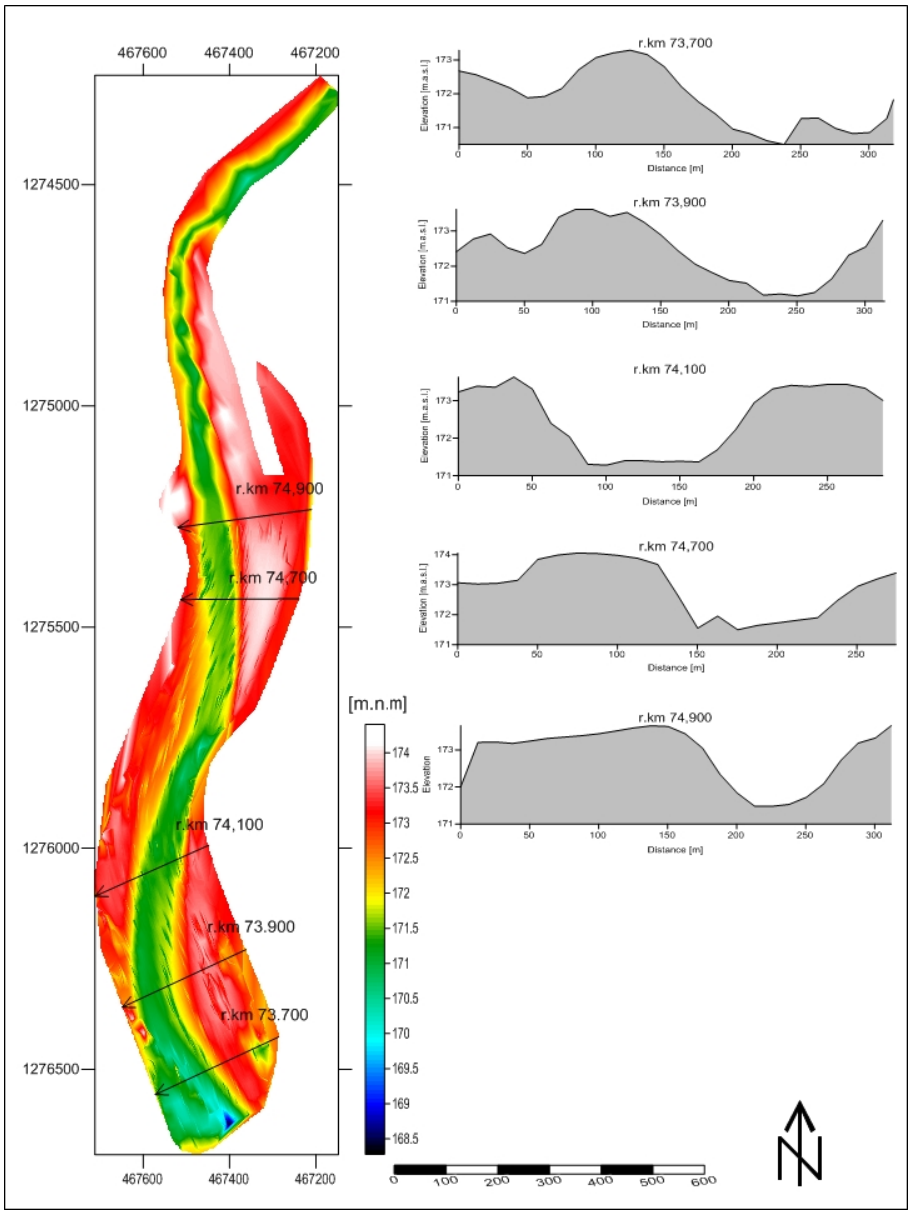
Meranie pomocou prístroja Ecomapper funguje na princípe sledovania vopred pripraveného plánu tzv. misie, ktorá je vytváraná v softvérovom prostredí VectorMap.
Softvér umožňuje plánovanie viacerých misii v rovnakom priestore. Plánovanie misie zahŕňa nastavenie navigačných bodov a vzdialeností medzi navigačnými bodmi (obr. 3), hĺbky ponorov, rýchlosti merania, nastavenia konkrétnych kvalitatívnych parametrov a bezpečnostných opatrení. Výstupom je ASCII súbor misie, ktorý je odoslaný do riadiacej jednotky EcoMapperu ako vstup cez bezdrôtové rozhranie pred začiatkom misie (Sočuvka & Velísková, 2015). Po spustení misie AUV prístroj pracuje nezávisle na užívateľovi a na navigáciu využíva integrovaný GPS s korekciami EGNOS (European Geostationary Navigation Overlay Service, resp. v Amerike používaným systémom WASS). Ak misia zahŕňa taktiež prieskum pod hladinou vody, na navigáciu sa využíva protokol DVL (ang. Doppler Velocity Log**)**, ktorý slúži na zlepšenie presnosti navigácie pod vodou. Počas celého priebehu misie AUV prístroj sleduje trasu podľa vopred naprogramovaných bodov (waypointov), ktoré sú číselne označené (obr.3). Po dokončení svojej misie, EcoMapper využíva na komunikáciu vzdialené pripojenie plochy (Windows®), ktoré slúži na odoslanie zozbieraných dát cez bezdrôtové Wi-Fi pripojenie a bezpečné ukončenie misie.

Zber údajov a spracovanie dát

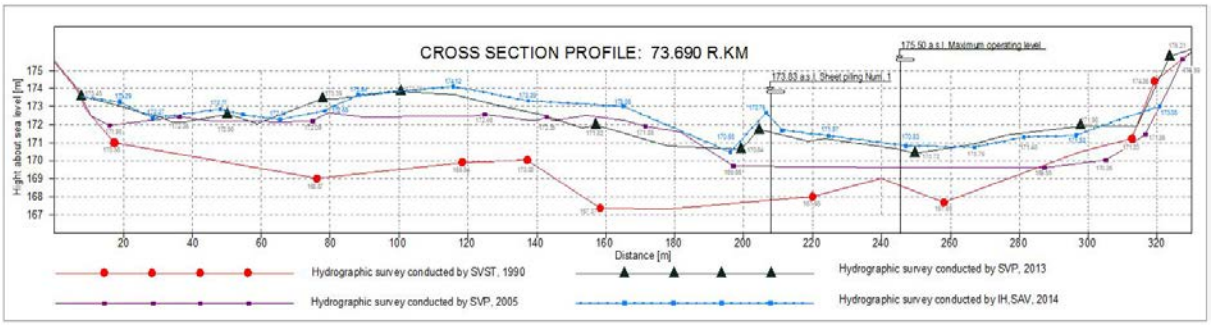
Prieskum nádrže Veľké Kozmálovce sa uskutočnil v mesiaci október 2014. Cieľom bolo vytvorenie, resp. aktualizovanie 2D a 3D topografie zdrže.
Na meranie bolo využité opísané AUV zariadenie EcoMapper, ktoré zhromažďovalo údaje o hĺbke a kvalite vody v sekundových intervaloch. Zároveň tieto údaje boli automaticky dopĺňané o georeferenčné dáta, ktoré spájajú kvalitatívny parameter a hĺbku s presnou polohou v súradnicovom systéme WGS 84 (angl. World Geodetic System 1984). Z dôvodu poveternostných podmienok nebolo možné zameranie celej plochy nádrže. Meranie bolo preto ukončené na riečnom kilometri 76,15. Vzhľadom k tomu, že VD Veľké Kozmálovce končí približne v 77 rkm, percentuálna časť nedomeraného úseku je zanedbateľná. Celkový počet zozbieraných údajov predstavoval číslo 14 499 pre každý meraný parameter. Keďže predchádzajúce merania a výsledky z meraní na VD Veľké Kozmálovce boli prezentované v súradnicovom systéme S-JTSK, prvým krokom pri spracovaní nameraných údajov bola konverzia nameraných dát. Na konverziu dát bol použitý program Univcol 3.6 (Universal Column Calculator), ktorý svojimi možnosťami je orientovaný na prácu s geo datami, ktoré majú zadané súradnice. Okrem matematických operácií so stĺpcami umožňuje sortovanie dát, zobrazuje základnú štatistiku pre stĺpce, prepočítava súradnicové systémy, filtruje dáta, počíta závislosť medzi stĺpcami a formátuje výstup (Marušiak, 2014). Súčasne s prepočtom súradnicového systému bol uskutočnený aj prepočet hĺbkových údajov. Hĺbkový údaj bol odpočítaný od aktuálneho vodného stavu hladiny H, ktorý mal počas merania hodnotu 174,9 m.n.m. Následným importom a spracovaním zameraných bodov v softwarovom prostredí Surfer 9 - Golden Software boli vygenerované gridy s rozmerom bunky 2 x 2. Na vizualizáciu reliéfu dna a tvorbu modelov bolo taktiež použité softvérové prostredie ArcMap 10.1. Na základe aktuálneho stavu batymetrie dna bol vyhodnotený aktuálny stav zanesenia nádrže a následne bolo vytvorené, resp. aktualizované porovnanie zanášanie nádrže v priebehu rokov. Na obr. 5 je znázornený vybraný profil na riečnom kilometri 73,690.



Obr. 3. Príprava misie na vodnej nádrži Veľké Kozmálovce v softwarovom programe VectorMap.
Fig. 3. Mission planning on WR Veľké Kozmálovce in software tool VectorMap.



Obr. 4. Batymetria vodnej nádrže Veľké Kozmálovce a priebeh dna vo vybraných profiloch.
Fig. 4. Bathymetry of WR Veľké Kozmálovce and curve of the bottom in selected profiles.



Obr. 5. Porovnanie kolmatácie VD Veľké Kozmálovce medzi rokmi 1990 až 2014.
Fig. 5. Comparison of aggradations of WD Veľké Kozmálovce between years 1990 – 2014.

Záver

Erózno-sedimentačné procesy predstavujú závažnú vodohospodársku problematiku, ktorá významne vplýva na prevádzku vodných diel, kvalitu a vlastnosti povrchových a podzemných vôd a v neposlednom rade aj na organizmy žijúce vo vodnom prostredí. Základným predpokladom pre výskum a návrh ochranných opatrení je detailný a dlhodobý monitoring vodného prostredia. Inovácie a vývoj nových hydrografických prístrojových zariadení zväčšili rozsah ich aplikácii a efektívnosť ich využívania. AUV prístroj EcoMapper nám umožňuje detailnejší a rýchlejší zber dát, ktoré sa navyše vyznačujú nízkou odchýlkou a množstvom nameraných údajov. To nám umožňuje riešenie tejto problematiky na vyššej úrovni po kvalitatívnej aj kvantitatívnej stránke. Cieľom tohto príspevku bolo predstavenie prvého AUV prístroja EcoMapper v rámci Strednej Európy a demonštrovanie čiastkových výsledkov z prvého merania, ktoré sa uskutočnilo v roku 2014 v lokalite VD Veľké Kozmálovce.

Poďakovanie

Tento príspevok vynikol vďaka podpore projektu VEGA-2/0058/15.

Literatúra

Dulovičová, R., Velísková, Y., Bara, M., Schűgerl, R. (2013): Stanovenie vplyvu hrúbky nánosov pozdĺž Chotárneho kanála na interakciu povrchových a podzemných vôd v jeho okolí. Acta Hydrologica Slovaca, 2013, Roč. 14, No. 1, s. 126-134.

Herban, I. S., Alionescu, A. (2012): Creating 3D model and bathymetric contour map using a modern topographical approach. RevCAD Journal of Geodesy and Cadastre 2012, Vol. 12.

Lukniš, M., Princ, J. a kol. (1974): Slovensko 3. Ľud – I. časť. Bratislava : Obzor, 1974. 736 s.

Sočuvka, V., Velísková, Y. (2014): Possibilities of determining the thickness and volume of the bottom sediments in water reservoirs. Acta Hydrologica Slovaca, 2014, Vol., 15., 370-378 p.

Sočuvka, V., Velísková, Y. (2015): Určenie batymetrie a kvality vody v nádrži pomocou AUV prístroja, Konferencia: Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia a fyzika vody v pôde, Zemplínska šírava, Jun, 2-4, 2015, Slovenska republika.

Marušiak, I. (2014): Universal Column Calculator 3.6 manuál. G-trend s r.o., 25p.

Vijay, S. (2011): Autonomous underwater vehicles, Seminar on Autonomous Underwater Vehicles, PESCE Mandya: http://www.scribd.com/doc/55826714/Autonomous-Underwater-Vehicles

YSI Ecomapper operation manual (2009): YSI (Yellow Springs Instruments).

YSI Hydrodata Limited (2012): Messingham Sands Bathymetry and Water Quality Survey, Report Number 5219032012.

AUTOMATED MORPHOLOGY MONITORING OF THE WATER BODIES

The role of bathymetry as well as recent sedimentation in water reservoir management is very important. Due to innovations and development of AUVs the range and quality of the hydrographic survey increase. Application of AUVs EcoMapper allows us to obtain information faster and with higher precision, what is important in data processing because creation of 3D model which uses the bathymetric measurements is being done by considering the accuracy of the required data. AUVs EcoMapper have been used to gather the data information on WR Veľké Kozmálovce. Data includes information about depth and water quality parameters. The results of the surveying are the GIS datasets and maps which provide higher resolution of bathymetric data and contours of the bottom reservoir, than what was available from the previous survey. Additionally, these data contain information about water quality and they will be published in the near future. Due to the efficiency of the method, repeat and targeted surveys over areas of interest could be conducted with more frequent period and with narrow transect widths. That increases the resolution of the model and provides to us important information for water management and hydrology research.

Ing. Valentín Sočuvka
Ing. Yvetta Velísková, PhD.
Ústav hydrológie SAV
Račianska 75 ,
831 02 Bratislava
Tel: +421 948 006 249
E-mail: socuvka@uh.savba.sk
veliskova@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 114 - 123

HODNOTENIE MORFOLOGICKÉHO VÝVOJA KORYTA DUNAJA NA ÚSEKU SAP - SZOB

Miroslav Lukáč, Katarína Holubová

Súčasný stav Dunaja na úseku Sap – Szob nadväzuje na dlhodobý morfologický vývoj koryta a postupné zmeny, ku ktorým dochádzalo v priebehu stáročí. V rámci bilaterálneho projektu DuReFlood - „Obnova spoločných záplavových území Dunaja pre posilnenie protipovodňovej ochrany a zvýšenie ekologickej hodnoty ekosystému rieky“, bol morfologický vývoj koryta Dunaja hodnotený k časovým horizontom 1992 – 2006, 2006 - 2013, 1992 – 2013 a 2012 – 2013. Analyzované boli zmeny pozdĺžneho profilu koryta vo vzťahu k priebehu smerodajných hladín a tiež objemové zmeny, z ktorých boli identifikované oblasti zanášania a erózie koryta. Pomocou matematického modelu bola zostavená prognóza pravdepodobného morfologického vývoja koryta rieky pre časový horizont 10 rokov. Výsledky hodnotenia poskytli cenné informácie pre návrh revitalizačných opatrení a opatrení zameraných na zníženie povodňového rizika v záujmovej oblasti.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: morfologický vývoj, koryto rieky, Dunaj, modelovanie

EVALUATION AND MODELLING OF THE DANUBE RIVER CHANNEL MORPHOLOGICAL DEVELOPMENT IN THE SECTION BETWEEN SAP AND SZOB. The present state of the Danube river channel in the section Sap – Szob is connected with long-term morphological development of the river channel and gradual changes, which occurred here in the course of centuries. In the frame of bilateral project DuReFlood - “Danube floodplain rehabilitation to improve flood protection and enhance the ecological values of the river in section between Sap and Szob” Danube river channel morphological development was evaluated in several time horizons: 1992-2006, 2006-2013, 1992-2013 and 2012-2013. Changes in the longitudinal slope of river channel were analyzed in relation to water level changes of characteristic discharges. Changes in the river channel volume helped to identify sections of river erosion/sedimentation. Numerical model of the Danube river channel morphological development provided prognosis of probable river channel evolution in the time horizon of 10 years. Evaluation results provided valuable information for the proposal of restoration measures and measures which focus on the flood risk decrease in the project area.

KEY WORDS: morphological development, river channel, Danube, modelling

Úvod

Hydrologické pomery a súvisiace riečne procesy v daných geologických a geografických podmienkach majú kľúčový význam pre akékoľvek zásahy do toku/inundácie. Pochopenie fungovania riečneho systému v priordzených podmienkach, teda pred realizáciou systematických úprav toku, je východiskom pre návrhy udržateľných vodohospodárskych i revitalizačných opatrení. Prirodzený stav vymedzujú tzv. referenčné podmienky, ktoré reprezentujú posledný neovplyvnený stav rieky. Stupeň hydromorfologickej modifikácie toku je potom vymedzený mierou súčasných zmien vo vzťahu k referenčným podmienkam (implementácia Rámcovej smernice o vode, 2000/60/EC). Posilnením a obnovou prirodzených procesov je možné zmierniť niektoré nepriaznivé dôsledky systematických úprav a zlepšiť ekologický stav toku rešpektujúc obmedzenia dané využívaním vôd (protipovodňová ochrana, plavba, energetika, atď.). V súčasných podmienkach je morfológia toku determinovaná riečnymi procesmi (prietokový režim, dynamika prúdenia a transport sedimentov), ktoré sú pozmenené vplyvom vodohospodárskeho využívania toku. Preto sú poznatky o morfologickom vývoji rieky v strednodo-

bom horizonte i prognóza tohoto vývoja rozhodujúce pre návrhy udržateľných a efektívnych opatrení (napr. protipovodňová ochrana, plavba, revitalizácie). Na základe poznatkov o postupných úpravách Dunaja vo vzťahu k zmenám morfológie je v článku identifikovaný súčasný stav koryta a detailnejšie kvantifikovaný morfologický vývoj koryta v strednodobom horizonte (1992 až 2013). Morfodynamické procesy a prognóza morfologického vývoja Dunaja (10-ročné obdobie) sú posúdené s využitím 1D numerického morfologického v modelu (MIKE 11). Výsledky publikované v článku boli dosiahnuté v rámci projektu HUSK/ 1001/2.1.2/ 0060: "*Obnova spoločných záplavových území Dunaja pre posilnenie protipovodňovej ochrany a zvýšenie ekologickej hodnoty ekosystému rieky*" (DuReFlood) - program cezhraničnej spolupráce Slovensko – Maďarsko 2007-2013 (Holubová a kol., 2015). Za slovenskú stranu sa na riešení projektu podieľali: Výskumný ústav vodného hospodárstva (VÚVH) a Slovenský vodohospodársky podnik (SVP š.p.).

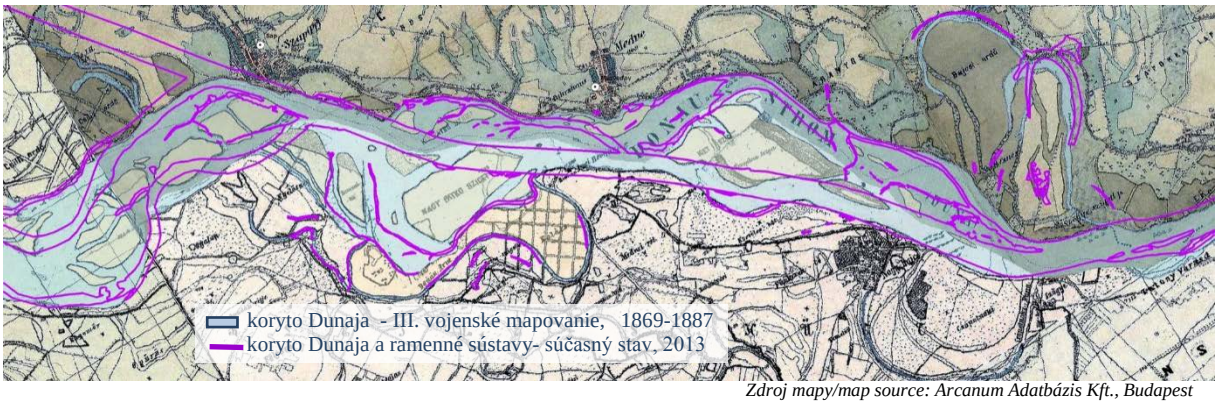
Materiál a metódy

Morfologický vývoj koryta Dunaja vo vzťahu k postupne realizovaným úpravám

V priebehu stáročí sa vplyvom dynamického morfologického vývoja Dunaja v oblasti pod Bratislavou vytváral unikátny anastomózny úsek rieky – rozvetvené koryto s vysokou morfologickou členitosťou - tzv. vnútorná delta Dunaja. Anastomózny charakter toku sa od Medveďova postupne mení na prechodný po Kližskú Nemú. Pod týmto úsekom má rieka charakter nížinného meandrujúceho toku.

Obdobie prevažujúceho "voľného meandrovania" (len miestne úpravy) prevládalo na Dunaji do polovice 19. storočia. Morfologický vývoj Dunaja bol ovplyvňovaný najmä častými povodňami, ktoré vplývali na zmeny polohy i tvaru koryta. Vplyvom dynamického lateralneho vývoja, ktorý v tomto období na Dunaji prevládal, sa v koryte vytváralo množstvo ostrovov a ramien. Ochrana proti povodniam bola spočiatku skôr iba lokálna a chránila najmä najbližšie obce pri Dunaji (do ~13.stor.). Postupne sa systém protipovodňovej ochrany zdokonaľoval, prebudovával, až sa napokon zjednotil do podoby ucelenej protipovodňovej ochrannej línie (do~19. stor.). Takto vzniklo medzihrádzové inundačné územie nepravidelnej šírky, ktorého súčasťou sú aj ramenné sústavy Dunaja. Hrádzové línie koncentrovali povodňové prietoky a veľké vody do medzihrádzového priestoru, ale stredné a malé vody ešte aj v 19. storočí prechádzali týmto územím v nespočetných ramenách.

Rozvoj lodnej dopravy od druhej polovice 19. storočia si vyžadoval vytvorenie jednotného koryta na zabezpečenie plavebnej dráhy. Úpravné práce na Dunaji v oblasti pod Sapom začali v 30-tych rokoch 19. storočia. Nová trasa na mnohých miestach prerezávala vtedajšiu sieť ramien koryta Dunaja, ale interakcia medzi hlavným korytom a ramenami bola vtedy ešte neobmedzená. Za účelom zamedzenia úniku vôd do ramien sa pozdĺž brehových línií postupne budovali brehové stavby- uzávery vtokov do ramien (Szolgay, 1961). Pri neskoršej úprave Dunaja na "malú vodu" sa v koryte vybudovali sústavy výhonov a smerné stavby, ktoré vytvárajú požadované plavebné podmienky počas nízkych prietokov. Laterálny vývoj, ktorý prevažoval na Dunaji až do vytvorenia jednotného koryta, bol touto úpravou úplne zastavený. Stav Dunaja z tohto obdobia možno teda považovať za posledný neovplyvnený-*zodpovedajúci referenčným podmienkam.* Morfologický stav Dunaja v oblasti Sap–Szob do roku 2012 reprezentovalo upravené takmer úplne izolované koryto (inundácia vrátane ramenných sústav) s pozmenenými odtokovými podmienkami. Zmeny riečnych procesov, ktoré sú z hľadiska morfológie koryta kľúčové, sú výsledkom synergického pôsobenia najmä úprav koryta a energetického využitia Dunaja (VD Gabčíkovo, kaskáda vodných stavieb v horných úsekoch Dunaja).



Zdroj mapy/map source: Arcanum Adatbázis Kft., Budapest

Obr. 1. Zmena morfológia koryta Dunaja v oblasti Medveďova na podklade mapy z obdobia 1869 -1887.

Fig. 1. Morphological changes of the Danube river in Medveďov area using map from the period 1869 -1887.

Zhoršujúci sa hydromorfologický stav Dunaja potvrdili aj výsledky Spoločného prieskumu Dunaja –JDS3 (Schwarz, Holubová, Čuban, Matok, Bušovský, 2015) Situácia sa začala zlepšovať po postupnej obnove prietočnosti vybraných dunajských ramien (BROZ, projekt LIFE 07 NAT/SK/000707).

Morfológia koryta Dunaja v strednodobom horizonte

Morfológiu tokov určujú jednak prirodzené podmienky, dané konkrétnym fyzicko-geografickým prostredím, jednak inžinierske zásahy súvisiace s využívaním vôd. Morfologické zmeny koryta a inundácie potom vplývajú na podmienky plavby, úroveň protipovodňovej ochrany či ekologický stav. Súčasný stav Dunaja na úseku Sap–Szob teda nadväzuje na dlhodobý morfologický vývoj koryta a postupné zmeny, ku ktorým dochádzalo v priebehu stáročí. Zmena charakteru Dunaja z podhorského (submontane) na nížinný v oblasti Kližská Nemá – Gönyü (km 1788 – km 1792) je spojená s výraznou zmenou sklonu (z ~0,3% na ~0,05%). Vývoj pozdĺžneho profilu Dunaja pod Kližskou Nemou je ovplyvnený dnovými prahmi na úsekoch: Nyergyesujfalu km 1732– km 1735, Štúrovo – Esztergom km 1721– km 1729, Helenba km 1711, ktoré vytvárajú eróznu bázu a fixujú polohu dna na dolnom okraji sledovaného úseku Dunaja. Za súčasných podmienok je morfológia dna Dunaja determinovaná najmä:

- upraveným korytom so stabilizovanou polohou a brehovým opevnením,
- výhonovými sústavami a smernými stavbami (najmä km 1810 – km 1790),
- deficitom splavenín z horného úseku Dunaja–vplyv záchytnej účinnosti zdrže Hrušov,
- ťažbou dnových sedimentov (bagrovanie dna pre zabezpečenie plavby).

Ku kvantifikácii morfologických zmien koryta boli využité opakované merania priečnych profilov koryta Dunaja (celkove 3440 priečnych profilov) pre obdobia: 1992, 2006, 2013 (údaje SVP, š.p. a Edukovizig, Györ). Morfologické zmeny koryta boli hodnotené k časovým obdobiam 1992–2006, 2006–2013, 1992–2013 jednak ako zmeny pozdĺžneho profilu v najhlbšom mieste v nadväznosti na zmeny priebehu aktualizovanej hladiny nízkej regulačnej a plavebnej vody (HNR-PV´2014), jednak ako zmeny plochy priečnych profilov (objemové zmeny) k hladine HNR PV´96. Zmeny pozdĺžneho profilu vymedzujú základné trendy vývoja pozdĺžneho sklonu dna Dunaja. Oblasti –erózie/+zanášania sú presnejšie kvantifikované objemovými zmenami, ktoré sú vypočítané zo zmien plôch priečnych profilov k danej hladine (HNR PV´96) prenásobením ich vzájomnou vzdialenosťou.

Okrem zmien geometrie koryta sa zásahy do riečneho systému prejavujú aj v zmenách zloženia dnových sedimentov – najmä ich veľkosti a vytriedenosti. K posúdeniu týchto zmien sa využili údaje z odberov dnových sedimentov, ktoré sa vykonali na Dunaji v úseku Sap – ústie Ipľa v období 2004 až 2006 (86 vzoriek) a aktuálne odbery vykonané v priebehu roka 2014 (56 vzoriek), čo umožnilo posúdiť zmeny v zložení dnových sedimentov za takmer 10-ročné obdobie. Všetky odbery sa vykonávali rovnakou metodikou z člna valcovým odberákom v strede koryta a vo vybraných úsekoch aj pri ľavom a pravom brehu Dunaja. Po jednej vzorke sa odobrali sedimenty aj z prítokov (Váh, Hron, Ipeľ). Vysušené vzorky boli spracované sitovou metódou a z výsledkov boli zostavené krivky zrnitosti. Údaje o charakteristických veľkostiach zŕn dnových sedimentov sa použili ako doplňujúce informácie k analýze strednodobých morfologických zmien koryta i ako vstupné údaje do jednorozmerného (1D) morfologického numerického modelu.

Modelovanie morfologického vývoja koryta Dunaja medzi Sapom a Szobom

Zostavený numerický model morfologického vývoja koryta Dunaja bol použitý pri analýze hydraulických podmienok, ktoré ovplyvňujú transport sedimentov a na odhad pravdepodobného vývoja koryta Dunaja v blízkej budúcnosti. Modelovou oblasťou bol Dunaj v úseku Sap – Szob (ústie Ipľa, km 1708,50). V prvom kroku bol zostavený hydrodynamický model, ktorý schematizuje prúdenie vody v riešenom úseku pri rôznych hydrologických a hydraulických podmienkach. Po kalibrácii a verifikácii hydrodynamického modelu bol v druhom kroku zostavený model morfologického vývoja koryta Dunaja. Kalibračným obdobím hydrodynamického modelu bolo obdobie rokov 1994-2012. Na verifikáciu modelu pre súčasný stav bolo využité obdobie roku 2013. Hydrodynamický model, kalibrovaný a verifikovaný v širokom rozsahu prietokových situácií, predstavoval spoľahlivý a aktuálny základ pre aplikáciu morfologického modelu.

V aplikovanom softvéri dánskej spoločnosti DHI Water & Environment MIKE 11 má užívateľ možnosť voľby medzi viacerými teoreticko-experimentálnymi modelmi (vzťahmi) pre výpočet transportu sedimentov. Na základe predchádzajúcich skúseností VÚVH z priamych meraní transportu sedimentov (Lukáč, Holubová, Szolgay, 2002) i z modelovania týchto procesov na Dunaji (Holubová, Capeková, Lukáč, 2006) boli pri testovacích výpočtoch použité vzťahy Engelunda a Hansena, Ackersa a Whitea, Meyer-Petera a Müllera a tiež vzťah Sata, Kikkawu a Ashidu. Tieto vzťahy sa vyznačujú pomerne vysokou citlivosťou na hodnoty reprezentatívnej veľkosti splavenín, ktoré sú jedným zo základných vstupných údajov v morfologickom modeli. Vplyvom zrnitosti splavenín Dunaja na výsledky výpočtov transportu splavenín sa detailnejšie zaoberá práca Camenen, Holubová, Lukáč, Le Coz, Paquier (2011). V morfologickom modeli sa použili údaje z kriviek zrnitosti dnových sedimentov, ktoré sa získali v rámci detailného prieskumu zloženia dna Dunaja (2004-2006, 2014).

Výsledky testovacích výpočtov boli porovnané s výsledkami priamych meraní transportu splavenín, ktoré vykonali pracovníci VÚVH v oblasti pod Sapom (km 1795,580) v rokoch 2000-2002. Celoprofilové merania švajčiarskym sieťovým lapákom splavenín sa uskutočnili 71-krát, pri prietokoch v rozpätí Q=972 až 4745 $m^3.s^{-1}$, čo predstavuje dostatočne reprezentatívnu vzorku pre analýzu transportu sedimentov (Holubová, Capeková, Szolgay, 2004). Z porovnania vyplynulo, že k výsledkom priamych terénnych meraní sú najbližšie modelové výsledky za predpokladu použitia vzťahu Sata, Kikkawu a Ashidu (SKA). Preto sa v numerickom morfologickom modeli využil práve tento vzťah.

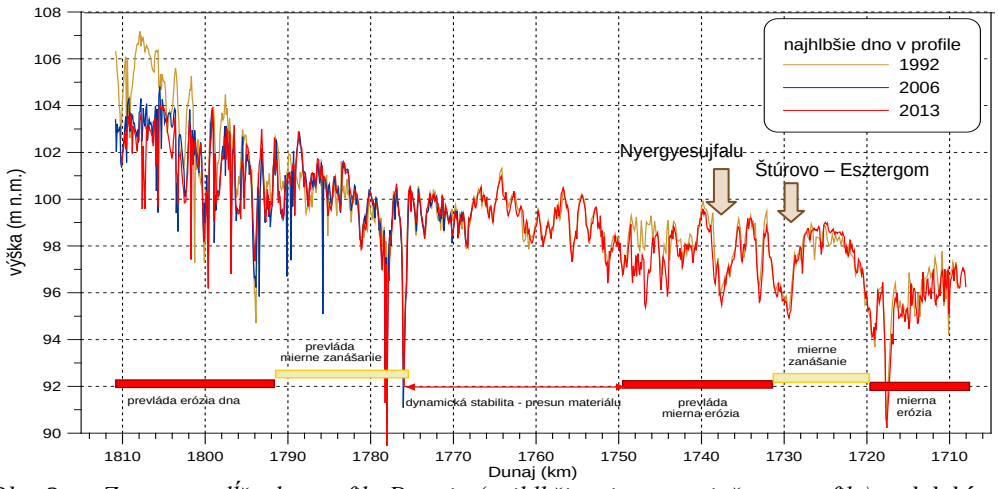
Výsledky a diskusia

Morfologický vývoj koryta Dunaja a kvantifikácia zmien dna v strednodobom horizonte

Priebeh pozdĺžneho profilu dna Dunaja (najhlbšie miesto v profile) pre obdobia 1992, 2006 a 2013 jasne preukazuje, že najdynamickejšie zmeny dna Dunaja nastali v prvých 10-tich rokoch po uvedení VD Gabčíkovo do prevádzky (obr.2). Dno Dunaja sa v tomto období výrazne prehlbovalo (4-5 m, lokálne až do 7 m) a degradácia sa posúvala v smere po prúde až ku km 1792. Výrazný pokles dna v tejto oblasti je podmienený najmä deficitom splavenín v dôsledku záchytnej účinnosti zdrže Hrušov. Časť erodovaných sedimentov sa usadzovala za týmto úsekom až po km 1776, kde sa vytvárajú oblasti s pomerne mohutnými nánosmi (km 1778). V tejto oblasti sa v dvoch lokalitách (km 1778, km 1776) opakovane objavuje aj extrémny pokles dna 8 až 9 metrov (obr.2), ktorý pravdepodobne súvisí s lokálnym bagrovaním pre potreby úpravy plavebnej dráhy v oblasti, kde dochádza k zanášaniu koryta Dunaja (pod Zlatnou na Ostrove). Nadväzujúci úsek až po km 1750 sa dlhodobo nachádza v stave dynamickej stability– tzn. zmeny morfológie dna sú iba mierne, ovplyvnené prevažne lokálnym presunom sedimentov s charakteristickým striedaním oblastí miernej erózie a zanášania. V smere po prúde sa striedajú úseky s miernou eróziou a s miernym zanášaním. I keď pozdĺžny profil v najhlbšom mieste profilu naznačuje výraznejší pokles dna v oblasti km 1746 až 1749, detailnejšia analýza objemových zmien koryta (vychádzajúca z priečnych profilov) tento vývoj nepotvrdila.

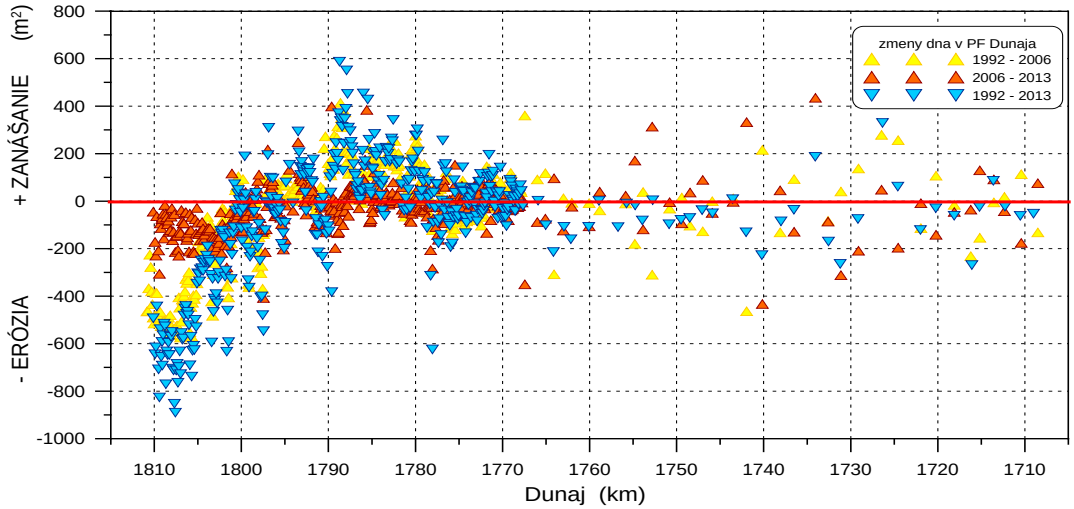
Vplyvom degradácie dna Dunaja dochádza k poklesu hladiny HNR-PV, ktorý sa najvýraznejšie prejavuje na úseku od Sapu po km 1804. Pokračujúce prehlbovanie dna až po Kližskú Nemú už túto hladinu významnejšie neovplyvňuje. Za obdobie od roku 1990 do 2013 je maximálny pokles HNR-PV´2013 v oblasti Sapu až 2 metre (Holubová a kol., 2015). I keď sa dynamika morfologických zmien za posledné roky zmierňuje, proces degradácie dna ešte stále pokračuje. Priebeh súčasného dna Dunaja (2013) naznačuje pokračujúce znižovanie sklonu dna v hornom dynamickejšom úseku (Sap – Kližská Nemá) a jeho postupné vyrovnávanie s výrazne nižším sklonom pod Kližskou Nemou. Táto situácia môže mať nepriaznivý vplyv na plavebné pomery (častejšie vytváranie brodových úsekov) i odtok veľkých vôd. Zmeny objemu sedimentov, ktoré sú vypočítané pre obdobia 1992–2006, 2006–2013, 1992–2013 (Tab. 1) sledujú základné trendy procesov erózie a zanášania koryta Dunaja, ktoré vymedzujú zmeny pozdĺžneho profilu (obr.2).

Analýza zmien priečnych profilov umožňuje presnejšiu identifikáciu oblastí erózie/zanášania a najmä kvantifikáciu objemu sedimentov. Vzhľadom k tomu, že najdynamickejšie zmeny dna Dunaja sú na úseku Sap – Komárno, sústredíme sa ďalej na výsledky, ktoré sme získali pre dve morfologicky odlišné oblasti: km 1810 až km 1790 (dynamická oblasť s prevládajúcou eróziou) a km 1790 až 1770 (oblasť s nižšou dynamikou, kde prevláda zanášanie).



Obr. 2. Zmeny pozdĺžneho profilu Dunaja (najhlbšie miesto v priečnom profile) v období 1992–2006–2013.

Fig. 2. Changes in the longitudinal profile of the Danube (deepest point in cross section) in 1992–2006–2013.



Obr. 3. Morfologické zmeny dna Dunaja v priečnych profiloch v období 1992-2006-2013.
Fig. 3. Morphological changes of the Danube bottom in cross-section profiles in 1992-2006-2013.

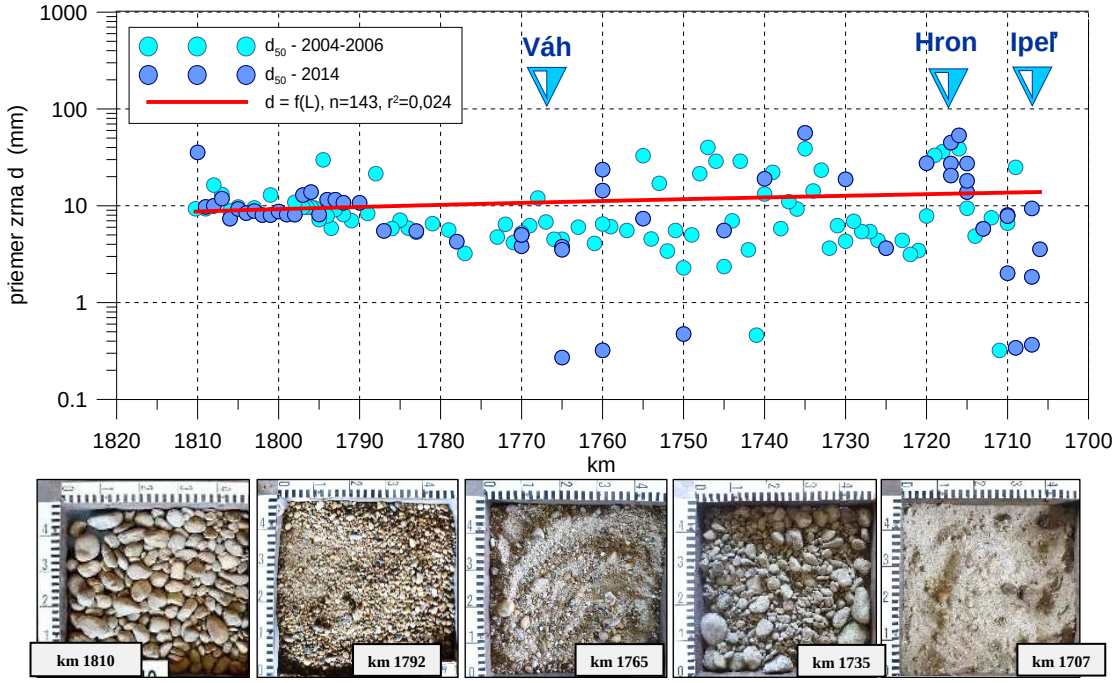
Tabuľka 1. Objemy erózie a zanášania koryta Dunaja v oblasti Sap - Komárno
Table 1. Erosion and sedimentation volumes for the Danube river between Sap and Komarno

obdobie/úsek	km 1810 – km 1790		km 1790 – km 1770	
	erózia (m^3)	zanášanie (m^3)	erózia (m^3)	zanášanie (m^3)
1992 – 2006	- 3 516 671	+ 460 717	- 188 285	+ 1 811 477
2006 – 2013	- 1 672 980	+ 310 640	- 429 764	+ 336 826
1992 – 2013	**- 5 189 651**	**+ 771 357**	**- 618 049**	**+ 2 148 303**

Objem erodovaných sedimentov v oblasti km 1810 – km 1790 je - 4,43 mil.m^3 a objem zanášania na úseku km 1790 – km 1770 je + 1,53 mil.m^3 za celé sledované obdobie 1992 až 2013. Na celom úseku km 1810 až 1770 je deficit sedimentov ~ 2,9 mil.m^3 čo sa približne rovná objemu vybagrovaných sedimentov (3,3 mil.m^3). Na oboch úsekoch dochádza k postupnému zmenšovaniu objemov zanášania aj vymieľania, čo potvrdzuje znižovanie morfodynamických procesov v tomto úseku.

Nadmerné ťažba dnových sedimentov podporuje poprúdovú a protiprúdovu degradáciu riečneho dna, čo nepriaznivo vplýva na morfologický vývoj tokov. Nepriaznivý vplyv bagrovania sa prejaví, ak sú ročné objemy vyťažených sedimentov vyššie ako je transportná kapacita Dunaja v danom úseku (~250,000 m^3 úsek Sap –Kližská Nemá, nadväzujúci úsek po Szob ~120,000 m^3). V oblastiach ovplyvnených výraznejším poklesom dna by sa bagrovať nemalo vôbec. Podklady o vyťažených sedimentoch v konkrétnych lokalitách Dunaja za obdobie rokov 1992 – 2013 na úseku Sap – Szob (SVP š. p., Eduvizig Györ) naznačujú od roku 2003 pozitívny trend znižovania ročných objemov vyťažených sedimentov, pričom v oblasti výrazného poklesu dna sa bagrovalo len minimálne (Holubová a kol., 2015).

Fyzikálne vlastnosti dnových sedimentov Dunaja- vyjadrené priebehom kriviek zrnitosti (strmosť krivky) poskytujú veľmi cenné informácie pre hodnotenie stavu koryta a miery narušenia prirodzených riečnych procesov. Krivky zrnitosti sú aj nevyhnutným podkladom pre numerické modelovanie morfologických zmien koryta. Dnový materiál Dunaja pozostáva z jemnozrnného až hrubozrnného štrku. Hodnoty veľkosti stredného zrna d_{50} porovnané pre dve obdobia odberov 2002-2004 a 2014 naznačujú, že za ~10 rokov nenastali v zložení dna Dunaja v sledovanom úseku žiadne významnejšie zmeny. Priebeh hodnôt d_{50} v danom úseku však jasne poukazuje na oblasti, kde sa tieto hodnoty výraznejšie líšia (obr.4). Na prvom úseku Sap-Kližská Nemá je dnový materiál značne pretriedený, čo naznačuje takmer jednotná veľkosť stredného zrna d_{50}~10 mm. Je to oblasť s najdynamickejšími morfologickými zmenami. V nadväzujúcom úseku Kližská Nemá - Komárno je situácia veľmi podobná, avšak veľkosť zrna je mierne nižšia d_{50}~5 mm. Značná vytriedenosť dnového materiálu a nízka variabilita hodnôt stredného zrna dokumentuje vplyv deficitu splavenín a účinok objektov v koryte (obojstranné sústavy výhonov) na kompozíciu dna Dunaja. Na úseku Komárno – Szob je už variabilita veľkosti dnových sedimentov podstatne vyššia a viac zodpovedá prirodzeným podmienkam. Na zloženie



Obr. 4. Vzorky dnových sedimentov a hodnoty stredného zrna (d_{50}) pozdĺž sledovaného úseku Dunaja.
Fig. 4. Bed material smaples and values of medium grain size (D_{50}) along investigated section of the Danube.

dnového materiálu Dunaja vplývajú aj ľavostranné prítoky Váh, Hron a Ipeľ. Váh a Ipeľ prinášajú do Dunaja väčšie množstvo jemnozrnných sedimentov – (piesok, prach) a Hron hrubozrnnejší štrk.
Podľa Sternbergovho zákona obrusu dnových sedimentov (Sternberg, 1875) sa priemer zŕn dnového materiálu v smere po prúde zmenšuje. Táto zákonitosť platí na prirodzených alebo len mierne narušených tokoch. Závislosť zmenšovania zrna so vzdialenosťou sa na sledovanom úseku Dunaja neprejavila (obr.4) – naopak, veľkosť zrna v smere po prúde sa mierne zväčšuje, čo je spôsobené vyššou mierou narušenia riečnych procesov.

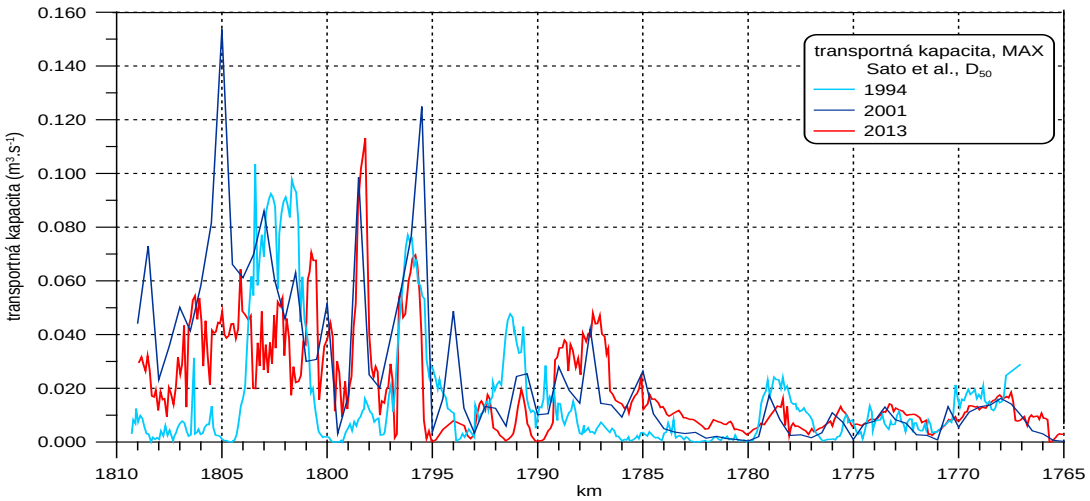
Morfodynamika a prognóza vývoja

Z analýzy terénnych meraní a morfologického vývoja koryta Dunaja vyplýva, že najvyššiu dynamiku tento proces dosiahol na úseku medzi km 1809 a 1785. Tu sa nachádzajú rozsiahle sústavy smerných stavieb – výhonov, ktoré výrazne ovplyvňujú morfologický vývoj koryta Dunaja. Pod ústím Váhu do Dunaja sa teoretický simulovaný transport sedimentov postupne zmenšoval podľa každého modelového vzťahu. Nulové hodnoty boli simulované na úseku km 1747,800-1727,200 a tiež na úseku pod km 1720,800. Najintenzívnejší transport sedimentov v prvých rokoch prevádzky VDG podľa vzťahu SKA, s maximálnymi hodnotami do 0,105 m^3s^{-1}, sa koncentroval v úseku km 1804-1801,5 pod mostom v Medveďove (obr. 5). Ďalšie lokálne maximá pre časovú úroveň roku 1994 boli modelom simulované v okolí km 1796,2 (prietok sedimentov Q_{ST}=0,076 $m^3.s^{-1}$) a km 1791,3 (Q_{ST}=0,047 $m^3.s^{-1}$).
Ďalej sa transport sedimentov zmenšuje, hodnoty väčšie ako 0,01 $m^3.s^{-1}$ boli simulované v oblasti km 1777,1-1779,5 a v okolí Komárna (pod km 1770,2). Pre topografiu modelu z roku 2001 sú simulované maximá prietoku sedimentov väčšie v porovnaní s referenčným stavom (1994) takmer na celom úseku medzi Sapom a ústím Mošonského Dunaja. Maximálna hodnota Q_{ST}=0,154 $m^3.s^{-1}$ bola simulovaná v km 1805. Najvýraznejšie rozdiely v transportnej kapacite (miestami až rádové) sú v úseku km 1809-1804 a evidentné sú opäť rozdiely pri porovnaní úsekov nad a pod Mošonským Dunajom. Pre súčasný stav (topografia modelu 2013) možno konštatovať, že prietok sedimentov je nad Mošonským Dunajom väčšinou menší ako v roku 2001. Maximálna hodnota bola modelom simulovaná v km 1798,2. K nárastu transportnej kapacity (porovnanie 1994, 2001) došlo hlavne v úseku km 1789-1780. Pod km 1780 po ústie Váhu sú rozdiely medzi tromi porovnávanými časovými úrovňami menej výrazné.
Jedným z dôsledkov erózie dna je zmenšenie pozdĺžneho sklonu koryta Dunaja, ktorý vplýva aj na intenzitu transportu sedimentov. Rýchlosť prúdenia vody a šmykové (tangenciálne) napätie pri dne sú ďalšie kľúčové hydraulické veličiny, ktoré ovplyvňujú transport sedi-

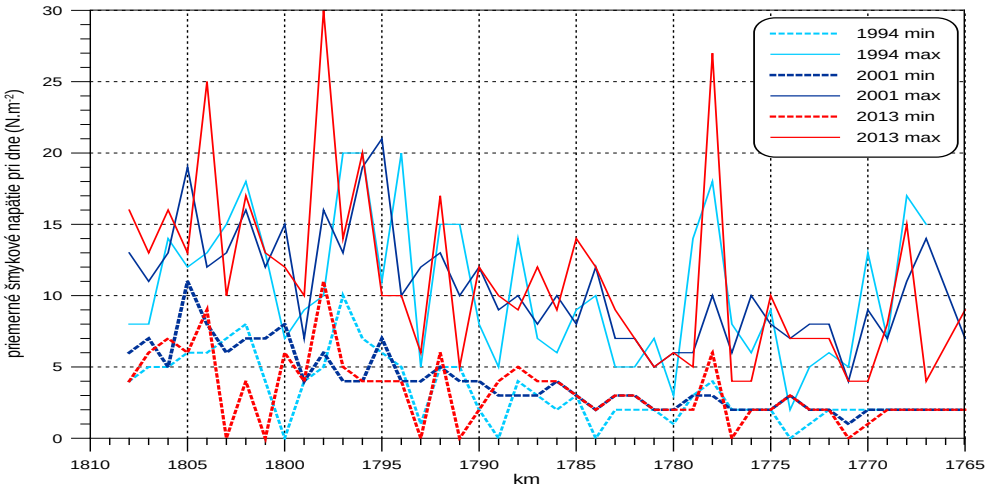
mentov. Keďže bol pri simuláciách použitý jednorozmerný numerický model, výsledkom simulácií sú priemerné hodnoty týchto veličín v jednotlivých výpočtových bodoch modelu, ktoré predstavujú priečne profily koryta a inundácií Dunaja (celkovo 935 priečnych profilov). Výsledky modelových simulácií umožnili identifikáciu časových zmien hydraulických podmienok, ktoré ovplyvňujú transport sedimentov a kvantifikovanie tohto procesu. Maximá simulovaných priemerných profilových rýchlostí sa v porovnaní s referenčným stavom (1994) pomerne výrazne zmenšili na úseku medzi Sapom a ústím Mošonského Dunaja (km 1794), čo je dôsledkom vyrovnávania sa pozdĺžneho sklonu dna koryta Dunaja. V smere ďalej po prúde sú rozdiely (pokles priemerných profilových rýchlostí prúdenia vody) voči referenčnému stavu väčšie ako 0,15 $m.s^{-1}$ medzi km 1785 a 1777 a tiež medzi km 1742 a 1727. Najväčšie hodnoty priemerných profilových rýchlostí (viac ako 2 $m.s^{-1}$), boli modelom simulované v oblasti Komárna (km 1767-1770), kde je prúdenie vody koncentrované do zúženého koryta Dunaja v intraviláne.

Zmeny rýchlostí prúdenia vody mali vplyv aj na zmeny hodnôt šmykového napätia pri dne (obr. 6). Na úseku medzi Sapom a km 1798 prevláda tendencia zvýšenia hodnôt šmykového napätia pri dne v porovnaní s referenčným stavom a pozdĺžne profily odzrkadľujú dynamický morfologický vývoj koryta Dunaja po uvedení VDG do prevádzky. Výrazné lokálne maximá s hodnotami $\tau \geq 20$ $N.m^{-2}$ boli pre súčasný stav modelom simulované v km 1804, 1798 a 1778. Pod Komárnom simulované hodnoty presiahli 10 $N.m^{-2}$ len ojedinele, v okolí km 1760. Úsek Dunaja medzi Sapom a ústím Mošonského Dunaja sa vyznačoval najväčšími morfologickými zmenami.

Rozsiahle sústavy výhonov a miestne sklonové pomery



Obr. 5. Maximálne modelom simulované hodnoty transportnej kapacity pre rôzne časové úrovne.
Fig. 5. Maximum sediment transport capacity simulated with model in different time horizons.



Obr. 6. Rozpätie modelom simulovaných hodnôt priemerného šmykového napätia pri dne.
Fig. 6. Range of average bed shear stress values simulated with model.

tu prispeli ku koncentrácii prúdenia vody, vytriedeniu dnového materiálu a intenzívnemu transportu sedimentov, ktorý podľa modelových simulácií začína už pri nízkych prietokoch (aj menej ako 1000 $m^3.s^{-1}$). Pre súčasný stav je transportná kapacita najväčšia (porovnanie s referenčným stavom 1994 a rokom 2001) v km 1808, 1804, 1798 a 1797. Úsek km 1793-1790 možno označiť ako prechodový. Vzťah medzi transportnou kapacitou a prietokom vody nie je jednoznačný a v čase sa značne mení. V úseku km 1789-1780 (s výnimkou km 1785) je transportná kapacita opäť najväčšia pre súčasný stav. Nasleduje kratší prechodový úsek km 1779-1776. Na 10 km dlhom úseku Dunaja medzi km 1775 a 1765 sa transportná kapacita voči referenčnému stavu i voči časovej úrovni 2001 väčšinou výrazne zvýšila. Medzi Komárnom a Štúrovom je simulovaná transportná kapacita pre súčasný stav podľa vzťahu SKA nulová lokálne, aj na dlhších parciálnych úsekoch (km 1762-1758, 1742-1727, 1721-1718,5).

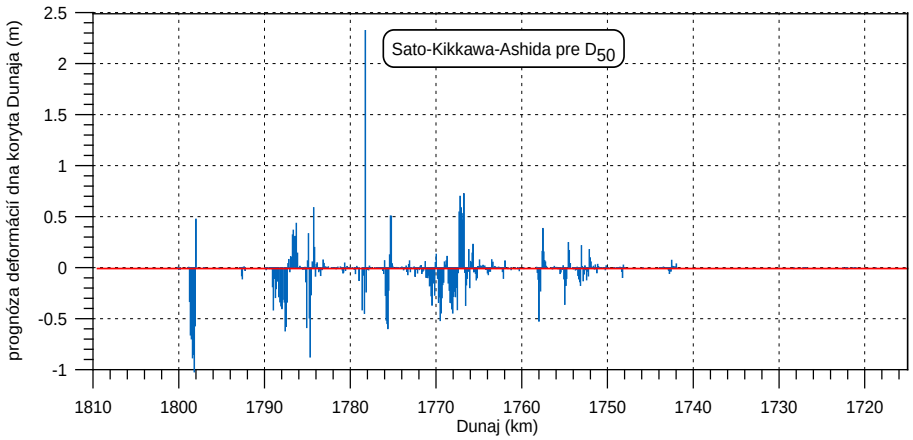
Zmenené hydraulické podmienky sa tu prejavili výrazným zvýšením transportnej kapacity pre súčasný stav v porovnaní s časovou úrovňou 2001 najmä medzi km 1755 a 1745. S modelom schematizujúcim súčasný stav sme simulovali pravdepodobný morfologický vývoj koryta Dunaja pre časový horizont 10 rokov (obr.7). Prevládajúcim procesom je mierna erózia dna, ktorá však presiahla 1 m len v km 1798,190. Koncentruje sa hlavne v úsekoch km 1798,8-1798,1, km 1789,1-1787,3, km 1785,2-1784,5, km 1775,9-1775,5 a najmä km 1770,8-1767,5 - nad mostom v Komárne. V tejto oblasti predpokladali eróziu dna aj staršie prognózy (Holubová, Lukáč, 2009), no zatiaľ sa naplnili len čiastočne. Pod ústím Váhu sa intenzita prognózovaných deformácií koryta postupne utlmuje, zmeny nepresahujú ±5 cm. Zanášanie koryta, zriedka presahujúce 0,5 m bolo prognózované len lokálne, s najväčšou hodnotou 2,3 m v km 1778,240. Najvýraznejší úsek súvislého zanášania bol modelom prognózovaný medzi km 1767,3-1765,6 – od mostu v Komárne po ústie Váhu. Všeobecne možno konštatovať, že prognóza predpokladá zníženú intenzitu morfologických zmien koryta Dunaja v blízkej budúcnosti, čo korešponduje so skôr predpovedaným trendom súvisiacim s vyrovnávaním sa pozdĺžneho sklonu koryta.

Záver

Poznatky o morfológii toku a súvisiacich riečnych procesoch z obdobia prirodzeného vývoja sú potrebné k pochopeniu ich súčasného fungovania, ktoré je často obmedzené vodohospodárskym využívaním. Hodnotenie morfologického vývoja Dunaja na úseku Sap – Szob pre obdobie 1992 až 2013, ktoré sa vykonalo s využitím historických podkladov a aktuálnych údajov (topografických, hydraulických, morfologických, technických) a tiež nástrojov numerického modelovania (MIKE 11) prinieslo veľa aktuálnych poznatkov.

Analýza vývoja morfológie koryta na základe posúdenia zmien pozdĺžneho profilu a kvantifikácie objemov erózie/zanášania pozdĺž sledovaného úseku Dunaja dna poukázala na dva základné trendy: zmierňovanie intenzity procesov erózie/zanášania a postupné vyrovnávanie pozdĺžneho sklonu dna Dunaja, čo potvrdili aj výsledky morfologického modelovania. Prognóza vývoja dna (morfologický model) naznačuje, že proces degradácie dna bude pokračovať aj v nasledujúcich rokoch. To môže mať nepriaznivý vplyv na plavebné pomery (častejšie vytváranie brodových úsekov) i odtok veľkých vôd. Získané poznatkov o aktuálnom morfologickom vývoji dna Dunaja a jeho prognóze vytvárajú predpoklady pre návrhy udržateľných a efektívnych opatrení, ktoré by mohli niektoré nepriaznivé účinky úpravy zmierniť.

Vytvorené numerické modely (hydrodynamický a morfologický) boli zostavené s využitím aktuálnych topografických údajov a kalibrované značným rozsahom



Obr. 7. Modelom prognózované deformácie dna koryta Dunaja pre časový horizont 10 rokov (2024).

Fig. 7. Danube river bed deformations – model prediction for the time horizon of 10 years (2024).

priamo meraných údajov (hladiny, rýchlosti prúdenia vody, prietoky, transport sedimentov) preto je možné tieto modely využívať na posúdenie účinnosti akýchkoľvek ďalších vodohospodárskych a ekologických opatrení plánovaných na Dunaji pre potreby správcu toku (SVP, š.p.) i bilaterálnej slovensko-maďarskej Komisie pre hraničné vody. Pravidelná aktualizácia zostavených modelov umožní ich vyžitie aj v budúcnosti.

Poďakovanie

Publikované výsledky boli získané v rámci projektu cezhraničnej spolupráce Slovensko – Maďarsko HUSK/1001/2.1.2/0060, ktorý bol finančne podporovaného Európskou komisiou a MPRV SR.

Literatúra

Biszak, S., Timár, G., Molnár, G., Jankó, A. 2007. The Third Military Survey 1869-1887 Digitized maps of the Habsburg Empire, 1 : 75 000. Tretie vojenské mapovanie na DVD-ROM, Arcanum Adatbázis Kft., Budapešť

Camenen B., Holubova K., Lukac M., Le Coz J. & Paquier A. (2011). Assessment of the methods using 1D modelling for computing bedload transport in a large river: the Danube River in Slovakia. J. of Hydraulic Engineering 137(10): 1190-1199.

Holubová, K., Capeková, Z., and Szolgay, J. (2004). "Impact of hydropower schemes at bed-load regime and channel morphology of the Danube River." M. Greco, A. Carravetta, and R. Della Morte, eds., Proc., 2nd Int. Conf. on Fluvial Hydraulics: River Flow 2004, Balkema,Rotterdam, Netherlands, 135–141.

Holubová, K., Capeková, Lukac, M. (2006): Zhodnotenie vplyvu vykonaných úprav Dunaja na súčasný stav a vývoj koryta vo vzťahu k zmenám vodného režimu. Záverečná správa, VÚVH, Bratislava, 51 s. a 110 s. prílohy.

Holubová, K., Lukáč, M. (2009): Prognóza morfologického vývoja dna Dunaja na úseku Sap-Komárno. In: Sedimenty vodných tokov a nádrží. Zborník prednášok z V. konferencie s Medzinárodnou účasťou. Bratislava, 05/2009. Bratislava: Slovenská vodohospodárska spoločnosť pri VÚVH, s. 189-200. ISBN 978-80-89062-61-4.

Holubová, K., Čomaj, M., Lukáč, M., Mravcová, K., Capeková, Z., Antalová, M. (2015): Obnova spoločných záplavových území Dunaja pre posilnenie protipovodňovej ochrany a zvýšenie ekologickej hodnoty ekosystému rieky. Záverečná správa slovenských partnerov. Projekt DuReFlood HUSK/1001/2.1.0060. VÚVH Bratislava

Schwarz, U., Holubová, K., Čuban,R., Matok,P., Bušovský,J. (2015): Hydromorphology – chapter 3 in Joint Danube Survey 3 – A Comprehensive Analysis of Danube Water Quality, pp 40-80. Edited by: Liska,I., Wagenr,F., Sengl, M., Deutsch,K., published by ICPDR – International Commission for the Protection of the Danube River, Vienna. p.369.

Lukáč, M., Holubová, K., Szolgay, J. (2002): Výskum režimu plavenín a splavenín Dunaja pod Sapom. Záverečná správa o riešení. VTP 27-34 Výskum vplyvu antropogénnych faktorov na vodné systémy. VÚVH Bratislava

Szolgay, J. (1961): Hydrologický výskum vývoja koryta Dunaja. Záverečná správa, Výskumný ústav vodohospodársky, Bratislava, 138 s.

Sternberg, H., (1875). Untersuchungen über Langen und Querprofil deschiebeführende Flüsse. Z. Bauwesen, 25, 483-506.

LIFE 07 NAT/SK/000707 (2009-2015): Ochrana populácií ohrozených druhov vtáctva v prirodzených biotopoch vnútrozemskej delty Dunaja".(Protection of endangered birds populations in the natural habitats of the Danube Inland Delta) koordinátor projektu – BROZ.

EVALUATION AND MODELLING OF THE DANUBE RIVER CHANNEL MORPHOLOGICAL DEVELOPMENT IN THE SECTION BETWEEN SAP AND SZOB

Morphological development of the river Danube was evaluated in the section between Sap and Szob for the period 1992, 2006 and 2013. Analyses and morphological development was done using historical maps and information, results of actual topographic, hydraulic and morphological measurements. This includes identification of medium-term morphological changes in longitudinal profile of the Danube river bed (Fig.2) and quantification of -erosion/+deposition volumes based on assessment of changes in the cross sections area (Fig.3). The most dynamic changes of the river bed occurred over the first 10 years after Gabčíkovo hydropower plant was put into operation. The river bed degradation was the most intensive between Sap and Medveďov (4 m – 5 m in average, locally up to 7 m). Incision of the river bed continued in downstream direction up to km 1798. Largest volumes of the eroded sediments were deposited downstream of Kližská Nemá (km 1792) where the river bed slope significantly decreases (from i_{bed}~0,3% to i_{bed} ~0,05%). Relatively stable conditions (dynamic stability) prevailed in the Danube over the longer period at section between Komárno and Radvaň (km 1750). Alternation of erosion and deposition areas, are observed downstream of Radvaň where the morphological development of the river bed has been effected by natural bottom sills - Nyergyesujfalu (km 1832 -1835) and Štúrovo (km 1821-1829). Longitudinal

slope of the upper more dynamic section of the Danube (km 1810–1792) is successively diminishing, approaching the low slope of less dynamic section (km 1792–1707). The volume of eroded sediments is - 4.43 mil. m^3 in the upper section of the Danube (km 1810 - 1790) and sedimentation volume + 1.53 mil. m^3 in the section between km 1790 and km 1770 km for the whole investigated period 1992 to 2013 (tab.1, fig.3). Resulted deficit of sediments ~ 2.9 mil. m^3 for the Danube between Sap and Komárno is approximately equal to the volume of dredged sediment (3,3 mil. m^3). Development of the longitudinal profile and quantification of erosion/deposition areas indicate decrease in morphodynamic activity during the resent years, which resulted in less intense degradation/ aggradation of the river bed (fig.2, fig.3). However the process of the river bed incision still continues. This tendency, which is also confirmed by the results of morphological modelling can have a negative effect on navigation conditions and flood discharge dynamics.

Composition of the river bed represented by grain size distribution curves, provide useful information for analyses of the bed material changes in relation to various engineering interventions and also necessary data for the numerical modelling of morphological changes. The results of bed material sampling, which was done within investigated section of the Danube during years 2004-2006 and 2014 (fig.4) are used. Values of D_{50} can be divided into three different sections. Well-sorted bed material with almost constant values of D_{50} (~10 mm) is observed in the section Sap–Kližská Nemá. Situation is very similar at the next section up to Komárno but the grain size is slightly smaller (D_{50} ~5 mm). Degree of bed material sorting and the low variability of D_{50} values reflect the impact of sediment deficit (trapping effect of Hrušov reservoir) and the effect of channel structures (groyne fields). In a less affected section (Komárno–Szob), the bed material composition shows much wider variations of D_{50} that is closer to the natural conditions. Due to several impacts on composition of the river bed material downstream fining of the bed sediments is not observed (fig.4) at investigated section of the river Danube.

The numerical model MIKE 11 (DHI software) with morphological modul was used to analyse the hydraulic conditions that influence the sediment transport and predict morphological development in the future. The hydrodynamic model was calibrated and verified for a wide range of discharge situations, and hence provided a reliable and relevant basis for morphological modelling. The comparison of calculated / measured values of bedload transport indicated the best equation for sediment transport simulation on the Danube: Sato–Kikkawa–Ashida formula. Model simulations with different river channel topographies (1994, 2001, 2013) provided an overview of the changing dynamics of sediment transport in the Slovak–Hungarian stretch of the Danube since Gabčíkovo hydropower plant was put into operation up today (fig.5). One of the consequences of riverbed incision is a drop in the river bed slope, which reduces the intensity of sediment transport. The flow velocity and the shear stress (fig.6) in the riverbed are further key hydraulic variables that affect the sediment transport. The most significant morphological changes were simulated for the section between Sap and the mouth of the Mosoni Danube. The extensive groyne fields and the river's gradient in this section caused concentrated water flow, grain size sorting in the bed material, and intensive sediment transport, even at low discharges (less than 1,000 $m^3.s^{-1}$) according to the results of model simulations.

Using a model the prediction of morphological development of the Danube river bed was simulated for a time horizon of 10 years. The results indicated gradual incision of riverbed as a prevailing process, but erosion depth can exceed 1 m only at km 1798,190. Similar process is predicted for several sections: km 1798,8–1798,1; km 1789,1–1787,3; km 1785,2–1784,5; km 1775,9–1775,5 and especially km 1770,8–1767,5 – upstream of the Komárno bridge. Downstream of the Váh river's mouth, the predicted intensity of riverbed degradation is gradually reduced with changes not exceeding ±5 cm. Sediment deposition, which rarely exceeds 0.5 m, was predicted only in certain areas, with a maximum thickness of 2,3 m at km 1778,240. In general, the prognosis of the Danube river bed development assumes that the intensity of morphological changes will be moderate in the near future, which corresponds to the previously predicted trends of decreasing in the Danube river bed slope.

Miroslav Lukáč, Ing., PhD.,
Katarína Holubová, Ing. PhD.
Výskumný ústav vodného hospodárstva
Tel.: 02 59 343 397, 02 59 343 310
Fax: 02 54 418 479
E-mail: lukac@vuvh.sk
holubova@vuvh.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 124 - 131

HYDROTECHNICKÉ POSÚDENIE KAPACITY KORYTA JURSKÉHO POTOKA

Peter Spál, Peter Rusina

Pri výskyte významnejších zrážkových udalostí v povodí Jurského potoka, dochádza v určitých úsekoch toku k jeho lokálnemu vybreženiu, nakoľko priečny profil koryta je po dĺžke značne premenlivý, najmä v časti kde preteká intravilánom mesta Svätý Jur. V týchto miestach koryto striedavo prechádza z otvoreného priečneho profilu do uzavretého, pričom v otvorených častiach je lokálne prekryté rôznymi priepustmi a premosteniami, ktoré miestami pomerne výrazne ovplyvňujú jeho prietokovú kapacitu. Z uvedeného dôvodu bolo na tomto hydraulicky komplikovanom úseku toku vykonané posúdenie kapacity koryta a určenie jeho problematických úsekov. Za týmto účelom bol na záujmovom úseku zostavený 1D matematický hydrodynamický model prostredníctvom nástroja HEC-RAS, pričom výsledky z modelovania pre rôzne prietokové scenáre sú publikované v predkladanom príspevku.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: matematické hydrodynamické modelovanie, HEC-RAS, prietoková kapacita

HYDRAULIC ASSESSMENT OF THE JURSKÝ STREAM BED CAPACITY. At the occurrence of more significant rain events in the Jurský Stream catchment, there happens the local inundation of flood water in certain sections mainly in the part where it flows through the urban area of the town Svätý Jur. In these points the river bed alternately comes through the open cross section to the closed one, while in the open parts it is locally covered by different culverts and objects which here and there relatively significantly affect its flow capacity. Therefore, the assessment of river bed capacity and determination of its problematic sections was performed in this complicated stream section. For this reason the 1D mathematical hydro-dynamical model was constructed in this part through the HEC-RAS tool, while the modelling results for different flow scenarios are published in the submitted paper.

KEY WORDS: mathematical hydro-dynamical modelling, HEC-RAS, flow capacity

Úvod

Horské a podhorské malé vodné toky na Slovensku pretekajú takmer vždy cez mestá a obce. V týchto malých povodiach je taktiež najväčšia pravdepodobnosť výskytu prívalových dažďov a následne aj povodní. Avšak korytá takýchto vodných tokov väčšinou nie sú schopné kapacitne takéto prietoky bezpečne previesť bez vybreženia. Ide o extrémne situácie, kedy sa z intenzívnych zrážkových udalostí veľké percento vody rýchlo formuje do povrchového odtoku a jeho bezpečné odvedenie by zabezpečila iba kumulácia do retenčného priestoru. Takéto protipovodňové opatrenie síce zabezpečuje vysoký stupeň ochrany, avšak ekonomicky je veľmi nákladné. Mnohokrát by sa však takéto povodňové prietoky dali pomerne bezpečne a bez väčších povodňových škôd previesť cez intravilány príslušných miest a obcí, za podmienky rešpektovania vodného toku a jeho priľahlého priestoru a nestavania umelých prekážok do potenciálnej prietokovej plochy toku, spolu s vhodnou úpravou priečneho profilu a jeho následnou údržbou.

Popis záujmového územia

Jedným z takýchto podhorských vodných tokov je aj **Jurský potok**, ktorý pramení v Malých Karpatoch, preteká mestom Svätý Jur a je zaústený do Šúrskeho kanála, ktorý odvádza vody privádzané potokmi z juhovýchodných svahov Malých Karpát do ramena Malého Dunaja. Dĺžka potoka je 3,9 km. Približne v rkm 2,2 a rkm 3,4 priberá bezmenné ľavostranné prítoky. Plocha povodia je cca 7,7 km^2 (Kuchár a kol., 1979). Dĺžka záujmového úseku, ktorý bol predmetom štúdie je 2,9

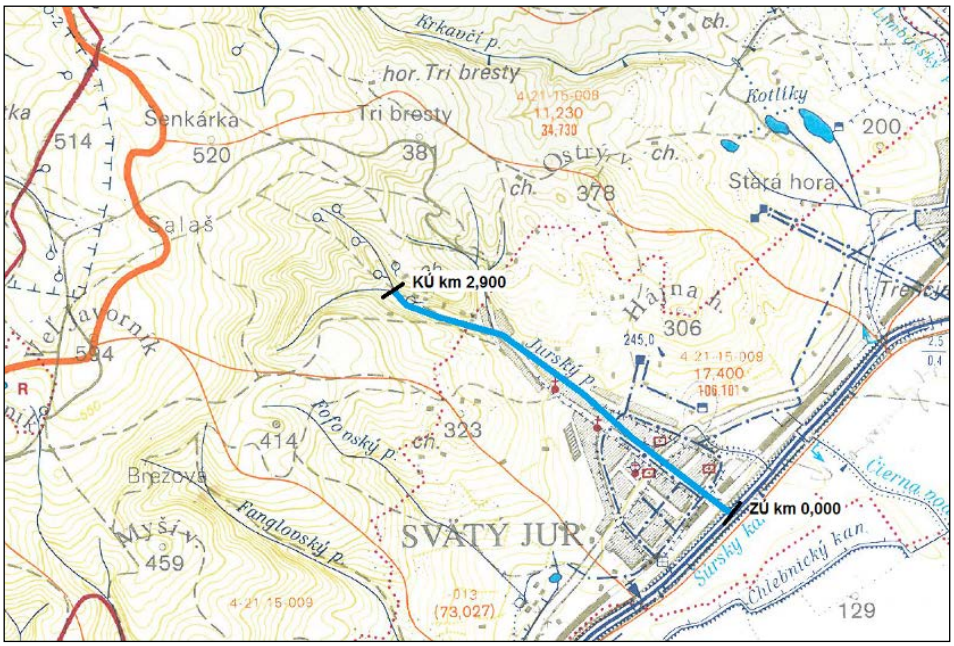
km a jedná sa o úsek pretekajúci intravilánom mesta Svätý Jur (obr.1).
Záujmový úsek Jurského potoka, v ktorom bol analyzevaný hladinový režim pri rôznych prietokových situáciách, bol rozdelený na 3 samostatne riešené celky, jednak kvôli odlišným sklonovým pomerom a priečnym profilom koryta, ako aj odlišnými vstupnými údajmi, ktoré boli použité na jednotlivých úsekoch.

Metodika práce

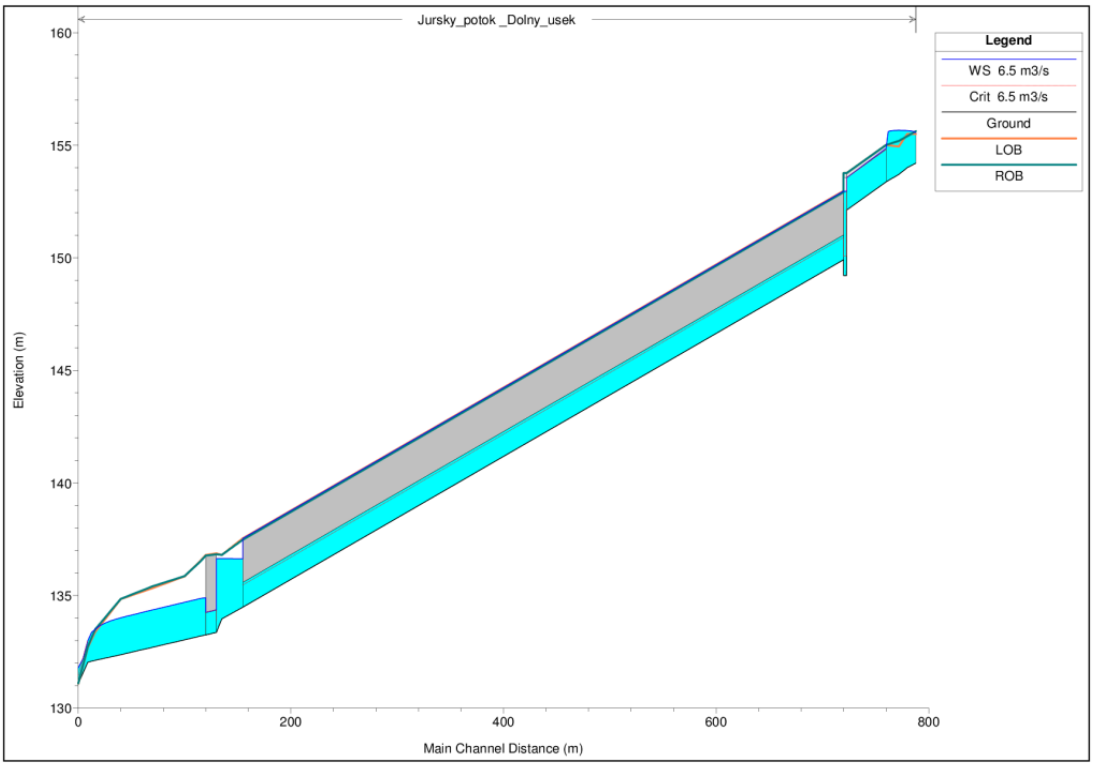
Po zhromaždení a spracovaní vstupných údajov získaných či už z geodetického zamerania alebo z dustupných projektových dokumentácií bol vytvorený model koryta vodného toku. K tomuto účelu bol použitý softvérový nástroj HEC-RAS, ktorý umožňuje vykonávať 1D matematické hydrodynamické modelovanie (HEC-RAS River Analysis System - User's manual, Singh et al., 1999, Deka et al., 2011). Pre každý úsek bol vytvorený samostatný model koryta, do ktorého boli vložené všetky na ňom nachádzajúce sa objekty (potrubia a priepusty so zameranými rozmermi, mostíky a rôzne premostenia križujúce tok).
Po vytvorení modelu koryta záujmového úseku vodného toku, vložení objektov nachádzajúcich sa na ňom a definovaní hydraulickej drsnosti jednotlivých úsekov, boli zvolené okrajové podmienky simulácie. Vzhľadom na to, že stanovenie hladinového režimu bolo vykonané prostredníctvom simulovania ustáleného nerovnomerného prúdenia, hornou okrajovou podmienkou modelu bola veľkosť prietoku, tzn. simulácie boli vykonané pre hodnoty prietoku 0,2 $m^3.s^{-1}$; 0,5 $m^3.s^{-1}$ a pre hodnoty 1 až 8 $m^3.s^{-1}$ s krokom 1 $m^3.s^{-1}$. Nakoľko sa na danom toku nenachádza žiadny profil s vodomernou stanicou, kde by bolo možné meranému prietoku priradiť príslušnú výšku vodného stavu, resp. neexistuje validovaná konzumčná krivka v záverečnom profile, hodnota priemerného pozdĺžneho sklonu daného úseku bola zvolená ako dolná okrajová podmienka modelu (Szymkiewicz, 2010, Popescu, 2014).
Uvedeným prístupom boli následne vykonané simulácie ustáleného nerovnomerného prúdenia pre jednotlivé veľkosti prietokov pre všetky 3 záujmové úseky, pričom výsledkom zo simulácie bol priebeh vodnej hladiny zobrazený v pozdĺžnom profile daného úseku. Za prietokovú kapacitu profilu koryta bola považovaná taká hodnota prietoku, pri ktorej výška hladiny bola po úroveň brehovej čiary koryta.

Zhodnotenie výsledkov

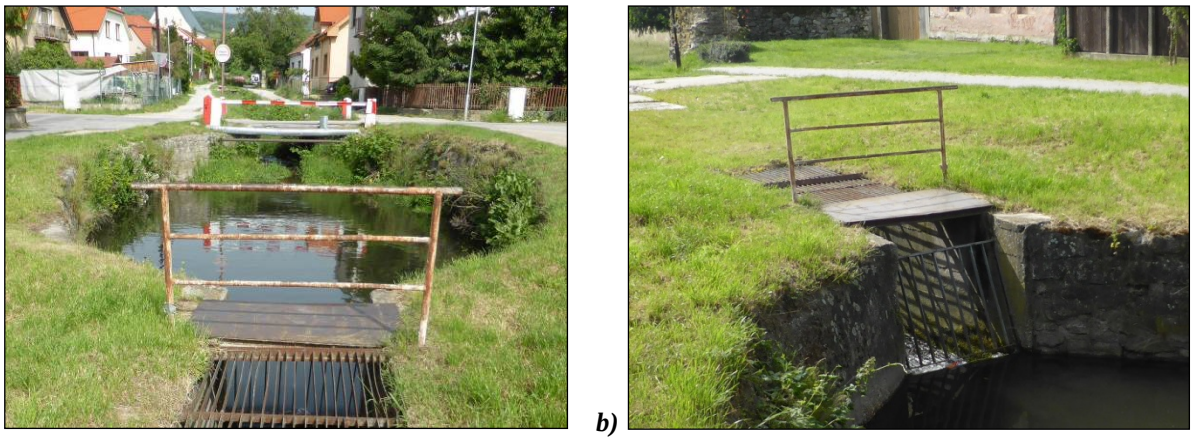
Vzhľadom na dosiahnuté výsledky možno konštatovať nasledovné:
Dolný úsek toku v súčasnom stave má prietokovú kapacitu približne na úrovni **6,5 $m^3.s^{-1}$**, pričom za kritické miesto na tomto úseku možno označiť vtok do uzavretého profilu (obr. 3a, b), nakoľko tu dochádza k zúženiu priečneho profilu (vtok zo sedimentačnej nádrže). Kapacita vtoku je na úrovni cca. **3 $m^3.s^{-1}$**, ktorú významne ovplyvňujú hrablice osadené na vtoku do krytého profilu, nakoľko znižujú v tomto mieste efektívnu prietokovú plochu profilu. Súčasná prietoková kapacita na tomto úseku sa od projektovanej (7,5 $m^3.s^{-1}$, t.j. Q_{100} z r. 1969) (Pôdohospodársky projektový ústav, 1969) významne nelíši, avšak pre súčasnú hodnotu Q_{100} = 10,0 $m^3.s^{-1}$ (z r. 2013 podľa SHMÚ) už nepostačuje.



Obr. 1. Situácia Jurského potoka s vyznačením záujmového úseku.
Fig. 1. Situation of the Jurský Stream with marking the section concerned.



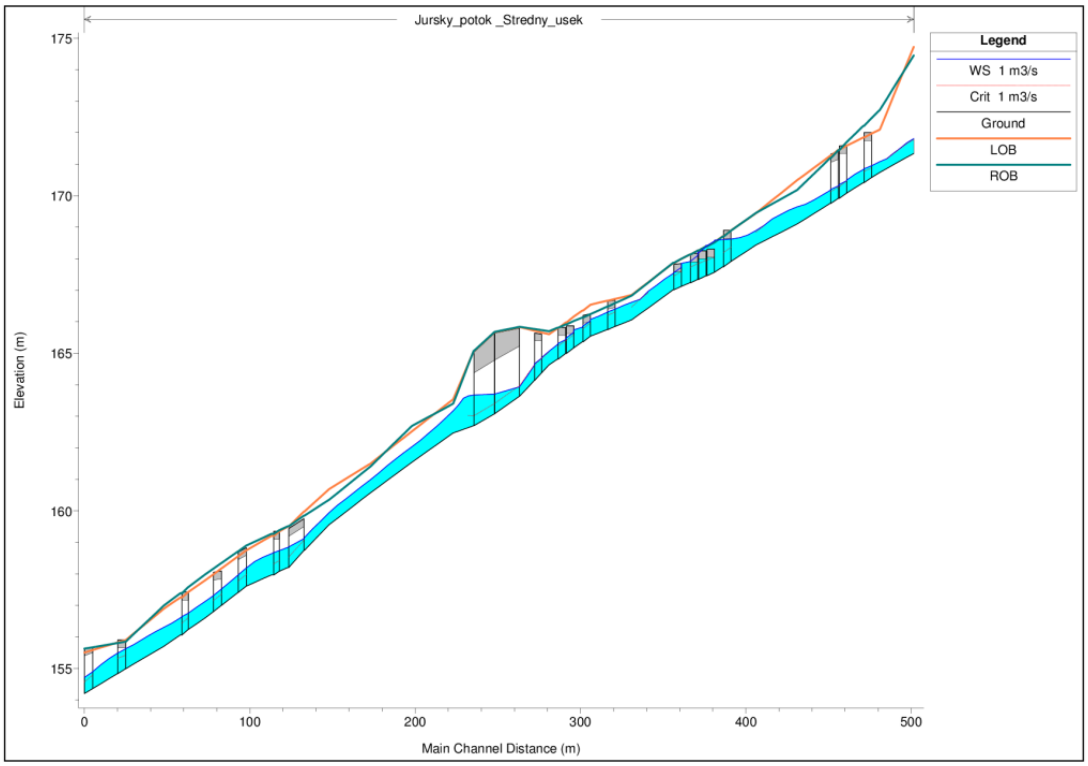
Obr. 2. Simulovaný priebeh hladiny na dolnom úseku pri prietoku 6,5 $m^3.s^{-1}$.
Fig. 2. Simulated water level at lower section with the flow 6,5 $m^3.s^{-1}$.



a) ***b)***

Obr. 3ab Vtok zo sedimentačnej nádrže do uzavretého profilu.
Fig. 3ab Inflow from the sedimentation reservoir into the closed profile.

Stredný úsek toku má v súčasnosti kapacitu **do 1 $m^3.s^{-1}$** (obr. 4), tzn. pre súčasnú hodnotu Q_{100} (10,0 $m^3.s^{-1}$) je značne nepostačujúca. Po odstránení premostení (obr. 5 a, b) by bolo možné uvažovať s kapacitou koryta približne **2 $m^3.s^{-1}$** (obr. 6), avšak je taktiež značne pod úrovňou hodnoty Q_{100}. Po uskutočnení plánovej úpravy na tomto úseku možno uvažovať s kapacitou koryta asi **8 $m^3.s^{-1}$** (obr. 7), čo bola stanovená hodnota Q_{100} na danom úseku v r.2007, t.j. v čase prípravy projektovej dokumentácie na úpravu toku [8]. Limitujúcim miestom danej úpravy je premostenie približne v strede úseku, nakoľko samotný upravený tvar koryta toku by pri pravidelnej údržbe bol schopný previesť prietok až do 10 $m^3.s^{-1}$ (súčasná hodnota Q_{100}).



Obr. 4. *Simulovaný priebeh hladiny na strednom úseku pri prietoku 1,0 $m^3.s^{-1}$.*
Fig. 4. *Simulated water level at middle section with the flow 1,0 $m^3.s^{-1}$.*

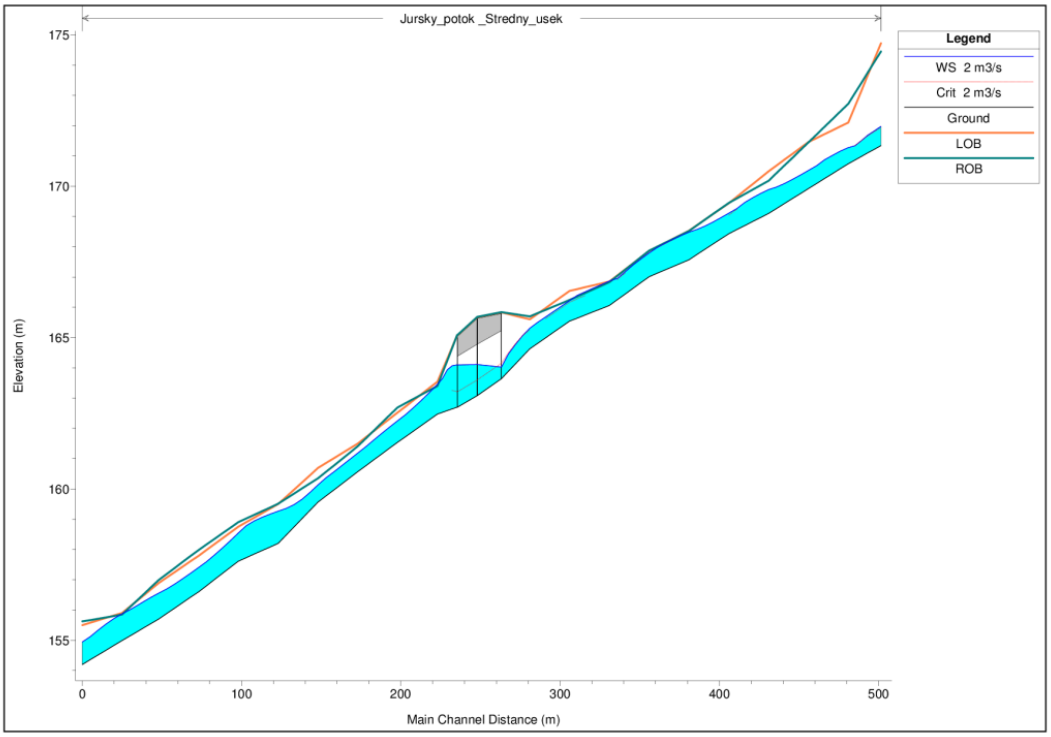
a)



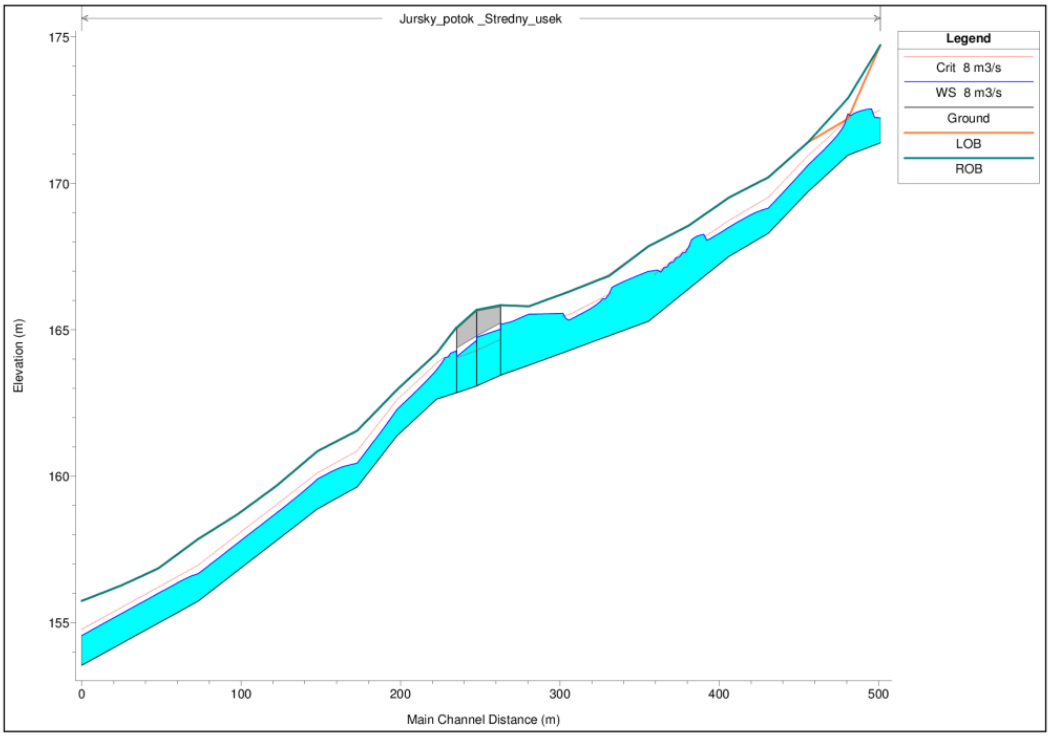
b)



Obr. 5ab *Premostenia nachádzajúce sa na strednom úseku toku.*
Fig. 5ab *Objects located in the middle part of the water course.*



Obr. 6. Simulovaný priebeh hladiny na strednom úseku pri prietoku 2,0 $m^3.s^{-1}$ po odstránení premostení.
Fig. 6. Simulated water level at middle section with the flow 2,0 $m^3.s^{-1}$ after removal of the objects.

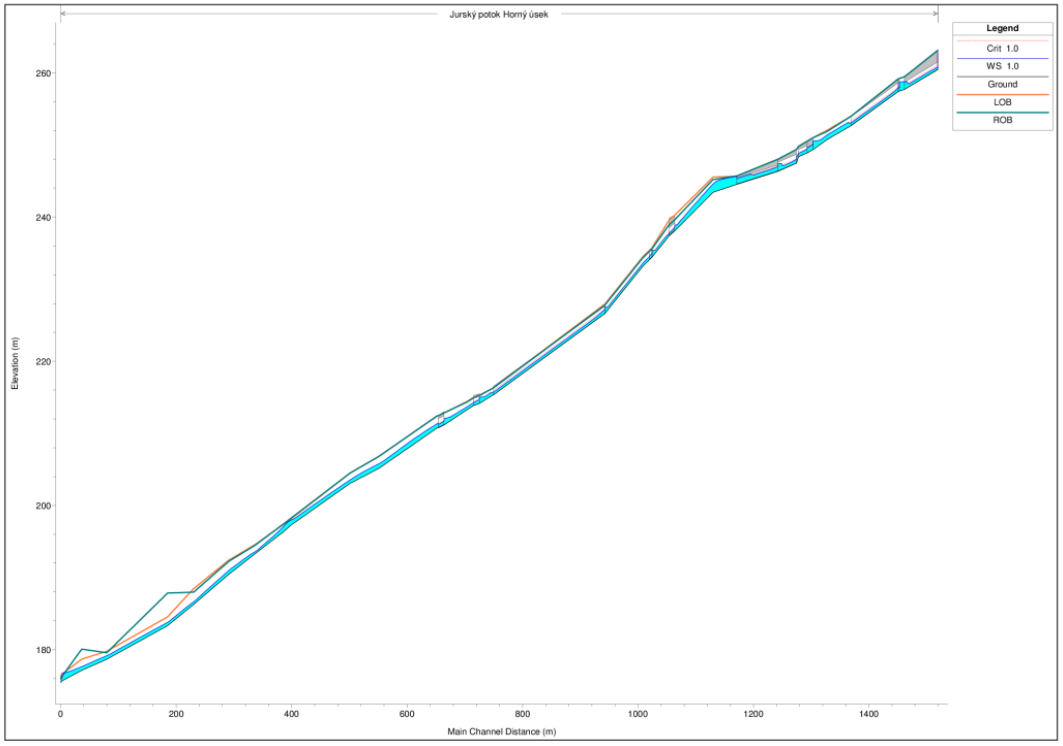


Obr. 7. Simulovaný priebeh hladiny na strednom úseku pri prietoku 8,0 $m^3.s^{-1}$ po realizovaní plánovanej úpravy.
Fig. 7. Simulated water level at middle section with the flow 8,0 $m^3.s^{-1}$ after stream regulation.

Horný úsek toku je v rámci celého záujmového úseku hydraulicky najzložitejší, nakoľko dochádza k častému striedaniu uzavretého priečneho profilu s otvoreným, najmä v jeho vrchnej časti, pričom uzavretý profil je tvorený zväčša kruhovým potrubím, ktoré má v rôznych úsekoch rôzne priemery (obr. 8 a, b). Prietokovú kapacitu tohto úseku významne ovplyvňuje fakt, že miestami sa priemery týchto potrubí po dĺžke v smere prúdenia nezväčšujú, ale naopak zmenšujú, čo spôsobuje lokálne zahltenie vtokov a zavzdutie vodného toku. Uvedená skutočnosť má za následok, že súčasná kapacita v hornej časti tohto úseku je na úrovni **1 m^3.s^{-1}**, pričom dolná časť tohto úseku, ktorá nie je obmedzená lokálnym zmenšením priečneho profilu, je schopná previesť prietok približne **3 až 4 m^3.s^{-1}**. Aj keď návrhová hodnota Q_{100}, by v tomto úseku bola menšia ako v dolnom úseku, súčasná kapacita nie je vyhovujúca pre potreby protipovodňovej ochrany intravilánu mesta Svätý Jur.



Obr. 8ab Príklady striedania sa uzavretého kruhového priečneho profilu s otvoreným na hornom úseku.
Fig. 8ab Examples of changing the round closed cross section with the open one at the upper section.



Obr. 9. Simulovaný priebeh hladiny na hornom úseku pri prietoku 1,0 m^3.s^{-1}.
Fig. 9. Simulated water level at upper section with the flow 1,0 m^3.s^{-1}

Treba pripomenúť, že výsledky z modelovania sú ovplyvnené rôznymi neistotami a zjednodušeniami, ktoré sa do modelu vkladajú (zjednodušenie priečnych profilov a interpolácia trasy koryta medzi nimi, odhad hydraulickej drsnosti koryta, ktorá je odlišná v jednotlivých ročných obdobiach, ako aj neistota hydrologických údajov, napr. odhad Q_{100}, nakoľko sa jedná o vodný tok, kde sa nezaznamenávajú žiadne empirické pozorovania, nemožnosť verifikácie modelu s reálnymi pozorovaniami). Napriek týmto neistotám však uvedená hydraulická analýza dáva približný obraz o prietokových možnostiach daného toku a identifikuje hlavné kritické miesta, s ktorými je potrebné sa v budúcnosti zaoberať a podrobiť ich dôkladnejšej analýze.

Záver

Na základe výsledkov, ktoré boli dosiahnuté prostredníctvom 1D matematického hydrodynamického modelovania možno konštatovať, že kapacita koryta Jurského potoka v súčasnom stave nevyhovuje požiadavkám na prevedenie Q_{100} (podľa SHMÚ: 8,1 $m^3.s^{-1}$, pre r. 2007; resp. 10,0 $m^3.s^{-1}$, pre r. 2013). Medzi najkritickejšie miesta možno označiť stredný úsek koryta, nakoľko v súčasnosti je jeho kapacita na úrovni približne 1 $m^3.s^{-1}$. Odstránením premostení, ktoré sú na tomto úseku vybudované svojpomocne miestnymi obyvateľmi, by sa síce zvýšila súčasná kapacita približne na 2 $m^3.s^{-1}$, ale toto opatrenie nie je dostačujúce. Realizovaním úpravy toku na tomto úseku podľa projektovej dokumentácie z r. 2008, by sa zvýšila kapacita tohto úseku asi na 8 $m^3.s^{-1}$, čo je hodnota Q_{100} z r. 2007. Ďalším kritickým miestom možno označiť vrchnú časť horného úseku, nakoľko sa tu v rôznych úsekoch a dĺžkach vyskytuje kruhový uzavretý profil rôznych priemerov. Väčšina týchto potrubí nemá vhodné rozmery a umiestnenie, nakoľko potrubia s väčším priemerom sú zaústované do potrubí s menším priemerom. Už tak nízku kapacitu v týchto miestach znižuje zanesenie vtokov sedimentmi a rôznym náplavovým materiálom.

Prietokovú kapacitu je možné zvýšiť jednak prečistením koryta a následne jeho pravidelnou údržbou, ako aj úpravami priečneho profilu (zmena tvaru a veľkosti priečneho profilu toku). Vzhľadom na obmedzené priestorové možnosti by muselo dôjsť k dohode s miestnymi obyvateľmi, nakoľko tok veľakrát preteká cez ich súkromné pozemky. Taktiež by pomohlo zmeniť niektoré zatrubnené časti toku za potrubia s väčším priemerom, resp. kde je možnosť, vytvoriť odľahčenie prostredníctvom obtokových ramien a pod. Pre prípad zachytávania povodňových vôd ešte pred vstupom do intravilánu mesta by bolo potrebné vypracovať štúdiu, ktorá zanalyzuje priestorové a geologické pomery v hornej časti povodia toku pre potenciálne vybudovanie vhodných lesotechnických opatrení na toku a v povodí, resp. vybudovanie retenčného priestoru.

Na záver je potrebné zdôrazniť, že v horných záujmových častiach Jurského potoka sa v minulosti nachádzali výlučne pozemky určené na rekreačné účely, t.j. nachádzala sa tu najmä chatová a záhradkárska oblasť. V čase výskytu povodňových prietokov teda nedochádzalo k veľkým povodňovým škodám na majetku obyvateľov, aj keď potok pretekal cez ich pozemky. Časom sa však tieto pozemky preklasifikovali na stavebné pozemky a došlo k výstavbe rodinných domov bez zabezpečenia vhodnej úpravy toku a jeho priľahlých pozemkov. V súčasnosti je teda problematické v týchto miestach robiť akékoľvek protipovodňové opatrenia a úpravy toku, nakoľko tu nevedie vhodná prístupová komunikácia (iba nespevnený chodník pre peších) a tok je častokrát prekrytý rôznymi stavbami ako garáže, prístrešky, resp. záhradné domčeky.

Z uvedeného vyplýva, že v minulosti neboli vždy takéto zmeny v územných plánoch miest a obcí (ak boli vôbec vypracované) prerokované s príslušným vodoprávnym orgánom a miestni obyvatelia častokrát uskutočňovali stavebnú činnosť (či už vedome alebo nevedome) nad vodným tokom, alebo v jeho tesnej blízkosti bez toho, aby o tom upovedomili príslušné orgány a úrady. V budúcnosti je preto v takýchto prípadoch potrebné zabezpečiť vhodnú odbornú úpravu toku a jeho okolia spolu s orgánmi, ktoré budú zabezpečovať kontrolu stavebnej činnosti na týchto úsekoch toku.

Literatúra

Deka Ch. P., Bekele N., Abete Z. B. (2011): GIS Based HEC-HMS and HEC-RAS Modeling. A study of Woldiya Watershed in Ethiopia. Lambert Academic Publishing.

HEC-RAS River Analysis System, User's manual, Version 4.1, January 2010, [cit. 2015-07-09] http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/

Kuchár, O. a kol. (1979): Technický pasport vodného toku. Šúrsky kanál. Vodohospodárska výstavba, š.p., Bratislava.

Popescu I. (2014): Computational Hydraulics. Numerical methods and modelling. IWA Publishing. London. United Kingdom.

Pôdohospodársky projektový ústav (1969): Úprava Staromlynského potoka I., PD: konečné štádium riešenia.

Singh, P. V., Seo W.I., Sonu H. J. (1999): Hydraulic modeling. Seoul National University. Seoul. Korea.

Sviteková, J. (2008): Úprava Jurského potoka. Dokumentácia pre stavebné povolenie. Hydroconsult Bratislava.

Szymkiewicz R. (2010): Numerical Modeling in Open Channel Hydraulics. Faculty of Civil and Environmental Engineering. Gdansk University Of Technology. Gdansk. Poland.

HYDRAULIC ASSESSMENT OF THE JURSKÝ STREAM BED CAPACITY

Following the results which were achieved through the 1D mathematical hydro-dynamical modelling, we can say that the Jurský Stream bed capacity currently does not meet the requirements for Q_{100} accumulation. The most critical spot is the central section of stream bed, since currently its capacity is approximately 1 $m^3.s^{-1}$. Removal of the objects located there will increase the current capacity approximately to 2 $m^3.s^{-1}$. The stream regulation according to the project documentation of the year 2008 would increase the capacity of this section approximately to 8 $m^3.s^{-1}$ which is the value Q100 of the year 2007. Next critical point can be the top part of the upper section, since here the round closed profile of different diameters occurs in different sections and lengths. Most of these pipes does not have suitable dimensions and location, since the pipes with longer diameter are inflowed into the pipes with shorter diameter. Low capacity in these places is even lowered by clogging the intake structure with sediments and different alluvial materials. Flow capacity can be increased by cleaning the river bed and its regular maintenance as well as the river profile adjustment. Regarding the limited space options, this is possible to implement after the agreement with local inhabitants, since the water course touches their private land in many cases.

Finally it is necessary to stress that in upper parts of the Jursky Stream there was mainly cottage and garden area in the past. Therefore, there were no big flood property damages recorded by inhabitants at the time of high flood discharge occurrence. As the time passed, this land was re-classified to building lands and the construction of family houses started without the suitable stream area adjustment. In the past such changes in land use were not often negotiated with relevant bodies and local inhabitants commonly built a house just right above a water course of in its vicinity without permission.

In the future it is necessary in such cases to adjust the water course and its surroundings professionally and cooperate with the bodies responsible for building supervision in these water course sections.

Spál Peter, Ing., PhD.
Rusina Peter, Ing.
Slovenský vodohospodársky podnik, š.p.
Odštepný závod Bratislava
Karloveská 2
842 17 Bratislava
Tel.: +4212 60 292 342 (471)
E-mail: peter.spal@svp.sk
peter.rusina@svp.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 132 - 141

VPLYV POVODŇOVÝCH PRIETOKOV NA STABILITU BREHU VODNÉHO TOKU

Mariana Jakubisová

V posledných rokoch sme svedkami často sa opakujúcich extrémnych hydrologických situácií s dopadom na zvyšovanie frekvencie povodní a súvisiacich prejavov škodlivej erózie vo vodných tokoch. Erózne poškodenia a následná strata stability brehov vodných tokov počas povodňových prietokov sa priamo podieľajú na enormnom zvyšovaní devastačných účinkov a škodlivosti povodní. V príspevku hodnotíme prostredníctvom matematicko – grafického modelu BSTEM (Bank Stability and Toe Erosion Model) potenciálnu eróziu a stabilitu brehu v závislosti od výšky prietoku na referenčnom profile toku Železnobreznický potok v geomofologickom celku Kremnické vrchy. Modelovaním sme potvrdili, že so zvyšovaním prietoku stúpa erózia brehu a klesá jeho stabilita.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: povodňové prietoky, brehová stabilita, erodibilita, tangenciálne napätie

INFLUENCE OF FLOOD DISCHARGES ON THE STABILITY OF BANKS OF WATERCOURSE. In the last years we are witnessing of recurrence of extreme hydrological situations with the impact of increasing the frequency of floods and related erosion impacts with influences on degradation of watercourses. Erosion damages and the subsequent loss stability of the banks of watercourses during flood discharges directly influences to enormous increase of devastating effects of floods and its harmfulness. In this paper we evaluate using a mathematical - graphical model BSTEM (Bank Stability and Toe Erosion Model) the potential erosion and bank stability in dependence on the discharge of reference profile of Železnobreznický potok in geomorphological unit Kremnické vrchy. Through of modeling we confirmed that with the increasing discharge increases erosion and decreases of bank stability.

KEY WORDS: flood discharges, bank stability, erodibility, shear stress

Úvod

Klimatické zmeny vo forme extrémnych javov a udalostí s extrémnymi dopadmi na krajinu a rôzne činnosti človeka sa prejavujú v rôznych oblastiach života a ich extrémnosť vedie k fatálnym situáciám. Neočakávané disturbancie, ich počet a intenzita sú výsledkom extrémnych poveternostných, klimatických aj hydrologických javov prebiehajúcich v krajine, ktoré znižujú bezpečnosť existencie živých organizmov. Ľudská činnosť kontinuálne a významne ovplyvňuje tieto javy produkciou emisií a atmosférických radiačných plynov a aerosolov, ktoré majú dopad na zmeny vlastností zemského povrchu a života vôbec. Životný štýl človeka a exploatácia krajiny priniesli so sebou negatívne javy prejavujúce sa okrem iného aj zrážkami v podobe dlhotrvajúcich alebo prívalových dažďov a následnými extrémnymi prietokmi s nadmernými prejavmi erózie v korytách vodných tokov. Vedecké výsledky dokumentované v IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) potvrdzujú, že vplyvom ľudskej činnosti sa bude naďalej otepľovať Zem s dramatickými dopadmi na klímu a s tým súvisiacimi environmentálnymi a klimatickými dôsledkami v krajine. Súhrnná medzinárodná správa o zmene klímy, prijatá v Štokholme 110 vládami z 27. septembra 2013, poskytuje presvedčivé nové vedecké dôkazy, že ľudské aktivity sú príčinou bezprecedentných zmien klímy Zeme.

Problematika

Extrémne prietoky v prirodzených korytách sú dôsledkom extrémnych prírodných hydrologických javov, charakterizovaných ako povodne (prírodné katastrofy), ktoré predstavujú podľa koncepcie integrovaného manažmentu povodňového rizika ohrozenie – riziko. Solín,

Skubinčan (2013) uvádzajú, že povodeň je prírodný hydrologický jav a od tohto hydrologického základu je odvodená aj koncepcia povodňového rizika, ktorá definuje riziko ako pravdepodobnosť F, s akou maximálny prietok Q_{max} neprekročí špecifikovanú hodnotu q. Majerčáková et al. (2013) uvádza, že hydrologické extrémy, ak presiahnu hranicu, ktorá predstavuje únosnú mieru pre ochranu, sú pre dnešnú spoločnosť rizikovejšie ako kedykoľvek v minulosti. Postupne narastá citlivosť a zraniteľnosť kultúrnej krajiny voči akýmkoľvek extrémom, a to nielen hydrologickým. Extrémne prietoky sú však prirodzenou súčasťou obehu vody v prírode a môžeme ich aj paradoxne chápať ako jeden z prostriedkov sanácie prírodnej krajiny. Jakubis (2013) hodnotil skutočnosť, že oveľa viac pozornosti sa v minulosti venovalo rozsiahlym regionálnym povodniam v urbanizovanej krajine po dlhotrvajúcich dažďoch na veľkých riekach, ktoré postihovali rozsiahle územia ako povodniam v prírodnej krajine v malých horských povodiach, ktoré môžu byť rýchle, nebezpečné a ničivé. Varovný systém a prognostika sú pri takýchto povodniach problematické, pretože sú náhle a neočakávané. Jedným zo znakov takýchto extrémnych prietokov, nielen pri lokálnych prívalových, tzv. bleskových povodniach, sú prebiehajúce sprievodné extrémne až deštruktívne erózne procesy. Analýzou viacerých prívalových (náhlych, bleskových, flash floods) povodní v malých povodiach SR, boli potvrdené opakujúce sa znaky takýchto povodní, t.z. pravdepodobnosť ich výskytu bola vyššia v letných mesiacoch (jún – august), teda z mimoriadne intenzívnych zrážok z tepla; riziko nebezpečnosti ich výskytu je vyššie po intenzívnych prívalových zrážkach; vysoké zrážkové úhrny vznikli v krátkom čase, v priebehu niekoľkých hodín (napr. 1,5 až 3 hodiny), alebo išlo o vysoké denné zrážkové úhrny, resp. zrážkové úhrny za 24 hodín; nie je ich možné presnejšie predvídať, atď. Súčasťou takýchto extrémnych prietokov je aj extrémne ohrozenie vodných tokov nadmernou eróziou.

Kulminačný prietok (prietok plným prietokovým profilom), chápaný aj ako extrémny prietok, má pre úlohy v rámci starostlivosti o vodné toky, projektovania úprav (dimenzovania prietokových profilov), revitalizácie vodných tokov, protipovodňovej a protieróznej ochrany krajiny zásadný význam. Všeobecne, extrémnymi prietokmi sú najčastejšie ohrozené tie úseky toku, ktorých prietokové profily (PP) majú najnižšiu kapacitu. V týchto úsekoch sa pri zvýšení prietokov vylieva voda z koryta najskôr a teda aj najčastejšie. Prietok plným PP je blízky tzv. korytotvornému prietoku, t. j. prietoku, ktorý v porovnaní s inými prietokmi vykoná v určitom časovom intervale v danom prietokovom profile najväčšiu prácu (Jakubis 2009a, 2010). V SR výskumom dosiahnutia alebo prekročenia extrémneho prietoku na malých VT a jeho intervalom sa zaoberali viacerí domáci autori (Grešková, Lehotský 2007, Jakubis 2007, 2009b, Jakubis, Jakubisová 2012a, 2012b, 2012c, Jakubis 2011, Jakubisová 2013 a ďalší). V zahraničí sa touto problematikou zaoberali Wiliams (1978), Lawler et al. (2005), Sherwood, Huitger (2005) a ďalší). Hodnotením extrémnych prietokov v súvislosti s brehovou stabilitou a s tým súvisiacou vodnou eróziou v korytách VT sa zaoberali mnohí zahraniční autori (Pfankuch 1975, Harmel et al. 1999, Rosgen 2001, 2002, Pollen et al. 2004, Wynn, Mostaghimi 2006, Clark, Wynn 2007 a ďalší). V súvislosti s extrémnymi prietokmi hodnotíme aj pôdnodeštrukčné procesy vyvolané vodnou eróziou v korytách VT a ich blízkom okolí.

Problematikou korytovej erózie a odnosom pôdy sa detailne zaoberali Hession et al. (2003) a Allmendinger et al. (2005). Z literatúry (Murgatroyd, Ternan 1983, Darby, thorn 1996, Rosgen 1994, Hupp, Osterkamp 2006 a iní) je známy vplyv rôznych faktorov na brehovú stabilitu a eróziu pôdy. V súvislosti s citovanou literatúrou je možné vysloviť názor, že erózia brehov korýt VT a rozdelenie tangenciálnych napätí v súvislosti s brehovou protieróznou ochranou má významný vplyv na výslednú hodnotu stupňa stability brehov a brehovej erózie. Výsledky výskumu objektívne potvrdzujú, že priame úseky korýt vodných tokov bez brehovej ochrany a s nižším koeficientom drsnosti boli viacnásobne vyššie poškodzované eróziou, ako s brehovou ochranou. Toto sa prejavuje viacnásobne extrémnejšie v oblúkoch korýt VT. Vo výsledkoch niektorých prác zahraničných autorov existujú rozpory, prípadne rozdiely, ktoré sú zdôvodňované odlišnými charakteristikami povodia a koryta toku, rozdielnymi lokálnymi podmienkami, ktoré charakterizujú skúmanú oblasť.

Materiál a metodika

Modelovanie a hodnotenie brehovej stability a erózie koryta vodného toku v závislosti od prietoku plným prietokovým profilom sme vykonali na modelovom referenčnom profile (ďalej RP) založenom na referenčnom úseku (ďalej RÚ) Železnobreznického potoka (ďalej ŽBP) v geomorfologickom celku Kremnické vrchy. Charakteristiky experimentálneho toku a povodia sme podrobne spracovali v Tabuľke 1.

Najnovšia metóda na výskum recentného stavu brehovej erózie vodných tokov a jej predikcie, ktorá je na Slovensku v stave overovania, je IT metóda stanovenia brehovej stability a erózie päty svahu BSTEM - Bank Stability and Toe Erosion Model (Simon Et Al. 2009). Model bol vyvinutý v USA (v Oxforde) Národným sedimentačným laboratóriom pre výskum fyzikálnych procesov v povodiach (USDA-ARS-NSL Watershed Physical Processes Research Unit, Oxford).

Metodika modelu vychádza z kategorizácie pokusných úsekov VT na základe vypočítaného faktora stability (F_s) a koeficienta erodibility. Model umožňuje vypočítať, modelovať a predikovať existujúcu a potenciálnu stabilitu a brehovú eróziu koryta VT na základe meraných, prípadne volených vstupných údajov v súvislosti s ochranou brehu alebo bez nej v kontexte spolupôsobiacich faktorov.

Tabuľka 1. Charakteristiky povodia Železnobreznický potok
Table 1. Characteristics of the watershed Železnobreznický potok

Názov	Označ.	Železnobreznický potok
Geomorfologický celok:	GMC	Kremnické vrchy
Podcelok	-	Flochovský chrbát,Túrovské predhorie
Hlavné povodie	-	SVP-IX-Hron
Hydrologické poradie	-	4-23-04-026
Koeficient bystrinnosti pov.	K_b	0,191
Charakter toku	-	Bystrina
Uzavierajúci profil povodia	r_{km}	0,200
Plocha povodia:	S_{pov}	23,50 km^2
Dĺžka rozvodnice	O	28,97 km
Dĺžka hlavného toku	L	12,500 km
Dĺžka prítokov.	L_p	17,280 km
Celková dĺžka tokov	L_c	29,780 km
Hustota tokov v povodí	r	1,27 km/km^2
Dĺžka údolnice	L_u	13,12 km
Stredná šírka povodia	B_p	1,79 km
Pomer šírky ku dĺžke pov.	š : d	1:7,33
Absolútny spád toku	ΔH_t	544 m
Priemerný sklon toku	I_t	4,35 %
Absolútny spád povodia	ΔH_p	685 m
Absolútny spád údolnice	ΔH_u	670 m
Priem. nadm. výška pov.	$H_{\Phi\ pov}$	595 m n. m.
Stredný sklon svahov pov.	$I_{sv\ pov}$	27,11 %
Priemerný sklon údolnice	I_u	5,11 %
Plocha lesa v povodí	S_{LES}	16,92 km^2
Lesnatosť povodia	l %	72,00 , %
Luky a TTP	S_{LP}	5,070 km^2
Orná pôda	S_{OP}	0,990 km^2
Zastavaná plocha +spev.cesty	S_{ZAST}	0,410 km^2
Záhrady - ovocné sady	S_{ZAHR}	0,110 km^2
Max. nadm. výška povodia	H_{max}	960 m n.m.
Min. nadm. výška povodia	H_{min}	275 m n.m.
Max. nadm. výška toku	H_{maxt}	819 m n.m.
Max. nadm. výška údol.	H_{maxu}	945 m n.m.
Priemerná ročná teplota	T	5,9 ^0C
Priemerný roč. zráž. úhrn	Z	905 mm
Priemerná roč. odtok. výška	O	457 mm
Priemerný roč. klim. výpar	E	448 mm
100-ročný prietok	Q_{100}	19,66 $m^3.s^{-1}$
50 – ročný prietok	Q_{50}	16,8 $m^3.s^{-1}$
20 – ročný prietok	Q_{20}	13,4 $m^3.s^{-1}$
10 – ročný prietok	Q_{10}	10,9 $m^3.s^{-1}$
5 – ročný prietok	Q_5	8,7 $m^3.s^{-1}$
2 – ročný prietok	Q_2	5,9 $m^3.s^{-1}$
1 – ročný prietok	Q_1	3,8 $m^3.s^{-1}$
364 – denný prietok	$Q_{364\ d}$	0,027 $m^3.s^{-1}$
Maximálny špecif. odtok	q_{max}	0,836 $m^3.s^{-1}.km^{-2}$
Geologické podložie	-	Neovulkanity (pyroxénické andezity, amfibolicko-biotitické andezity)
Pôdne typy	-	Kambizem mod. nasýtená (85%), Ranker mod., Kambizem ando-zemná, Ranker mod., Fluvizem mod.
Pôdne druhy	-	Hlinité (97%), Piesočnato-hlinité Hlinito-piesočnaté, Ílovito-hlinité
Dreviny (listnaté/ihličnaté)	-	Listnaté (75%), Ihličnaté (25%)
Lesné vegetačné stupne	-	1. – 5. lvs
Klimatické oblasti a okrsky	-	T – teplá, s okrskom T7-teplým, mierne vlhkým, s chladnou zimou, M – mierne teplá, s okrskami M3-mierne teplým, mierne vlhkým, pahorkatinovým až vrchovinovým, M6-mierneteplým,vlhkým,vrcho-vinovým; C – chladná, s okrskom C1- mierne chladným

Modelovaním vstupných údajov (geometrických, hydraulických, hydrologických a pôdnych), vrátane hodnotenia brehovej ochrany, je možné hodnotiť stabilitu brehov VT a eróziu, vrátane erózie päty svahu, kde vzniká najväčšie tangenciálne napätie a ohrozenie eróziou. Model ponúka hodnotenie brehovej ochrany s rozčlenením na technickú a biologickú ochranu brehov korýt VT. Vegetačné spevnenie, ako forma biologickej ochrany brehov, je hodnotené Rip-Root modelom (Run Root-Reinforcement Model), prostredníctvom tzv. prídavnej kohézie koreňov - c_r (kPa).
Výpočet faktora stability (F_s**)** prebieha podľa vzťahu 1 (Simon et al 2000):

$$F_s = \frac{\sum_{i=1} \left(c_i' L_i + (\mu_a - \mu_w)_i L_i \tan \phi_i^b + \left[W_i \cos\beta - \mu_{ai} L_i + P_i \cos(\alpha - \beta)\right] \tan \phi_i'\right)}{\sum_{i=1} (W_1 \sin\beta - P_i \sin[\alpha - \beta])} \quad (1)$$

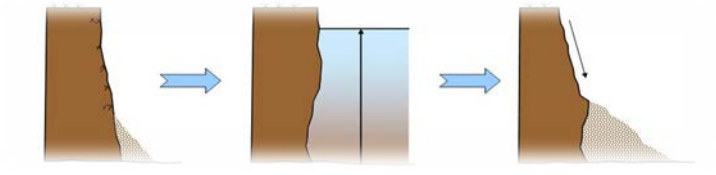
kde

c_i' - efektívna súdržnosť *i* [tej] vrstvy (Pa);
L_i - dĺžka poškodenej roviny *i* [tej] vrstvy (m);
μ_a - sací tlak v kapilárach (Pa);
μ_{ai} - sací tlak v kapilárach *i* [tej] vrstvy (Pa);
μ_w - sací tlak pôdnej vody (celkový potenciál pôdnej vody) (Pa);
φ_i - efektívny uhol vnútorného trenia *i* [tej] vrstvy (°);
φ_i^b - efektívny uhol vnútorného trenia závislý od druhu pôdy a saturácie
W_i - hmotnosť *i* [tej] vrstvy (kN);
P_i - podiel hydrostatickej-hraničnej sily (kN/m) pôsobiacej na *i* [tú] vrstvu
β - uhol poškodenej roviny (°) od horizontálnej roviny;
α - uhol sklonu brehu (°);
i - číslo vrstvy.

Hodnotenie brehovej stability je založené na výpočte tzv. faktora stability (F_S - Factor of Safety) a klasifikačnej stupnice v Tab. 2.
Modelom BSTEM na základe vstupných údajov (pozri Tab. 3, Obr. 2) sme vygenerovali vstupné súradnice pre výslednú geometriu referenčného profilu (pozri Tab. 4). V časti pre vstupné údaje brehového materiálu sme zvolili podľa skutočného pôdneho zloženia druh pôdy na svahu (hlinitá pôda) a na päte svahu (štrk) a výstupným modelom BMO (Bank Model Output) sme kvantifikovali faktor stability F_s. V prípade nestabilného svahu (F_s = 0,6) model BMO vypočíta aj výstupné hodnoty ohrozenia brehu a päty svahu eróziou (pozri Tab.5, Tab.6). Vo výpočte boli zohľadnené geometrické, hydraulické, hydrologické a pôdne charakteristiky. Vykonali sme modelovanie faktora stability F_s v závislosti od výšky prietoku (pozri Obr. 3) na vybranom vzorovom RP a simuláciu priebehu faktora stability v rozpätí výšok od maximálneho prietoku plným prietokovým profilom (v našom prípade je H_{max} = 1 m) po výšku minimálneho prietoku (H_{min} = 0,05 m). Identifikovali sme F_s - faktor stability a S_TS - stupeň stability (pozri Tab. 8) pri rôznych výškach prietoku na základe klasifikačnej stupnice podľa BSTEM (pozri Tab.2). Modelom TMO (Toe Model Output) sme vypočítali výstupné parametre erózneho ohrozenia päty svahu s kvantifikáciou jej erózneho ohrozenia na modelovom RP (pozri Tab. 6). Modelom TMO (Toe Model Output) sme stanovili hodnoty kritického tangenciálneho napätia a koeficienta erodibility v súvislosti s prítomným brehovým materiálom (pozri Tab. 7) a stupňom drsnosti podľa Manninga (n = 0,0303). Mechanizmus poškodenia brehu pri zvýšených prietokoch simuluje Obr. 1 (Simon et al. 2009).

Tabuľka 2. Klasifikačná stupnica faktora stability podľa BSTEM
Table 2. Classification scale of factor stability by BSTEM

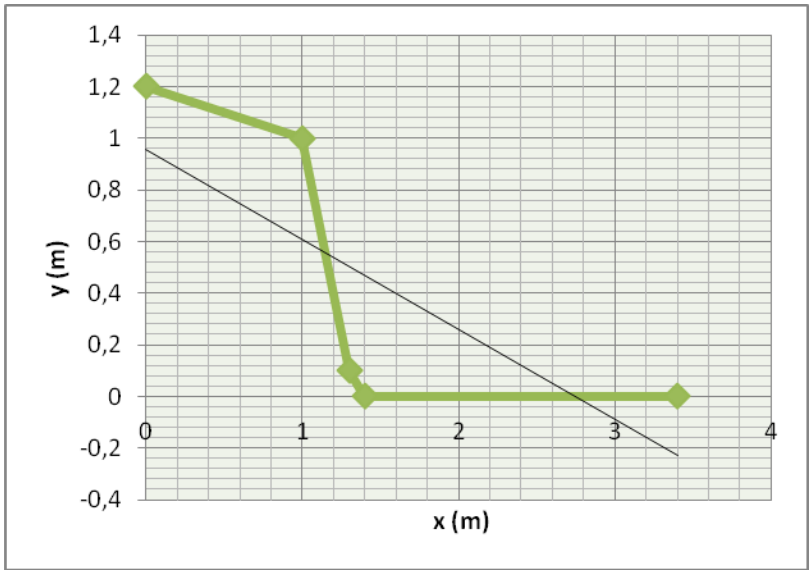
Faktor stability (Fs)	>1,3	1,0 - 1,3	< 1,0
Stupeň stability brehu	Stabilný – S	prechodne stabilný - PS	Nestabilný - N



Obr. 1. Mechanizmus poškodenia brehu pri zvýšených prietokoch (Simon et al. 2009).
Fig. 1. The mechanism of bank damage at the higher discharges (Simon et al. 2009).

Tabuľka 3. Vstupné údaje pre výpočet brehovej stability a erózie pre RP
Table 3. Input data for the calculation of bank stability and erosion for the RP

X (súradnica geometrie brehu, RP)	0,00	1,00	1,30	1,40	3,40
Y (súradnica geometrie brehu, RP)	1,20	1,00	0,10	0,00	0,00
dĺžka referenčného úseku (m)	10				
ø sklon referenčného úseku (m/m)	0,015				
výška referenčného prietokového profilu (m)	1,0				
trvanie prietoku (h) RP	3				
mocnosť pôdnej vrstvy (m) RP	1,0				
druh pôdy/breh RP	hlinitá pôda				
druh pôdy/päta svahu RP	hrubý štrk s prímesou piesku				
ø rozmer nesúdržnej častice (mm) RP	0,5				
tangenciálne napätie - τ_c (Pa) RP	0,36				
koeficient erodibility (cm^3 / Ns) RP	0,167				
F_s pri plnom prietokovom profile RP	0,6				
ø rozmer efektívneho zrna na päte svahu RP	6,3				
koeficient drsnosti na päte svahu	0,0303				



Obr. 2. Geometrické charakteristiky RP.
Fig 2. Geometric characteristics of RP.

Tabuľka 4. Geometria RP (súradnice x, y) vygenerovaná modelom BSTEM
Table 4. Geometry (coordinates x, y) of RP generated by model BSTEM

súradnice	x	y		x	y		x	y	Vrchol
body	(m)	(m)	body	(m)	(m)	body	(m)	(m)	päty svahu
A	0,00	1,20	I	1,15	0,55	Q	1,30	0,10	☑
B	1,00	1,00	J	1,17	0,49	R	1,31	0,09	
C	1,02	0,94	K	1,19	0,44	S	1,33	0,08	
D	1,04	0,89	L	1,21	0,38	T	1,35	0,05	
E	1,08	0,78	M	1,23	0,33	U	1,38	0,03	
F	1,09	0,72	N	1,24	0,27	V	1,40	0,00	
G	1,11	0,66	O	1,26	0,21	W	3,40	0,00	
H	1,13	0,61	P	1,28	0,16				

Tabuľka 5. Výstupné hodnoty F_s a brehovej erózie
Table 5. Output values of F_s and bank erosion

Faktor stability (F_s) RP pri PPP	0,6
Stupeň stability brehu (S_TS) RP pri PPP	nestabilný
Šírka poškodenia (m)	1,29
Objem poškodenia (m^3)	4
Hmotnosť sedimentov (kg)	7210

Legenda: RP - referenčný profil, PPP - plný prietokový profil (discharge), S_TS – stupeň stability

Tabuľka 6. Výstupné hodnoty erózie päty svahu
Table 6. Output values of toe erosion

n (bezrozmerné)	aplikované τ_c (Pa)	LU_{max} (cm)	EP_{brehu} (m^2)	$EP_{päty\ svahu}$ (m^2)	EP_{dna} m^2	$\sum EP$ m^2
0,0303	23,23	9,729	0,052	0,002	0,000	0,054

Legenda: n - koeficient drsnosti; τ_c (Pa) – aplikované kritické tangenciálne napätie (podľa koeficienta drsnosti); LU_{max} (cm) - maximálny laterálny ústup; EP_{brehu} (m^2) - plocha erózie brehu; $EP_{päty\ svahu}$ (m^2) - plocha erózie päty svahu; EP_{dna} (m^2) - plocha erózie dna koryta; $\sum EP$ (m^2) - celková plocha erózie; RP ŽBP – referenčný profil Železnobreznického potoka

Tabuľka 7. Výstupné hodnoty τ_c a koeficienta erodibility podľa pôdneho materiálu v TMO
Table 7. Output values of τ_c and erodibility coefficient by soil material in TMO

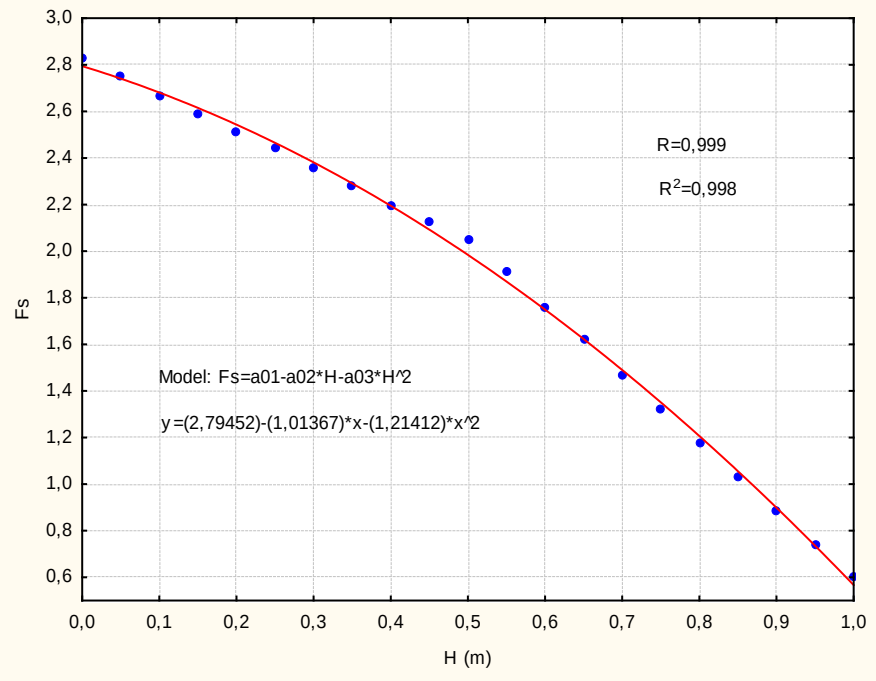
Lokalizácia pôdneho materiálu	Svah	Päta svahu
Druh materiálu	hlina/piesok	štrk
Kritické tangenciálne napätie τ_c (Pa)	0,13	11,00
Koeficient erodibility(cm^3/Ns)	0,282	0,030
ø rozmer efektívneho zrna na päte svahu RP	-	6,3
koeficient drsnosti na päte svahu	-	0,0303

Legenda: TMO – výstupný model (Toe Model Output)

Tabuľka 8. Výstupné hodnoty F_s a S_TS (stupeň stability) v závislosti od výšky vodnej hladiny
Table 8. Output values of F_s and S_TS (degree of stability) depending on the water level

P.č.	H (m)	F_s	S_TS	P.č.	H (m)	F_s	S_TS
1	1,00	0,60	N	11	0,50	2,05	S
2	0,95	0,74	N	12	0,45	2,13	S
3	0,90	0,89	N	13	0,40	2,20	S
4	0,85	1,03	PS	14	0,35	2,28	S
5	0,80	1,18	PS	15	0,30	2,36	S
6	0,75	1,32	S	16	0,25	2,44	S
7	0,70	1,47	S	17	0,20	2,51	S
8	0,65	1,62	S	18	0,15	2,59	S
9	0,60	1,76	S	19	0,10	2,67	S
10	0,55	1,91	S	20	0,05	2,75	S

Legenda: P. č. – poradové číslo; H (m) – výška vodnej hladiny v metroch; Fs – faktor stability; S_TS – stupeň stability: N – nestabilný, PS – prechodne stabilný, S – stabilný



Obr. 3. Závislosť faktora stability (F_s) od výšky vodnej hladiny (H), $F_s = f(H)$.
Fig. 3. Dependence of stability factor (F_s) to water level (H), $F_s = f(H)$.

Výsledky a diskusia

Problematika brehovej stability a s ňou súvisiaca brehová erózia VT nadobúda čoraz väčší význam hlavne z dôvodov možných negatívnych dopadov na človeka a spoločnosť. Simon et al. (2009) uvádzajú, že pôdne straty z brehov VT môžu tvoriť až 90% z celkového objemu erodovaného riečneho materiálu za rok. Rosgen (2002) uvádza, že v niektorých prípadoch môžu tvoriť pôdne straty vyvolané eróziou brehov vodných tokov až 80% z celkových ročných pôdnych strát v povodí. Pollen et al. (2004) zistili, že tento podiel môže tvoriť viac ako 50% z celkových ročných pôdnych strát v povodí. Simon et al. (2011) uvádzajú, že následkom brehovej erózie zlyháva priemerne až 50% všetkých brehov VT. Tieto hodnoty citovaní autori uvádzajú v súvislosti s rôznymi lokálnymi podmienkami a faktormi vplyvu. Výskumom však potvrdzujú, že význam problematiky, vzhľadom na reálne pôdne straty, narastá. V súvislosti s citovanou literatúrou je možné vysloviť názor, že erózia brehov korýt VT a rozdelenie tangenciálnych napätí v súvislosti s brehovou protieróznou ochranou má významný vplyv na výslednú hodnotu stupňa stability brehov a brehovej erózie. Výsledky výskumu objektívne potvrdzujú, že priame úseky korýt vodných tokov bez brehovej ochrany boli viacnásobne vyššie poškodzované eróziou. Toto sa prejavuje extrémnejšie v oblúkoch korýt VT (Jakubisová 2011). Vo výsledkoch niektorých prác autorov existujú rozpory, prípadne rozdiely, ktoré sú zdôvodňované odlišnými charakteristikami povodia a koryta toku, rozdielnymi lokálnymi podmienkami, ktoré charakterizujú skúmanú oblasť.

Z analyzovaných parametrov vyplýva, že brehová stabilita a intenzita brehovej erózie súvisí s lokálnymi charakteristikami RP (RU): geometrickými (tvar prietokového profilu), pedologickými (druh pôdy, existencia alebo absencia pôdnych vrstiev, skeletnatosť, pôdna vlhkosť, saturácia), brehovou ochranou (nezohľadňovali sme brehovú ochranu), hydraulickými atď. Potvrdili sme fakty, uvádzané v literatúre (Simon et al. 2000, Simon, Pollen-Bankhead 2011), že stupeň poškodenia brehu závisí od výšky vodnej hladiny, ďalej pôdneho druhu, typu svahu, stratifikácie a ďalších zohľadnených faktorov v modelovaní. Mechanizmy poškodenia brehu pri zvýšených prietokoch súvisia s teóriou poškodení tzv. horizontálnych a vertikálnych vrstiev na svahu a jeho päte, ktoré model BSTEM podrobne popisuje a vo výpočtoch zohľadňuje. Vo výstupnom modely BMO pri $F_s = 0,6$ a maximálnom prietoku je predpokladaná šírka poškodenia brehu 1,29 m, objem poškodenia 4 m^3 a hmotnosť erodovaných sedimentov 7210 kg na priamom RU s dĺžkou 10 m. V rámci analýzy a hodnotenia reálneho stavu na RU s odkazom na literatúru (Simon et al., 2000, Simon, Collison, 2002) predpokladáme prevládajúce rotačné zosuvy svahov pri zvýšených prietokoch a previsové poškodenia brehov v dôsledku podmytia päty svahu pri maximálnych prietokoch (Thorne et al. 1981). Erodujúca bazálna vrstva päty svahu spôsobuje v extrémnych prípadoch

rúcanie svahov a vznik extrémnej erózie pri maximálnych prietokoch, typických pre rýchle povodne. Z porovnania závislosti brehovej stability od výšky hladiny prietoku (F_s = f (H)) vyplýva, že so zvyšujúcou sa hladinou prietoku faktor stability klesá, teda poškodenie brehu a päty svahu stúpa. Pri prietokoch plným prietokovým profilom sa stupeň ohrozenia brehu eróziou zvyšuje, čo dokumentuje údaj o faktore stability brehu (F_s = 0,6) a breh je vyhodnotený v rámci metodiky ako nestabilný. Pri prietoku plným prietokovým profilom v trvaní 3 hodiny (pozri Tab. 3) je stupeň poškodenia brehu a päty svahu eróziou významný, čo dokumentujú kvantifikované údaje o brehovej erózii a potvrdzujú predpoklady o pôdnych stratách dokumentované v literatúre. RP vykazuje reálnu ohrozenosť pri zvýšených prietokoch s výškou vodnej hladiny 0,75 m a vyššou a podľa klasifikačnej stupnice podľa BSTEM (pozri Tab. 2) ho zaraďujeme do kategórie nestabilných brehov. Faktor stability sa mení podľa dosiahnutej výšky vodnej hladiny v rozpätí hodnôt od Fs=0,6 do Fs=2,75 (zo stupňa nestabilného cez prechodne stabilný až k stabilnému), teda stabilita alebo labilita korešponduje s vypočítaným faktorom stability brehu. Rozhodujúci vplyv na erodibilitu brehov a ich stabilitu má kritické tangenciálne napätie. Pri aplikovanom tangenciálnom napätí na päte svahu, ktorý model vypočítal pri prietoku plným prietokovým profilom a na základe zadanej hodnoty stupňa drsnosti podľa Manninga, maximálny laterálny ústup brehu (LU_{max}) v dôsledku erózie päty svahu je 9,729 cm, čo predstavuje plochu erózie brehu na RP: EP_{brehu}= 0,052 m^2 a päty svahu: $EP_{päty\ svahu}$ = 0,002 m^2. Plocha celkovej erózie na päte svahu RP je 0,054 m^2. Na celom RU s dĺžkou 10 m, by bola potenciálna erózia na päte svahu 0,54 m^3. Objem brehového poškodenia vypočítaný podľa BMO je 4 m^3. Predpokladaná celková erózia RU predstavuje hodnotu 4,54 m^3. Modelovaním sme potvrdili priamu závislosť stability svahu od výšky prietoku a kvantifikáciou brehovej erózie sme stanovili potenciálnu eróziu RU, ktorá môže vzniknúť pri prietoku plným prietokovým profilom.

Záver

V problematike posudzovania brehovej stability a erózie korýt VT v súvislostiach s extrémnymi prietokmi sme analyzovali vzťahy medzi faktorom stability brehu F_s, ktorý bol vypočítaný modelom BSTEM a výškou prietoku s dôrazom na prietok plným prietokovým profilom, pričom hodnoty faktora stability F_s sme považovali za nezávisle premenné. Analyzovali sme závislosť F_s = f(H). Zistili sme potenciálnu eróziu na brehu RU, ktorá predstavovala hodnotu 4,54 m^3 na priamom úseku dĺžky 10 m. Výsledky sme porovnali s reálnymi výsledkami z predchádzajúceho výskumu podľa metodiky BEHI Bank Erosion Hazard Index (ROSGEN 2002) a potvrdili relevantnosť výsledkov podľa metodiky BSTEM. Na základe analýzy na viacerých vodných tokoch SR sme zistili, že model BSTEM je možné uplatniť pri posudzovaní stability brehov, kvantifikácii a predikcii ich eróznej ohrozenosti aj pre podmienky Slovenska. Použitie modelu BSTEM je uplatniteľné v praxi v otázkach posudzovania brehovej stability a erózie brehov VT za predpokladu odbornej spôsobilosti používateľa.

Literatúra

Allmendinger, N. F., Pizutto, J. E., Potter, N., Johnson, T. E. and Hession, C. W. (2005): The influence of riparian vegetation on stream width, eastern Pennsylvania, USA. The Geological Society of America Bulletin, Vol. 117, No. 1-2, pp. 229-243.

Clark, L. A., Wynn T. M. (2007): Methods for determining streambank critical shear stress and soil erodibility: implications for erosion rate predictions. Amrican Society of Agricultural and Biological Engineers, 50, No. 1, pp. 95-106.

Darby, S. E. and Thorne, C. R. (1996): Development and testing of riverbank – stability analysis. Journal of Hydraulic Engineering, 122, No. 8, pp. 443-454.

Grešková, A., Lehotský, M. (2007): Vplyv lesných brehových porastov na správanie a morfológiu riečneho koryta. Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 7, č. 1, s. 36-42

Harmel, R. D., Haan, C. T., Dutnell, R. C. (1999): Evaluation of Rosgen´ streambank erosion potential assessment in Northeast Oklahoma. Journal of the American Water Ressources Association, Vol. 35, No. 1, pp. 113-121.

Hession, W. C., Pizzuto, J. E., Johnson, T. E., Horwitz, R. I. (2003): Influence of bank vegetation on channel morphology in rural and urban watersheds. Geology, 31, pp. 147-150.

Hupp, C. R., Osterkamp, W. R. (1996). Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. Geomorphology, Vol. 14, pp. 277-295.

Jakubis, M. (2007): Analýza kapacity prirodzených prietokových profilov a možnosti využitia výsledkov v procesoch preventívnej starostlivosti o bystriny. In: Klč, P., Zajacová, J. (eds.): Zborník referátov MVK Lesnické stavby a jejich perspektivy. Praha: ČZU, Fakulta lesnická a environmentální, s. 29-36.

Jakubis, M. (2009a): Prietoková kapacita prirodzených malých tokov a jej význam protipovodňovej ochrane krajiny. In: Dreslerová, J. (ed.): Venkovská krajina 2009. Zborník zo 7. ročníka medzinárodnej medziodborovej konferencie. Brno: Česká společnost pro krajinnou ekologii, s. 61-69.

Jakubis, M. (2009b): Interval opakovania prietoku plným prietokovým profilom v prirodzených korytách vodných tokov v malých povodiach. Acta Facultatis Forestalis Zvolen, XLXI, s.77-87.

Jakubis, M. (2011): Povodňové prietoky a interval ich opakovania v prirodzených korytách horských tokov. In: Plechatá, S. (ed.) Zborník referátov medzinárodnej odbornej konferencie Vodní toky 2011. Kostelec nad Černými lesy: Lesnická práce, s.r.o., s. 161-167.

Jakubisová, M. (2011): Výskum pôdoochrannej funkcie brehových porastov. Dizertačná práca. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, 159 s.

Jakubisová, M. (2011): Predikcia stability a erózneho ohrozenia brehov v prítokoch vodárenských nádrží modelom BSTEM. In: Buchlovičová, J. (ed.): Zborník

prednášok z konferencie s medzinárodnou účasťou PITNÁ VODA. Bratislava: VÚVH, s. 283-292.

Jakubis, M., Jakubisová, M. (2012 a): Analýza závislostí základných geometrických charakteristík prietokových profilov prirodzených bystrín Západných Tatier. In: Ondrejka-Habuľáková, V. (ed).: Zborník prác IX. International Scientific Conference FCE TUKE, Košice, 7 s.

Jakubis, M., Jakubisová, M. (2012 b): Frekvencia výskytu prietoku plným prietokovým profilom v prirodzených korytách bystrín Západných Tatier pod zdrojovými zónami. Acta Facultatis Forestalis Zvolen, 54 (3), s. 121-134.

Jakubis, M., Jakubisová, M. (2012 c): Význam brehovej vegetácie vodných tokov v ochrane vidieckej krajiny pred eróziou. In: Drobilová, L. (ed.): Venkovská krajina 2012. Zborník z 10. ročníka medzinárodnej medziodborovej konferencie. Brno: MZLU, LDF, s. 89-94.

Jakubisová, M. (2013): Brehové porasty a povodňové prietoky. In: Jakubis, M., Podkonický, L. (eds.) Zborník vedeckej konferencie Súčasný stav a východiská protipovodňovej ochrany v SR – technické a biotechnické opatrenia v povodiach. Zvolen: TU vo Zvolene, s. 69-76.

Jakubis, M. (2013): K problematike prívalových povodní na Slovensku a k úlohám lesníkov v ochrane krajiny pred povodňami. In: Jakubis, M., Podkonický, L. (eds.) Zborník vedeckej konferencie Súčasný stav a východiská protipovodňovej ochrany v SR – technické a biotechnické opatrenia v povodiach. Zvolen: TU vo Zvolene, s. 42-50.

Lawler, D. M., Thorne, C. R. and Hooke, J. M. (2005): Bank erosion and Instability. In: Thorne, C.R., Hey, R. D., Newson, M. D. (Eds.): Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management. Cichester: John Wiley & Sons Ltd., pp. 137-172.

Majerčáková, O., Majerčák, J., Lešková, D. (2013): Ak je vody priveľa. In: Jakubis, M., Podkonický, L. (eds.) Zborník vedeckej konferencie Súčasný stav a východiská protipovodňovej ochrany v SR – technické a biotechnické opatrenia v povodiach. Zvolen: TU vo Zvolene, s. 6-14.

Murgatroyd, A. L. and Ternan, J. L. (1983): The impact of afforestation on stream bank erosion and channel form. Earth Surface Processes and Landforms, 8, pp. 357-369.

Pfankuch, D. J. (1975): Stream reach invertory and channel stability evaluation. Washington, D. C.: U. S. Department of Agriculture, Forest Service, R1-75-002, 26 p.

Pollen, N., Simon, A. and Collison, A. J. C. (2004): Advances in Assessing the Mechanical and Hydrologic Effects of Riparian Vegetation on Streambank Stability, In: Bennet S., Simon A. (eds): Riparian Vegetation and Fluvial Geomorfology, Water Science and Applications 8, AGU, pp. 125-139.

Rosgen, D. L. (1994): A classification of Natural Rivers. Catena, Vol. 22. Elsevier Science, B. V. Amsterdam, pp. 169-199.

Rosgen, D. L. (2001): A stream channel stability assessment methodology. In: Proceedings of the 7th federal interagency sedimentation conference, Vol. II, Pagosa Springs, CO: Wildland Hydrology, 2001, pp. 18-26.

Rosgen, D. L. (2002): A practical method of computing streambank erosion rate. Pagosa Spring, Colorado: Wildland Hydrology, 10 p.

Sherwood, J. M., Huitger, C. A. (2005): Bankfull characteristics of Ohio streams and their relation to peak streams-flows. U. S. Geological Survey Scientific Investigation report 2005-5153, s. 38

Simon, A., Curini, A., Darby, S. E., Langendoen, E. J. (2000): Bank and near-bank processes in an incised. Geomorphology, 35, pp. 183-217.

Simon, A., Thomas, R., Curini, A., Bankhead, N. (2009): Bank stability and toe erosion model (BSTEM) Static version 5.2. Oxford: USDA ARS - National Sedimentation Laboratory, 54 p.

Simon, A., Pollen-Bankhead, N., Thomas, R., E. (2011): Ebookbrowse.com/bstem-pdf-d233769994 - pp Application of BSTEM 012811. 23 p.

Solín, Ľ., Skubinčan, P. (2013): Preventívna protipovodňová ochrana v SR: inžiniersky alebo integrovaný prístup? In: Jakubis, M., Podkonický, L. (eds.) Zborník vedeckej konferencie Súčasný stav a východiská protipovodňovej ochrany v SR – technické a biotechnické opatrenia v povodiach. Zvolen: TU vo Zvolene, s. 15-25.

Thorne, C. R., Tovey, N. K. (1981): Stability of Composite river banks. Earth Surface Processes and Landforms, 6, pp. 469-484.

Williams, P. G. (1978): Bankfull discharge of rivers. Water Resources Research, 14, No 6, s. 1141-1154

Wynn, T., Mostaghimi, S. (2006): The effect of vegetation and soil type on streambank erosion, Southwestern Virginia, USA. Journal of the American Water Resources Association, 42, pp. 69-82.

INFLUENCE OF FLOOD DISCHARGES ON THE STABILITY OF BANKS OF WATERCOURSE

In the context of climate change increases the frequency of occurrence of extreme hydrological situations with the consequence of floods and phenomenons of harmful erosion. In the paper we deal with the modeling and evaluation of bank stability and erosion in dependence on the discharge of experimental profile (RP) Železnobreznický potok in the geomorphological unit Kremnické vrchy with focusing on the bankfull discharges. Through the BSTEM (Bank Stability and Toe Erosion Model) which was developed on this purpose in the U.S. we quantify the factor of stability F_s and menace of bank erosion. Through the modeling on the reference section (RU), we confirmed the dependence between the discharge and factor of stability F_s. The factor of stability F_s decreases with increasing discharges and increases the erosion hazard on the bank of water flow.

Mechanism of banks damages at the higher discharges are associated with the so-called theory damages of horizontal and vertical layers on the bank-slope and its toe which describes in detail model BSTEM and this takes into account in the calculations. In extreme cases the eroding basal layer on toe of the slope is causes of the extreme erosion at maximum flow which is typical for flash floods. According to analysis we found that when Fs = 0.6 and at the bankfull discharges, the width of bank damage is 1.29 m; volume of damaging is 4 m^3 with the mass of eroded sediments 7210 kg in direct RU with a length of 10 m. Decisive influence on the banks erodibility and stability has the critical shear stress. According to applied shear stress on the toe slope, with regards on the bankfull discharges and degree of roughness by Manning, the maximum lateral retreat of the bank is equal 9.729 cm. This represents an area of bank erosion on RP: RP_{bank} = 0.052 m^2 and on toe of slope: RP_{toe} = 0.002 m^2. The total area of erosion on the bank toe of RP is 0.054 m^2. On RU (10 m) is the value of potential erosion on the toe 0.54 m^3. Volume of bank damage is 4 m^3. Estimated total erosion on RU is 4.54 m^3. By the modeling we confirmed direct dependence of bank stability on the height of discharge.

Mariana Jakubisová
Arborétum Borová hora Technickej univerzity vo Zvolene
Borovianska cesta 66
960 53 Zvolen
Slovenská republika
Tel.: +421 455 206 904
E-mail: jakubisova@tuzvo.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 142 - 151

APPROACH TO THE DEVELOPMENT OF INVESTMENT PROGRAMME OF FLOOD PROTECTION ON THE DUNAJEC RIVER INCLUDING ENVIRONMENTAL PROTECTION ASPECTS

Zbigniew Gabryś, Jerzy Grela, Ewa Laskosz, Monika Piszczek,
Krzysztof Wybraniec, Wojciech Bartnik, Leszek Książek

This article discusses an approach applied in the region of the upper Vistula River for the selection of optimum investments in flood protection. It takes into account hydrological, hydraulic, social, environmental, economical and implementation aspects. In order to choose a solution, a multi-criteria analysis was used, which is based on 13 indicators that use the results of mathematical modelling of flood waves for the formulated variants compared to the current state. This method was applied for the main tributaries of the Vistula River and its results were used in the Flood Risk Management Plan for the Vistula River drainage basin, which is being currently developed. In this article, the aforementioned method will be presented on the example of the drainage area of the Dunajec River together with the Poprad River.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: flood, environmental, hydraulic modelling, multi-criteria analysis

PRÍSTUP K VYPRACOVANIU INVESTIČNÉHO PROGRAMU PROTIPOVODŇOVEJ OCHRANY NA RIEKE DUNAJEC S PRIHLIADNUTÍM NA HĽADISKÁ OCHRANY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA. Článok pojednáva o prístup zvolený v oblasti hornej Visly zvoliť optimálny investície povodeň. Zohľadnia stanoviská hydrologického - hydraulické, sociálnych, ekologických a ekonomických - realizácia. Výber riešenia používajú multikriteriálnej analýzy, na základe 13 ukazovateľov, pomocou výsledkov matematického modelovania povodňových vĺn pre formulované varianty v porovnaní so súčasnou situáciou. Táto metóda bola použitá pre hlavné prítoky rieky Visly, a jej výsledky boli využité pri vypracovaní súčasnej povodňového manažmentu plán na Vistula povodia. V článku sa tento spôsob ilustrovaný v príklade povodí Dunajec s Poprad.

KEY WORDS: povodeň, životné prostredie, hydraulický model, multikriteriálna analýza

Introduction

Since 2012, in the upper Vistula River drainage basins, design works concerning the selection of activities (technical and non-technical) decreasing the risk of flooding have been realised. For proper realisation of these analyses, methodical assumptions have been developed by the Regional Water Management Administration (RZGW) in Cracow, stemming from the philosophy of the Floods Directive, analogous to a significant extent to the methodical assumptions for plans of flood risk management. Currently, 15 drainage basin studies, including drainage basin of the Dunajec are being realised.

The basis for analyses of the investment programme, is the evaluation of the condition of flood security in the drainage basin, indicating hazardous areas for buildings and infrastructure, where defined actions should be taken with regard to flood protection on the basis of probable water ranges $Q_{1\%}$ and $(Q)_{0,2\%}$. A folder of technical (reservoirs, embankments, etc.), and non-technical (e.g. relocations) activities has been established. The next step encompasses the generation or updating of hydraulic models for unsteady flow, permitting the analysis of the impact effects of the actions specified within the folder on the course of the flood. From those

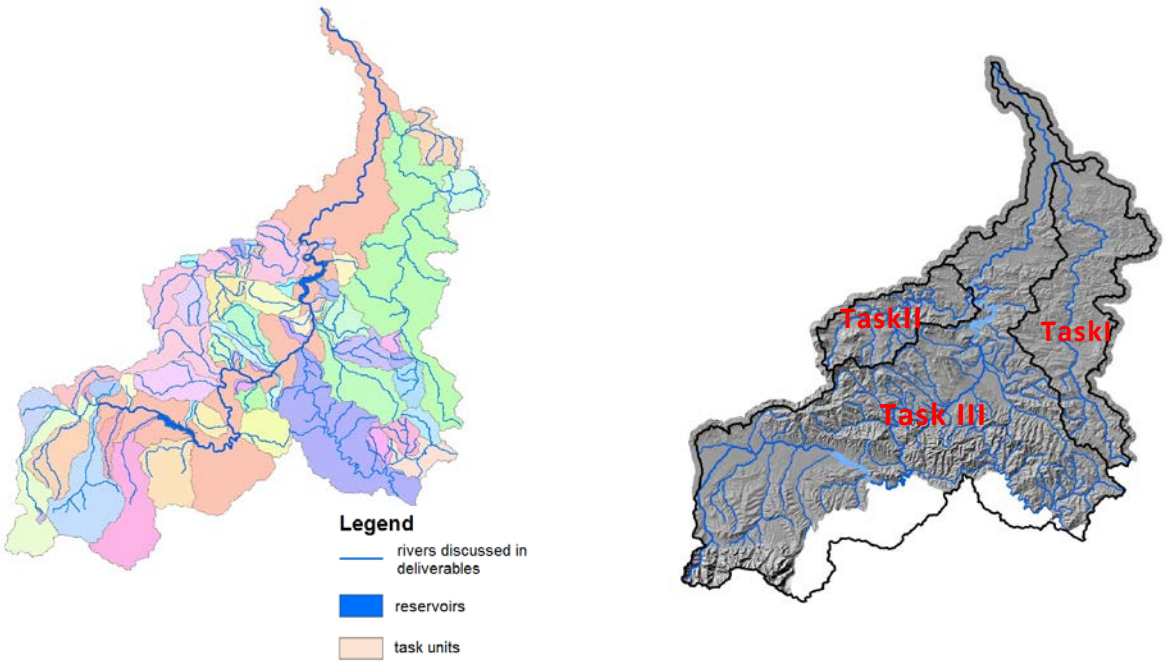


Fig. 1. The division of the Dunajec drainage basin into tasks and task units.
Obr. 1. Rozdelenie povodia Dunajca na jednotlivé úlohy a ich plošné jednotky.

activities variants for different grades of limiting risk of flooding are created for the entire drainage basin, afterwards, based on the results of analyses of the hydraulics, benefits, and environmental and social disadvantages, as well as costs of implementation of each variant, a final, multi-criteria analysis is performed, allowing to indicate the best option.
Project entitled: "Analysis of the investment programme in the basin of the Dunajec River" is carried out by MGGP S.A, in cooperation with the University of Agriculture in Cracow (MGGP, 2013–2015). Analytical works are conducted following the "task unit" model (Fig. 1) broken down into three tasks: I – drainage basin of the Biała Tarnowska, II – drainage basin of the Łososina, III – drainage basin of the Dunajec, excluding the Biała Tarnowska and the Łososina.
The Dunajec drainage basin - total area 5235 km^2, is located in Małopolskie Voivodeship. It encompasses fragments of 7 poviats and 56 communes.

Flood hazard in the Dunajec drainage basin

The level of flood hazard in the Dunajec drainage basin, was estimated on the basis of hydraulic analyses and probable water range specified with the assumptions:

- Contemporary hydrology including the flood of 2010
- Performance of Czorsztyn–Sromowce and Rożnów-Czchów reservoirs with up-to-date instructions and anti-flood reserves.
- Current condition of anti-flood embankments
- Information included in the Database of Topographic Objects (BDOT)
- Land cover according to Corine Land Cover

Risk for areas in particular use classes

Areas in danger of flooding were identified in eight use classes, for individual task drainage basins within flooding ranges $(Q)_{0,2\%}$ and $(Q)_{1\%}$.
Summative hazards for particular use classes of areas within the entire drainage basin constitute Table 1, and the hazards distribution in particular drainage basins, for one-hundred-year-floods is illustrated in Fig. 2.

Enclosed and linear structures

In the designated flood zones for $(Q)_{0.2\%}$ and $(Q)_{1\%}$, a survey of enclosed and linear structures has been conducted, according to the following classes:

- Farm buildings;
- Residential buildings;
- Industrial facilities;
- Public utility buildings;
- Cemeteries;
- Roads;
- Railway lines.

A number of endangered facilities, within the flood risk areas for the abovementioned classes, was established for the first 5 classes and distances for classes: roads and railway lines. The analysis was performed in the system of task drainage basins and main drainage basin. Particular classes of enclosed structures and linear infrastructure have been prepared in the GIS environment.

Data for the "Cemeteries" class was taken from BDOT figures, containing land use complexes including cemeteries. Information for the "Roads" and "Railway lines" classes were taken directly from BDOT figures, containing individual communication networks.

Within the whole Dunajec drainage basin, flooding zones have been determined for 1780 km of watercourses. According to the designated zones, these rivers create a large flood threat for people. Ca. 7,146 buildings, 47.5% of which are residential complexes, are endangered by 500-year-floods. Other structures are mostly farm buildings. In addition, 291 industrial facilities and 390 public utility buildings, including numerous offices, public administration departments, a fire department, kindergartens, schools, churches, shopping malls, company offices, hotels, vacation homes and restaurants are located within the flooding areas. For the one-hundred-year-flood areas, the number of endangered buildings drops by more than half, encompassing 1,426 facilities, 41 % of which are residential buildings.

Table 2 compares the number of facilities with a breakdown into individual classes within the flood zones in the case of 500-year-floods and one-hundred-year-floods.

Table 1. Endangered areas in particular use classes, within flooding ranges $Q_{0.2\%}$ and $(Q)_{1\%}$ in the entire drainage basin

Tabuľka 1. Ohrozené územia podľa jednotlivých tried využitia zeme, v rozsahu povodní $Q_{0.2\%}$ a $(Q)_{1\%}$ v celom povodí

No.	Area use class	Class area in the entire Dunajec drainage basin	Class area in the flood zone for $(Q)_{0.2\%}$ [km ^{2}]	Class area in the flood zone for $(Q)_{1\%}$ [km ^{2}]
1	Housing estates	382.57	6.34	2.92
2	Industrial areas	31.92	2.41	0.70
3	Shafts	60.07	1.09	0.53
4	Forests	4071.43	41.54	35.82
5	Green and recreational areas	36.50	0.79	0.35
6	Agricultural areas	3517.72	87.58	69.30
7	Other	59.27	5.68	4.83
8	Waters	174.78	31.09	30.69

Table 2. Enclosed structures and linear infrastructure in the flood zone for $(Q)_{0.2\%}$ and $(Q)_{1\%}$ in the entire drainage basin

Tabuľka 2. Zahrnuté stavby a lineárna infraštruktúra v záplavových územiach pre $(Q)_{0.2\%}$ a $(Q)_{1\%}$ v celom povodí

No.	Class of the facility	Number of facilities in the flood zone for $Q_{0.2\%}$	Number of facilities in the flood zone for $Q_{1\%}$	Unit [pc./km]
1.	Farm buildings	3,066	709	pcs.
2.	Residential buildings	3,399	584	pcs.
3.	Industrial facilities	291	54	pcs.
4.	Public utility buildings	390	79	pcs.
5	Cemeteries	3	1	pcs.
6	Roads	876.99	581.82	km
7	Railway lines	27.60	10.37	km

Endangered inhabitants

Within the whole Dunajec drainage basin, according to the conducted demographic analysis, flooding with the occurrence probability of 1.0% endangers almost 12 thousand people.

Planning Variants

A Planning Variant is a set of activities both technical and non-technical. Each of these activities provides specific results, which in turn provide certain benefits. E.g. reservoir construction is a technical activity, which results in a reduction of the flood extent and stoppage of a specified volume of water. The benefit is limiting the flooding areas and, as a result, reducing losses.
Currently, within the Dunajec drainage basin, a number of hydro-technical facilities are in place, intended to limit potential losses. They constitute both embankments and reservoirs that directly affect the flood extent, and longitudinal and transverse river architecture, counteracting side and bottom erosion of riverbeds. These do not provide complete security against flooding, which is proven by the extent of flood hazard described in the first part of this article. For further studies, this scope of flood protection is **"Variant 0"**, and the size of the present flood hazard shall be a point of reference for subsequent variant formulation.
For the purposes of analysis of the investment programme, information on all planned activities to be executed within the scope in question, has been compiled, as at the date of completion of this study.
A total of 65 activities, which may impact the flood extent, planned for implementation, have been compiled to restrict the flood risk in the Dunajec drainage basin:
These actions include:

- The construction and modernisation of embankments – 8 activities;
- The construction of small reservoirs (including "dry" and "wet" "reservoirs) – 43 activities;
- The modernisation of existing bridges – 10 activities;
- The construction of a pumping station – 2 activities;
- The reconstruction of hydro-technical facilities – 2 activities.

These actions constitute **"Variant I"** adopted in further planning analyses, showing the possible degree of reduction of flood risk in the drainage basin, provided all planned investments are carried out by watercourse administrators and local government authorities.
Each subsequent Planning Variant has been defined as a collection of activities, both technical and non-technical. Technical activities constitute the creation of additional artificial retention in the drainage basin through the construction of "dry" and wet" reservoirs and polders, and modernisation as well as construction of embankments. The main non-technical activity, directly limiting potential losses, may be relocation of inhabitants and transfer of business operations and public utility buildings from the flood areas. Non-technical activities may also encompass increasing the flood reserve (in relation to its current size) on the Rożnów reservoir, and possible revisions in control instructions.
Priority was given to constructing homogeneous, and to some extent extreme, variants, by defining e.g.

- **"Variant IIA"** – as the maximum use of actual artificial retention in the drainage basin,
- **"Variant IIB"** – as artificial retention on the main watercourse, and embankment protection of endangered areas,
- **"Variant IIC"** - as maximum embankment protection of endangered areas,

and, subsequently, mixed variants.

Due to the defined hydrographical system of task drainage basins, a decision was made to:

- seek a preferred variant individually in each of the task drainage basins,
- seek a preferred variant for the Dunajec drainage basin as a whole.

As part of the process of creating and anti-flooding effect evaluation of subsequent variants, an important stage is the hydraulic calculations model for areas of particular elementary units. They provide the basis for comparative studies in relation to the existing condition (for "Variant 0"). The comparison covered the flood extent and ordinates of water surface, for areas in danger of flooding in individual classes of architecture and infrastructure, population for endangered areas for $(Q)_{1\%}$ and $(Q)_{0.2\%}$. Also, economic benefits were compared, resulting from the designated, by way of modelling, restrictions of flooded areas for $(Q)_{1\%}$ and for water $(Q)_{0.2\%}$.

Hydraulic Modelling

For hydraulic calculations the MIKE 11 (2009) model was used. For the basic hydrographical system of task drainage basins, models have been delivered by the Regional Water Management Board (RZGW) Cracow, for part of the so-called "additional watercourses", which were specified as required for modelling, due to the location of technical activities (additional artificial retention, embankments), models of the same standard were prepared by MGGP and the Agricultural University in Cracow.
The Stages of model generation: I) analysis of the river system, along with interpretation of the digital terrain model and orthophotomaps, II) geodetic surveys

including the riverbed and engineering structures, III) identification of roughness indexes, IV) hydrological calculations of flows constituting boundary conditions. The resulting model undergoes a check procedure – for calibration and verification (Książek et.al., 2010a). For uncontrolled drainage basins, calibration and verification are conducted by experts. For controlled drainage basins, model evaluation is conducted by comparison of calculation results of, inter alia: flow rate, water surface level, flood volume with past floods (Książek et.al., 2010b).
The constructed model takes account of updated field data, side tributaries to the main watercourse, the course of inflows, soil humidity in the river valley and the type of land use. The results of the modelling process, are the flow conditions for the entire drainage basin, dynamic water surface system, forecast of flood passage in each profile, flood duration, maximum fillings and flows, specification of embankment flow capacity, indicating places not ensuring the required flow capacity.
The Dunajec model was supplemented with the model of reservoirs in Czorsztyn–Sromowce and Rożnów-Czchów, integrating those far separate models for individual parts of the Dunajec drainage basin.
The model assumption for the direct Dunajec drainage basin, due to it being the recipient for all other drainage basins, adopted while seeking a preferred variant, was that all entrances for tributaries concentrated in the hydraulic model will be introduced as:

- inflow hydrographs, resulting from simulations of "Variant 0" – if we analyse Dunajec individually,
- inflow hydrographs, resulting from preferred variant simulations, in every task drainage basin, where a variant analysis was conducted, and for other drainage basin resulting from simulations of "Variant 0" – if we analyse the Dunajec drainage basin as a whole
- inflow hydrographs, resulting from secondary variants simulations, for every task drainage basin, where a variant analysis was conducted, but providing a maximum reduction in flood extent, and for other drainage basins, resulting from simulations of "Variant 0" – if we analyse the Dunajec drainage basin as a whole, and at the same time we wish to check the maximum impact extent on the Vistula River.

Multi-criteria analysis

Every analysis for variant selection, regardless of whether it was conducted within each drainage basin separately, or for the Dunajec drainage basin as a whole, was subject to specific rules adopted in the procedure for multi-criteria analysis.
The subject of the multiple-criteria analysis, are the benefits resulting from introducing the proposed planning variants. One of the vital matters in the multi-criteria analysis, is to choose the method of selection of the best, or rather most satisfactory variant. It should meet several conditions:

- "cope" with assessments expressed in different scales (quantitative and qualitative)
- enable performance of analyses for changing criteria of assessment and weight factor values
- must be transparent to enable the decision-makers to learn in the course of analyses.

The assessment of variants of activities undertaken at the drainage basin level, for limiting flooding effects, was comprised of marking out groups of criteria to be assessed, defining, for each examined partial criteria groups, measures and assumptions for the variant classification procedure, and determining weights between criteria groups.
4 groups of issues have been defined, and within these, the following criteria were considered:

Flooding Criteria

- Reduction in values of potential losses within the flood area 1% [PLN]
- Reduction of direct hazard for people in the flood area 1% (depth> 0.5 m) [number of inhabitants]
- Reduction in flood extent (flow reduction in the estuary-cross-section of a given drainage basin for flow $Q_{1\%}$) [%]

Social Criteria

- Occupancy for the whole variant (total surface of investment areas) [ha]
- The number of resettlements related to the variant execution (persons to be relocated in connection with the investment execution) [number of inhabitants]
- Sum total of water-protected public utility facilities for $(Q)_{0,2\%}$ [pcs.]

Environmental Criteria

- Impact on protected areas other than Natura 2000
- Impact on the areas of Natura 2000
- Scale of natural compensation
- Compliance with requirements of the WFD

Within this group of unquantifiable criteria, expert evaluations were carried out by a specialist in nature protection provided with information on the beneficial impact resulting from certain actions adopted in a given planning variant. Under these evaluations, planning variants were arranged in sequence from worst to best, on the scale of 0 – 10, where the expert has independently (subjectively) set scale boundaries.

Economical-Implementation Criteria

- The value of investment outlays [PLN]
- The value of annual average maintenance costs [PLN]
- Technical difficulty level of realisation

The assumption for cost analyses of planning variants, was that the costs would be analysed for a specified time-frame, and take into account both investment and operating costs. To ensure cost comparability of technical structures, a document has been prepared, containing unit prices of technical structure construction, and select non-technical activities (MGGP, 2013). The assumption was made, that the estimated operating costs shall be calculated as a specified percent of investment costs for a given activity. The last criterion is unquantifiable and requires expert assessment.
For each criterion, points of reference on a scale of 0 – 10 pts have been determined. The scale for numerical data is normalised according to the principle that 0 is assigned to the worst variant and 10 to the best, while the expert assessment scale is determined by the expert. After assigning point grades to each planning variant, under each criterion, calculations of the final variant assessment are conducted. This can be done in two ways by:

- totalling the grades obtained by a variant for each criterion, or
- assigning internal weights to the concerned criteria within a group of issues, and calculating the weighted average.

The preferred variant in each group of issues is the one with the highest point assessment.

The preferred variant may then be examined with regard to sensitivity to weights assigned to individual criteria groups.

Example for the selected task drainage basin, – Z34Kamienica Nawojowska

Planning variants in accordance with Table 3 were considered for the drainage basin.
Hydraulic simulations of modelling variants and analysis of flooding area resulting from activities contained therein, allowed for defining the effects of these variants, in the basin, for criteria expressed numerically, while experts – a naturalist and hydraulic engineer stated their subjective evaluations for other criteria. This is shown in Table 4.
Additionally, in order to illustrate the extent of the possible impact of the planning variants on the receiver, i.e. the Dunajec River, Fig. 2 shows hydrographs of flooding with the probability of 1% in Kamienica Nowojowska estuary-cross-section. It shows the flooding reduction size and the degree of its of delay in relation to the natural flooding $(Q)_{1\%}$.
Subsequent Tables 5 and 6 show the results conducted of a multi-criteria analysis aiming at indicating the variant preferred for task drainage basin Z34 (MGGP, 2014). This analysis was executed for 4 groups of issues on the basis of the calculated assessments of normalised values $\mathbf{OZ_{i,j}}$ and 3 weights variants adopted $\mathbf{WZ_j}$**.** Those weights were arbitrarily approved, for the purposes of this example, to examine their significance for the selection of the preferred variant.
As can be concluded from Table 6, the preferred variant in the Kamienica Nawojowska basin is the "WIIB" variant, which assumes building embankments in crucial points of the drainage basin. The selection process in this case is not dependant on the diversity of the weight system for criteria groups.

Table 3. Description of variants in the Kamienica Nawojowska basin
Tabuľka 3. Opis jednotlivých variantov v povodí Kamienica Nawojowska

Variant Name	Variant Description
Variant "W0"	Present state
Variant WI"	Variant "W0"unchanged – no investments planned
Variant "WIIA"	Construction of a dry reservoir, capacity: 15.5 million m3
Variant "WIIB"	Construction of 4 and modernisation of 6 embankment sections
Variant "WIIC"	Construction of 3 and modernisation of 6 embankment sections, and construction of a dry reservoir, capacity: 1.2 million m3

Table 4. Absolute effects r_i of planning variants in the Kamienica Nawojowska basin
Tabuľka 4. Absolútne efekty plánovacích variantov v povodí Kamienica Nawojowska

Variant	WI	WIIA	WIIB	WIIC
FLOOD CRITERIA GROUP				
Reduction in flood extent $Q_{1\%}$ expressed in value of protected land [mio PLN]	0	7,351	7,237	9,206
Reduction of danger to human life in the area $(Q)_{1\%}$ (depth > 0.5 m)	0	183	215	228
Reduction of flooding for $Q_{1\%}$ [%]	0	47%	0%	1%
SOCIAL CRITERIA GROUP				
Total land occupancy for the whole variant [ha]	0	120.60	1.85	33.78
Number of resettlements related to the variant implementation [number of inhabitants]	0	113	0	0
Total protected public utility facilities of particular significance for $Q_{0.2\%}$	0	61	49	4
ENVIRONMENTAL CRITERIA GROUP				
Impact on protected areas other than Natura 2000	10	7	10	8
Impact on the areas of Natura 2000	10	6	10	8
Possibility of natural compensation	10	7	10	8
Compliance with the WFD	10	8	10	8
ECONOMICAL-REALIZATION CRITERIA GROUP				
Costs of technical activities (construction costs, area buyouts [mio PLN]	0	65,697	17,099	28,804
The value of average annual maintenance costs [mio PLN]	0	1,340	0,269	0.512
Technical difficulty level of realisation	0	7	9	8

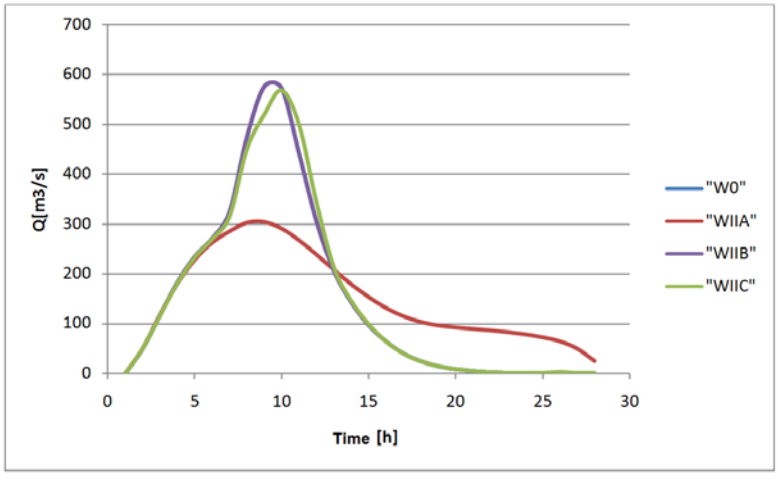


Fig. 2. The flooding size reduction and flooding shift on the Kamienica Nowojowska estuary-cross-section as a result of activities of planning variants.
Obr. 2. Redukcia veľkosti povodne a jej transformácia v čase v dôsledku plánovaných variantov v ústí rieky Kamienica Nowojowska.

Table 5. Normalised evaluation of the planning variants $OZ_{i,j}$ and variant weights WZ_j for criteria groups in the Z34 Kamienica Nawojowska basin
Tabuľka 5. Normalizované vyhodnotenie plánovaných variantov $OZ_{i,j}$ a váh variantov WZ_j podľa kriteriálnych skupín v povodí Z34 Kamienica Nawojowska

GROUP OF ISSUES	PLANNING VARIANTS OZi,j				WEIGHT VARIANTS WZj		
	WI	WIIA	WIIB	WIIC	Weights I	Weights II	Weights III
FLOODING	0.00	8.67	5.76	6.74	1	3	3
SOCIAL	6.67	3.33	9.29	5.94	1	2	3
ENVIRONMENTAL	10.00	7.00	10.00	8.00	1	1	1
ECONOMICAL	10.00	2.33	8.13	6.60	1	1	1

Table 6. Final weighted sums of normalised assessments SOZ_i in the Z34Kamienica Nawojowska basin
Tabuľka 6. Výsledné vážené sumy normalizovaných vyhodnotení SOZ_i v povodí Z34Kamienica Nawojowska

WEIGHT VARIANTS	PLANNING VARIANTS SOZi			
	WI	WIIA	WIIB	WIIC
Weighted total I	6.67	5.33	8.30	6.82
Weighted total II	4.76	6.00	7.72	6.67
Weighted total III	5.00	5.67	7.91	6.58

Summary

Investment programme for the drainage area of the Dunajec River involves:

- Increase in the anti-flood reserve of the Rożnów reservoir from 50 mio m^3 to **80 mio m^3** and change of control rules for the Czorsztyn reservior.
- Construction of 1 polder with a capacity of **0.048 mio m^3** and dry reservoirs with a total capacity of **3,773 mio m^3**.
- Modernisation of existing embankments at a length of **29.7 km** (23 locations), construction of embankments and promenades on the Dunajec River at a length of **17.5 km** (19 locations) and its tributaries at a length of **42.4 km** (105 locations).
- Construction of **4** pumping stations.
- Alteration of **23** bridges.

As a result of this programme implementation, compared to the current state, we protect against flood 1%:

- 9451 residents, constituting **80%** of people at risk
- 2036 residential buildings, constituting **79%** of buildings at risk
- 1276 farm buildings, constituting **66%** of buildings at risk
- 144 public utility facilities, constituting **68%** of facilities at risk
- 133 industrial facilities, constituting **73%** of facilities at risk.

At the same time, as a result of this programme implementation, flood wave with a probability of 1% at the confluence of the Dunajec River and the Vistula River reduces by 4% (ca. 250 **m^3/s**).
The presented approach complies with the requirements of the Floods Directive and is consistent with the "Methods of development of flood risk management plans for river basins and water areas" adopted in Poland by the National Water Management Authority (KZGW, 2013). The results of drainage basin studies implemented according to the proposed approach were used in the process of development of the flood risk management plans for the water area of the upper Vistula River.

Bibliography

Książek L., Wyrębek M., Strutyński M., Strużyński A., Florek J., Bartnik W. (2010a): Application of one-dimensional models (HEC-RAS, MIKE11) for

designation of flood risk areas on the Lubcza River in the drainage area of the Wisłok River, Scientific Bulletin. Infrastructure and Ecology of Rural Areas (Zesz. Nauk. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich), Polish Academy of Sciences (PAN), Branch in Cracow, Komis. Tech. Inf. Wsi, No. 8/1, 29-38 (in Polish).

Książek L., Wałęga A., Bartnik W., Krzanowski S. (2010b): Calibration and verification of calculation model of the Wisłok River with the use of flood wave transformation, Scientific Bulletin. Infrastructure and Ecology of Rural Areas (Zesz. Nauk. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich), Polish Academy of Sciences (PAN), Branch in Cracow, Komis. Tech. Inf. Wsi, No. 8/1, 15-28 (in Polish).

KZGW (2013): Methods of development of flood risk management plans for river basins and water areas (2013): National Water Management Authority (KZGW), July 2013 (in Polish).

MGGP (2013): List of unit prices for the valuations of technical facilities proposed in deliverables - analysis of investment programmes (2013): KV Engineering and Architectural Designs (KV Projekty Inżynieryjne i Architektoniczne), MGGP, Cracow, November 2013 (in Polish).

MGGP (2014): Analysis of the investment programme in the basin of the Dunajec River. Reports of MGGP S.A, 2014 (in Polish).

MGGP (2015): Analysis of the investment programme in the basin of the Dunajec River. Reports of MGGP S.A, 2015 (in Polish).

Mike11 (2009): A Modelling System for Rivers and Channels. DHI Denmark.

PRÍSTUP K VYPRACOVANIU INVESTIČNÉHO PROGRAMU PROTIPOVODŇOVEJ OCHRANY NA RIEKE DUNAJEC S PRIHLIADNUTÍM NA HĽADISKÁ OCHRANY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Článok pojednáva o prístupe uplatnenom v oblasti hornej Visly pre zvolenie optimálnych protipovodňových investícií na príklade povodia Dunajca.

Základom pre analýzy investičného programu je posúdenie stavu protipovodňovej ochrany v povodí, ukazujúce na rizikové oblasti pre výstavbu a infraštruktúru, v ktorých by sa mali prijať určité opatrenia v oblasti ochrany pred povodňami, na základe rozsahu pravdepodobností $Q_{1\%}$ a $Q_{0,2\%}$. V celom povodí Dunajca je podľa vykonanej demografickej analýzy rizikom záplavy s pravdepodobnosťou 1,0% ohrozených takmer 12 tisíc ľudí. V záplavovej zóne pre prietoky $Q_{0,2\%}$ a $Q_{1\%}$ boli identifikované oblasti povodňového ohrozenia v ôsmich triedach využívania (obytné sídliská, priemyselné oblasti, doprava, lesy, zelené plochy a športové zariadenia, poľnohospodárska pôda, iné pôdy, vody), uzavreté konštrukcie (hospodárske budovy, bytové domy, priemyselné stavby, verejné budovy, cintoríny) a lineárne objekty (cesty, železnice).

Pre hydraulický výpočet bol použitý model MIKE 11. Zostavený model zohľadňuje aktuálne terénne údaje, postranné prítoky do hlavného toku, priebeh povodňových vĺn, vlhkosť pôd v údolí rieky a druh využívania pozemkov. Výsledkom modelovania sú podmienky prúdenia podzemných vôd pre celé povodie, dynamický systém hladiny vody, prognóza priechodu povodňovej vlny v každom prerieze, trvanie vrcholu vlny, maximálne objemy a prietoky, stanovenie priepustnosti pásma nábreží, označenie miest, ktoré nezaručujú potrebnú priepustnosť.

Do modelu Dunajca bol začlenený model nádrží Czorsztyn - Sromowce a Rožnów - Czchów, čím sa dosiahla integrácia existujúcich samostatných modelov fungujúcich pre každú časť povodia Dunajca.

Vytvorený bol katalóg technických (nádrže, nábrežia, atď) a netechnických činností (napr. vysídlenie). Sú vytvárané varianty obmedzujúce v rôznom stupni riziko povodní v celom povodí a následne na základe výsledkov hydraulických analýz, výhody a nevýhody v oblasti životného prostredia a v sociálnej oblasti, ako aj náklady na realizáciu variantov. Vykonáva sa finálna multikriteriálna analýza umožňujúca určiť preferovaný variant (v článku je príklad pre povodie riečky Kamienica Nawojowska). Analýza zahŕňala 13 kritérií definovaných v 4 skupínách (povodňové, sociálne, environmentálne a ekonomicko- realizačné).

Investičný program pre povodie Dunajca nakoniec predpokladá 186 činností, vrátane: zvýšenia povodňových rezerv nádrže Rožnów a zmeny pravidiel riadenia na nádrži Czorsztyn, výstavby poldra a suchých nádrží, modernizácie existujúcich hrádzí a budovania nových hrádzí a brehov, výstavby vodnej čerpacej stanice, rekonštrukcie mostov.

V dôsledku implementácie programu vo vzťahu k existujúcemu stavu chránime pred vodou 1%:

- 9451 obyvateľov, čo predstavuje **80%** ľudí v ohrození
- 2036 obytných budov, čo predstavuje **79%** ohrozených budov
- 1276 hospodárskych budov, čo predstavuje **66%** ohrozených budov
- 144 verejných budov, čo predstavuje **68%** ohrozených objektov
- 133 priemyselných zariadení, čo predstavuje **73%** ohrozených objektov.

Zároveň v dôsledku implementácie programu sa povodňová vlna s pravdepodobnosťou 1% pri ústí Dunajca do Visly zníži o 4% (asi 250 m^3/s).

Prezentovaný prístup spĺňa požiadavky Smernice o povodniach, a je v súlade s „Metodikou vypracovania

plánov riadenia povodňových rizík pre povodia a vodné oblasti", prijatou v Poľsku Národnou správou vodného hospodárstva. Výsledky analýz uskutočnených pre povodia podľa navrhovaného prístupu boli použité pri procese vytvorenia plánu riadenia povodňových rizík pre toky oblasti hornej Visly.

Zbigniew Gabryś MSc Eng
Jerzy Grela PhD Eng
Ewa Laskosz MSc Eng
Monika Piszczek MSc Eng
Krzysztof Wybraniec MSc Eng
MGGP S.A. Tarnów
ul. Kaczkowskiego 6
33-100 Tarnów
Tel.: +48 14 626 38 90
Fax: +48 14 626 45 39
E-mail: mggp@mggp.com.pl

Prof. Wojciech Bartnik PhD (habilitated) Eng
Leszek Książek PhD (habilitated) Eng
University of Agriculture in Cracow
Al. Mickiewicza 21
31-120 Kraków

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 152 - 160

ANALÝZA ZMENY SPÔSOBU VYUŽITIA ÚZEMIA Z HISTORICKÝCH MÁP NA POVODÍ MYJAVY

Peter Valent, Marcela Maliariková, Peter Rončák, Kamila Hlavčová, Beata Randusová

Spôsob využitia územia významným spôsobom ovplyvňuje hydrologické procesy vplývajúce napr. na tvorbu povodňového odtoku alebo eróziu pôdy. Skúmanie jeho vplyvu najmä na zmeny odtokových procesov v povodiach patrí preto medzi významné vodohospodárske úlohy. Táto práca sa venuje analýze zmeny využitia územia v povodí rieky Myjava po Jablonicu pre tri časové horizonty: 1764-1787 (I. vojenské mapovanie), 1952-1957 (topografické mapovanie v mierke 1:25 000) a 2010 (digitálna mapa využitia územia), pričom v prípade prvých dvoch horizontov boli najskôr mapové podklady vektorizované v prostredí ArcGIS. Pre posúdenie vplyvu analyzovaných zmien využitia územia na odtok z povodia bol použitý zrážkovo-odtokový model s rozčlenenými parametrami – WetSpa. Výsledky práce ukázali, že skúmané povodie bolo najviac zasiahnuté negatívnymi vplyvmi kopaničiarskej kolonizácie v prvom časovom horizonte, kedy došlo k najväčšiemu odlesňovaniu územia. Modelovanie odtoku z povodia ukázalo, že najväčší a najmenší dlhodobý priemerný ročný odtok bol simulovaný v rámci prvého, resp. posledného časového horizontu s najmenším, resp. najväčším podielom zalesneného územia.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: vektorizácia historických máp, analýza využitia územia, zrážkovo-odtokové modelovanie, model WetSpa

ANALYSIS OF LAND USE CHANGES IN THE MYJAVA RIVER BASIN UTILIZING HISTORICAL MAPS. The way a land is used has a significant impact on the hydrological processes determining the generation of flood runoff or soil erosion. The evaluation of the impacts of land use changes on these processes is one of the most active research areas in hydrology and water management. This work deals with the analysis of a land use changes in the Myjava River catchment with an outlet in Jablonica in three time horizons: 1764-1787 (I. military mapping), 1952-1957 (topographic mapping in the 1:25 000 scale) and 2010 (current land use map). In the case of the first two horizons the information about the concurrent way of land use was extracted from historical maps which were vectorised in ArcGIS environment. In order to evaluate the impact of these changes on the catchment runoff a distributed rainfall-runoff model WetSpa was used. The results showed that the most negative impacts were caused by a kopanitse colonisation in the first time horizon, when a massive deforestation took place. The simulation of catchment runoff showed that the highest and the lowest mean annual runoffs were simulated in the first and last time intervals respectively with the smallest and largest percentages of forested areas.

KEY WORDS: vectorization of historical maps, land use change analysis, rainfall-runoff modelling, model WetSpa

Úvod

Ráz krajiny je od nepamäti formovaný rôznymi činiteľmi, ktoré môžu byť buď prírodného alebo antropogénneho charakteru. Medzi najvýraznejšie antropogénne faktory, ktoré vplývajú na zmenu krajiny a určujú jej ráz patria najmä poľnohospodárstvo, lesné hospodárstvo, výstavba sídiel a dopravnej infraštruktúry, ale aj vodné hospodárstvo, ktoré významnou mierou mení charakter krajiny najmä v blízkosti vodných plôch (Belčáková, 2013). Intenzívne pretváranie pôvodnej krajiny vo väčšine prípadov so sebou prináša problémy, medzi ktoré možno zaradiť napr. zrýchlenie odtoku z povodia, častejší výskyt bleskových povodní, v poľnohospodárstve alebo lesnom hospodárstve pri obhospodarovaní väčších plôch aj výraznú pôdnu eróziu, ktorá sa môže v časoch intenzívnych zrážok prejaviť bahennými povodňami. Nezanedbateľným problémom spôsobeným

odlesňovaním a intenzifikáciou poľnohospodárstva je aj zhoršenie retenčnej schopnosti povodia, čo má za následok zvýšený deficit vody v pôde počas výskytu suchých období a nedostatočné zásobenie podzemných vôd.

Keďže spôsob využitia územia výrazným spôsobom ovplyvňuje odtokotvorné procesy, skúmanie vplyvu zmeny využitia územia na odtok z povodia patrí medzi aktuálne témy súčasnosti (pozri napr. Ray a kol., 2010; Luo a kol., 2013; He a kol., 2013; Hlavčová a kol., 2007). Najväčším problémom pri riešení takýchto úloh je získanie spoľahlivých a dostatočne podrobných informácií o vývoji využitia územia v minulosti. Najdôležitejším podkladom pre získanie uvedených údajov sú historické mapové diela, ktoré okrem iného v rôznej miere obsahujú aj informácie o spôsobe využitia územia a krajinnom kryte. Štúdiom historických mapových podkladov pre potreby analýzy krajiny sa venovalo viacero autorov, z ktorých možno spomenúť napr. práce Cajthamla a Krejčího (2008) a Kánského (2007), ktorí historické mapové diela manuálne vektorizovali, alebo prácu Bailyho (2007), ktorý pri analýze máp využitia územia využil metódy spracovania obrazu. Analýzou historických máp z rôznych časových období je možné dokumentovať vývoj krajinných alebo antropogénnych prvkov na danom území, pričom tieto informácie môžu slúžiť ako vstup pre zrážkovo-odtokové modelovanie, pomocou ktorého je možné odhadnúť vplyv týchto zmien na odtok z povodia.

V predkladanej práci je prezentovaná analýza využitia územia povodia rieky Myjava so záverečným profilom určeným vodomernou stanicou Jablonica (1-4-13-03-025-01). Vybrané povodie ležiace v oblasti Myjavskej pahorkatiny je najmä vďaka pretvoreniu pôvodnej lesnej krajiny na krajinu poľnohospodársku charakteristické zrýchleným odtokom a výraznou vodnou eróziou spôsobujúcou odnos veľkého množstva erodovaného materiálu. Vývoj zmeny využitia územia bol dokumentovaný na dvoch historických mapách (I. vojenskom mapovaní z rokov 1764-1787 a vojenskom topografickom mapovaní z rokov 1952-1957) a bol porovnaný so súčasnou mapou využitia územia z roku 2010. Z historických mapových podkladov boli vytvorené mapy využitia územia, ktoré boli vzájomne porovnané a slúžili ako vstup pre zrážkovo-odtokové modelovanie pomocou modelu WetSpa, ktorým bol kvantifikovaný vplyv zmeny využitia územia na odtokové procesy povodia.

Mapovanie využitia územia v SR

Za začiatky mapovania využitia územia vo svete sa považujú 30. roky minulého storočia, keď tým vedený profesorom L. Dudley Stampom z Veľkej Británie ukončil prvé mapovanie využitia územia Veľkej Británie v mierke (1:63 000) (Baily, 2007). Za prvé snahy o zdokumentovanie spôsobu využitia územia na Slovensku možno označiť pozemkový kataster pozostávajúci z písomného a mapového operátu (katastrálne mapy), pričom písomný operát dával okrem iného informácie o druhu pozemku a spôsobe jeho využitia a mapový operát obsahoval hranice jednotlivých pozemkov. Nevýhodou takéhoto mapovania pre potreby analýzy zmeny využitia územia je fakt, že hranice pozemkov zakreslených v katastrálnej mape nezohľadňujú typ krajinného prvku, ale sú vytýčené na základe vlastníckeho práva k danej parcele. Jednotlivé parcely pritom môžu obsahovať niekoľko krajinných prvkov (hranica dvoch krajinných prvkov môže napr. prechádzať stredom parcely), alebo naopak jeden krajinný prvok môže byť rozdrobený na veľké množstvo malých parciel, pričom informácie o využití parcely je nutné vyhľadávať manuálne v pozemkových hárkoch. Ďalším cenným zdrojom informácií o spôsobe využitia územia sú topografické mapy, ktoré boli na našom území vytvárané od druhej polovice 18. storočia pre potreby armády. Na území Slovenska sa v minulosti realizovalo niekoľko štátnych mapovaní, ktoré sú podrobnejšie popísané v prácach Maliarikovej (2015), Labudu (2005) alebo Zemana (2012). V predkladanej štúdii boli analyzované nasledovné mapové diela:

I. vojenské mapovanie (1764-1787)

I. vojenské mapovanie (I. VM) nazývané aj tereziánsko-jozefínske možno považovať za vôbec prvé systematické mapovanie na našom území. Bolo realizované medzi rokmi 1764 až 1787 na podnet Márie Terézie kvôli akútnemu nedostatku topografických podkladov pri bojových operáciách rakúsko-uhorskej armády (Zeman, 2012). Mapovanie je charakteristické tým, že nevznikalo na pevných geodetických základoch, reliéf a polohopis sa zakresľovali hrubým odhadom od oka z konského sedla, pričom vzdialenosti sa merali najmä podľa počtu otáčok kolesa konského povozu. Mapové dielo sa nachádza na 210 mapových listoch, ktorých kvalita je značne ovplyvnená polohovými deformáciami a veľmi hrubou zemepisnou orientáciou. Ukážka mapy I. vojenského mapovania z oblasti Myjavy je znázornená na Obr. 1a.

Topografické mapy v mierke 1:25 000 (1952-1957)

Topografické mapy v mierke 1:25 000 (TM25) , ktoré boli zhotovené medzi rokmi 1952 až 1957 možno považovať za prvé mapovanie na našom území po II. Svetovej vojne. Mapy TM25 boli zostrojené v súradnom systéme S-52 a v Baltskom výškovom systéme. Základnou metódou pri mapovaní bola univerzálna fotogrametrická metóda, ktorá bola doplnená inými metódami. Takto vzniknuté mapové dielo je považované za prvé moderné mapové dielo v našich dejinách, ktoré bolo čo do presnosti a obsahu na svetovej úrovni (Zeman, 2012).

Mapové dielo TM25 našlo široké uplatnenie vo všetkých oblastiach národného hospodárstva, pričom jeho posledné 4. vydanie bolo vydané v 90. rokoch 20. storočia. V predkladanej práci bola použitá prvá verzia mapového diela, ktorého ukážka je znázornená na Obr. 1b.



Obr. 1. Porovnanie výrezov máp a) I. vojenského mapovania, b) topografického mapovania v mierke 1:25 000 a c) súčasnej monotematickej mapy využitia územia v lokalite Myjava.
Fig. 1. Comparison of the map sections from a) I. military mapping, b) topographic mapping in the 1:25 000 scale and c) current land use map in the Myjava catchment.

Súčasné mapovanie využitia územia (2010)

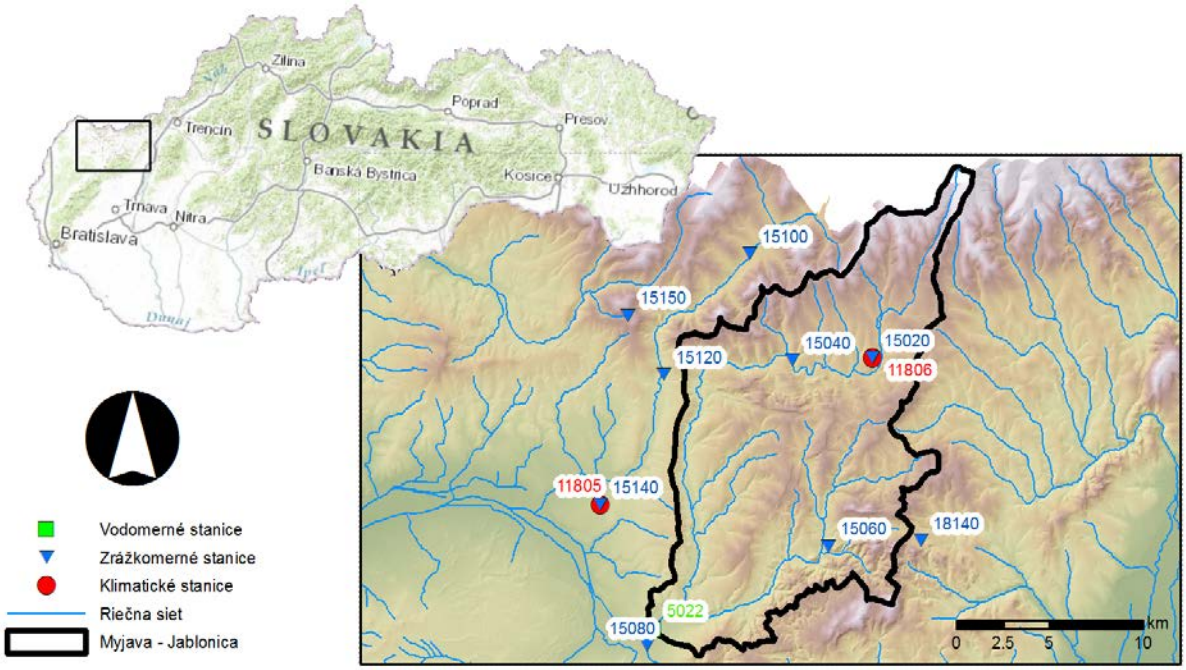
Pre potreby porovnania historického vývoja využitia územia so súčasným stavom bola v práci využitá aj mapa súčasného využitia územia (SUC), ktorá bola vytvorená zo snímok CORINE land cover 2010 doplnených údajmi z leteckých snímok ZB GIS a údajmi Národného lesníckeho centra vo Zvolene (mapa bola zhotovená a expertne upravená firmou ESPRIT). Na rozdiel od predchádzajúcich historických máp v tomto prípade nejde o komplexné mapové dielo, keď použitá mapa využitia je monotematická, a teda neobsahuje ani polohopis a ani výškopis. Jednotlivé prvky využitia územia sú rozdelené do sedemnástich kategórií, ktoré sú totožné s mapovaním CORINE land cover. Ukážka mapy súčasného využitia územia je znázornená na Obr. 1c.

Opis záujmového územia a vstupných údajov

Záujmové územie, ktoré je predmetom analýzy vplyvu zmeny využitia krajiny na odtok z povodia, tvorí povodie rieky Myjava so záverečným profilom v stanici Jablonica (pozri Obr. 2). Povodie sa nachádza na západnom Slovensku v pomerne hornatej oblasti Myjavskej pahorkatiny. Povodie je orientované na juhozápad a s rozlohou 235 km^2 ho možno zaradiť medzi malé až stredne veľké povodia. Priemerná nadmorská výška povodia je 361 m n.m. s najvyšším bodom vo výške 818 m n.m. (Čupec) a najnižším 206 m n.m. (Jablonica). Záujmové územie patrí do mierne teplej oblasti s priemernou ročnou teplotou okolo 10°C a s priemerným ročným úhrnom zrážok v rozmedzí medzi 550 až 600 mm, pričom v severných častiach povodia sa môže pohybovať medzi 900 až 1000 mm. Prirodzenú vegetáciu tvoria najmä lesné spoločenstvá, ktoré sú v prevažnej časti zastúpené listnatými lesmi a len v najvyšších častiach povodia aj zmiešanými a ihličnatými lesmi (Žarnovičan, 2008).

Súčasný charakter záujmového územia je do značnej miery ovplyvnený intenzívnym osídlením, ktorého prvá etapa siaha do druhej polovice 13. storočia. Osídlenie sprevádzalo odlesňovanie, zakladanie polí, lúk a pasienkov a postupné pretváranie prírodnej krajiny na krajinu kultúrnu. Druhá etapa osídlenia je spojená s kopaničiarskou kolonizáciou (17. až 18. storočie), počas ktorej došlo k osídleniu aj vyššie položených a odľahlých častí územia. Aj toto obdobie je spojené s intenzívnym odlesňovaním aj ťažko dostupných miest, keď na konci 18. storočia dosiahli plochy lesov historicky najnižšie hodnoty. Počas tohto obdobia nadobudla krajina špecifický ráz s veľkým množstvom úzkych mozaikových políčok, kde sa pravidelne striedala poľnohospodárska pôda so zatrávnenými plochami a úzkymi spoločenstvami lesov (Heinrichová, 2012). V 19. storočí došlo k snahe o znovuzalesnenie nevyužívaných plôch. Najvýznamnejším zásahom do využívania krajiny však bola kolektivizácia poľnohospodárstva a s ňou spojené sceľovanie pozemkov a likvidácia terasových polí, ku ktorej došlo v priebehu päťdesiatych rokov minulého storočia. Napriek tomu, že po kolektivizácii došlo k ďalšiemu zalesňovaniu pozemkov, vplyvom vytvorenia veľkých družstevných lánov na úkor mozaiky políčok vznikajú počas intenzívnych dažďov tzv. bleskové povodne sprevádzané rozsiahlou eróznou činnosťou (Stankoviansky, 1997).

Pre potreby zrážkovo-odtokového modelovania boli ako vstupné údaje použité okrem hydrometeorologických a klimatických údajov za obdobie 1997-2010 aj digitalne priestorové údaje ako digitálny model reliéfu, mapa pôdnych druhov a mapa využitia územia (súčasná mapa využitia územia z roku 2010). Z hydrometeorologických údajov boli použité denné zrážkové úhrny vo vybraných staniciach (pozri Obr. 2) a priemerné denné prietoky vo vodomernej stanici Jablonica. Z klimatických údajov boli použité priemerné denné teploty vzduchu vo vybraných staniciach (pozri Obr. 2).



Obr. 2. Poloha záujmového územia v rámci Slovenska a poloha zrážkomerných, klimatických a vodomernej stanice.
Fig. 2. The location of the pilot area in Slovakia and the location of precipitation, temperature and flow measurement stations.

Metódy

Vektorizácia historických máp

Historické mapy zobrazujúce záujmové územie boli dostupné vo forme georeferencovaných rastrových súborov, s ktorými však nebolo možné vykonávať analýzy zmeny využitia územia. Keďže takéto mapy nemajú explicitne určené typy krajinných prvkov (ich hranice sú nejasné resp. niektoré je možné určiť len nepriamo), bolo potrebné ich prevedenie do vektorovej formy. Najjednoduchším a najspoľahlivejším spôsobom vektorizácie historických máp je manuálna vektorizácia, pri ktorej sú identifikované hranice a typ vybraných krajinných prvkov (Cajthaml a Krejčí, 2008). Keďže podrobnosť jednotlivých máp sa od seba líši, pre každé mapové dielo bol identifikovaný iný počet krajinných prvkov. Viac o vektorizácii historických máp možno nájsť v prácach Velhartický (2009) alebo Maliariková (2015).

Analýza spôsobu využitia územia

Analýza zmeny využitia územia bola vykonaná len na vybraných krajinných prvkoch, ktoré bolo možné identifikovať vo všetkých mapových dielach. Ide o ornú pôdu, trávnaté porasty, lesy a urbanizované plochy. Analýza spočívala v percentuálnom vyjadrení vybraných krajinných prvkov v jednotlivých mapových dielach a ich vzájomnom porovnaní s cieľom identifikovať ich prípadný úbytok resp. prírastok.

Modelovanie odtoku a zrážkovo-odtokový model WetSpa

Pre posúdenie vplyvu zmien využitia územia na odtok z povodia bol použitý zrážkovo-odtokový model s rozčlenenými parametrami WetSpa (Wang a kol., 1996). Model bol vyvinutý na Vrije univerzite v Bruseli v Belgicku a slúži na simuláciu a predpoveď prenosu vody a energie medzi pôdou, rastlinstvom a atmosférou. Povodie je v modeli rozdelené štvorcovou sieťou na homogénne priestorové jednotky - bunky), v ktorých sa počíta vertikálna hydrologická bilancia a z ktorých sa simuluje pohyb vody do záverečného profilu povodia. Model pracuje s priestorovo-rozčlenenými parametrami prostredia odvodenými z digitálneho modelu reliéfu, mapy pôdnych druhov a mapy spôsobu využitia územia a s 12 globálnymi parametrami, ktoré sú konštantné pre celé povodie, a ktorých hodnoty sú optimalizované v procese kalibrácie modelu. Na vyjadrenie zhody medzi pozorovanými a namodelovanými údajmi sa počas kalibrácie použilo ako kritérium zhody Nash-Sutcliffov koeficient (Nash a Sutcliffe, 1970). Viac informácií o použití modelu WetSpa možno nájsť v prácach Horvát a kol. (2004), Rončák a kol. (2014), Liu a Smedt (2004).

Výsledky a diskusia

Analýza využitia územia

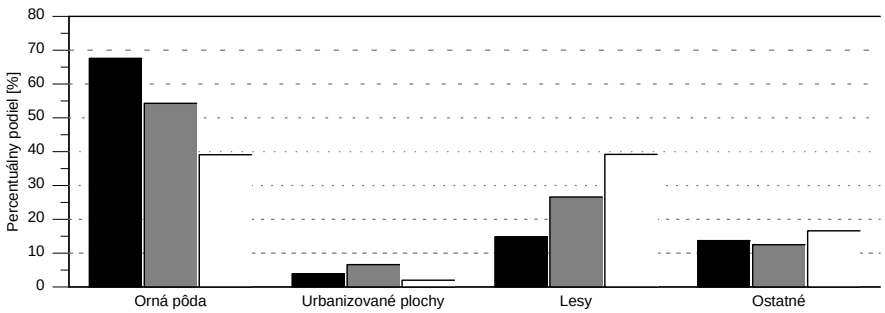
Manuálnou vektorizáciou historických máp bolo identifikovaných niekoľko kategórií krajinných prvkov. Počet identifikovaných krajinných prvkov sa pre jednotlivé mapové diela líšil, a to z toho dôvodu, že kvalita spracovania a podrobnosť týchto diel boli na rôznej úrovni. V prípade mapy I. VM bolo možné identifikovať iba 4 krajinné prvky (pozri Tabuľka 1). Naproti tomu v prípade podrobnejšej mapy TM25 bolo možné identifikovať už 7 prvkov a v prípade súčasnej mapy využitia územia dokonca až 9 prvkov (pozri Tabuľka 1). Percentuálne podiely jednotlivých typov krajinných prvkov, ktoré sú uvedené v Tabuľke 1, sú vyjadrené vo vzťahu k celkovej ploche záujmového územia. To znamená, že takto vypočítané percentuálne podiely nie je možné medzi sebou priamo porovnať, keďže napr. v prípade mapy I. VM nebolo možné rozlíšiť medzi jednotlivými typmi lesov. Navyše, prechodné lesokroviny, ktoré v ostatných mapových dielach zaberajú nezanedbateľnú časť územia (9,3% v prípade TM25 a 4.4% v prípade SUC), v mapách I. VM nebolo vôbec možné identifikovať a sú pravdepodobne súčasťou inej kategórie. Medzi prvky, ktoré bolo možné identifikovať s najväčšou spoľahlivosťou v prípade všetkých mapových diel patria urbanizované plochy a lesy. V prípade máp I. VM bolo možné ešte pomerne dobre identifikovať územie zodpovedajúce krajinnému prvku nízka tráva. Toto územie sa spravidla vyskytovalo v blízkosti lesov resp. zaberalo niektoré vyššie položené časti povodia, ktoré neboli využívané ako poľnohospodárska pôda. V prípade ostatných mapových diel sa však v tesnej blízkosti lesov vyskytovali prevažne prechodné lesokroviny, ktoré postupne prechádzali do nízkej trávy a následne do ornej pôdy. Z toho vyplýva, že v prípade máp I. VM krajinný prvok nízka tráva s najväčšou pravdepodobnosťou zahŕňa aj prechodné lesokroviny, čo potvrdzuje aj Tabuľka 1, kde súčet percentuálnych podielov týchto krajinných prvkov v mapových dielach TM25 a SUC je veľmi blízky percentuálnemu zastúpeniu nízkej trávy v prípade I. VM.

Porovnanie zmeny využitia územia v troch časových horizontoch bolo vykonané len pre 4 kategórie krajinných prvkov, ktoré boli reprezentované 1) ornou pôdou, 2) urbanizovanými plochami, 3) lesmi a 4) ostatnými plochami, pričom kategória lesy zahŕňala všetky typy lesných spoločenstiev. Kategóriu ostatné tvorili nízka tráva, prechodné lesokroviny a v prípade súčasného stavu využitia územia aj holá pôda a vodné plochy, ktoré však zaberajú zanedbateľnú časť povodia (len 0.1%). Výsledky porovnania sú zobrazené na Obr. 3, z ktorého vyplýva, že najväčšie zmeny nastali na plochách ornej pôdy a lesov.

Tabuľka 1. Percentuálne vyjadrenie typov identifikovaných krajinných prvkov v jednotlivých mapových dielach. Percentuálny podiel je vyjadrený vo vzťahu k celkovej ploche záujmového územia

Table 1. Percentage of identified land use types in individual maps. The percentage is expressed as a percentage from the total catchment area

Krajinný prvok	I. VM	TM25	SUC
Orná pôda	67.6%	54.3%	39.1%
Urbanizované plochy	3.9%	6.6%	2.0%
Ihličnaté lesy		6.3%	8.4%
Listnaté lesy	14.8%	13.9%	26.7%
Zmiešané lesy		6.4%	4.1%
Nízka tráva	13.7%	3.2%	12.1%
Prechodné lesokroviny	-	9.3%	4.4%
Holá pôda	-	-	0.0%
Vodné plochy	-	-	0.1%



Obr. 3. Porovnanie výskytu krajinných prvkov v jednotlivých časových obdobiach reprezentovaných rôznymi mapovými dielami.

Fig. 3. Comparison of the proportion of land use types in the particular time intervals represented by various historical maps.

Výsledky analýzy korešpondujú s popisom územia v časti 2, keď možno pozorovať postupný pokles plochy poľnohospodárskej pôdy a naopak nárast plochy lesov, ktorý je spôsobený postupným zalesňovaním ťažko obrábateľnej poľnohospodárskej pôdy (Stankoviansky, 1997). V prípade ornej pôdy ide o postupný pokles výmery z takmer 70% na skoro 40% plochy povodia, pričom v prípade lesov ide o postupný nárast z 14% na takmer 40%. Porovnaním urbanizovaných plôch možno pozorovať zvláštny jav, keď jej percentuálny podiel najskôr narastie z 3.9% na 6.6% a potom klesne len na 2% z Porovnaním urbanizovaných plôch možno plochy povodia. Tento paradox možno vysvetliť tak, že v prípade máp I. VM a TM25 nebolo možné dostatočne presne odlíšiť urbanizované plochy od zelených plôch v intraviláne obcí, a tak urbanizované územie bolo určené vymedzené vonkajšou hranicou obce (v prípade mapy SUC bolo možné rozlíšiť medzi zastavanými a ostatnými plochami v intraviláne obcí).

Modelovanie odtoku z povodia

Vplyv zmeny využitia územia na odtok z povodia, reprezentovaný priemernými dennými prietokmi v záverečnom profile povodia, bol analyzovaný s použitím zrážkovo-odtokového modelovania pomocou modelu WetSpa. Mapa spôsobu využitia územia predstavuje v modeli jeden zo základných priestorových vstupov, z ktorého sa odvodzujú priestorovo-rozčlenené fyzikálne orientované parametre modelu, charakterizujúce spôsob využitia územia (parametre intercepcie, hĺbka koreňovej zóny, index listovej plochy, parametre drsnosti). Tieto parametre sa v modeli nekalibrujú. Kalibrácia globálnych parametrov modelu bola vykonaná na kalibračnom období 1997 – 2010 a pri kalibrácii bola použitá súčasná mapa využitia územia z roku 2010. Kvalita simulácií bola posúdená porovnaním zhody medzi meranými a simulovanými priemernými dennými hodnotami prietokov v profile Jablonica pomocou hodnoty Nash-Sutcliffovho koeficienta. Tento nadobudol hodnotu 0,65, čo znamená, že model dosiahol viac ako priemernú presnosť simulácie. Odtok z povodia v minulých obdobiach, ktoré boli charakterizované rozdielnym spôsobom využitia územia bol simulovaný tak, že ako vstupné hodnoty do modelu boli použité klimatické a hydrometeorologické údaje za obdobie 1997-2010, globálne parametre modelu, ktorých kalibrácia bola opísaná vyššie a mapa využitia územia reprezentujúca príslušné historické obdobie (I. VM a TM25). Navyše, odtok z povodia bol simulovaný aj pre hypotetický scenár, predstavujúci využitie územia so zachovaním súčasného stavu urbanizovaných území a ostatnými plochami na povodí pokrytými listnatými lesmi, ktoré sú najbližšie potenciálnej prirodzenej vegetácii (Maglocký, 2002).

Výsledky simulácií sú zhrnuté v Tabuľke 2, zobrazujúcej okrem priemerných ročných hodnôt odtoku (v mm) aj priemerné ročné hodnoty niektorých ďalších simulovaných zložiek hydrologickej bilancie. Z výsledkov vyplýva, že najväčší priemerný ročný odtok z povodia by nastal pri spôsobe využitia územia z obdobia I. VM, kedy boli simulované aj najnižšie hodnoty výparu. V prípade využitia územia z obdobia TM25 možno pozorovať len veľmi malé zmeny v hydrologickom režime povodia v porovnaní so súčasným využitím územia, keď ako odtok, tak aj výpar z povodia ostávajú viac či menej konštantné. Najväčší rozdiel bol zaznamenaný v prípade hypotetického scenára (iba lesy a sídla) s najnižšími hodnotami priemerného celkového odtoku a výparu (pozri Tabuľka 2).

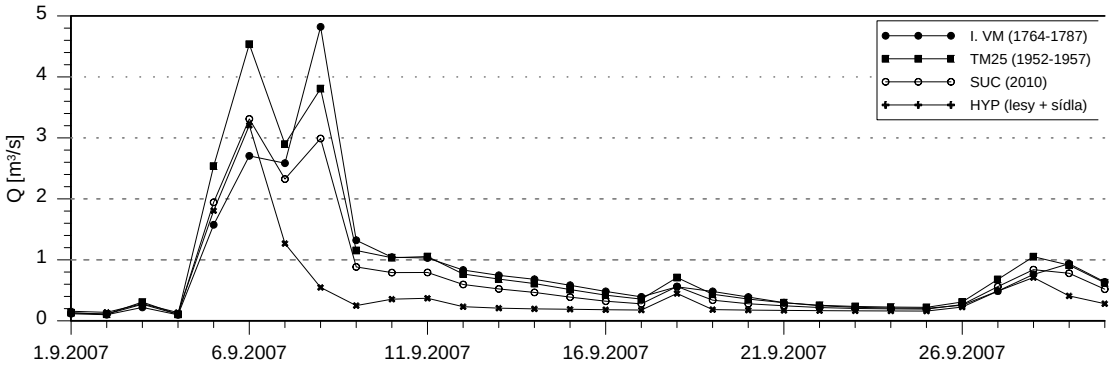
Rozdiely v prvkoch hydrologickej bilancie medzi jednotlivými spôsobmi využitia územia sú spôsobené najmä rozdielnou plochou lesov, pričom možno konštatovať, že odtok z povodia je priamo úmerný výparu a retenčnej schopnosti povodia.

Rozdiely možno pozorovať aj v simulácii extrémnych povodňových udalostí, ktoré sú demonštrované na Obr. 4 zobrazujúcom priebeh simulovanej povodňovej vlny zo septembra 2007 v povodí s rôznymi spôsobmi využitia územia. Obr. 4 ilustruje, že hydrogram simulovaného prietoku v záverečnom profile povodia pre hypotetický scenár (HYP) využitia územia dosahuje počas celého priebehu povodne najnižšie hodnoty. Naopak najvyššie hodnoty boli zaznamenané v prípade variantu I. VM s malými plochami lesa a veľkými plochami poľnohospodárskej pôdy (pozri Tabuľka 2).

Tabuľka 2. Zložky hydrologickej bilancie získané simuláciou odtoku z povodia počas rôznych scenárov spôsobu využitia územia

Table 2. Components of the hydrological balance obtained from the simulation of the catchment runoff under various land use scenarios

Obdobie	Výpar [mm]	Povrchový odtok [mm]	Podporvrchový odtok [mm]	Podzemný odtok [mm]	Celkový odtok [mm]	Rozdiel	
						Celkový odtok [mm]	Výpar [mm]
SUC	548,0	14,3	46,4	111,9	172,4	-	-
1.VM	544,8	17,6	46,5	115,6	179,7	+ 8	- 3
TM25	545,7	12,2	47,6	113,6	173,4	- 1	- 2
HYP	560,0	12,0	43,6	104,1	159,7	- 12	+ 12



Obr. 4. Porovnanie simulovaných denných prietokov počas povodňovej situácie zo septembra 2007 počas rôznych scenárov spôsobu využitia územia.
Fig. 4. Comparison of simulated daily flows during a flood situation from September 2007 using various land use scenarios.

Záver

Predložený článok sa venuje posúdeniu vplyvu zmeny využitia územia v rôznych historických obdobiach na odtok z povodia rieky Myjava so záverečným profilom v Jablonici. Údaje o spôsobe využitia územia boli získané z historických mapových podkladov, ktoré boli vektorizované v prostredí GIS. Analýza bola vykonaná na dvoch historických mapách: i) I. vojenské mapovanie (1764-1787) a ii) vojenské topografické mapovanie (1952-1957), ktoré boli porovnané so súčasným spôsobom využitia územia (2010). V analýze zmeny využitia územia boli porovnané 4 kategórie krajinných prvkov, ktoré bolo možné identifikovať vo všetkých 3 variantoch. Z analýzy vyplýva, že najväčšie zmeny možno pozorovať v ploche lesných porastov a poľnohospodárskej pôdy, pričom najmenšia rozloha lesov je v najstaršom období (I. VM) počas kopaničiarskej kolonizácie, kedy došlo k rapídnemu odlesňovaniu pôdy v prospech získavania ornej pôdy. Neskôr došlo k postupnému zalesňovaniu ťažko prístupnej poľnohospodárskej pôdy a to najmä v druhej polovici 20. storočia po kolektivizácii poľnohospodárstva. Vo všeobecnosti možno pozorovať postupný úbytok ornej pôdy a nárast zalesnených území.

V druhej časti práce bol vyhodnotený vplyv zmeny využitia územia na odtok z povodia, vyjadreným priemernou ročnou výškou odtoku v záverečnom profile povodia. Výsledky simulácií ukázali, že najväčší priemerný ročný odtok bol simulovaný v prípade variantu I. VM s najnižšou plochou lesov a najnižší v prípade hypotetického scenára spôsobu využitia územia tvoreného len prirodzenými lesmi so zachovaním existujúceho urbanizovaného územia. Analýza ďalej ukázala, že spôsob využitia územia môže mať výrazný vplyv na tvorbu extrémneho odtoku z povodia. Pri simulácii extrémnej povodňovej situácie zo septembra 2007 boli najvyššie prietoky simulované v prípade variantu I. VM a najnižšie opäť v prípade hypotetického scenára. To môže byť vysvetlené veľkým podielom plochy poľnohospodárskej pôdy v prípade variantu I. VM, ktorá má slabú retenčnú schopnosť a napomáha tvorbe povrchového odtoku, ktorý vzniká v prípade intenzívnych zrážkových udalostí.

Dosiahnuté výsledky naznačujú, že súčasný spôsob využitia krajiny sa z hľadiska schopnosti zmiernenia najmä extrémnych prietokov javí spomedzi analyzovaných scenárov (s výnimkou hypotetického scenára s prirodzenou vegetáciou) ako najvhodnejší. V skutočnosti však model nie je schopný zohľadniť vplyv rôznych krajinných opatrení alebo štruktúr, medzi ktoré možno zaradiť terasovanie, ktoré bolo bežné počas obdobia reprezentovaného I. VM, alebo mozaikovito rozčlenené políčka ornej pôdy, ktoré bránili rozsiahlej pôdnej erózii a spomaľovali tvorbu povrchového odtoku. Naproti tomu v súčasnosti je orná pôda sústredená do veľkých blokových lánov, ktoré umožňujú jednoduché nasadenie mechanizácie. Takéto usporiadanie krajiny však urýchľuje povrchový odtok, vedie k rozsiahlej pôdnej erózii (môže ústiť až do bahenných povodní) a zhoršuje celkovú hydrologickú situáciu v povodí (častejšie záplavy a slabá retenčná schopnosť povodia zhoršujúca obdobia sucha).

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV- 0303-11, Vedeckou grantovou agentúrou MŠVVaŠ SR v rámci projektu č. VEGA 1/0710/15 a Európskou komisiou v rámci projektu 7RP RECARE, kontrakt č. 603498.

Literatúra

Baily, B. (2007): „The extraction of digital vector data from historic land use maps of Great Britain using image

processing techniques“, e-Perimetron, 2(4), s. 209-223.

Belčáková, I. (2013): Ochrana, tvorba a manažment krajiny, Bratislava, Trio Publishing, s.r.o.

Cajthaml, J., Krejčí, J. (2008): „Využití starých map pro výzkum krajiny“. In GIS Ostrava 2008, Ostrava 27.-30.1.2008, TANGER spol. s r.o., CD ROM.

He, Y., Lin, K., Chen, X. (2013): „Effect of Land Use and Climate Change on Runoff in the Dongjiang Basin of South China“, Mathematical Problems in Engineering, 2013, 14 s.

Heinrichová, M. (2012): Spoločenský prejav a hodnoty historickej krajiny, Bratislava, STU, 152 s.

Hlavčová, K., Szolgay, J., Kohnová, S., Kostka, Z. (2007): „Využitie zrážkovo-odtokových modelov s priestorovo rozčlenenými parametrami pri odhade vplyvu využívania územia na odtokové pomery v povodí“, Životné prostredie, 41(4), s. 206-211.

Horvát, O., Danihilík, R., Velčická, L., Szolgay, J. (2004): „Využitie hydrologického distribuovaného modelu WetSpa v povodí Hornádu“, In: Hydrologické modelovanie ako súčasť integrovaného manažmentu. SHMÚ, Bratislava, s. 41-56.

Kánský, L. (2007): Sledování změn krajiny pomocí starých map v prostředí GIS [diplomová práca], České vysoké učení technické v Praze, Praha.

Labuda, M. (2005): „Identifikácia krajinných prvkov významných pre ekologickú stabilitu krajiny s využitím historických mapových diel“, In: Geografické aspekty středoevropského prostoru, Brno: Masarykova univerzita v Brne, s. 555-563.

Liu, Y.B., De Smedt, F. (2004): WetSpa Extension, A GIS-based Hydrologic Model for Flood Prediction and Watershed Management (Documentation and User manual), Vrije Universiteit Brussel, Brusel, Belgicko, 126 s.

Luo, P., Takara, K., Apip, He, B., Nover, D. (2013): „Palaeoflood simulation of the Kamo River basin using a grid-cell distributed rainfall run-off model“, Journal of Flood Risk Management, 7(2), s. 182-192.

Maglocký, Š. (2002): „Potenciálna prirodzená vegetácia“ (M 1:500 000), In: Atlas krajiny Slovenskej Republiky, Bratislava, s. 114-115.

Maliariková, M. (2015): Analýza využitia územia z historických máp na povodí Myjavy [diplomová práca], Slovenská technická univerzita v Bratislave, Bratislava.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): „River flow forecasting through conceptual models 1. A discussion of principles“, J. Hydrology, 10(3), s. 282-290.

Ray, D.K., Duckles, J.M., Pijanowski, B.C. (2010): „The Impact of Future Land Use Scenarios on Runoff Volumes in the Muskegon River Watershed“, Environmental Management, 46(3), s. 351-366.

Rončák, P., Hlavčová, K., Štefunková, Z. (2014): „Posúdenie prenositeľnosti parametrov v distribuovanom zrážkovo-odtokovom modeli“, Acta Hydrologica Slovaca, 15(1), s. 196-193.

Stankoviansky, M. (1997): „Antropogénne zmeny krajiny myjavskej kopaničiarskej oblasti“, Životné prostredie, 31(2), 6 s.

Velhartický, D. (2009): Návod pro vektorizaci map třetího vojenského mapování [bakalárska práca], Západočeská univerzita v Plzni, Plzeň.

Wang, Z., Batellan, O., De Smedt, F. (1996): „A Distributed Model For Water And Energy Transfer Between Soil, Plants And Atmosphere (Wetspa)“, Phys. Chem. Earth, 21, s. 189-193.

Zeman, M. (2015): „Historické mapové diela na geoportal.sazp.sk“, Enviromagazín, 5, s. 20-21.

Žarnovičan, H. (2008): „Lesné spoločenstvá východnej časti Myjavskej Pahorkatiny“, Phytopedon, 7(2), 230-239.

ANALYSIS OF LAND USE CHANGES IN THE MYJAVA RIVER BASIN UTILIZING HISTORICAL MAPS

The main objective of the study presented in this paper was to analyse the impact of land use change on the runoff from the Myjava catchment with an outlet in Jablonica station. The information about the evolution of land use was obtained from two historical maps created in 1764-1787 and 1952-1957 and from a current map of land use created in 2010. In order to perform the analysis the two historical maps had to be vectorised in an ArcGIS environment. The analysis of the land use change comprised of the comparison of 4 land use types which were identified in all three time horizons. The analysis showed that the biggest changes were observed in the percentage of forested and agricultural areas. The lowest percentages of forested areas were observed in the oldest period (1764-1787) during the kopanitse colonisation, when rapid deforestation took place in order to gain more land for agriculture. From the 19th century one could observe an effort to reforest some of the areas which were difficult to cultivate. Generally the analysis showed that there is an increasing trend in the percentage of forested areas and a decreasing trend in the percentage of agricultural land. The second part of the work was dedicated to the assessment of the impacts of these changes on the runoff from the catchment. The simulations using a distributed rainfall-runoff model showed that the highest mean annual runoff was simulated from a catchment with the 1764-1787 land use with the lowest percentage of forested areas. On the other hand the lowest mean annual runoff was generated by the hypothetical land use scenario with urbanised areas from 2010 and all other areas considered as forested land. The analysis also showed that the way land use can have a strong impact on the creation of extreme runoff which was demonstrated on the flood event from September 2007.

The results showed that the highest flood would occur

under the 1764-1787 land use and the lowest under the 2010 land use conditions (not taking into account the hypothetical land use scenario which generated the lowest flood wave). It is necessary to remark that the method presented in this study has a weakness, when the rainfall-runoff model is not able to take into account various management practices or landscape structures such as terracing or concentration of the agricultural land into small mosaic-like plots which was the case of the 1764-1787 horizon.

Ing. Peter Valent, PhD., MSc.
Ing. Marcela Maliariková
Mgr. Peter Rončák
prof. Ing. Kamila Hlavčová, PhD.
Ing. Beata Randusová, PhD.
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta Slovenskej technickej univerzity v Bratislave
Radlinského 11
810 05 Bratislava
E-mail: peter_valent@stuba.sk
marcela.maliarikova@stuba.sk
peter.roncak@stuba.sk
kamila.hlavcova@stuba.sk
beata.karabova@stuba.sk

ACTA HYDROLOGICA SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 161 - 166

PARAMETRIZÁCIA METÓDY SCS-CN NA POVODÍ MYJAVY

Beata Randusová; Romana Marková; Kamila Hlavčová; Silvia Kohnová

Metóda čísel odtokových kriviek (SCS – CN) na výpočet priameho odtoku z malých povodí bola vyvinutá pre poľnohospodárske oblasti štátov USA. Parametre metódy, ktoré predsavuje koeficient počiatočnej straty (λ) a číslo odtokovej krivky (CN), tak ako ich navrhuje pôvodná metodika vyvinutá Americkým úradom na ochranu pôdy (NRCS – SCS) nemusia vyhovovať naším pomerom, a preto pre spoľahlivejšie určenie priameho odtoku je nutná ich kalibrácia na reálnych zrážkovo-odtokových údajoch. V tejto štúdii sme aplikovali metódu SCS – CN na horné časti povodia toku Myjava. Cieľom práce bolo testovať závislosť medzi príčinnými zrážkami a priamym odtokom a prispôsobiť (regionalizovať) metódu na podmienky povodia hornej Myjavy. Na základe zrážkovo-odtokových údajov za obdobie 1989-2013 boli vytvorené nové empirické odtokové krivky a odvodený koeficient λ. Pre analyzované povodie je vhodnejšie použiť optimalizované parametre λ a CN, ktoré boli odvodené na základe empirických údajov a lepšie reprezentujú merané zrážkovo-odtokové udalosti než pôvodné parametre metódy SCS-CN.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: SCS-CN metóda, priamy odtok, koeficient počiatočnej straty λ

PARAMETRISATION OF THE SCS-CN METHOD ON THE MYJAVA CATCHMENT. Curve number method (SCS - CN) for calculation of direct runoff from small watersheds was developed for the agricultural areas in the United States. Parameters of the method, initial abstract coefficient (λ) and curve number (CN), as proposed by the original methodology developed by the US Soil Protection (NRCS - SCS) are questionable and therefore, for more reliable runoff determination, it is necessary to calibrate them on real rainfall-runoff datasets. In this study, we applied the SCS-CN method on the upper parts of the Myjava River basin. The aim was to test the relationship between rainfall and direct runoff and adapt (regionalise) the method to conditions of the upper catchment of the Myjava River. Based on the rainfall-runoff data for the period 1989-2013 new empirical curves and variable initial abstraction coefficient λ were derived. For the analyzed catchment it is preferable to use the optimized parameters λ and CN which have been derived from empirical data and represent the rainfall-runoff relationship better than the original parameters of the SCS-CN method.

KEY WORDS: SCS-CN method, direct runoff, initial abstraction coefficient λ

Úvod

Z dôvodu ochrany malých povodí pred škodlivými účinkami vody (vodná erózia a povodne z extrémnych zrážok) je dôležité poznať, ako fungujú zrážkovo-odtokové procesy na danom území. Na analýzu zrážkovo-odtokového (Z-O) vzťahu sa okrem zrážkovo-odtokových hydrologických modelov používa najmä v povodiach bez priamych pozorovaní viacero empiricky orientovaných metód. V článku bola použitá metóda SCS-CN, ktorá vznikla na základe analýzy empirických dát z malých poľnohospodársky využívaných povodí v USA. Bola vyvinutá Americkým úradom na ochranu pôdy (USDA Soil conservation service) v 50. rokoch 20. storočia. Ide o pomerne jednoduchú empirickú metódu, ktorú je možné využiť pri nedostatku priamych pozorovaní na výpočet výšky priameho odtoku z malých povodí pre jednotlivé zrážkovo-odtokové udalosti.
Výška priameho odtoku v [mm] metódou SCS-CN sa určuje pomocou nasledovného vzorca:

$$Q = \frac{(P-Ia)^2}{P-Ia+S} \qquad ak\ P>Ia \qquad (1)$$

$$Q=0 \qquad ak\ P \leq Ia \qquad (2)$$

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (3)$$

$$I_a = \lambda S \quad (4)$$

kde
Q - výška priameho odtoku [mm],
P - úhrn príčinných zrážok [mm],
S - potenciálna maximálna retencia povodia,
λ - koeficient počiatočnej straty,
Ia - počiatočná strata [-],
CN - číslo [-].

V praxi sa vyskytujú CN čísla v intervale 40 až 95. V USDA (1954) sú uvedené tabuľky s CN číslami pre poľnohospodársky využívané, poľnohospodársky nevyužívané a pre zastavané oblasti (príklad Tab. 1) zostavené úradom NRCS. CN čísla uvedené v tabuľkách boli vytvorené empiricky na konkrétnych dátach prívalových dažďov v rôznych oblastiach USA. Ak by sa použili iné prívalové dažde alebo charakteristiky povodia, dosiahli by sa iné hodnoty CN čísel. Viacerí autori skúmali aplikáciu čísel CN z tabuliek na skutočných nameraných dátach. Rozdiely medzi číslami odčítaných z tabuliek a tými z nameraných dát boli v niektorých prípadoch výrazné. Autori navrhujú aj využitie všetkých dostupných dát zo susedných povodí a tokov a skúseností na stanovovanie vlastných CN čísel (Elhakeem, 2009; Banasik a Woodward, 2010).
Vyjadrenie Ia (počiatočnej straty) pomocou potenciálnej retencie S výrazne zjednodušilo odtokovú rovnicu a jej použitie. Hoci, detaily o pôvode dát a metóde použitej v analýze, ktorá by vysvetlila vzťah Ia = 0,2S sa nezachovali. Viacerí autori vyšetrovali závislosť Ia/S. Chen (1976) ako prvý zaviedol index λ za pomer Ia/S. Podľa autora Mockus (1972) kolíše parameter λ v intervale λmin = 0,013, λmax = 2,1, navrhnutá stredná hodnota λ je teda veľmi približná, čo má negatívny vplyv na vypočítaný odtok. Jiang (2001) vo svojej práci použil dve metódy na vyhodnotenie koeficienta λ a analyzoval 307 povodí. Zistil, že 90% hodnôt bolo menších ako hodnota 0,2. Štúdie poukazujú na veľký rozptyl empiricky určených koeficientov λ, od negatívnych hodnôt až po hodnoty väčšie ako 1. Keďže parametre CN a λ sa navzájom ovplyvňujú, ich správna optimalizácia sa komplikuje. Koeficient λ je menej citlivým parametrom z čoho vyplýva variabilita jeho hodnoty. Tieto rozdiely môžu byť spôsobované skôr anomáliami než logickými hydrologickými procesmi. Empirické určovanie koeficienta λ môže byť pomerne nepresné a môže zavádzať v objasňovaní hydrologických procesov. Z toho dôvodu pri vytváraní nových tabuliek CN čísel by sa nemala zavádzať konštantná hodnota koeficienta. Každá Z-O udalosť môže mať totiž inú hodnotu aj napriek rovnakým hydrologickým a fyzicko-geografickým podmienkam. Parameter λ by ale nemal významne ovplyvňovať presnosť výsledného CN čísla, hoci bude koeficient λ všeobecne nepresný (Schneider et al., 2005).

Cieľom príspevku bolo aplikovať metódu SCS-CN na povodí toku Myjava a kalibrovať jej parametre SCS-CN (CN číslo a λ) pomocou empirických údajov z analyzovaného povodia.

Metodika

Pri metóde SCS-CN sa ako vstupné údaje využívajú výška príčinných zrážok (P) a číslo odtokovej krivky (CN). CN číslo predstavuje parameter, ktorý charakterizuje retenčnú schopnosť povodia na základe:

- hydrologických vlastností pôd v závislosti od vsakovacích vlastností pôdy (rozlišujú sa 4 skupiny - A,B,C,D)
- využitia územia, vegetačného krytu a spôsobu obrábania pôdy
- predchádzajúcej vlhkosti pôdy, ktorá sa určuje ako suma zrážok za predchádzajúcich 5-dní. Podľa celkového úhrnu zrážok za predchádzajúcich 5 dní patrí zrážkovo-odtoková udalosť do tried PVP I, PVP II alebo PVP III. Prepočet medzi jednotlivými triedami je možný podľa Hawkins a kol. (1985):

$$CN\ I = \frac{CN\ II}{2{,}281 - 0{,}01381 CN\ II} \quad (5)$$

$$CN\ III = \frac{CN\ II}{0{,}427 - 0{,}00573 CN\ II} \quad (6)$$

Aj na základe viacerých prác, ktoré boli vytvorené aj na Katedre vodného hospodárstva krajiny SvF STU v Bratislave (napr., Spál a Danáčová, 2011; Karabová, 2014; Marková, 2015) sa ukázalo, že CN metóda vo svojej pôvodnej podobe nedosahuje spoľahlivé výsledky a jej parametre je potrebné reginalizovať pre každé riešené povodie alebo homogenny región. V uvedenom článku prinášame výsledky regionalizácie 2 parametrov metódy – čísla CN a koeficienta počiatočnej straty λ pre povodie toku Myjava. Regionalizácia bola urobená na empirických vstupných údajoch, ktoré tvorili vybrané zrážkovo-odtokové udalosti, charakterizované prietokovou vlnou (objemom, resp. výškou priameho odtoku) a úhrnom príčinných zrážok.
Výber prietokových vĺn a separácia priameho odtoku boli urobené pomocou programu vytvoreného na Katedre vodného hospodárstva krajiny SvF STU v Bratislave. Začiatok každej vlny sa určoval subjektívne v bode začiatku hydrogramu, ktorý bol spojený s bodom maximálnej krivosti zostupnej vetvy. Výstupom bol objem priameho odtoku a výška zrážky, ktorá odtok spôsobila. Vyberané boli len prietokové vlny s jedným vrcholom, ktoré boli spôsobené jednodňovým a maximálne dvojdňovým úhrnom zrážok vo vegetačnom období (apríl - september). Na základe objemu priameho odtoku sa vypočítala výška priameho odtoku. Z takto spracovaných údajov sme pre každú prietokovú vlnu vypočítali empirické CN číslo (CN_{emp}) pomocou vzorca:

$$\mathrm{CN_{empII}} = \frac{25400}{5\left(\mathrm{P}+2\mathrm{Q}-\sqrt{4\mathrm{Q}^2+5\mathrm{PQ}}\right)+254} \quad (7)$$

kde
P - zrážkový úhrn, ktorý spôsobil prietokovú vlnu [mm],
Q - výška priameho odtoku [mm].

Výsledná hodnota čísla CN (CN_{empII}) pre dané povodie bola určená ako priemerná hodnota čísiel CN určených pre jednotlivé udalosti. Predpokladali sme pritom, že sa jedná o stredný vlhkostný stav pôdy (PVP II), ktorý je reprezentovaný indexom $_{II}$.
Pre porovnanie bolo určené aj teoretické CN číslo (CN_{teorII}), a to pomocou digitálnych mapových podkladov pôdnych druhov a spôsobu využitia územia v prostredí GIS ako vážený priemer tabuľkových hodnôt CN (USDA, 1954).
Teoretické a empirické CN čísla slúžili ako vstup pri vytvorení teoretických (pôvodných) a empirických (nových) odtokových kriviek, ktoré boli vytvorené na základe vzorca (1) a (2), pričom tieto krivky predstavujú závislosť výšky priameho odtoku Q [mm] od výšky príčinných zrážok P [mm].
Pri tvorbe teoretických a empirických odtokových kriviek sme uvažovali s s konštantným koeficientom počiatočnej straty λ=0,2 podľa pôvodnej metodiky. V ďalšom sme sa pokúsili regionalizovať na základe empirických údajov aj tento parameter. Pomocou kombinácie vzorcov (1) a (4) bol vypočítaný koeficient počiatočnej straty λ pre každú vybranú zrážkovo-odtokovú udalosť, pričom na výpočet hodnoty S (vzorec (3)) sa použila hodnota teoretického čísla pre vlhkostný stav II CN_{teorII}, ktorá sa získala z mapových digitálnych podkladov. Následne sme odvodili lineárny vzťah medzi hodnotami koeficienta počiatočnej straty λ a hodnotami príčinných zrážok λ=f(P) pre dané povodie.

Vstupné údaje

Ako vstupné údaje boli pre povodie Myjavy (vodomerná stanica 5020 Myjava- Myjava) k dispozícii zrážkové údaje v dennom kroku a prietokové údaje v hodinovom kroku za obdobie 1989-2013 poskytnuté Slovenským hydrometeorologickým ústavom (Tab.1, Tab. 2). Z radu prietokových údajov boli vyberané prietokové vlny, ktoré vznikli z jednodňového až dvojdňového úhrnu zrážok v rámci vegetačného obdobia (apríl-september) s kulminačným prietokom väčším ako $Q_1 = 0{,}3\ m^3/s$. Pre vybrané povodie boli dostupné digitálne mapové podklady (mapy využitia územia, pôdnych druhov, riečnej siete, zrážkomerných a vodomerných staníc). Prekrytím mapy využitia územia a mapy pôdnych druhov, ktorá bola reklasifikovaná na mapu hydrologických skupín pôd, bola vytvorená mapa teoretických CN čísiel (Obr. 2). Na základe váženého priemeru podľa Obr. 2 bola pre povodie toku Myjava určená výsledná hodnota CN_{teorII}=74.

Výsledky analýzy pre povodie 5020 Myjava - Myjava

Pre povodie toku Myjava po stanicu 5020 Myjava-Myjava bolo separovaných 20 prietokových vĺn, reprezentujúcich 20 zrážkovo-odtokových situácií. Následne bola vypočítaná 1/hodnota CN_{teorII}=74 (digitálne mapové podklady), 2/empirické hodnoty CN pre každú udalosť (s predpokladom λ = 0,2) a ich priemerná hodnota CN_{empII}=75 (vzorec (7)), 3/ empirické hodnoty koeficienta počiatočnej straty λ (s predpokladom CN_{teorII}) pomocou kombinácie vzorcov (1) a (4). Na Obr. 3 je znázornený histogram početnosti hodnôt koeficienta počiatočnej straty λ. Ako vidieť z Obr. 3, hodnota λ je premenlivá a najväčšia početnosť hodnoty je medzi 0,15-0,20. Následne bola odvodená závislosť λ=f(P), graficky zobrazená na Obr. 4.

$$\lambda = 0{,}0075P + 0{,}0532 \qquad (8)$$

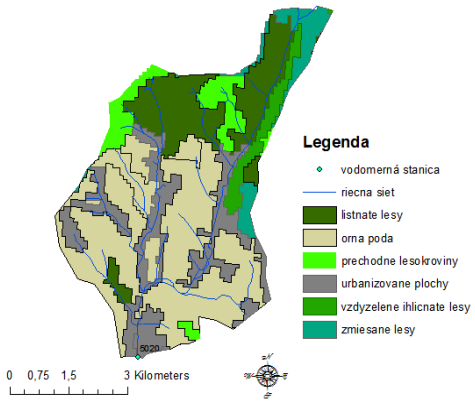
Na Obr. 5 sú znázornené teoretické, modifikované a empirické odtokové krivky pre povodie 5020 Myjava-Myjava. Čiernou farbou sú znázornené pôvodné teoretické odtokové krivky pre všetky 3 triedy predchádzajúcej pôdnej vlhkosti (PVP I→CN_{teorI}, PVP II→CN_{teorII} a PVP III→$CN_{teorIII}$), ktoré boli vytvorené na základe vzťahu (1) a (2), pričom bola použitá pôvodná hodnota λ=0,2.

Tabuľka 1. Vodomerná stanica 5020 Myjava - Myjava
Table 1. Stream-gauging station 5020 Myjava - Myjava

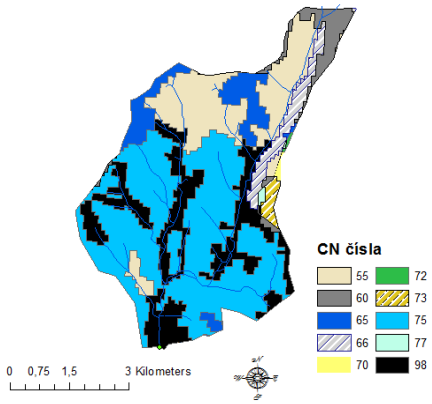
Vodný tok	Vodomerná stanica		Plocha povodia (km^2)	doba pozorovania	prietokové údaje (časový krok)
	ID	názov			
Myjava	5020	Myjava	32,02	1989-2013	hodinový

Tabuľka 2. Zrážkomerné stanice v hornej časti povodia Myjavy
Table 2. Precipitation-gage stations located in the upper part of the Myjava catchment

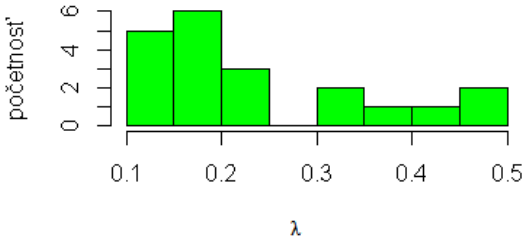
Zrážkomerné stanice		doba pozorovania	zrážkové údaje (časový krok)
ID	názov		
15020	Myjava	1989-2013	Denný
15040	Túra Lúka	1989-2013	Denný
15100	Vrbovce	1989-2013	Denný



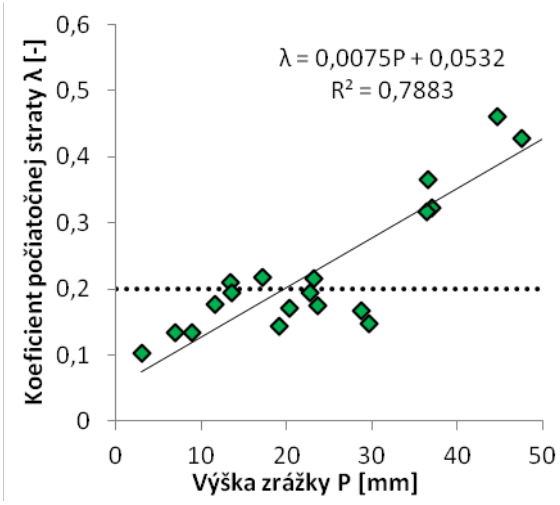
Obr.1. Mapa využitia územia.
Fig. 1. Landuse map.



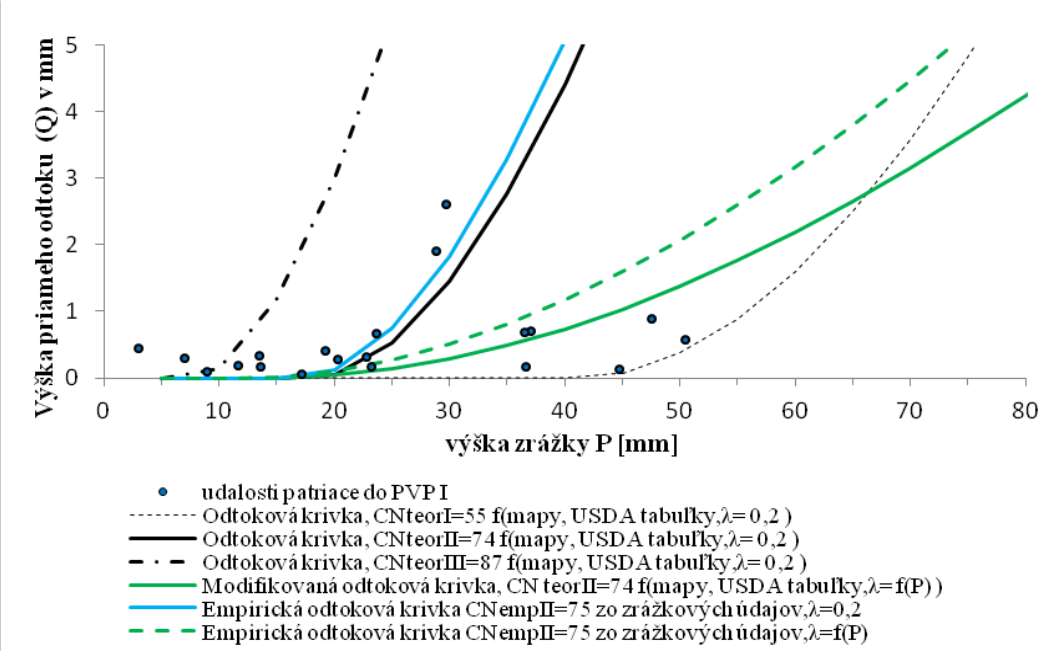
Obr. 2. Mapa CN_{teorII}.
Fig. 2. Map of CN_{teorII}.



Obr. 3. Početnosť koeficienta počiatočnej straty λ pre povodie 5020 Myjava – Myjava .
Fig. 3. Count of initial abstraction coefficient λ for the 5020 Myjava - Myjava catchment .



Obr. 4. Vzťah pre výpočet koeficienta počiatočnej straty pre povodie 5020 Myjava-Myjava.
Fig. 4. Formula for calculation of the initial abstraction coefficient for the 5020 Myjava – Myjava .



Obr. 5. Teoretické odtokové krivky, modifikované odtokové krivky a empirické odtokové krivky pre CN_{empII}=75 na povodí Myjava (stanica 5020).
Fig. 5. Theoretical runoff curves, modified runoff curves and empirical runoff curves for $CN_{empII'=}$75 Myjava catchment (station 5020).

Na základe premenlivého koeficienta λ boli odvodené empirické a modifikované odtokové krivky. Modifikovaná odtoková krivka s CN_{teor}, ktorá boli vytvorené na základe tabuliek a premenlivej hodnoty koeficienta λ, empirické krivky boli odvodené na základe empirických CN_{emp} čísel pri použití konštantného a premenlivého koeficientu λ. Z obrázka vidieť, že pôvodné teoretické odtokové krivky nezodpovedajú reálne pozorovaným prietokovým vlnám, ktoré sú znázornené bodovo. Všetky analyzované udalosti patria do PVP I, takže najviac by sa mali hodnoty blížiť k odtokovej krivke CN_{teorI}=55. Teoretická odtoková krivka CN_{teorI} znázorňuje, že priamy odtok sa podľa pôvodnej metodiky začne tvoriť až od výšky zrážky okolo P=45 mm, avšak namerané zrážkovo-odtokové udalosti (prietokové vlny) tomu nezodpovedajú. Modifikovaná odtoková krivka pre CN_{teorII}=74 s použitím λ=0,0075P+0,0532 má odlišnú strmosť a priamy odtok sa podľa nej tvorí už od hodnoty 20 mm. Z novovytvorených emprických kriviek je vidieť, že vhodnejšie je použitie premenlivého koeficientu počiatočnej straty než s pôvodným koeficientom λ=0,2. Odvodené teoretické, empirické a modifikované odtokové krivky sú vhodné len pre toto konkrétne skúmané povodie.

Diskusia a záver

Cieľom analýzy bolo modifikovanie metódy SCS-CN na povodie toku Myjava po vodomernú stanicu 5020 Myjava-Myjava. V práci sme sa sústredili na analýzu parametrov metódy ako je koeficient počiatočnej straty (λ) a číslo odtokovej krivky (CN). Číslo CN pre povodie Myjavy bolo určované na základe 2 spôsobov – teoreticky, na základe pôvodnej metodiky z digitálnych mapových podkladov a empiricky, na základe nameraných zrážkovo-odtokových dát. Toto číslo slúži ako vstup pre vytvorenie teoretických, empirických a modifikovaných odtokových kriviek.
Použitím nameraných zrážkovoodtokových udalostí bol odvodený vzťah pre výpočet premenlivého koeficientu λ na základe jeho lineárnej závislosti s príčinnými zrážkami, ktorý lepšie reprezentuje vzťah medzi meranými hodnotami priameho odtoku a zrážok na povodí než použitie pôvodnej hodnoty 0,2. Pri porovnávaní teoretických, empirických a modifikovaných odtokových kriviek sa zistilo, že je vhodnejšie použiť modifikované a empirické odtokové krivky s upravenými parametrami λ a CN než teoretické odtokové krivky kde sa uvažuje s pôvodnými parametrami. Nevýhodou metodiky spracovanej v článku je veľké množstvo neistôt, ktoré vyplývajú zo samotného subjektívneho výberu prietokových vĺn, subjektivity separácie priameho odtoku, dĺžky pozorovania prietokových radov, určenia priemerného zrážkového úhrnu na povodie metódou interpolácie, pri ktorom v dôsledku napr. výpadku jednej zrážkomernej stanice nemusí interpolovaná hodnota zrážok reprezentovať reálnu zrážkovú situáciu na analyzovanom povodí.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Vedeckou grantovou agentúrou MŠVVaŠ SR rámci projektu č. 1/0710/15 VEGA a tiež vďaka podpore MŠVVaŠ SR v rámci OP Výskum a vývoj pre projekt: Univerzitný vedecký park STU Bratislava (UVP STU Bratislava), ITMS 26240220084, spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja. Autori týmto ďakujú za podporu projektu.

Literatúra

Banasik, K., Woodward, D. (2010): Empirical determination of runoff curve number for a small agricultural watershed in Poland. Joint 9th Federal Interagency Sedimentation Conference and 4th Federal Interagency Hydrologic Modelling Conference June 27 – July 1, 2010, CD.

Elhakeem, M, Papanicolaou, A. N. (2009): Estimation of the runoff curve number via direct rainfall simulator measurements in the State of Iowa, USA. Water Resources Management. DOI: 10.1007/s11269-008-9390-1.

Hawkings, R.H., Hjemfeld, A.T., Zevenbeger, A.W. (1985): Runoff probability, storm depth, and curve number. In *Journal of Irrigation and Drainage Engineerin (ASCE)*. ISSN 0733-9437, 1979, roč. 111, č. 4, s. 330-340.

Chen, C-L. (1976): Urban storm inlet study, soil-cover-moisture complex: analysis of parametric infiltration models for highway side slopes, Federal Highway Administration Report, FHWA-RD-76-120, V5, Federal Highway Administration, Washington, DC.

Jiang, R. (2001): Investigation of runoff curve number initial abstraction ratio. MS thesis, Watershed Management, University of Arizona, Tucson, AZ. S. 120.

Karabová, B.(2014): Analýza parametrov metódy SCS – CN v podmienkach Slovenska. Dizertačná práca. Bratislava, STU, 2014.

Marková, R. (2015): Analýza parametrov metódy SCS-CN na povodí Myjavy. Diplomová práca. Bratislava, STU, 2015.

Mockus, V. (1972):Personnel communication to Orrin Ferris. USDA, Soil Conservation Service.

Rawls, W.J., and D.L. Brakensiek. (1983): A procedure to predict Green and Ampt. infiltration parameters. In Advances in infiltration. Proc. of the National Conference on Advances in Infiltration. Dec. 12-13. Chicago, IL.

Schneider, L., Mccuen, R. (2005): Statistical guidelines for curve number generation. J Irrig Drain Eng – ASCE 131(3):532–533 DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:3(282).

Spál, P., Danáčová, M. (2011): Význam určenia predchádzajúcich vlahových podmienok pri stanovení priameho odtoku metódou čísel odtokových kriviek (SCS CN). In 23. konferencia mladých hydrológov.,10. konferencia mladých vodohospodárov : Zborník príspevkov. Bratislava, SR, 9.11.2011. - Bratislava : Slovenský hydrometeorologický ústav, 2011. ISBN 978-80-88907-76-3.

USDA, Soil Conservation Service. (1954): National Engineering Handbook, Section 4 Hydrology.s.400.

PARAMETRISATION OF THE SCS-CN METHOD ON THE MYJAVA CATCHMENT

This study deals with the improvement of the SCS-CN method´s parameters on the Myjava River catchment to the gauging station 5020-Myjava-Myjava, which is located in Slovakia. The analysis was based on rainfall-runoff datasets in period of 1989-2013. Parameters CN-curve number and λ-initial abstract coefficient were analysed. The result of the study was creation of the linear regression of initial abstraction coefficient-λ and new empirical and modified runoff curves, which represent direct runoff in millimeters. Initial abstraction coefficient was computed for each event using empirical data sets. Empirical and modified runoff curves, in which the initial abstraction coefficient is a function of the rainfall depth, were then compared with the theoretical runoff curves, where the coefficient has a constant value of λ = 0.2. Empirical and modified drainage curves fit better than theoretical runoff curves.

Ing. Beata Randusová, PhD.
Ing. Romana Marková
Prof. Ing. Kamila Hlavčová, PhD.
Prof. Ing. Silvia Kohnová, PhD.
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta Slovenskej technickej univerzity v Bratislave
Radlinského 11
810 05 Bratislava
E-mail: beata.karabova@stuba.sk
romana.markova@stuba.sk
kamila.hlavcova@stuba.sk
silvia.kohnova@stuba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 167 - 175

MOŽNOSTI POSÚDENIA ZMIEN VÝMOĽOVEJ ERÓZIE NA POVODÍ MYJAVY

Michaela Danáčová, Radovan Nosko, Roman Výleta, Beata Randusová, Ján Szolgay

Vytváranie malých vidieckych sídiel, intenzívne odlesňovanie, rozširovanie ornej pôdy a následné sceľovanie pozemkov prispeli k celkovej zmene súčasnej krajiny povodia Myjavy. V dôsledku týchto zmien patrí dnes najmä oblasť Myjavskej pahorkatiny medzi územia, ktoré sú charakteristické rýchlym povrchovým odtokom zo svahov, spojeným s intenzívnou eróziou pôdy, ako aj výskytom bahenných povodní. Pri bahenných povodniach tečie z polí na svahoch voda, ktorá odnáša veľké množstvo pôdy. Vytvorené nánosy bahna spôsobujú škody v intravilánoch a extravilánoch, kde dochádza predovšetkým k zanášaniu komunikácií, korýt tokov a vodných nádrží, ako aj k ich znečisteniu. Počas zrýchlenej eróznej činnosti koncentrovaného odtoku na svahoch dochádza k intenzívnej tvorbe dočasných a trvalých eróznych rýh a výmoľov. V rámci príspevku sa budeme venovať možnostiam posúdenia vývoja a veľkosti ryhovej erózie pôdy na príklade vybraného erózneho výmoľa v lokalite Turá Lúka. Na základe mapových podkladov z rôznych historických období budeme hodnotiť jeho vývoj a zmeny v čase, s dôrazom na zmeny jeho plošného rozsahu a zmeny smeru na základe posunu polohy stredovej línie (osi výmoľa) v jednotlivých obdobiach.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: erózia pôdy, historické mapy, zmena výmoľovej erózie, povodie Myjavy

POSSIBILITIES OF ESTIMATING THE GULLY EROSION CHANGES ON THE MYJAVA BASIN. Development of small rural settlements, intensive deforestation, enlarging of arable lands and creating large blocks of cooperative fields have contributed to changes in the current landscape of the Myjava river basin. Due to these changes the Myjava Hill land has extraordinarily appropriate conditions for the formation of quick runoff processes, intensive soil erosion and related muddy floods. When muddy floods occur water is flowing from agricultural fields and carrying large quantities of soil. Negative effect of muddy floods is an accumulation of eroded material on roads, in river channels or water reservoirs. Intensive erosion activity of concentrated runoff on slopes creates suitable conditions for formation of permanent and preliminary gullies. The paper presents a possibility to estimate development of rill erosion on the example of selected permanent gully in the locality of Turá Lúka. Development of the gully and its changes over time were evaluated on the basis of historical and orto photo maps. An emphasis has been put on the changes in the length, area and the position of the gully in different periods.

KEY WORDS: soil erosion, historical maps, changes in the gully erosion, in Myjava river basin

Úvod

Zakladanie malých vidieckych sídiel, rozširovanie ornej pôdy na úkor lesov a následné sceľovanie pozemkov prispeli k celkovej zmene súčasnej krajiny povodia rieky Myjava. V súčasnosti patrí oblasť Myjavskej pahorkatiny medzi územia, ktoré sa vyznačujú rýchlym odtokom a intenzívnou eróziou pôdy, čoho dôsledkom sú aj bahenné povodne. Výrazným spôsobom tomu prispelo aj súčasné obhospodarovanie a odstraňovanie pôvodných terasovaných polí (Stankoviansky, 2003). Dôsledkom zrýchleného odtoku a eróznych procesov je existencia a intenzívna tvorba dočasných a trvalých eróznych rýh a výmoľov.

Z pohľadu poľnohospodárskej krajiny sa pod dočasným výmoľom (alebo efemérnym výmoľom) rozumie plytká erózna ryha vytvorená pôsobením koncentrovaného odtoku, ktorú je možné orbou pomocou poľnohospodárskeho stroja rekultivovať (Papčo, 2011). Tieto výmole väčšinou vznikajú počas krátkotrvajúcich zrážok s vysokou intenzitou. Ich hĺbka je limitovaná existenciou zhutneného podorničia. Zriedkavejšie dochádza k tvorbe

užších a hlbších efemérnych výmoľov, a to pri dlhodobých zrážkach s nízkou intenzitou (Stankoviansky, 2010). Permanentné (trvalé) výmole sú definované ako príliš hlboké na to, aby sa na ornej pôde mohli splanírovať orbou. Na Slovensku máme pomerne hustú sieť permanentných výmoľov, a ich vznik sa spája s obdobím tzv. malej doby ľadovej. Avšak aj súčasné procesy u nás vytvárajú vhodné podmienky pre vznik permanentných výmoľov. Predovšetkým ide o dôsledok zvýšenej frekvencie extrémnych meteorologicko-hydrologických udalostí. Permanentné výmole možno považovať za indikátory výskytu zrýchlenej výmoľovej erózie, a preto je pri analýze eróznych procesov dôležité poukázať na ich pôvod a sledovať ich vývoj.

Cieľom tohto príspevku bolo na príklade permanentného erózneho výmoľa v katastri Turá Lúka pomocou kartografických zdrojov posúdiť jeho zmeny a vývoj v čase. Pri posudzovaní jeho vývoja a prípadného návrhu jeho úpravy a sanácie je dôležité identifikovať základné parametre výmoľa (dĺžka, šírka, hĺbka, os výmoľa). Prostredníctvom analýzy historických a súčasných mapových podkladov bolo možné identifikovať zmenu smeru na základe posunu osi výmoľa v jednotlivých časových obdobiach, ako aj zmeny plošného rozsahu výmoľa.

Výmoľová erózia a jej prejavy

Vďaka našim prírodným podmienkam a spôsobu užívania pôdy je na Slovensku viacero území zraniteľných týmto druhom erózie. Mapu výskytu výmoľov v mierke 1:400 000 vytvorili Bučko a Mazurová (Bučko a Mazúrová, 1958 v Stankoviansky, Pišut, (2011), viď Obr. 1). Najhustejšia sieť výmoľov je spojená s pahorkatinami, kopcovitou krajinou, kde na vznik intenzívnej výmoľovej erózie vplývajú tieto činitele: náchylnosť územia na tvorbu sústredeného odtoku, málo rezistentná hĺbka pôdneho profilu (napr. flyš) a využitie krajiny (najmä poľnohospodárska pôda).

Ako vidieť z mapy (Obr. 1), hustou sieťou výmoľovej erózie (1 - 3 km/km^2) je na Slovensku postihnutých viacero oblastí. Ide predovšetkým o územie Myjavskej pahorkatiny, Kysuckej a Podbeskydskej vrchoviny, Javorníkov a tiež západnej časti Strážovských vrchov. Ďalšie zaujímavé oblasti z pohľadu výskytu výmoľovej erózie sa nachádzajú v západnej a východnej časti Ondavskej a Šarišskej vrchoviny, Nitrianska pahorkatina, Krupinská planina a Ipeľská kotlina (Hofierka, Koco, 2005).

Vodnú eróziu a jej dôsledky v oblasti Myjavskej pahorkatiny skúmal Stankoviansky (pozri napr. Stankoviansky, 1997, 2008, 2010). Vo svojich prácach popisuje ako najväčšiu hrozbu spojenú s výmoľovou eróziou vznik bahenných povodní, pri ktorých dochádza k odnosu obrovského množstva pôdy. Vysoká koncentrácia erodovaného materiálu ohrozuje blízke usadlosti, komunikácie a predovšetkým vodné zdroje. Tento typ povodní je spojený najmä s obhospodarovanými poliami. Množstvo odneseného materiálu počas povodne je závislé od intenzity a dĺžky trvania zrážok, od veľkosti prispievajúcej plochy a od podielu obnaženého pôdneho krytu (Stankoviansky, 2008). Počas bahenných povodní vznikajú predovšetkým efemérne výmole (dočasné).

Hofierka s Kocom (2005) poukázali na možnosť modelovania výmoľovej erózie s použitím geografických informačných systémov. Na príklade stabilizovaných výmoľov v okolí Bardejova modelovali potenciál vzniku eróznych výmoľov a vytvorili modely pre súčasný stav, ako aj predpokladaný stav pred vznikom výmoľov (Hofierka, Koco, 2005). Ďalším autorom, ktorý sa u nás zaoberal výmoľovou eróziou je Papčo (2011). Vo svojej práci analyzoval vývoj výmoľa v čase (na základe historických a súčasných mapových podkladov) spolu s analýzou korelátnych sedimentov (terénny výskum), uložených počas erózno akumulačných udalostí. Štúdia vychádzala z detailného výskumu permanentného výmoľa, ktorý je súčasťou výmoľovej siete nachádzajúcej sa na Nitrianskej pahorkatine (Papčo, 2011).



Obr. 1. Mapa výskytu permanentných výmoľov historickej výmoľovej siete na Slovensku upravená podľa (Bučko and Mazúrová, (1958) v Stankoviansky, Pišut, (2011)).
Fig. 1. Map of permanent gullies network formed by historical gullying (according Bučko and Mazúrová, (1958) in Stankoviansky, Pišut, (2011)).

Analýza prírodných a sociálnoekonomických dôsledkov týchto eróznych procesov je veľmi dôležitá. Treba podotknúť, že našim cieľom nebolo podať komplexný prehľad o výskyte výmoľov na Slovensku, ani o štúdiách zaoberajúcich sa posúdením a vývojom permanentných eróznych výmoľov. V našom prípade sme sa zamerali na posúdenie historického vývoja a jeho zmien v čase na jednom z permanentých výmoľov v Myjavskej pahorkatine. Poukázali sme na možnosti hodnotenia výmoľa z historických mapových podkladov, s cieľom pre posúdenie a hodnotenie eróznych procesov, ako aj pre návrhy protieróznych stabilizačných opatrení v uvedenej lokalite.

Záujmové územie

Našim záujmovým územím bola Myjavská pahorkatina, osídľovanie ktorej sa spája predovšetkým s kopaničiarskou kolonizáciou. Sekundárnym javom osídľovania bolo obrovské odlesňovanie, tvorba pasienkov, či obrábanie poľnohospodárskej pôdy. Priestorové rozloženie kopaníc nesie znaky uvedomelej reakcie kolonistov na topografické, geologicko-pôdne a hydrologické danosti kolonizovaného územia. Neskôr po roku 1948 došlo k ďalšiemu významnému zásahu do krajiny a to formou kolektivizácie poľnohospodárstva a s ňou spojeného vzniku jednotných roľníckych družstiev. Pred kolektivizáciou patril okres Myjava v bývalom Československu k územiam s najväčšou rozdrobenosťou poľnohospodárskych pozemkov. Po kolektivizácii zanikla mozaika pôvodných malých polí na úkor veľkých poľnohospodárskych plôch. Sceľovanie pozemkov prinieslo so sebou množstvo negatívnych javov (Stankoviansky, 1997). Rozdiely v spôsobe obhospodarovania pozemkov ich sceľovaním v období pred a po kolektivizácii v katastrálnom území Turá Lúka vidieť na (Obr. 2).

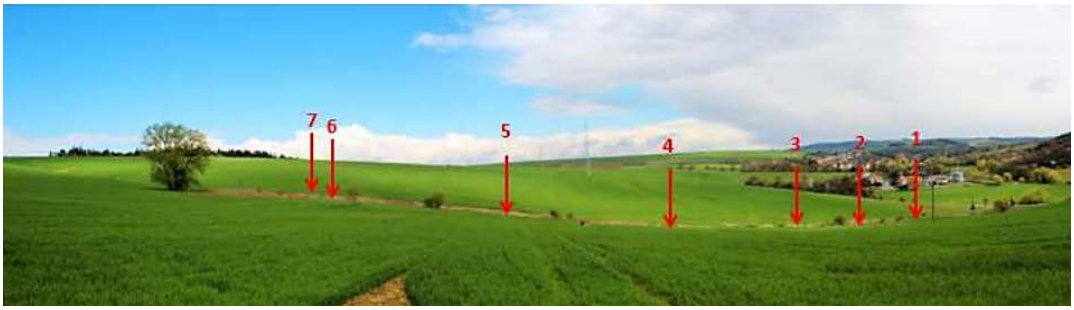
Najnevhodnejšou úpravou bola hlavne likvidácia stupňov pôvodných terasovitých vrstevnicových polí. Veľkým negatívom bolo taktiež pestovanie plodín nevhodných pre kopcovitú krajinu, akou Myjavské kopanice nepochybne sú.

Výmoľ, ktorý sa stal predmetom riešenia práce, sa nachádza v Trenčianskom kraji v okrese Myjava. Je lokalizovaný na konci mestskej časti Turá Lúka v blízkosti cesty II. triedy č. 581 spájajúcej mestá Myjava a Senica (Obr. 3). Mestská časť Turá Lúka je súčasťou rovnomenného katastrálneho územia a nachádza sa približne 3 km od centra mesta Myjavy. Sledovaný výmoľ je v niektorých mapových podkladoch zaznamenaný ako občasný tok, ktorý ústi do rieky Myjava. Na území boli v roku 2010 v rámci Programu revitalizácie krajiny a integrovaného manažmentu povodí SR vybudované opatrenia na stabilizáciu výmoľa vo forme drevených prehrádzok.

Detailný pohľad na drevenné prehrádzky vybudované vo výmole sú na nasledujúcich obrázkoch (Obr. 4).



Obr. 2. Obhospodarovania pozemkov v lokalite Turá Lúka pred (1952) a po (2006) kolektivizácii.
Fig. 2. Land use pattern before (1952) and after (2006) collectivization - locality of Turá Lúka.



Obr. 3. Panoramatický pohľad na výmoľ s rozmiestnením drevených prehrádzok.
Fig. 3. Panorama view of the gully with the small wooden dams.



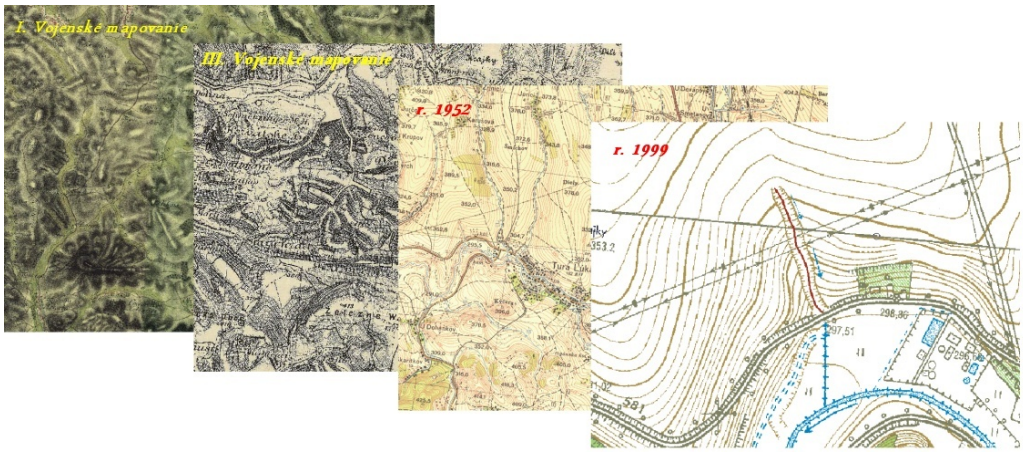
Obr. 4. Pohľad na permanentný výmoľ a drevené prehrádzky.
Fig. 4. View at the permanent gully and small wooden dams.

Vstupné údaje

Existenciu výmoľovej erózie môžeme hodnotiť na základe mapových podkladov, kde sú zakreslené resp. zaznamenané trvalé (permanentné) výmole. V prvom kroku sme analyzovali historické mapy prvých vojenských mapovaní Habsburskej monarchie, neskôr Rakúska-Uhorska. K dispozícii sme mali topografickú mapu I. vojenského mapovania z rokov 1763-1772 a 1782-1787 v mierke 1:28 880 a mapu z obdobia 1869-1885 v mierke 1:25 000 (III. vojenské mapovanie). Taktiež sme využili aj aktuálnejšie súbory z tejto skupiny máp, a to vydanie topografických máp spracované podľa údajov z 50-tych rokov 20. storočia v mierke 1:25 000, ako aj základnú mapu z roku 1999 (mierka 1:10 000). Ukážky vstupných mapových podkladov sú uvedené na obrázku č.5.
V súčasnosti zaznamenali rozmach mapové podklady vo forme ortofotomáp, ktoré lepšie interpretujú realitu (skutočný stav krajiny). Na takomto mapovom podklade môžeme detailnejšie pracovať s polohovým určením, ako aj s dĺžkou sledovaného výmoľa. V našom prípade sme porovnávali predovšetkým dĺžku a smerové vedenie výmoľa. Taktiež sme sa pokúsili určiť aj plochu vegetácie vo výmole a jeho blízkosti, ktorá prispieva k jeho stabilizácii. Analýzu sme robili na dostupných ortofoto mapách z rokov 1952, 2006 a z roku 2014 (obr. 6). „Historickú ortofotomapu z obdobia 1951-1952 zabezpečila Technická univerzita vo Zvolene; Historická ortofotomapa © GEODIS SLOVAKIA, s.r.o., EUROSENSE, s.r.o.; Historické LMS © Topografický ústav Banská Bystrica".

Hodnotenie výmoľa z topografických mapových podkladov

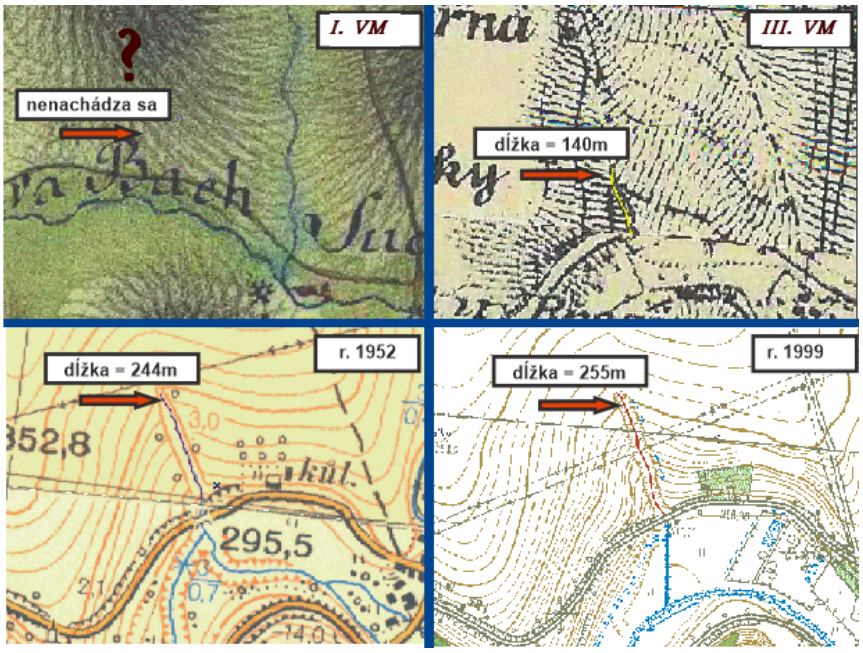
Pri hodnotení vývoja výmoľa boli použité už vyššie spomenuté dostupné mapové podklady, a to mapa z obdobia I. Vojenského mapovania (*I. VM*), mapa III. Vojenského mapovania, (*III. VM*), topografická mapa z roku 1952 (*TM25*) a základná mapa z roku 1999 (*ZM10*). V prostredí geografických informačných systémov (*ArcGIS*) sme sa pokúsili o zhodnotenie výskytu a vývoja sledovaného výmoľa, a to tak, tak že sme zakreslili a zmerali dĺžku výmoľa (Obr. 7).
Pri analyzovaní historických mapových diel sme zistili, že na najstaršej mape z 18. storočia sledovaný výmoľ nie je zakreslený (Obr. 7a). To však nemusí znamenať, že v tomto období sa tam výmoľ nenachádzal. Tento fakt naznačujú niektoré štúdie, ktoré hovoria o extremenej tvorbe výmoľov už v 14. storočí počas malej doby ľadovej (Stankoviansky, 2003). Na základe týchto skutočností je možné, že pre účely vtedajšieho vojenského mapovania nebol výmoľ svojimi rozmermi a umiestnením podstatný, a z tohto dôvodu nebol ani zakreslený. Iným vysvetlením môže byť aj možnosť, že výmoľ bol v tomto období zanesený erodovaným materiálom a v neskoršom období bol opäť vplyvom erózie vyhĺbený.
Prvá grafická zmienka o sledovanom výmole na nami použitých mapách je z obdobia rokov 1875 – 1883 (*III. VM*). Na tejto mape sa už výmoľ nachádza, a to v dolnej časti svahu s približnou dĺžkou 140 m. Presná identifikácia línie výmoľa je však naďalej obtiažna a závislá na subjektívnom pohľade riešiteľov. Na topografickej mape z povojnového obdobia vidíme erózny výmoľ zaznačený ako občasný tok spolu s jeho plochou. Pri porovnaní vidieť jednoznačný nárast v dĺžke stredovej línie, ktorá je približne 240 m (nárast v dĺžke o 70%). Na mape *ZM10* z konca 20. storočia je výmoľ opäť zaznačený ako občasný tok, pričom jeho dĺžka v tomto období predstavuje už 255 m. Opäť pozorujeme nárast v dĺžke výmoľa, v tomto prípade približne 80% oproti roku 1875-1883. Podobne ako u *TM25* je aj v mapovom diele *ZM10* zaznačená aj plocha výmoľa.
V prípade porovnania historických mapových podkladov musíme brať na zreteľ odlišné metódy zobrazovania, čo zapríčiňuje rôznu presnosť vyhotovenia mapových diel. Z tohto hľadiska je zrejmé, že hodnoty dĺžok výmoľa a jeho polohopisné určenie z jednotlivých máp nemusia byť úplne spoľahlivé. Taktiež je dôležitá aj rôznosť mierok vyhotovených máp: pri I.VM bola mierka 1:28 800, pri mapách III.VP a TM25 bola mierka 1:25 000 a základná mapa ZM10 bola k dispozícii v mierke 1:10 000. Napriek tomu je z grafického porovnania jednoznačné, že výmoľ vykazuje značný nárast



Obr. 5. Topografické podkladové mapy.
Fig. 5. Topographic base maps.



Obr. 6. Podkladové mapy – ortofotomapy.
Fig. 6. Orthophoto maps.



Obr. 7. Analýza vývoja výmoľa na historických mapách.
Fig. 7. Historical evolution of the permanent gully.

v dĺžke a to najmä v období od konca 19. po koniec 20. storočia. Všetky údaje získané na podklade historických máp sú zaznamenané v tabuľke (Tab.1).

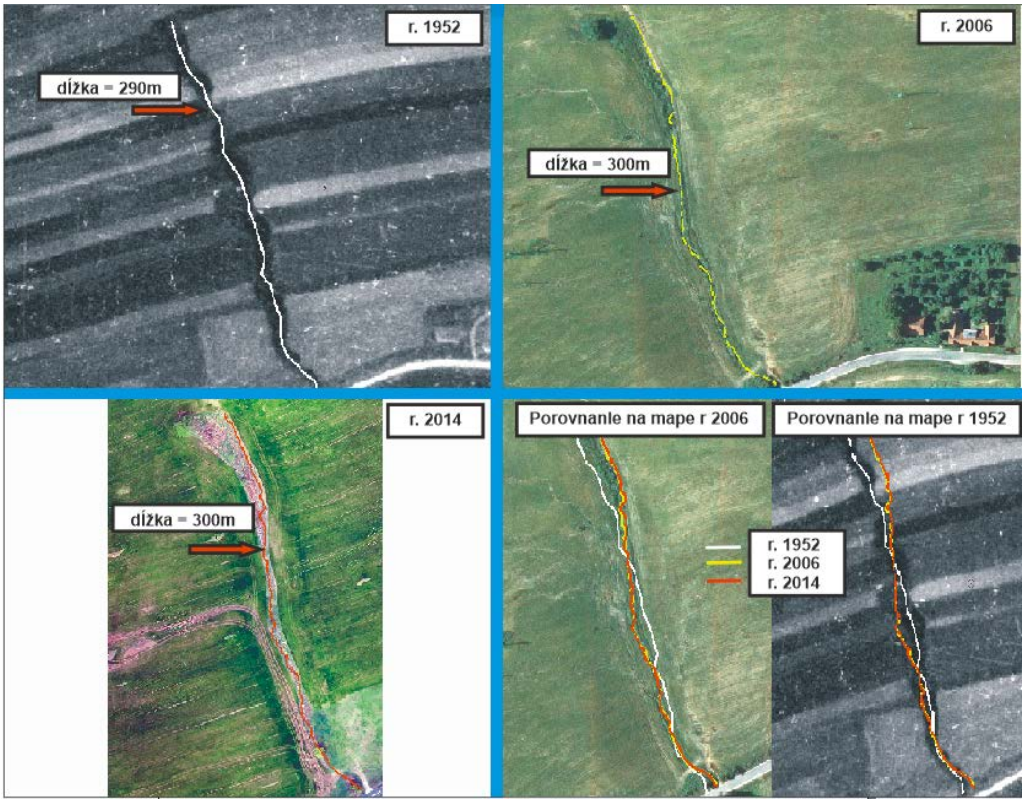
Hodnotenie výmoľa z ortofoto máp

Pri analýze výmoľa na základe ortofoto snímok získavame detailnejšie informácie o výmole, predovšetkým jeho zmenu v polohe a vývoji dĺžky v čase. Pri hodnotení sme opäť využili prostredie ArcGIS. Sledované zmeny smeru sme skúmali na základe posunu polohy stredovej línie výmoľa v jednotlivých rokoch (viď Obr. 7). Výrazné zmeny pozorujeme predovšetkým v období od polovice 20. storočia po súčasnosť. V tomto období dochádza k viditeľným zmenám smeru, ako aj k stabilizácií zhlavia výmoľa. Pri najstaršej ortofoto mape (r. 1952) sme stredovú líniu zakreslili stredom plochy výmoľa. Presnejšia identifikácia nie je vzhľadom ku kvalite vyhotovených snímok možná (zdroj: TU Zvolen).

Vývoj erózneho výmoľa je pozorovateľný najmä v jeho strednej a vrchnej časti (detail na Obr. 9). V spodnej časti sa stredová línia vyrážanejšie nezmenila. Možno ju považovať za stabilizovanú časť, čo má za následok, že v tejto časti sa nachádza už viac ako 150 rokov. V strednej časti dochádza k prepojeniu jednej z rýh s výmoľom, čo zapríčinili zosunuté svahy vplyvom erózie. Podobným spôsobom ohrozuje ryhová erózia i svahy vo vrchnej časti. V dĺžke za posledných 50 rokov nenastali výrazné zmeny.

Tabuľka 1. Údaje o vývoji výmoľa získané z historických máp
Table 1. Information about evolution of the gully from historical maps

Názov mapy	Rok	Mierka	Výskyt	Dĺžka (m)	Nárast dĺžky od r. 1882 (%)	Poznámka
I. Vojenské mapovanie	1773	1:28 800	?	-	-	Výmoľ nie je v mape zakreslený
III. Vojenské mapovanie	1882	1:25 000	ÁNO	140	-	Výmoľ viditeľný v blízkosti cesty
Topografická mapa *TM25*	1952	1:25 000	ÁNO	240	70%	Zakreslená plocha
Základná mapa *ZM10*	1999	1:10 000	ÁNO	255	80%	Zaznačený ako občasný tok

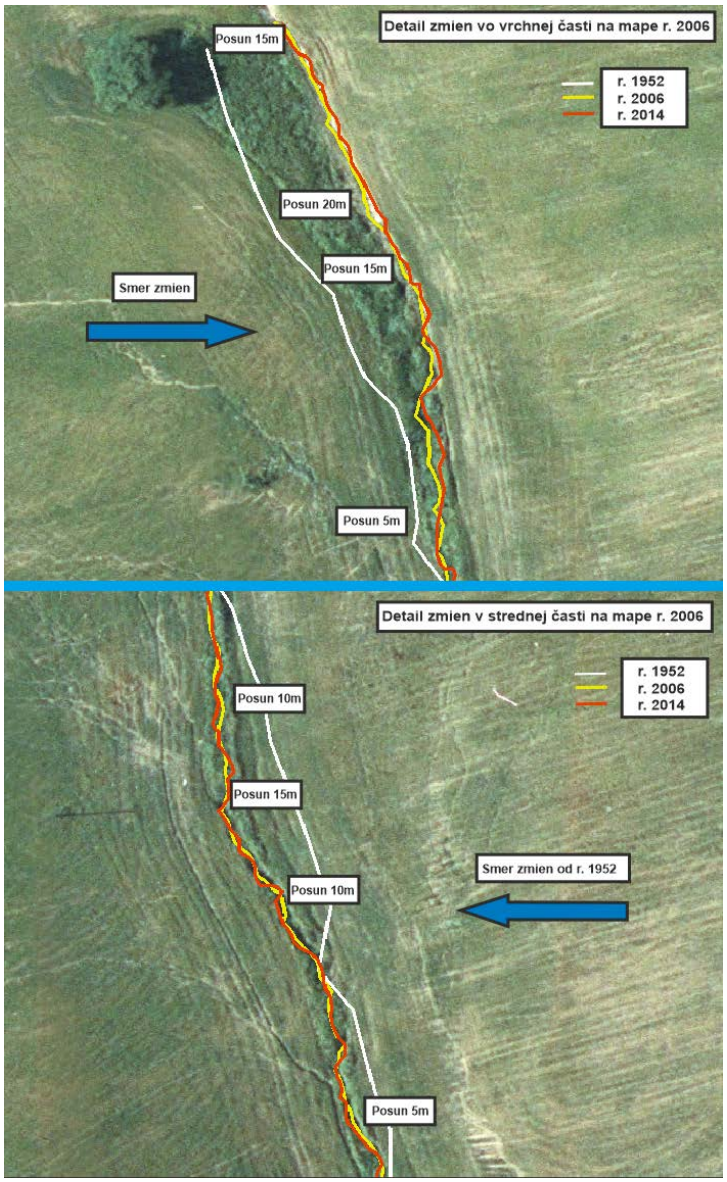


Obr. 8. Analýza výskytu výmoľa na ortofoto mapách.
Fig.8. Analyses of current gully on the orthophoto maps.

V období od 1952 po rok 2006 sa výmoľ predĺžil o približne 10 m. V prípade obdobia rokov 2006 - 2014 sa dĺžky pohybujú v rozmedzí od 300-302 metrov, čo môže byť spôsobené subjektívnym pohľadom pri značení stredovej línie v mape. Treba taktiež brať do úvahy aj rôznorodosť máp pri porovnaní dĺžky výmoľa na topografickej mape a ortofoto mape z obdobia 50-tych rokov.

Pri analýze vývoja výmoľa sme sa okrem jeho dĺžky venovali aj hodnoteniu zmien v ploche okolia výmoľa, ktorá je pokrytá vegetáciou. Tieto plochy nie sú vlastníkom pozemkov obhospodarované. Od začiatku 50 - tych rokov do roku 2006 sú najvýznamnejšie zmeny smeru výmoľa. V tomto časovom horizonte pozorujeme úbytok plochy pokrytej vegetáciou na sledovanom území. Spomínané zmeny v odklone stredovej línie sú zjavné najmä v hornej časti. V tomto prípade hovoríme o vetvení sledovaného výmoľa. V časovom období medzi rokmi 2006-2014 nastali zmeny vo veľkosti zabratej plochy poľnohospodárskej pôdy, kde tieto zmeny sú závislé v prvom rade od ročného obdobia, v ktorom bolo mapovanie vykonané. Aj v tomto období pozorujeme odklon stredovej línie, resp. rozšírenie samotného výmoľa (podrobnejšie viď Nosko, 2015).

Z porovnania jednotlivých máp sú zmeny smeru najmä v odklone stredovej línie do strany, čo môže byť spôsobené už spomínaným vetvením alebo rozšírením výmoľa. Ako už bolo spomenuté, najvýraznejšie zmeny sú v hornej a strednej časti výmoľa, kde odklon sa pohybuje v rozmedzí od 5 do 20 m. V roku 2010 boli vo výmole vybudované opatrenia na jeho stabilizáciu, čo je pravdepodobne jedným z dôvodov ustálenia jeho polohy v posledných rokoch. Grafické znázornenie spomínaných zmien je na obrázku Obr. 9.



Obr. 9. Detaily zmien výmoľa na ortofoto mapách.
Fig. 9. Details of changes on the gully from orthophoto maps.

Tabuľka 2. Údaje o vývoji výmoľa získané z ortofoto snímok
Table 2. Information about evolution of the gully from orthophoto maps

Rok	Dĺžka (m)	Približný nárast dĺžky od roku 1952 (%)	Plocha okolitej vegetácie (m^2)	Úbytok plochy od roku 1952 (%)	Poznámka
1952	290	-	4110	-	Identifikácia výmoľa obmedzená kvalitou mapového podkladu
2006	300	5	2720	35	Vegetáciou pokrytá najmä horná časť výmoľa
2014	300	5	3100	25	Ortofoto mapa vytvorená v máji

Komplexné zhodnotenie, resp. údaje o zmenách vo vývoj výmoľa na základe ortofoto snímok z jednotlivých období sú uvedené v nasledujúcej tabuľke (Tab. 2). Identifikovali a porovnali sme jeho dĺžku a plochu výmoľa aj s jeho priľahlým územím, ktoré je pokryté vegetáciou. Keďže záujmové územie je poľnohospodársky využívané, plochu okolia výmoľa (stabilizačné územie) bolo pomerne ľahké vyčleniť.

Záver

Významným prínosom k poznávaniu krajiny sú analýzy zmien jej využitia a výskytu krajinných prvkov, ktoré sa rozvinuli najmä v súvislosti s aplikáciou historických štatistických údajov, topografických máp a najmä údajov DPZ. Pri hodnotení alebo analýze treba však prihliadať na ich účel využitia, ako aj na dostupnosť a kvalitu podkladových materiálov (historických aj súčasných).

V rámci tohto príspevku sme hodnotili a analyzovali na príklade erózneho výmoľa jeho vývoj v čase a zmeny v polohe a rozsahu. Jeho zmeny a vývoj sme očakávali vzhľadom na skutočnosť, že v záujmovom území Myjavskej pahorkatiny (katastrálne územie Turá Lúka) je existencia zrýchlenej erózie. Pri hodnotení sme najskôr analyzovali historické topografické mapy za účelom určenia výskytu a postupných zmien výmoľa, ku ktorým počas niekoľkých storočí dochádzalo. Prvá grafická zmienka sledovaného erózneho výmoľa je z III. Vojenského mapovania. Jeho dĺžka bola 140 m, a podľa predpokladu časom narastala. Na topografickej mape z povojnového obdobia bol identifikovaný výmoľ s dĺžkou 240 m a koncom 20. storočia bol zaznamenaný ešte ďalší nárast na 255 m.

V druhej časti sme sa detailnejšie venovali zmene polohy výmoľa pomocou ortofoto snímok z posledného obdobia (r. 1950-2014). Vývoj erózneho výmoľa je pozorovateľný najmä v strednej a vrchnej časti výmoľa, kde odklon sa pohyboval v intervale od 5 do 20 m (detail na Obr. 9). V spodnej časti sa stredová línia vyrážanejšie nezmenila. Možno ju považovať za stabilizovanú časť, čo má za následok, že v tejto časti sa nachádza už viac ako 150 rokov.

V roku 2010 boli vo výmole vybudované opatrenia na jeho stabilizáciu a spomalenie odtoku. A aj z tohto dôvodu bude určite zaujímavé naďalej pozorovať jeho prípadný ďalší vývoj smerom proti svahu, ako aj jeho stabilizáciu a zmenu jeho ďalších parametrov (celkový objem výmoľa, minimálna a maximálna hĺbka výmoľa, šírka výmoľa).

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Vedeckou grantovou agentúrou MŠVVaŠ SR rámci projektu č. VEGA 1/0710/15 a Európskou komisiou v rámci projektu 7. RP RECARE, kontrakt č. 603498.

Literatúra

Hofierka, J., Koco, Š. (2005): Modelovanie vzniku výmoľovej erózie v okolí Bardejova pomocou geografických informačných systémov. In. Acta Facultatis Studiorum Humanitatis et Naturae, Universitatis Prešoviensis. Prírodne vedy, Fólia geographica 8, 233-247.

Nosko, R. (2015): Posúdenie vývoja erózneho výmoľa pre účely protieróznej ochrany, Stavebná fakulta STU v Bratislave, Diplomová práca, 68s.

Papčo, P. (2011): Výmoľová erózia v čase – mapové podklady verzus korelátne sedimenty (príkladová štúdia), Geografický časopis 63, 3, 287-298

Stankoviansky, M. (1997): Antropogénne zmeny krajiny myjavskej kopaničiarskej oblasti. Životné prostredie, 31, 2, pp. 88-93.

Stankoviansky, M. (2003): Geomorfologická odozva environmenttálnych zmien na území Myjavskej pahorkatiny. UK Bratislava 152s.

Stankoviansky, M. (2003): Historical evaluation of permanent gullies in the Myjava Hill Land, Slovakia, Geomorphic Responses to Land Use Changes, Vol. 51, 3-4, 223-239pp.

Stankoviansky, M. (2008): Vplyv dlhodobého obrábania pôdy na vývoj slovenských Karpát, Acta geographica Universitatis Comenianae 50, 95-116.

Stankoviansky, M. (2010): Erózia pôdy a problémy, ktoré s tým súvisia, online dokument v rámci realizácie projektu LPP-0130-09 „Geovedy pre každého“, 11 s.

Stankoviansky, M., Pišút, P. (2011): Geomorphic response to the Little Ice Age in Slovakia, In: Geographia Polonica, Vol. 84, Special Issue Part 1, 127-146. ISSN 0016-7282, 2011

TU Zvolen (2015): „Historickú ortofotomapu zabezpečila Technická univerzita vo Zvolene; Historická ortofotomapa © GEODIS SLOVAKIA, s.r.o., EUROSENSE, s.r.o.; Historické LMS © Topografický ústav Banská Bystrica”.

POSSIBILITIES OF ESTIMATING THE GULLY EROSION CHANGES ON THE MYJAVA BASIN

The Myjava Hill Land represents a region with the highest density of permanent gullies in Slovakia. In this paper we analysed the geometry of the selected gully and its special position in relationship to topography and former land use patterns at the time of their information. Old maps and historical data are used to assess the spatial organisation and to identify the erosion in the periods. Two sets of military maps from the times of the Austro-Hungarian Monarchy were used: map of the 1st military mapping from 1763-1787 (scale 1:28 800), black and white copies of the maps of the 3rd military mapping from 1869-1885 (scale 1:25 000). Only on the map of 3rd military surveys the gully was indicated for the first time. Then base maps from 1950 (scale 1:25 000) and topography maps from 1999 (scale 1:10 000) were used. Orthophoto maps from the period 1950-2014 have helped to confirm the relationship of gully to old land use patterns. Between the 1950s and 2014s the length of gully increased by 5%. The distance of the gully between this periods is very short. Historical maps indicate the period of intensive gully formation between the 1882s and 1999s (in our case study - increasing by 80%). Orthophoto maps show the changes in the length, area and the position of the gully in different periods.

Ing. Michaela Danáčová, PhD.
Ing. Radovan Nosko
Ing. Roman Výleta, PhD.
Ing. Beata Randusová, PhD.
Prof. Ing. Ján Szolgay, PhD.
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta Slovenskej technickej univerzity v Bratislave
Radlinského 11
810 05 Bratislava
E-mail: michaela.danacova@stuba.sk
radovan.nosko@stuba.sk
roman.vyleta@stuba.sk
beata.karabova@stuba.sk
jan.szolgay@stuba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 176 - 183

POSÚDENIE ÚČINNOSTI PROTIERÓZNEJ OCHRANY NA VYBRANOM ÚZEMÍ V POVODÍ MYJAVY

Zuzana Studvová, Kamila Hlavčová, Katarína Kotríková, Veronika Morvayová

Príspevok sa zameriava na odhad intenzity vodnej erózie pôdy a následný návrh vhodného protierózneho opatrenia na vybranom území v rámci povodia Myjavy. Analyzuje a zhodnocuje aktuálny stav erózie pôdy na povodí Svacenického jarku pomocou Univerzálnej rovnice straty pôdy v kombinácii s modelom USLE 2D a modelom SDR na odhad odnosu sedimentov z povodia. Keďže výsledné hodnoty straty pôdy prekračovali prípustné hodnoty, na povodí bol urobený návrh protieróznych opatrení pásovým pestovaním plodín. Pri pásovom pestovaní plodín boli navrhnuté 2 alternatívy pestovania chránených pásov s ochrannými (vsakovacími pásmi). Zhodnotenie účinnosti navrhnutých protieróznych opatrení aj z hľadiska zníženia odtoku z povodia bolo urobené metódou SCS-CN. Odhadli sme aj zníženie celkového odnosu pôdnych častíc z územia pre jednotlivé alternatívy pásového pestovania plodín.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: vodná erózia pôdy, Univerzálna rovnica straty pôdy, USLE 2D, pásové pestovanie plodín

EVALUATING EFFECTIVENESS OF EROSION CONTROL ON THE SELECTED AREA IN THE MYJAVA BASIN. This paper focuses on the assessment of the intensity of soil erosion by water and the subsequent design of suitable erosion control measures on the selected areas in the Myjava catchment. For the analysis of soil loss and sediment transport on the Svacenický Creek basin the Universal Soil Loss Equation and the USLE 2D with the SDR model were applied. Because the resulting values of the soil loss exceeded values of tolerance soil loss the erosion control measure by strip cropping was designed. Strip cropping is based on altering the crop strips with protective (infiltration) strips. Effectiveness of protective (infiltration) strips for reducing runoff from the basin by the SCS-CN method was estimated, too. For two alternatives of strip cropping the decrease of sediment transport from the Svacenický Creek was analysed.

KEY WORDS: soil erosion by water, Universal Soil Loss Equation, USLE 2D, strip cropping

Úvod

Vodná erózia pôdy je čoraz častejšie skloňovaným pojmom nielen vo svete, ale aj u nás. Zaraďujeme ju k vážnym degradačným procesom pôdy, ktorý spôsobuje nielen zhoršenie jej kvality a úrodnosti, ale môže spôsobiť aj úplnú stratu pôdneho profilu. Aj keď vodná erózia pôdy najmä na poľnohospodársky využívaných pozemkoch predstavuje proces, ktorému nie je možné úplne zabrániť, vhodnými agrotechnickými, organizačnými či stavebno-technickými opatreniami je možné jej intenzitu značne redukovať. Jedným z mnohých regiónov na Slovensku, ktoré sú eróziou pôdy výrazne ohrozované, je aj oblasť Myjavskej pahorkatiny. Príčinami zrýchlenej erózie pôdy a s ňou súvisiacim intenzívnym odnosom pôdnych častíc, často spojeným s bahennými povodňami, je najmä intenzívne poľnohospodárstvo, využívajúce aj svahovité územia ako ornú pôdu. Predložený príspevok sa zaoberá posúdením intenzity erózie pôdy na povodí Svacenického jarku, s cieľom navrhnúť vhodné protierózne opatrenia na zníženie straty pôdy a transportu pôdnych častíc z povodia. V metodickej časti príspevku opisujeme použité metódy pre kvantifikáciu straty pôdy, ako aj metódu použitú na výpočet transportu sedimentov z povodia, a metodiku SCS-CN, použitú na hodnotenie účinnosti protieróznych opatrení na zníženie odtoku z povodia. Vo výsledkovej časti sme kvantifikovali stratu pôdy a transport sedimentov z povodia a navrhli protierózne opatrenia pásovým pestovaním plodín. Následne sme

metódou SCS-CN posúdili účinnosť protieróznych opatrení na zníženie odtoku z povodia, ako aj na odnos sedimentov do poldra, vybudovaného v dolnej časti povodia Svacenického jarku.

Materiál a metódy

Kvantifikácia straty pôdy vodnou eróziou

Na kvantifikáciu intenzity rozrušovania pôdnych častíc a ich transportu vodnou eróziou pôdy v súčastnosti existuje a vyvíja sa veľké množstvo empirických, koncepčných, ako aj fyzikálne orientovaných matematických modelov. Napriek svojmu empirickému charakteru sa najmä vďaka pomerne jednoduchému určeniu vstupných údajov a parametrov u nás aj vo svete stále široko využíva „Univerzálna rovnica straty pôdy“ podľa Wischmeiera a Smitha (1978), ktorá bola vyvinutá ako metóda na výpočet priemernej ročnej straty pôdy z pozemku alebo erózne uzavretého celku. Priemerná ročná strata pôdy sa v Univerzálnej rovnici straty pôdy určuje ako funkcia šiestich eróznych faktorov, ktoré v sebe zahŕňajú vplyv eróznej účinnosti dažďa, pôdnych a topografických vlastností pozemku, charakteristík pôdneho krytu, ako aj prípadných protieróznych opatrení:

$$G = R \,.\, K \,.\, L \,.\, S \,.\, C \,.\, P \qquad (1)$$

kde G je priemerná ročná strata pôdy [$t.ha^{-1}.rok^{-1}$], R je faktor eróznej účinnosti dažďa [$MJ.ha^{-1}cm.h^{-1}$], K je faktor náchylnosti pôdy na eróziu [$t.ha^{-1}.rok^{-1}$], L je faktor neprerušenej dĺžky svahu [-], S je faktor sklonu svahu [-], C je faktor ochranného vplyvu vegetácie [-] a P je faktor vplyvu protieróznych opatrení [-]. Faktor R sa určuje zo skutočných erózne účinných dažďov na základe ich kinetickej energie a maximálnej 30 min intenzity, faktor K sa určuje na základe textúry, štruktúry, vlhkosti pôdy a obsahu organických látok, faktor L sa určuje ako funkcia neprerušenej dĺžky svahu, faktor S ako funkcia sklonu svahu, faktory C a P sa určujú na základe tabuľkových hodnôt.

Limity a obmedzenia Univerzálnej rovnice straty pôdy, ktoré vyplývajú nielen z jednoduchej štuktúry modelu, ale aj zo spôsobu určenia eróznych faktorov, sa postupne snažili zmierniť niektoré jej modifikácie, ako napr. RUSLE (Renard et al., 1997) alebo USLE 2D (Van Oost, Govers, 2000). Model USLE 2D prináša inováciu o priestorovo - premenlivý kombinovaný topografický faktor dĺžky a sklonu svahu LS. Kombinovaný faktor LS sa odvodzuje pre erózne uzavreté pozemky (parcely) na základe rastrového digitálneho modelu reliéfu. Rastrová štruktúra digitálneho modelu reliéfu umožňuje zohľadniť jednak premenlivosť sklonu svahu v jednotlivých bunkách štvorcovej siete územia, jednak narastanie dĺžky svahu v smere povrchového odtoku od rozvodnice, resp. od hornej hranice pozemku po dolnú hranicu pozemku. Narastajúca dĺžka svahu je v modeli USLE 2D nahradená jednotkovou prispievajúcou plochou územia podľa viacerých algoritmov.

Základný vzťah pre vyjadrenie vzájomného pôsobenia dĺžky a sklonu svahu je vyjadrený rovnicou podľa Fostera a Wischmeiera z roku 1974, kde je topografický faktor pre nepravidelný svah definovaný ako:

$$LS = \sum_{j=1}^{N} \frac{S_j \lambda_j^{m+1} - S_j \lambda_{j-1}^{m+1}}{\left(\lambda_j - \lambda_{j-1}\right)(22{,}13)^m} \qquad (2)$$

kde
Sj - sklon svahu pre j - ty element (m/m),
λj - vzdialenosť medzi dolnou a hornou hranicou j - teho elementu svahu (m).

Po rozšírení rovnice na trojrozmernú topografiu dostaneme vzťah:

$$LS = \sum_{i,j} \frac{S(i,j)\lambda(i,j)_{outlet}^{m+1} - S(i,j)\lambda(i,j)_{inlet}^{m+1}}{\left(\lambda(i,j)_{outlet}^{m+1} - \lambda(i,j)_{inlet}^{m+1}\right)(22{,}13)^m} \qquad (3)$$

kde
LS - topografický faktor v USLE 2D pre jednu parcelu alebo celé povodie,
$\lambda\,(i,j)_{inlet}$ - dĺžka svahu na vstupe pre i, j - tu bunku (m),
$\lambda\,(i,j)_{outlet}$ - dĺžka svahu na výstupe pre i, j - tu bunku (m),
S (i,j) - faktor sklonu svahu pre i, j - tu bunku,
m - exponent dĺžky svahu.

Faktor sklonu svahu pre jednotlivé bunky vyjadrujú jednotlivé algoritmy podľa viacerých autorov (Van Oost, Govers, 2000):

1. Vzťah podľa Wischmeiera a Smitha (1978):

$$S(i,j) = 65{,}41\sin^2\Theta_{i,j} + 4{,}56\sin\Theta_{i,j} + 0{,}065 \qquad (4)$$

2. Vzťah podľa McCoola (1978, 1989) využívaný aj v RUSLE:

$$S(i,j) = 10.8.\sin\theta i,j + 0.03 \text{ kde } \theta i,j \le 9\% \qquad (5)$$

$$S(i,j) = 16.8.\sin\theta i,j - 0.5 \text{ kde } \theta i,j > 9\% \qquad (6)$$

3. Goversovo vyjadrenie na podklade terénnych dát z roku 1991:

$$S(i,j) = (\tan\theta_{i,j} / 0.09)^{1.45} \qquad (7)$$

4. Nearing v roku 1997 navrhol jednoduchú funkciu pre faktor sklonu svahu:

$$S = -1{,}5 + \frac{17}{\left(1 + e^{[2{,}3-6{,}1\sin(\Theta)]}\right)} \qquad (8)$$

Kvantifikácia transportu sedimentov

Vzhľadom na to, že ani Univerzálna rovnica straty pôdy, ani model USLE 2D neobsahujú v sebe transportnú zložku, na odhad transportu sedimentov z povodia bola použitá rovnica SDR (sediment delivery ratio), ktorá vyjadruje pomer medzi celkovou ročnou stratou pôdy a ročným množstvom splavenín:

$$SDR = 1{,}366.10^{-11}.F^{-0{,}0998}.RP^{0{,}3629}.CN^{5{,}444} \quad (9)$$

kde
F - plocha povodia [km^2],
RP - reliéfový pomer [m/km] – (výškový rozdiel medzi najnižšou a priemernou výškou rozvodnice a najväčšou diaľkou odtokovej dráhy v povodí),
CN - číslo odtokovej krivky (priemerná hodnota pre povodie).

Pásové pestovanie plodín

Pri návrhu opatrení na zníženie erózie pôdy a odnosu sedimentov sme navrhli pásové pestovanie plodín, ktoré patrí medzi agrotechnické protierózne opatrenia. Jeho princíp spočíva v striedaní tzv. chránených pásov, ktoré predstavuje pestovaná plodina, s tzv. ochrannými alebo vsakovacími pásmi, ktoré predstavuje plodina alebo vegetačný kryt s vysokým ochranným protieróznym účinkom. Takýto účinok zabezpečujú najmä viacročné plodiny ako sú napr. ďatelinotrávnaté porasty alebo trávnaté porasty. Pri návrhu pásov treba dodržať ich situatívne usporiadanie tak, aby boli svojou dlhšou stranou rovnobežné s terénom. Šírka pásov je v tomto prípade totožná s dĺžkou svahu na jednotlivých pásoch, pričom šírka chránených pásov nesmie prekročiť kritickú dĺžku svahu (Holý, 1978). Kritickú dĺžku svahu L_K, ktorá určuje hranicu medzi prípustnou (neškodlivou) a neprípustnou (škodlivou) formou erózie je možné vyjadriť pomocou Univerzálnej rovnice straty pôdy (Heinige a kol., 1995):

$$L = Gp / R \,.\, K \,.\, S. \, C \,.\, P \rightarrow L_K = 22{,}13 \,.\, L^2 \quad (10)$$

kde Gp je prípustná strata pôdy [t.ha^{-1}.rok^{-1}], L_k je kritická dĺžka svahu [m]. Ostatné členy rovnice sú opísané vo vzťahu (1).

Hodnotenie účinnosti protieróznych opatrení metódou SCS-CN

Na jednoduché ohodnotenie účinnosti navrhovaných protieróznych opatrení sme použili metódu čísiel odtokových kriviek SCS-CN (U.S. Soil Conversation Service, 1972). Ide o empirickú metódu, ktorá bola odvodená pre výpočet priameho odtoku zo zrážok najmä pre malé, poľnohospodárky obhospodarované povodia. Používa sa aj pre výpočet návrhových prietokov z malých povodí pri nedostatku alebo absencii priamych pozorovaní. Na rozdiel od iných empirických metód na výpočet návrhových prietokov, založených na konštantnom súčiniteli odtoku, metóda SCS-CN vychádza z čísiel odtokových kriviek CN, ktoré vyjadrujú retenčnú schopnosť povodia. Číslo CN je závislé od hydrologických vlastností pôdy, charakterizovaných ich vsakovacou schopnosťou, od pôdneho krytu a spôsobu obrábania pôdy, a od vlhkostného stavu pôdy charakterizovaného predchádzajúcimi zrážkami. Hodnota čísla CN môže byť v absolútnom rozsahu od 0 po 100.
Výpočet priameho odtoku podľa metódy SCS-CN pre jednotlivú zrážkovo-odtokovú udalosť vychádza z predpokladu, že pomer medzi maximálnou a skutočnou veľkosťou strát na povodie je rovnaký ako je pomer medzi objemom odtoku a objemom zrážok, ktorý je zmenšený o počiatočnú stratu. Výška priameho odtoku sa potom vyjadrí ako funkcia príčinných zrážok, počiatočnej straty a maximálnej potenciálnej retencie povodia podľa vzťahu:

$$H_0 = \frac{(H_Z - I_a)^2}{H_Z - I_a + A} \quad (11)$$

kde je:
H_O - výška priameho odtoku [mm],
A - maximálna potenciálna retencia povodia [mm],
H_Z - výška príčinných zrážok [mm],
I_a - počiatočná strata (retencia) na povodí v dobe, keď ešte nedochádza k tvorbe odtoku [mm].

Hodnotu počiatočnej straty uvažujeme ako súčin koeficienta počiatočnej straty λ a maximálnej potenciálnej retencie povodia A. V pôvodnej metodike SCS-CN sa predpokladá konštantná hodnota koeficienta $\lambda = 0{,}2$.

Maximálna potenciálna retencia povodia závisí od hodnoty čísla CN:

$$A = \frac{25400 - 254.CN}{CN} \quad (12)$$

Pri aplikovaní metódy SCS-CN na výpočet návrhového prietoku v záverečnom profile povodia sme predpokladali, že povodie je zasiahnuté príčinnými zrážkami s rovnakou štatistickou významnosťou, ako je návrhový prietok a s dobou trvania rovnou dobe koncentrácie odtoku z povodia. Pre výpočet doby koncentrácie odtoku z povodia sme po testovaní viacerých vzťahov zvolili výpočet podľa Institut for Geo-Information Science and Earth Observation (IL WIS) (Schwab et al., 1993):

$$Tc = 0{,}0195.L^{0{,}77}.S^{-0{,}385} \text{ [min]} \quad (13)$$

kde
L - dĺžka hlavného toku [m],
S - priemerný sklon toku [m/m].

Zároveň sme vychádzali z predpokladu, že sa na objeme odtokovej vlny budú podieľať celé návrhové zrážky bez straty, preto sme koeficient počiatočnej straty λ uvažovali rovný 0 (Hawkins, et al., 2008; Spál, 2013).
Objem odtokovej vlny bol vypočítaný podľa vzorca:

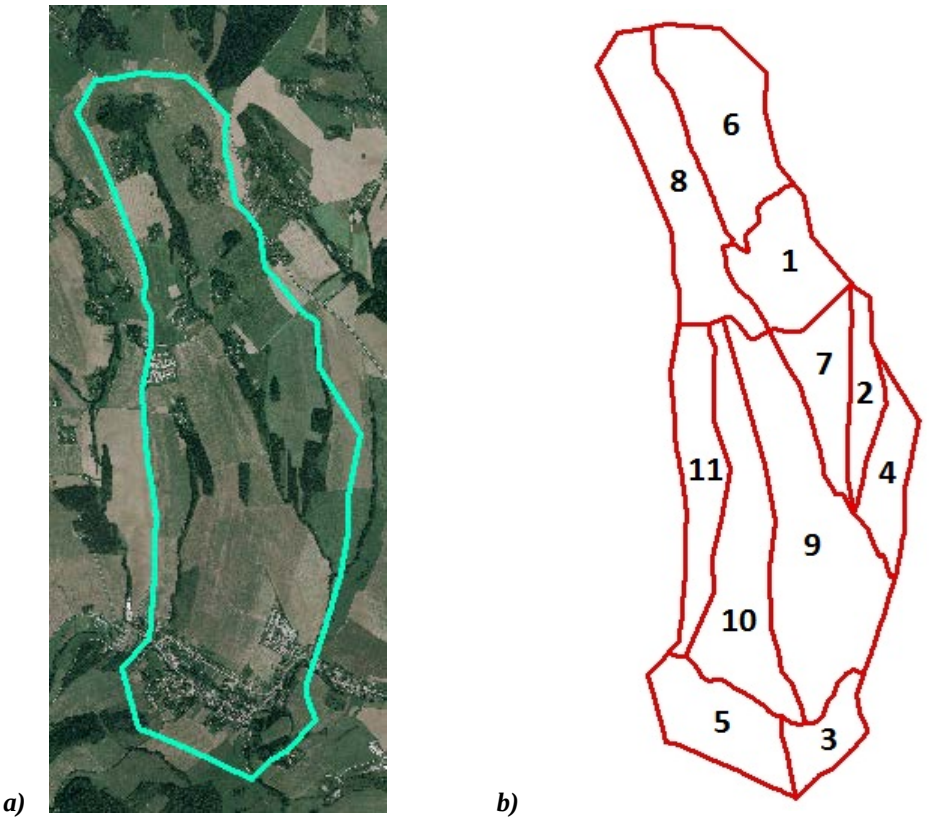
$$V = Ho \,.\, F \,.\, 10^3 \ [m^3] \qquad (14)$$

kde
Ho - výška priameho odtoku [mm],
F - plocha povodia [km^2].

Pri výpočte kulminačného prietoku sme predpokladali, že odtoková vlna ma trojuholníkový tvar, kde jej vzostupná vetva sa rovná dobe koncentrácie T_c a zostupná vetva má hodnotu rovnú dvojnásobku dobe koncentrácie, teda $2.T_c$.

Opis povodia a vstupné údaje

Záujmové územie pre odhad intenzity erózie pôdy a návrh protieróznych opatrení tvorilo povodie Svacenického jarku po svoj záverečný profil, ktorý sme predpokladali na začiatku poldra, vybudovaného na toku v dolnej časti povodia. Svacenický jarok predstavuje pravostranný prítok rieky Myjavy v oblasti Myjavskej pahorkatiny, s dĺžkou 5,4 km a je tokom IV. rádu. Plocha povodia má rozlohu 8,61 km^2. Takmer celé územie je využívané ako orná pôda, s výnimkou malej plochy lesných porastov, heterogénnych poľnohospodárskych areálov a urbanizovaného územia.
Pre riešenie úlohy boli využité najmä digitálne mapové podklady, a to rastrový digitálny model reliéfu s veľkosťou bunky 20 x 20 m, mapa druhov pôd a mapa využitia územia. Z uvedených vrstiev boli v prostredí GIS geografickými analýzami a mapovou algebrou odvodené vstupné faktory do Univerzálnej rovnice straty pôdy a USLE 2D ako priestorové vrstvy. Hodnora faktora eróznej účinnosti dažďa bola určená pre dané územie podľa Alenu hodnotou R = 30, mapa faktora K bola určená podľa mapy druhov pôdy. Hodnoty faktora S a L, ako aj združeného topografického faktora LS boli určené pre erózne uzavreté celky z digitálneho modelu reliéfu. Faktor C bol určený pre jednotlivé druhy porastov a plodiny z tabuľkových hodnôt a faktor P sme predpokladali P = 1 pre doteraz žiadne neaplikované protierózne opatrenia. Na základe identifikácie líniových prvkov z ortofotomapy (rozvodnica, údolnice, vodné toky a cesty) bolo pre hodnotenie straty pôdy vyčlenených 11 erózne uzavretých celkov. Na obr. 1 sú znázornené erózne uzavreté celky na povodí Svacenického jarku.



Obr. 1. a) Ortofoto mapa povodia Svacenického potoka a b)erózne uzavreté celky.
Fig. 1. a) Ortho photo map of the catchment of Svacenický Creek and b) erosion closed areas.

Výsledky a diskusia

Kvantifikácia straty pôdy

Strata pôdy na povodí bola kvantifikovaná Univerzálnou rovnicou straty pôdy a modelom USLE 2D podľa viacerých algoritmov určenia topografického faktora LS. Výsledky predstavovali priestorové mapy priemernej ročnej hodnoty straty pôdy v rastrovej forme s veľkosťou bunky 20 x 20 m. Priemerné hodnoty pre každý erózne uzavretý celok boli určené mapovou algebrou v prostredí GIS. V tab. 1 uvádzame hodnoty vypočítané pre jednotlivé erózne uzavreté celky pomocou Univerzálnej rovnice straty pôdy pre viaceré predpokladané pestované plodiny charakterizované rozdielnym ochranným faktorom vegetácie C, v tab. 2 uvádzame hodnoty priemernej ročnej straty pôdy podľa modelu USLE 2D pre pšenicu s faktorom C = 0,2.

Priemerné ročné hodnoty faktora C sme predpokladali nasledovne: C = 0,05 kukurica na zrno (po obilnine, siata do strniska), C = 0,08 ovos (po obilnine, siaty do strniska), C = 0,10 ovos (po okopanine, siaty pri ľubovoľnej agrotechnike), C = 0,11 repka ozimná (po obilnine, siata do strniska), C = 0,12 pšenica ozimná (po okopanine, siata pri ľubovoľnej agrotechnike), C = 0,13 jačmeň jarný (v prvom roku po ďateline, siaty do zoranej pôdy), C = 0,17 raž (v prvom roku po ďateline, siata do zoranej pôdy), C = 0,25 kukurica na zrno (siata pri ľubovoľnej agrotechnike), C = 0,44 cukrová repa (siata pri ľubovoľnej agrotechnike), C = 0,61 kukurica na zrno (siata do zoranej pôdy).

Z dosiahnutých výsledkov straty pôdy pre jednotlivé erózne uzavreté celky vidieť, že všetky hodnoty s výnimkou špeciálnych agrotechnických postupov (siatie do strniska, C = 0,05 a C = 0,08) prekračovali prípustnú stratu pôdy pre stredne hlboké pôdy 4 $t.ha^{-1}.rok^{-1}$.

Tabuľka 1. Strata pôdy G [$tha^{-1}rok^{-1}$] podľa Univerzálnej rovnice straty pôdy
Table 1. Soil loss G [$tha^{-1}year^{-1}$] by the Universal Soil Loss Equation

Celok	Faktor ochranného vplyvu vegetácie C [-]									
	0,05	0,08	0,1	0,11	0,12	0,13	0,17	0,25	0,44	0,61
	Strata pôdy G [$t.ha^{-1}rok^{-1}$] pre erózne uzavreté celky									
1	3,12	4,99	6,24	6,86	7,48	8,11	10,60	15,59	27,44	38,04
2	2,54	4,06	5,08	5,59	6,10	6,60	8,64	12,70	22,35	30,98
3	8,00	12,80	16,00	17,60	19,20	20,80	27,21	40,01	70,41	97,62
4	2,70	4,33	5,41	5,95	6,49	7,03	9,20	13,52	23,80	33,00
5	5,34	8,55	10,68	11,75	12,82	13,89	18,16	26,71	47,01	65,17
6	7,61	12,17	15,21	16,73	18,25	19,78	25,86	38,03	66,93	92,79
7	2,30	3,69	4,61	5,07	5,53	5,99	7,83	11,52	20,27	28,10
8	2,97	4,75	5,94	6,53	7,13	7,72	10,10	14,85	26,14	36,24
9	2,52	4,02	5,03	5,53	6,04	6,54	8,55	12,58	22,14	30,69
10	4,81	7,70	9,63	10,59	11,55	12,52	16,37	24,07	42,36	58,73
11	2,02	3,23	4,04	4,44	4,85	5,25	6,86	10,09	17,77	24,63

Tabuľka 2. Strata pôdy pôdy G [$tha^{-1}rok$] podľa Usle 2D pre pšenicu C = 0,2
Table 2. Soil loss G [$tha^{-1}year^{-1}$] by the Usle 2D for the wheat C = 0.2

Celok	Govers	McCool	Nearing (McCool)	Nearing (Wischmeier Smith)	Wischmeier Smith
1	19,38	9,81	9,43	8,63	9,05
2	7,13	3,93	3,80	3,98	3,75
3	27,35	17,06	17,12	13,15	16,87
4	15,01	8,98	8,57	7,32	8,16
5	19,57	11,85	11,43	9,46	11,11
6	45,67	25,23	24,36	17,62	21,59
7	16,69	7,98	7,64	7,15	7,33
8	18,83	10,93	10,50	8,66	9,86
9	19,36	10,10	9,65	8,51	9,17
10	24,67	13,59	13,13	10,36	12,06
11	13,70	7,38	7,04	6,48	6,78

Odnos pôdnych častíc do záverečného profilu povodia sme vypočítali na základe rovnice (9), podľa ktorej sme odhadli pomer (SDR) medzi celkovou ročnou stratou pôdy z povodia a ročným množstvom transportovaných sedimentov. Číslo CN sme pre pôvodný stav povodia pred návrhom protieróznych opatrení odhadli hodnotou CN = 71,9. Celkovú ročnú hodnoty straty pôdy sme uvažovali ako sumu straty pôdy z jednotlivých erózne uzavretých celkov pri predpoklade pestovaných plodín na ornej pôde s C = 0,25 (kukurica siata na zrno pri ľubovoľnej agrotechnike). Stratu pôdy na erózne uzavretých celkoch sme uvažovali ako priemernú hodnotu vypočítanú podľa Univerzálnej rovnice straty pôdy a USLE 2D, pričom sme z výpočtov pre vysoké hodnoty straty pôdy vylúčili výsledky dosiahnuté podľa Goversa. Výsledky výpočtov sú uvedené v tab. 3.

Návrh protieróznych opatrení

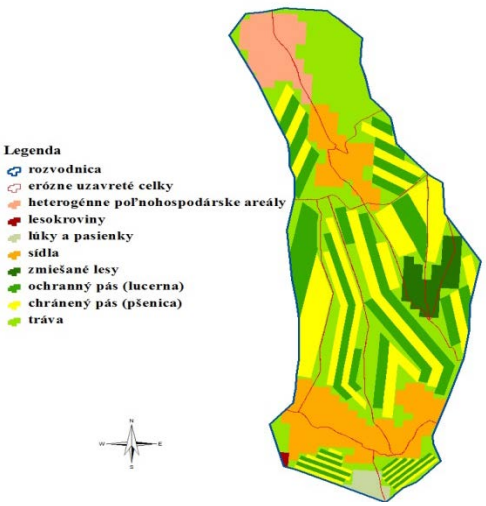
Na zníženie straty pôdy na prípustnú hodnotu 4 $t.ha^{-1}.rok^{-1}$ sme ako protierózne opatrenie zvolili pásové pesto vanie plodín, založené na striedaní chránených a ochranných (vsakovacích pásov). Pri návrhu boli dodržané základné princípy tohto opatrenia, ktoré predpokladajú, že šírky chránených pásov by nemali prekračovať kritickú dĺžku svahov L_K. Šírky ochranných (vsakovacích pásov) boli z prevádzkových dôvodov navrhnuté rovnaké ako šírky chránených pásov. Na obr. 2 a 3 ilustrujeme návrhy urobené pre dve alternatívy. Prvá alternatíva predstavovala kombináciu chránených pásov s pestovanou plodinou pšenicou ozimnou a ochranných pásov s lucernou, druhá alternatíva bola navrhnutá kombináciou viacerých plodín, pričom na chránených pásoch bola navrhnutá kukurica na zrno s C=0,05 (siata do strniska), ovos s C=0,08 a jačmeň jarný C=0,13 v kombinácii s ochrannými pásmi s lucernou.

Zhodnotenie účinnosti protieróznych opatrení na zníženie odtoku z povodia

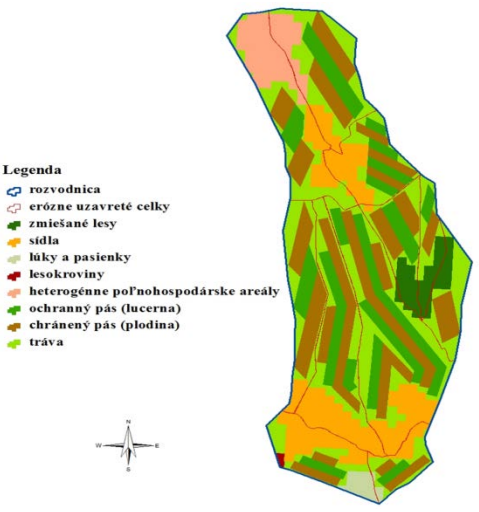
V ďalšom kroku boli navrhnuté opatrenia zhodnotené aj z hľadiska ich účinnosti na zníženie odtoku z povodia. Hodnotenie bolo urobené metodikou pre výpočet priameho odtoku podľa metódy SCS - CN kriviek. Pri analýzach bola využitá metodika SCS – CN s tabuľkovými hodnotami CN pre vlhkostný stav II. Pre výpočet návrhových prietokov z návrhového dažďa sme predpokladali koeficient počiatočnej straty $\lambda = 0$. Pre navrhované protierózne opatrenia sme odhadli pre prvú alternatívu pásového pestovania plodín CN = 67,08 a pre druhú alternatívu CN = 68,19. Dobu koncentrácie odtoku sme vypočítali podľa vzťahu (13) Tc = 4315,2 s. Hodnoty návrhových zrážok pre trvanie rovné dobe koncentrácie odtoku z povodia boli odvodené z denných návrhových zrážok v stanici Myjava jednoduchým škálovaním podľa Majtánová (2015). V práci sme uvažovali s návrhovými zrážkami s dobou opakovania 100, 20 a 10 rokov. Výsledné hodnoty výpočtov sú uvedené v tabuľke 4.
Zároveň sme na základe novoodhadnutých čísiel CN vypočítali zmenu transportu celkového množstva sedimentov z povodia. Výsledky výpočtov sú uvedené v tab. 5.

Tabuľka 3. Výpočet priemerného ročného odnosu pôdnych častíc (sedimentov) [$t.rok^{-1}$]
Table 3. Quantification of the mean annual sediment transport [$t.year^{-1}$]

F [km^2]	RP [m/km]	CN	SDR	Strata pôdy [$t.rok^{-1}$]	Celkový odnos [$t.rok^{-1}$]
8,61	20,94	71,29	0,407	19 966,1	8 126,199



Obr. 2. Pásové pestovanie plodín pre pšenicu.
Fig. 2. Strip cropping for wheat.



Obr. 3. Pásové pestovanie plodín pre 3 plodiny.
Fig. 3. Strip cropping for 3 crops.

Tabuľka 4. Výpočet návrhových prietokov v záverečnom profile povodia
Table 4. Design floods in the basin outlet

	Doba	Hz_N [mm]	Ho [mm]	V [m^3]	Q_N [m3/s]
Pôvodné CN = 71,29	100	32,31	7,756	66777,19	10,317
	20	26,25	5,361	46155,07	7,131
	10	23,53	4,400	37887,26	5,853
Plodiny CN = 67,08	100	32,31	6,651	59604,58	8,847
	20	26,25	4,566	40989,94	6,074
	10	23,53	3,736	33566,16	4,970
Pšenica CN = 68,19	100	32,31	6,923	57263,98	9,208
	20	26,25	4,761	39315,68	6,333
	10	23,53	3,899	32169,96	5,186

Tabuľka 5. Priemerný ročný odnos pôdnych častíc [$t.rok^{-1}$]
Table 5. Mean annual sediment transport [$t.year^{-1}$]

CN	SDR	Strata pôdy [$t.rok^{-1}$]	Odnos sedimentov [$t.rok^{-1}$]
Pôvodné CN = 71,29	0,407	19 966,1	8 126,199
Plodiny, CN = 67,08	0,292	19 966,1	5 830,099
Pšenica, CN = 68,19	0,319	19 966,1	6 369,183

Záver

Na vybranom území v rámci povodia Myjavy bol urobený odhad vodnej erózie pôdy a transportu sedimentov z povodia, s následným návrhom protieróznych opatrení. Pre výpočet straty pôdy boli použité dva jednoduché modely – Univerzálna rovnica straty pôdy a model USLE 2D s algoritmami výpočtu LS podľa viacerých autorov, v kombinácii s rovnicou SDR na výpočet celkového odnosu sedimentov z povodia. Výpočty boli urobené v prostredí GIS pre jednotlivé erózne uzavreté celky, identifikované na povodí na základe líniových prvkov, ako sú vodné toky, cesty, rozvodnica povodia a údolnice. Uvažovali sme s viacerými druhmi pestovaných poľných plodín na ornej pôde, charakterizovanými ochranným faktorom vegetácie C.

Výsledky straty pôdy uvedenými metódami sa ukázali ako pomerne konzistentné, s výnimkou výpočtov podľa Goversa, ktorý predpokladá aj ryhovú formu erózie pôdy. Tieto sme preto pre vysoké hodnoty straty pôdy z ďalších výpočtov vylúčili. Celkovú stratu pôdy z povodia sme určili ako sumu straty pôdy na jednotlivých erózne uzavretých celkoch, ktorú sme vypočítali ako priemernú hodnotu z jednolivých modelov. Keďže hodnoty straty pôdy podľa všetkých metód výrazne prekračovali prípustnú hodnotu straty pôdy pre stredne hlboké pôdy, bol navrhnutý spôsob protieróznej ochrany územia pásovým pestovaním plodín pre 2 rôzne alternatívy kombinácie plodín. Pásové pestovanie plodín je založené na striedaní chránených a ochranných (vsakovacích pásov), ktoré zabezpečujú zníženie povrchového odtoku a zadržanie sedimentov z vyššie položeného pásu. Následne sme preto ohodnotili účinnosť týchto opatrení na zníženie návrhových prietokov z povodia. Hodnotenie bolo urobené metodikou pre výpočet priameho odtoku podľa metódy SCS - CN kriviek. Pri analýzach bola využitá pôvodná metodika SCS - CN s koeficientom počiatočnej straty $\lambda = 0$ a s tabuľkovými hodnotami CN pre vlhkostný stav II. Hodnoty návrhových zrážok pre trvanie rovné dobe koncentrácie odtoku z povodia boli odvodené z denných návrhových zrážok v stanici Myjava jednoduchým škálovaním. Uvažovali sme s návrho-vými zrážkami s dobou opakovania 100, 20 a 10 rokov.

Z výsledkov vyplynulo, že pre 1. alternatívu pásového pestovania plodín sa 100, 20 aj 10 ročné návrhové prietoky znížili približne o 14 až 15 % oproti pôvodnému stavu, pre 2. alternatívu pásového pestovania sa návrhové prietoky znížili približne o 11 % oproti pôvodnému stavu.

Na záver je potrebné uviesť, že všetky modely a metodické postupy využité v práci sú pomerne jednoduché, založené na empirických a koncepčných vzťahoch, z čoho môžu vyplývať aj prípadné neistoty dosiahnutých výsledkov. Napriek tomu sme v práci chceli ukázať pomerne jednoduchý konzistentný prístup využiteľný v praxi na ohodnotenie miery ohrozenosti územia vodnou eróziou pôdy, návrh agrotechnických protieróznych opatrení, ako aj ohodnotenie účinnosti týchto opatrení na zníženie odnosu pôdnych častíc a zníženie odtoku z povodia.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Vedeckou grantovou agentúrou MŠVVaŠ SR rámci projektu č. VEGA 1/0710/15 a Európskou komisiou v rámci projektu 7RP RECARE, kontrakt č. 603498.

Literatúra

Danko, M. (2011): Modelovanie povodňovej vlny pre návrhy protipovodňových opatrení. Dizertačná práca. Bratislava

Hawkins, R.H., Ward, T.J., Woodward, D.E., Van Mullem, J.A. (2008): Curve Number Hydrology – State of the Practice. ASCE, ISBN 978-07844-1004-2, 106 pp.

Heinige, V., Hlavčová, K., Bacúrik, I. (1995): Ochrana a organizácia povodia. Návody na cvičenia. Bratislava, STU, ISBN 80-227-0747-3

Holý, M. (1978): Protierozní ochrana. Praha, SNTL/ALFA , 283 s.

Majtánová, N. (2015): Analýza extrémnych odtokových situácií na povodí Svacenického jarku. Bakalárska práca. Bratislava

Renard, K.G., Foster, G.R.,Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C. (1997): Predicting soil erosion by water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Handbook 703. US Department of Agriculture: Washington.

Schwab, G.O., Fangmeier, D.D., Elliot, W.J., Freveret, R.K. (1993): Soil and water conservation engineering. John Wiley & Sons, Inc., New York, 507 pp.

Spál, P. (2013): Prietokové vlny pre dimenzovanie retenčných priestorov na malých povodiach. Dizertačná práca. Stavebná fakulta STU v Bratislave, 174 s.

U.S. Soil Conservation Service (1972): In: Pilgrim, D., H. (1987): Australian Rainfall and Runoff. A Guide to Flood Estimation, Vol. 1, Institution of Engineers, Australia.

Van Oost, K., Govers, G. (2000): Usle2D Katholieke Universiteit Leuven Information provider: Physical and Regional Geography Research Group [online], [cit. 22.04.2015]. Dostupné na internete:
http://www.kuleuven.be/geography/frg/modelling/erosion/usle2dhome/

Wischmeier W.H. and Smith D.D. (1978): Predicting Rainfall Erosion Losses, USDA Agricultural Handbook No. 537.

EVALUATING EFFECTIVENESS OF EROSION CONTROL ON THE SELECTED AREA IN THE MYJAVA BASIN

This paper focuses on the assessment of soil loss, sediment transport by water and the subsequent design of suitable erosion control measures on the Svacenický Creek basin, which is a sub-basin of the Myjava catchment.

For estimation of soil loss from the Svacenický Creek basin two simple empirical erosion models were used – the USLE (Universal Soil Loss Equation) and the USLE 2D model, for estimation of sediment transport the SDR (Sediment Delivery Ratio) method was applied. In the USLE 2D model several algorithms of calculating topographic LS factors were tested. Resulting values of soil loss calculated by both erosion models and all algorithms were provided in GIS in the form of spatially distributed layers. The total soil loss from the basin was determined as the sum of the soil loss from the individual erosion closed units. As the result values achieved by all methods significantly exceeded limit of tolerance soil loss for medium soil depth the erosion control by strip cropping was proposed in two alternatives. The strip cropping is non-technical erosion control which is based on altering the crop strips with protective (infiltration) strips reducing sediment transport and surface runoff from upslope crop strips. Therefore in the next step the effectiveness of erosion control measures for reducing floods from the basin was estimated, too. For this analysis the empirical SCS – CN method with CN values considering different crop alternations was applied. The approach was based on estimating design floods from design rainfalls therefore the coefficient of initial loss λ in the SCS – CN method was supposed equal to 0. Values of design rainfalls with return periods of 100, 20 and 10 years and for duration equal to the time of runoff concentration were derived from design daily rainfalls in the station Myjava by the simple scaling methodology. As it follows from the results in Table 4 and 5 by both alternatives of strip cropping it was possible to decrease the design floods (by 11-14 %) and total amount of sediment transport from the basin.

Acknowledgements

This research was also supported by the Slovak Grant Agency under VEGA project No's 1/0710/15 as also by the European Commission's Seventh Framework project RECARE, Contract No 603498.

Ing. Zuzana Studvová
prof. Ing. Kamila Hlavčová, PhD.
Ing. Katarína Kotríková
Bc. Veronika Morvayová
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta Slovenskej technickej univerzity v Bratislave
Radlinského 11
810 05 Bratislava
E-mail: zuzana.studvova@stuba.sk
kamila.hlavcova@stuba.sk
katarina.kotrikova@stuba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 184 - 189

TESTOVANIE ZMENY TRENDOV A ŠKÁLOVACÍCH KOEFICIENTOV KRÁTKODOBÝCH ÚHRNOV DAŽĎOV NA STANICI HURBANOVO

Karolína Zechelová, Zuzana Ďurecová, Silvia Kohnová

Cieľom predloženej štúdie bolo testovanie zmeny trendov a škálovacích koeficientov krátkodobých úhrnov dažďov rôzneho trvania na klimatologickej stanici Hurbanovo s pozorovacím radom od roku 1961 do 2009. Trendy maximálnych ročných špecifických výdatností dažďa sme analyzovali v mesiacoch apríl až október a pre celé obdobie teplého polroku. Na analýzu významnosti trendov v časových radoch bol použitý neparametrický Mann-Kendallov test (Kendall, 1975). V ďalšom kroku sme pomocou metodiky jednoduchého škálovania zrážok odvodzovali hodnoty škálovacích koeficientov pre celé (1961 – 2009) a skrátené obdobia pozorovania (1961-1990; 1990-2009). Záverom sme porovnávali zmeny trendov špecifických výdatností dažďa a škálovacích koeficientov v jednotlivých obdobiach a analyzovali ich vplyv na odhad návrhových hodnôt v stanici Hurbanovo.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: trendy špecifických výdatností dažďa, jednoduché škálovanie zrážok, škálovacie koeficienty

TESTING CHANGES IN TRENDS AND SCALING EXPONENTS OF SHORT-TERM RAINFALL AT THE HURBANOVO STATION. The aim of the present study was to test changes in trends and scaling exponents of short term rainfall in the warm season for the various durations at the climatological Hurbanovo station with observation from 1961 to 2009. The trends were estimated for the intensities of rainfall in the months of April to October and for the whole warm season. To analyze the significance the nonparametric Mann-Kendall test was applied (Kendall, 1975). In the next step the simple scaling methodology to derived scaling exponents for the whole observation period (1961 - 2009) and shortened the observation period (1961-1990; 1990-2009) was used. Finally, we compared the changes in trends of rainfall intensities and their scaling exponents for analyzed periods, and discussed their impact on design values estimation.

KEY WORDS: trends of rainfall intensities, simple scaling of rainfall, scaling exponents

Úvod

Intenzívne zrážkové udalosti, s nimi spojené povodne, a následné ekonomické škody sa v súčasnosti dostávajú do pozornosti nielen hydrológov a inžinierov, ale aj finančného sektoru spolu s poisťovníctvom. Za posledné desaťročia sa intenzívne zrážkové udalosti stali jedným z najčastejšie sa vyskytujúcim prírodným rizikom u nás aj vo svete, pričom sa za posledných dvadsať rokov pozoruje ich zvýšený výskyt v oblastiach Európy. Rovnako aj na Slovensku sa počas búrok čoraz častejšie vyskytujú mimoriadne vysoké krátkodobé úhrny zrážok, pri ktorých sledujeme nárast frekvencie ich výskytu, pričom sa v poslednom desaťročí vyskytli i absolútne rekordy napr. maximálnych hodinových úhrnov zrážok.

Analýzami zmien a trendov denných úhrnov zrážok sa v poslednom období venuje viacero vedeckých štúdií, avšak čo sa týka analýz krátkodobých úhrnov dažďov, tejto problematike sa venuje len málo autorov. Možno tu spomenúť napr. štúdiu dlhodobých zrážkových úhrnov vo viacerých klimatologických staniciach Belgicku (Vaes a kol., 2002), pričom autori nezistili žiadne významné trendy v krátkodobých úhrnoch dažďov. Velpuri, Senay, 2013 skúmali dlhodobé trendy zrážok a odtoku, od roku 1950 do 2009, na 62 mestských povodiach pokrývajúcich 21 veľkých mestských centier v Spojených štátoch. Výsledky testu významnosti trendu ukázali, že iba päť z 21 mestských centier v Spojených štátoch vykazuje rastúci trend zrážok. Najvyššie zmeny nárastu zrážok boli pozorované v mestskom

povodí Houstonu. Štúdia kanadských autorov Adamowski a Bougadis (2003) poukázala na výskyt trendov 5- a 10- minútových úhrnov dažďov v šiestich z ôsmich analyzovaných regiónov v Kanade. Naopak, pre denné úhrny dažďov autori nepozorovali žiaden trend v ich vývoji. Rovnaké poznatky čo sa týka trendov denných úhrnov uvádzajú i autori Santos a Fragoso (2013), ktorí sa zamerali na skúmanie priestorovej a časovej variability vybraných zrážkových indexov v severnom Portugalsku. Mann-Kendallov neparametrický test aplikovali na detekciu významnosti dlhodobých trendov úhrnov zrážok vo vlhkých dňoch, 1-dňových zrážok ≥1 mm, počtu dní s množstvom zrážok ≥ 30 mm; pričom v štúdii analyzovali ročné a sezónne trendy dažďov. Výsledky ukázali pokles extrémnych zrážkových indexov počas roka, mierny nárast zistili v priebehu jesene. Romano a Preziosi (2013) na rôznych staniciach na povodí rieky Tiber od roku 1952 do roku 2007 skúmali ročné a sezónne denné úhrny zrážok, počet daždivých dní, intenzitu, maximálne denné zrážky. Výsledky ukázali klesajúci trend v ročných úhrnoch zrážok (-8%) a najmä klesajúci trend v zimnej sezóne (-16%). Naopak maximálne denné intenzity zrážok neukazujú významné trendy.

Cieľom tejto štúdie bolo testovanie vývoja a zmien trendov špecifických výdatností dažďa na klimatologickej stanici Hurbanovo. Trendy krátkodobých úhrnov dažďov boli testované na štatistickú význam-nosť pomocou Mann-Kendallovho testu. Následne sa odvodzovali metódou jednoduchého škálovania škálovacie koeficienty a porovnávali sa zmeny ich hodnôt pre rôzne dlhé obdobia pozorovania.

Metodika

Dlhodobé zmeny v priemernom správaní sa časového radu ako je napr. dlhodobý rast alebo dlhodobý pokles zachycuje trend. Vzniká ako dôsledok síl, systematicky pôsobiacich v rovnakom smere.

Pre testovanie trendov v prírodných časových radoch je široko používaný Mann-Kendallov test trendu (Kendal, 1975). Je jedným z najčastejšie používaných neparametrických testov určených na analýzu významných trendov v časových radoch údajov. Založený je na korelácii medzi zoradením časových radov a ich časovým usporiadaním. Pre časové rady $X = \{x_1, x_2, ..., x_n\}$ je štatistický test daný vzťahom (Yue a kol., 2012):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1}\sum_{j=k+1}^{n} \mathrm{sign}(x_j - x_k) \quad (1)$$

kde platí, že

$$\mathrm{Sign}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1, & x_j - x_k > 0 \\ 0, & x_j - x_k = 0 \\ -1, & x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Testovacia štatistika *S* nadobúda približne normálne rozdelenie pri časových radoch $n \geq 8$ a jej variancia je daná vzťahom:

$$\mathrm{VAR}(S) = \frac{1}{18}\left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^{g} t_p(t_p-1)(2t_p+5)\right] \quad (3)$$

kde *g* je počet viazaných skupín (skupina dát s rovnakou hodnotou), t_p je počet čísel s rovnakou hodnotou v skupine p=1...*g*.

Štatistickú významnosť trendu hodnotíme pomocou charakteristiky *Z*, ktorá má normálne rozdelenie. Štandardizovanú štatistiku *Z* určuje vzťah:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\mathrm{Var}(S)}} & \text{pre } S > 0 \\ 0 & \text{pre } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\mathrm{Var}(S)}} & \text{pre } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Znamienko charakteristiky *Z* udáva orientáciu trendu. Ak $Z > 0$ ide o rastúci trend, podmienka $Z < 0$ určuje klesajúci trend (Yue a kol., 2012). Štandardizovaná Mann-Kendall charakteristika *Z* rovná nule, udáva, že dáta sú distribuované normálnym rozdelením so strednou hodnotou nula a rozptylom určeným nulovou hypotézou (neexistuje trend).

Pre testovanie štatistickej významnosti testovaných trendov vychádzame z nižšie uvedených podmienok, pričom v hydrologickej praxi sa pre určenie štatistickej významnosti testovaných trendov vyžíva 90% významnosť (80% <1,28; -1,28>; 85% <1,44; -1,44>; **90% <1,64; -1,64>;** 95% <1,96; -1,96>)

Na spracovanie údajov o zrážkových úhrnoch za kratšie časové obdobie napr. ako jeden deň (minúty, hodiny a pod.) sa vo svete vyvinuli viaceré matematicko – štatistické metódy, ako je napríklad metóda jednoduchého škálovania zrážok.

V rámci inžinierskej hydrológie bola metóda jednoduchého škálovania zrážok použitá napr. v štúdiách autorov Lovejoy a Schetzer (1985), Burlando a Rosso (1996), Veneziano a Furcolo (2002), Aronica a Freni (2005). Prvé výsledky pomocou metódy jednoduchého škálovania boli publikované v dielach autorov Koutsoyiannis, a kol. (1998), Menabde, a kol. (1999), Yu, a kol. (2004).

Pri určovaní škálovacích vlastností sme aplikovali všeobecný vzťah, ktorý navrhol Koutsoyiannis a kol. (1998), kde na základe empirických dôkazov má premenná *Id* nasledovnú škálovaciu vlastnosť, označovanú ako jednoduché škálovanie (Menabde, 1999):

$$I_d \overset{dist}{=} \lambda^{-\beta} I_{\lambda d}, \quad (5)$$

kde rovnosť chápeme ako rovnosť pravdepodobnostných rozdelení pričom:

β - škálovací koeficient,

λ - škálovací parameter, násobiteľ doby trvania *d* na λd hodín

$I_{\lambda d}$ - intenzita zrážok pre trvanie λd hodín.

Škálovací koeficient β sme určili pre kompletné a skrátené obdobia pozorovaní na stanici Hurbanovo a následne sme pomocou neho odhadli návrhové hodnoty dažďa pre rôzne nami stanovené periodicity a trvania.

Vstupné údaje

Na testovanie zmeny trendov a škálovacích koeficientov krátkodobých úhrnov dažďov bola pre túto prácu vybraná klimatologická stanica Hurbanovo s pozorovacím radom od roku 1961 do 2009. Na porovnanie zmien trendov a škálovacích koeficientov bolo obdobie pozorovaní rozdelené na obdobia 1961 – 1990; 1990 – 2009 a kompletné obdobie pozorovaní 1961-2009. Vstupné údaje pozostávali z radov ročných maxím špecifických výdatností zrážok v l/s/ha pre trvania 5, 10, 15, 30, 40, 50, 60, 120, 240 a 1440 minút, za obdobie apríl, máj, jún, júl, august, september, október a teplý polrok. Stanica bola vybraná ako stanica s dlhým a kvalitným radom pozorovaní.

Výsledky

V štúdii sme v prvom kroku analyzovali trendy maximálnych ročných špecifických výdatností dažďa na klimatologickej stanici Hurbanovo v mesiacoch apríl až október a tiež pre celý teplý polrok pre trvania od 5 do 1440 minút, pre celé (1961-2009) a pre pozorovacie obdo-bia 1961-1990; 1990-2009. Analýzy trendov špecific-kých výdatností dažďa sú spracované v tabuľke 1 („+"rastúci trend a „-" klesajúci trend, šedou farbou je označený významný trend na hladine významnosti 90%).

Zo sumarizácie výsledkov v tabuľke 1 môžeme skonštatovať, že na klimatologickej stanici Hurbanovo počas všetkých v trvaní v analyzovaných mesiacov aj počas všetkých období pozorovaní prevažuje rastúci trend špecifických výdatností dažďov. Klesajúci trend špecifických výdatností dažďa pozorujeme najmä v kratších trvaniach od 5 do 30 minút alebo počas trvania 1 deň pre skrátené pozorovacie obdobia. Výnimkou sú mesiace jún a júl v pozorovacom období 1961-1990, kedy sa klesajúci trend špecifických výdatností dažďa vyskytuje v trvaní od 5 do 1440 minút. V pozorovacom období 1961-1990 pozorujeme klesajúci trend najmä v trvaní jeden deň. V tomto pozorovacom období sa vyskytuje rastúci trend počas celého trvania v mesiacoch jún, august a september.

Tabuľka 1 Sumarizácia trendov špecifických výdatností dažďa a znázornenie ich významnosti (šedá farba) počas a)kompletného (1961-2009) a skráteného pozorovacieho obdobia b)1961-1990, c) 1990-2009 na stanici Hurbanovo

Table 1 Summary of rainfall intensities trends and their significance (gray color) during a) whole (1961-2009) and shortened observation period b) 1969-1990, c) 1990-2009 at the Hurbanovo station

Hurbanovo		Trvanie [min]										
Mesiac		5	10	15	30	40	50	60	120	180	240	1440
Apríl	a)	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	-
	b)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-
	c)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Máj	a)	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+
	b)	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	+
	c)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Jún	a)	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	+
	b)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	c)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Júl	a)	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+
	b)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	c)	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+
August	a)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	b)	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
	c)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
September	a)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	b)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
	c)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Október	a)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	b)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	c)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Teplý polrok	a)	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	b)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
	c)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-

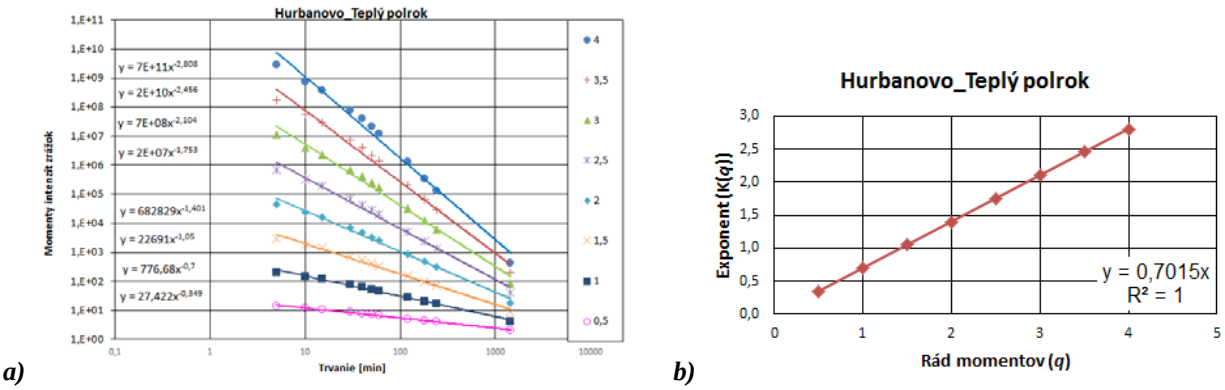
V auguste pozorujeme rastúci trend špecifických výdatností dažďa počas všetkých analyzovaných trvaní dažďa v pozorovacích obdobiach 1961-2009, 1990-2009 a v období 1961-1990 od 10 do 240 minút. V septembri a októbri sa rastúci trend vyskytuje vo všetkých analyzovaných pozorovacích obdobiach okrem rokov 1961-1990, kedy v septembri v trvaní dažďa1deň a v októbri od 5 do 1440 minút, pozorujeme klesajúci trend špecifických výdatností dažďa. Trendy špecifických výdatností dažďa nemajú rovnaký charakter počas analyzovaných období pozorovaní v žiadnom z jednotlivých mesiacov.

Z vyhodnotenia významnosti trendov špecifických výdatností dažďa podľa Mann – Kendallovho testu trendu na hladine významnosti 90% môžeme usúdiť, že sa v mesiacoch apríl až august nevyskytli žiadne významné trendy špecifických výdatností dažďov. Významný rastúci trend dažďa pozorujeme v mesiaci september v trvaní od 1 hodiny do 1 dňa v pozorovacích obdobiach 1961-2009 a 1990-2009, v mesiaci október v trvaní od 10 do 60 minút v období 1961-2009, významný klesajúci trend pozorujeme v rovnakom trvaní pre obdobie pozorovania 1990-2009. V období pozorovania 1961-1990 sa v mesiacoch apríl až október nevyskytli žiadne významné trendy špecifických výdatností dažďa, až počas teplého polroka pozorujeme významný klesajúci trend v trvaní dažďa od 5 do 10 minút.

V druhom kroku boli pomocou metodiky jednoduchého škálovania následne odvodené hodnoty škálovacích koeficientov pre analyzované pozorovacie obdobia v mesiacoch apríl až október a pre celé obdobie teplého polroka. Pre názornosť uvádzame na obr. 1 ako príklad a) určenie závislosti momentov špecifických výdatností od trvania b) stanovenie vzťahu medzi sklonom regresných priamok a rádom momentov intenzít krátkodobých dažďov pre teplý polrok počas celého obdobia pozorovania na stanici Hurbanovo.

Prehľad jednotlivých hodnôt škálovacích koeficientov pre klimatologickú stanicu Hurbanovo počas skrátených období a celého obdobia pozorovania je zhrnutý v tabuľke 2.

Z výsledkov jednotlivých škálovaní pre kompletné a pre skrátené pozorovacie obdobia môžeme usúdiť, že dĺžka radu pozorovaní a rovnako aj analyzované obdobie má vplyv na odhad hodnôt škálovacích koeficientov.



Obr. 1 a) Škálovanie momentov maximálnych špecifických výdatností dažďov, b) závislosť medzi exponentmi regresných priamok a rádom momentov pre teplý polrok na stanici Hurbanovo. (1961-2009.)

Fig. 1 a) Relationship between moments and duration of rainfall intensities, b) relationship between the slope of the regression lines and a series of moments for warm season at the Hurbanovo station. (1961-2009).

Tabuľka 2 Hodnoty škálovacích koeficientov pre jednotlivé mesiace a celé obdobie teplého polroku (a) celé a skrátené pozorovacie obdobie b)1961-1990, c) 1990-2009 na stanici Hurbanovo

Table 2 Values of scaling exponents for analysed months and whole warm season (a) whole, and shortened observation period b) 1961-1990, c) 1990-2009 at the Hurbanovo station

Stanica		Škálovací koeficient							
		IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	TP
Hurbanovo	a)	0,598	0,691	0,7035	0,724	0,7125	0,646	0,566	0,702
	b)	0,5958	0,703	0,7035	0,758	0,735	0,660	0,568	0,711
	c)	0,592	0,661	0,692	0,6735	0,676	0,632	0,545	0,671

Pre klimatologickú stanicu Hurbanovo hodnota škálovacieho koeficienta narastá od mesiaca apríl po júl a klesá od augusta do októbra pri všetkých dĺžkach pozorovacieho radu. Výnimkou je pozorovacie obdobie 1990-2009, kedy hodnota škálovacieho koeficienta v mesiaci júl klesla. Rovnakú hodnotu škálovacieho koeficienta sledujeme v obdobiach pozorovaní 1961-2009 a 1961-1990 v mesiaci jún (0,7035). Najvyššie hodnoty škálovacích koeficientov sa vyskytujú v pozorovacom období 1961-1990.

Zo štatistického vyhodnotenia škálovacích koeficientov vyplýva, pre analyzované obdobia možno konštatovať, že minimálna hodnota škálovacieho koeficienta (0,5453) je zaznamenaná pre obdobie pozorovania 1990-2009, maximálna v období pozorovania 1961-1990 (0,7580). Priemerné hodnoty škálovacieho koeficienta sa pohybovali v rozmedzí od 0,643, (v pozorovacom období 1990-2009) do 0,679 (v pozorovacom období 1961-1990). Rozdiely v hodnotách minimálneho, maximálneho a priemerného škálovacieho koeficienta sú pre jednotlivé pozorovacie obdobia minimálne. Následne sa vykonala analýza vplyvu škálovacieho koeficienta na návrhové hodnoty krátkodobých dažďov pre mesiac júl, pretože v tomto mesiaci sú hodnoty škálovacích koeficientov pre jednotlivé pozorovacie obdobia navyššie. Z tejto analýzy vyplýva, že rozdiely medzi škálovacími koeficientmi pre obdobia 1961-1990 a 1990-2009, predstavujú 0,07% rozdiel v odhade návrhových hodnôt dažďa.

Záver

Cieľom práce bolo testovanie zmeny trendov a škálovacích koeficientov krátkodobých úhrnov dažďov na stanici Hurbanovo s pozorovacím radom od roku 1961 do 2009, pre skrátené (1961–1990, 1990-2009) a kompletné (1961–2009) obdobia pozorovaní. Trendy špecifických výdatností dažďa sme testovali pre zvolené intenzity dažďov v mesiacoch apríl až október a pre celé obdobie teplého polroku. Na analýzu významnosti trendov v časových radoch bol použitý neparametrický Mann-Kendallov test (Kendal, 1975).

Na základe nadobudnutých výsledkov môžeme skonštatovať, že na klimatologickej stanici Hurbanovo počas všetkých trvaní v analyzovaných mesiacoch aj počas všetkých analyzovaných období pozorovaní prevažuje rastúci trend špecifických výdatností dažďov, avšak významný rastúci trend dažďa pozorujeme len v mesiaci september v trvaní od 1 hodiny do 4 hodín v pozorovacích obdobiach 1961-2009 a 1990-2009, v mesiaci október v trvaní do 60 minút v pozorovacom období 1961-2009. Významný klesajúci trend pozorujeme od 10 do 60 minút pre obdobie pozorovania 1990-2009. V teplom polroku sa významný klesajúci trend vyskytuje iba v období pozorovania 1961-1990 v trvaní dažďa od 5 do 10 minút.

V ďalšom kroku sme pomocou metodiky jednoduchého škálovania zrážok odvodili hodnoty škálovacích koeficientov. Hodnota škálovacieho koeficienta narastala od mesiaca apríl do júl a klesala od augusta do októbra pri všetkých dĺžkach pozorovacieho radu. Rovnakú hodnotu škálovacieho koeficienta sledujeme v obdobiach pozorovaní 1961-2009 a 1961-1990 v mesiaci jún, 0,7035. Najvyššie hodnoty škálovacieho koeficienta sa vyskytli v pozorovacom období 1961-1990, z čoho predpokladáme väčší výskyt intenzít krátkodobých dažďov oproti pozorovaciemu obdobiu 1990-2009. Maximálna hodnota škálovacieho koeficienta je 0,7580 pozorovaná v období 1961-1990, minimálna 0,5453 odhadnutá pre obdobie pozorovania 1990-2009 a priemerná hodnota škálovacieho koeficienta sa pohybuje v rozmedzí od 0,6428 do 0,6792 pre všetky pozorovacie mesiace a obdobia. Rozdiely v štatistických charakteristikách škálovacích koeficientov sú pre analyzované mesiace v jednotlivých pozorovacích obdobiach minimálne.

Poďakovanie

Tento článok vznikol vďaka podpore MŠVVa Š SR v rámci OP Výskum a vývoj pre projekt:Univerzitný vedecký park STU Bratislava (UVP STU Bratislava), IMTS 26240220084, spolufinacovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja. Táto práca bola tiež podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV- 003-11 a projektom VEGA 1/0710/15. Autori ďakujú za podporu pri tvorbe tohto príspevku.

Literatúra

Adamowski, K., Bougadis, J. (2003). Detection of trends in annual extreme rainfall. Hydrological processes, 17, 3547-3560.

Aronica, G.T., Freni, G. (2005). Uncertainty analysis of the influence of rainfall time resolution in the modelling of urban drainage systems. Hydrological Processes 19, 1055–1071.

Burlando, P., Rosso, R. (1996). Scaling and muliscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. Journal of Hydrology, 1996, vol. 187, no. 1, 45-64.

Kendall, M. G. (1975). Rank Cerrelation Methods. London, Griffin, 1975.

Koutsoyiannis, D., Kozonis, D. & Manetas, A. (1998). A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. J. Hydrol., 206, 118-135.

Lovejoy, S., Schetzer, D. (1985). Generalized scale invariantce and fractal models of rain. Water Recources Research, 21, 1233-1250.

Menabde, M., Seed, A. & Pegram, G. (1999). A simple scaling model for extreme rainfall. Water Resour. Res., 35(1), 335–339.

Romano E., Preziosi E. (2013). Precipitation pattern analysis in the Tiber River basin (central Italy) using standardized indices. Int. J. Climatol., 33, 2013, 1781–1792.

Santos M., Fragoso M. (2013). Precipitation variability in Northern Portugal. Data homogenity assessment and trends in extreme precipitation indices. Atmospheric Research 131, 2013, 34-45.

Vaes, G., Willlems, P., Berlamont, J. (2002). 100 years of Belgian rainfall: are there trends? Water Science and Technology, 45, 55-61.

Velpuri N. M.; Senay G. B. (2013). Analysis of long-term trends (1950-2009) in precipitation, runoff and runoff coefficient in major urban watersheds in the United States. Environ. Res. Lett. 8, 2013, 024020, 6pp.

Veneziano, D., Furcolo, P. (2002). Multifractality of rainfall and scaling of intensity duration frequency curves. In Water Resources Research, 38, 12, 1306-?.

Yu, P.-Sh., Yang, T.-Ch. & Lin, Ch.-Sh. (2004). Regional rainfall intensity formulas based on scaling property of rainfall. Journal of Hydrology. 295(1-4), 108–123.

Yue, S., Kundzewicz, Z. W., Wang, L. (2012). Detection of Changes . Changes in Flood risk in Europe, Chap.2, 11-26. 2012, IAHS special publication

TESTING CHANGES IN TRENDS AND SCALING EXPONENTS OF SHORT-TERM RAINFALL AT THE HURBANOVO STATION

The aim of this study was to test the changes in trends and scaling coefficients of short-term rainfalls for the shortened (1961-1990, 1990-2009) and complete (1961-2009) observation period at the Hurbanovo station. Trends of rainfall intensities were estimated for the months of April to October and for the whole warm period. To analyze the significance of trends in the time series, nonparametric Mann-Kendall test was applied (Kendall, 1975). During all periods and months analyzed, predominates rising trend of rainfall intensities was observed. A significant rising trend of rainfall was observed only in September for a period of from 1 hour to 4 hours in observation periods 1961-2009 and during 1990-2009, and in October for up to 60 minutes in the observation period 1961-2009. In the next step we used a simple scaling methodology to derive scaling exponents. Values of scaling exponents were increasing from April to July and decreasing from August to October in all of observation periods. Differences in minimum, maximum and average scaling exponents are very low.

Ing. Karolína Zechelová,
Ing. Zuzana Ďurecová,
Prof. Ing. Silvia Kohnová, PhD.
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta Slovenskej technickej univerzity v Bratislave
Radlinského 11
813 68 Bratislava
E-mail: karolina.zechelova@stuba.sk
silvia.kohnova@stuba.sk
xdurecova@stuba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 190 - 198

COMPARISON OF METHODS TO SELECT THE MAXIMUM VALUES TO DEVELOP A MATHEMATICAL MODEL OF EXTREMELY HIGH RAINFALL IN THE RIVER BASIN

Marcin Wdowikowski, Bartosz Kaźmierczak

The scope of this study was to indicate difference in developed probabilistic models for maximum rainfall in Kaczawa river basin, based on a 50-year series of pluviographic records chosen with AMP and POT criterion. To describe the measurement data there were used Gamma, Generalized Exponential (GED), Gumbel, Log-normal and Weibull distributions. Estimators of parameters for particular distributions were developed using maximum likelihood method. Conformity of the analyzed theoretical distributions with measured data was inspected using the Anderson-Darling test (A^2), while choosing the best distribution was made using bayesian information criterion of Schwartz and also by the relative residual mean square error (RRMSE).

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: maximum rainfall, probabilistic distributions, river basin

POROVNANIE METÓD VÝBERU MAXIMÁLNEJ HODNOTY PRE VÝVOJ MATEMATICKÉHO MODELU EXTRÉMNE VYSOKEJ ZRÁŽKY V POVODÍ RIEKY. Cieľom tejto štúdie bolo uviesť rozdiely vo vyvinutých pravdepodobnostných modeloch pre maximálne zrážky v povodí Kaczawa, na základe 50-ročného radu zrážok vybraných podľa AMP a POT kritérií. K popisu meraných údajov boli použité Gamma, generalizované exponenciálne (GED), Gumbelovo, Log-normálne a Weibullovo rozdelenie. Odhady parametrov pre jednotlivé rozdelenie boli urobené pomocou metódy maximálnej podobnosti. Zhoda analyzovaných teoretických rozdelení s nameranými dátami bola kontrolovaná testom Anderson-Darling (A^2), zatiaľ čo výber najlepšieho rozdelenia bol urobený pomocou Schwartzovho bayesiánského informačného kritéria a tiež pomocou relatívnej reziduálnej strednej kvadratickej chyby (RRMSE).

KEY WORDS: maximálne zrážky, rozdelenia pravdepodobnosti, povodie rieky

Introduction

In Poland, the maximum rainfall models for a given duration and probability of exceedence so far have been developed only for a few urban catchments among others in Wroclaw, Lublin, Krakow, Lodz or Czestochowa [Kaźmierczak, Kotowski 2012, Mrowiec 2014, Suligowski 2014, Twardosz 2005, Zawilski, Brzezińska 2014]. This problem has been properly solved in Germany, where the unit of the reference rainfall intensity can be found in KOSTRA atlas individually for each urban basin. Much earlier similar work was carried out in the USA [Hershfield 1961]. In Poland, for hydrological modeling purposes there were developed nationwide models characterized by lower accuracy due to the large spatial variability of precipitation and based on the data from 1960 to 1990 [Bogdanowicz, Stachy 1998]. From 1990 on Oder and Vistula there were at least two catastrophic floods in 1997 and 2010. The main reason for the lack of availability of local models in Poland is limited access to archival pluviographic records. Although the measurements are carried out by the Institute of Meteorology and Water Management - National Research Institute (IMWM-NRI) across the whole country for decades, but only for recent few years a uniform digital recording of rain was made. Therefore multiyear measurement series are available only in the form of paper strips whose preparation consumes much time due to the need to use precipitation with specific

durations [Suligowski 2014]. In order to develop a reliable maximum rainfall model for hydrological modeling or even designing and modeling cities drainage systems (for *C* from 1 to 50 years) should be used at least 50 years of rainwater series (relatively 30 years with subsequent extrapolation). However, it should be noted that the short data series, for example. 30-years, do not always include a wide range of natural variability of rainfall. Depending on the available measurement data there can be used various methods to select the maximum values. The main objective of this study was to compare the results of probabilistic models of maximum rainfall developed on AMP and POT data selection method.

Material and methods

Precipitation data

In the paper there were used precipitation data from meteorological station in Kaczawa river basin. The Kaczawa catchment is one of the major left tributaries of the Odra, located at Sudeten foothills of Lower Silesia (Fig. 1). Its catchment area takes 1807 km^2. Kaczawa catchment has very differentiated landscape, with a specific climate typical for mountain and mountain-foot regions. The average annual air temperature is lower than 7°C and the average annual precipitation varies from 500 to 800 mm. Snow cover remains for about 40-45 days a year. At the final water gauge – Piatnica, the maximum discharge (418 m^{3}s^{-1}) was recorded during flood in July 1997 [Kuchar et al. 2014a, 2014b]. In Kaczawa river basin there are 11 rain gauges, 1 synoptic station in Legnica and 10 water level gauges. 6 meteorological stations operate as automatically rainfall record. In order to determine the relationship between amount of precipitation from duration and probability of exceedance h(t,p), the selection of data of which the relationship will be developed must be done. Elaborating archival pluviographs authors limited period of analysis to months from May to October (V–X) in the years from 1961 to 2010. In the project there were analyzed rainfall durations: 60 min (hourly rainfall) and 1440 min (daily rainfall). Due to the lack of hourly data from all measuring stations in the long-term period, data from the synoptic station in Legnica were taken as representative of whole river basin.

For the purpose of this paper, using total review method there were isolated from the tested 50-years period top 50 maximum amount (h, mm) of precipitation in measurement material using two methods: annual maximum precipitation (AMP) and peak over treshold (POT), recommended in many sources [Helsel, Hirsch 2002, Hershfield 1961, Kotowski et al. 2010, Kysely et al. 2010, Shinyie et al.. 2014, Storch, Navarra 1999, Suligowski 2014, Wilks 2006, Weglarczyk 2010]. For POT data selection there were used Chomicz criterion of maximum rainfall intensity [Kaźmierczak, Kotowski 2012, 2014, Kotowski et. al 2010, Kotowski, Kaźmierczak 2013, Kotowski 2015]. Comparison of the amount of rainfall selected by methods AMP and POT for hourly and daily rain were shown in Figures 2 and 3.

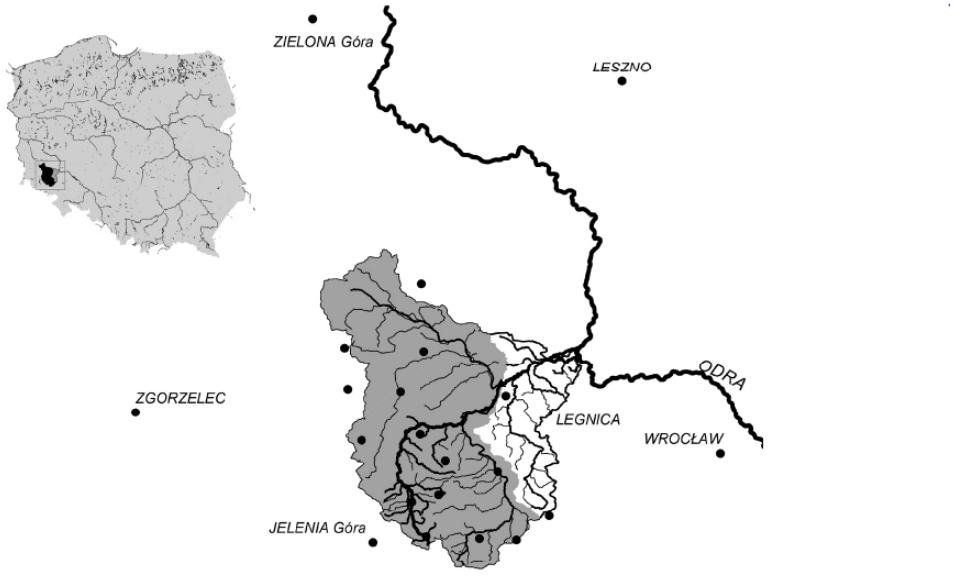


Fig. 1. The Kaczawa River catchment and location of measurement stations [Kuchar et al., 2014a].
Obr. 1. Povodie Kaczawa a umiestnenie meracích staníc [Kuchar et al., 2014a].

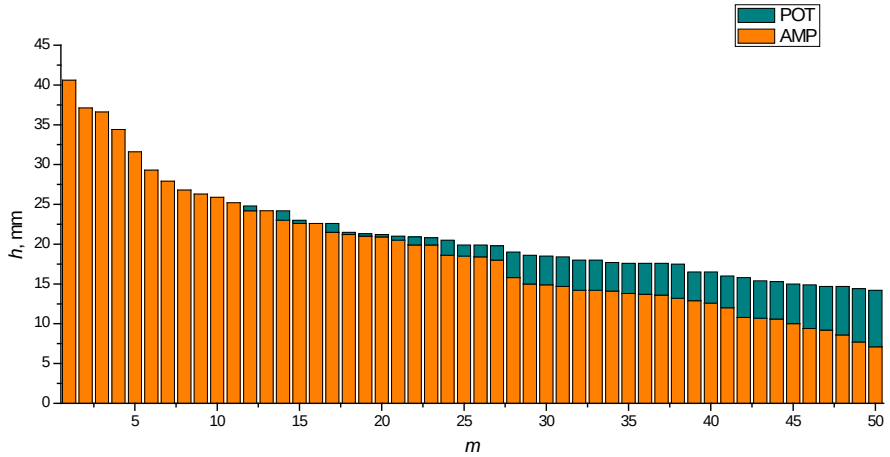


Fig. 2. Maximum houly rainfall amounts selected with AMP and POT methods in long-term period 1961-2010 in Legnica [authors development].
Obr. 2. Maximálne hodinové zrážky vybrané podľa AMP a POT z viacročného obdobia 1961-2010 v Legnici. [výber podľa autorov].

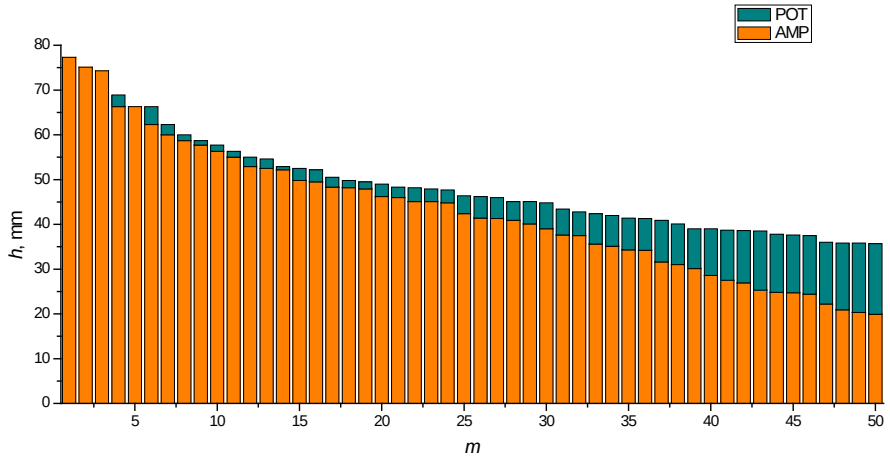


Fig. 3. Maximum daily rainfall amounts selected with AMP and POT methods in long-term period 1961-2010 in Legnica [authors development].
Obr. 3. Maximálne denné zrážky vybrané podľa AMP a POT z viacročného obdobia 1961-2010 v Legnici. [výber podľa autorov].

Prababilistic distributions

In the first place the top 50 amounts of precipitation were ordered decreasing (in 20 groups of a time duration from 5 minutes to 6 days), and then successively assigned to them according to (1) empirical probability of exceedance from p = 0,020 (for the highest value) to p = 0,980 (for the lowest value):

$$p(m,n) = \frac{m}{n+1} \quad (1)$$

where m is the sequence number within a decreasing ordered string of the number of n.

It should be noted that the greatest probability estimation errors should be expected for extreme elements of the investigated string [Helsel, Hirsch 2002, Storch, Navarra 1999, Wilks 2006, Weglarczyk 2010]. In Table 1 there were shown the amount of rainfall recorded for selected values of empirical probability.
To describe the measurement data there were used theoretical distributions: Gamma, Generalized exponential (GED), Gumbel, Log-normal and Weibull [Ben-Zvi 2009, Gupta, Kundu 2007, Overeem et al. 2008, Węglarczyk 2010].
Likelihood functions of these designated distributions are shown in Table 2.

Table 1. Maximum amounts of precipitation (h, mm) for the selected values of empirical probability of exceedance
Tabuľka 1. Maximálne množstvo zrážok (h mm) pre vybrané hodnoty empirických pravdepodobností prekročenia

Method	*t*, min	*m* = 1	*m* = 5	*m* = 10	*m* = 25	*m* = 50
		p = 0,020	*p* = 0,098	*p* = 0,196	*p* = 0,490	*p* = 0,980
AMP	60	40,6	31,6	25,9	18,5	7,1
AMP	1440	77,3	66,3	56,3	42,4	19,9
POT	60	40,6	31,6	25,9	19,9	14,2
POT	1440	77,3	66,3	57,7	46,4	35,7

Table 2. Log-likelihood function for the investigated distributions (α, β, γ, λ, μ - the parameters of particular distributions)
Tabuľka 2. Log-pravdepodobnostná funkcia, pre sledované rozdelenia (α, β, γ, λ, μ - parametre jednotlivých rozdelení)

Distribution	Likelihood function	Equation numer
Gamma	$\ln L = (\alpha-1)\sum_{i=1}^{n}\ln(x_i-\gamma) - n\ln\Gamma(\alpha) - n\alpha\ln\beta - \frac{1}{\beta}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\gamma)$	(2)
GED	$\ln L = n\ln\alpha + n\ln\lambda - \sum_{i=1}^{n}\left(\lambda(x_i-\gamma)\right) + (\alpha-1)\sum_{i=1}^{n}\ln\left(1-e^{-(x_i-\mu)\lambda}\right)$	(3)
Gumbel	$\ln L = -n\ln\alpha - \sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i-\gamma}{\alpha}\right) - \sum_{i=1}^{n}\exp\left(-\frac{x_i-\gamma}{\alpha}\right)$	(4)
Log-normal	$\ln L = -\sum_{i=1}^{n}\ln(x_i-\gamma) - n\ln\sigma - \frac{n}{2}\ln(2\pi) - \frac{1}{2\alpha^2}\sum_{i=1}^{n}(\ln(x_i-\gamma)-\mu)^2$	(5)
Weibull	$\ln L = n\ln\alpha - n\alpha\ln\beta + (\alpha-1)\sum_{i=1}^{n}\ln(x_i-\gamma) - \sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i-\gamma}{\beta}\right)^{\alpha}$	(6)

Conformity of theoretical distributions with measured data was examined using the Anderson-Darling test for statistics [D'Agostino, Stephens 1986, Hongjoon et al. 2012]:

$$A^2 = -n - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(2i-1)\left[\ln F(x_i) + \ln\left(1-F(x_{n-i+1})\right)\right] \quad (7)$$

where
x_i - i-th value in the decreasing ordered random sample,
F(x) - cumulative distribution function for the theoretical distribution.

The null hypothesis H_0 (when the measurement data matches with analyzed theoretical distribution) were taken on a significance level of 0,05 when the A^2 test statistic was less than the critical value A^2_{kr}. The alternative hypothesis (when the measurement data mismatches with analyzed distribution) was taken otherwise. The critical values were read from statistical tables [D'Agostino, Stephens 1986].
The best of remaining distributions were determined using the Bayesian information criterion of Schwartz, *BIC* [Konishi, Kitagawa 2008, Laio et al. 2009], in the form of:

$$BIC = -\frac{2\ln L}{n} + \frac{k\ln n}{n} \quad (8)$$

where
L - likelihood function of the tested distribution,
k - number of estimated parameters,
n - number of observations.

To evaluate the aptitude of investigated distributions to describe the measurement data we also used relative residual mean square error (*RRMSE*) [Lee, Maeng 2003]:

$$RRMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{h_{t,i}-h_{m,i}}{h_{m,i}}\right)^2}\cdot 100\% \quad (9)$$

where
h_t - the theoretical amount of precipitation (mm),
h_m - amount of precipitation from measurements (mm).

Differences between measurement data and modeled maximum rainfall were shown on h-h plot using quantile of the random variable Weibull distribution which takes the form of the following formula:

$$h(p) = \gamma + \alpha(-\ln p)^{\frac{1}{\beta}} \quad (10)$$

Results and discussion

Estimators parameters for particular distributions were determined by maximum likelihood method (MLM), through a numeric maximizing likelihood function (or its logarithm), taking into account the range of variability of investigated parameters (2) - (6). The results of the estimation of parameters for both maximum rainfall data selection methods (AMP and POT) were summarized in Table 3.

The calculation results for Anderson-Darling statistics (7) were shown in Table 4. All of the analyzed distributions, (Gamma, GED, Gumbel, Log-normal and Weibull) fulfill the compliance criterion for each AMP and POT of the two analyzed rainfall durations. There were no A^2 values higher than the critical value A^2_{kr}, and for the GED it was almost equal.

According to (8) *BIC* criterion consists of two parts. The first describes the measure of fit of the model, and the second determines its simplicity. For the best it is deemed to such a model, for which the information criterion obtained the lowest value. *BIC* values for the analyzed distributions are summarized in Table 5. For the sake of clarity, the smallest values for each duration *t* were bolded.

BIC criterion indicates a Weibull as the probabilistic distribution that is best representing the distribution of measured data (the lowest value of *BIC* for duration of 60 min in POT and daily rainfall in AMP). For the 60 min in AMP method Gumbel was best fitted distribution and for 1440 min in POT it was assigned to GED. It should be noticed that differences between the four recently used distributions: GED, Gumbel, Gamma and Weibull were minor (Tab. 5).

Based on (9) there were also calculated the *RRMSE* statistics, covering the entire range of data for 60 and 1440 minutes in both AMP and POT maximum values selection method. Applying *RRMSE* criterion for selected rainfall durations, the best turns out to be a Weibull distribution as shown in Table 6. It should be noted that, BIC criterion also pointed for Gumbel and GED distributions but the RRMSE factor for 60 min AMP and 1440 POT were one of the highest – respectively 5,081% and 3,427%. Other distributions describe the measurement data slightly worse but none of them is significant and does not exceed 5% which appears to be sufficient for practical reasons. The quality of this distribution fit to the empirical distribution of the amount of precipitation in Legnica, with different parameters for particular rainfall durations (Tab. 3) using (10), were shown in *h-h* plot (Fig. 4, Fig. 5).

As shown in Figures 4 and 5 the amount of precipitation from Legnica are well described by Weibull distribution using both AMP and POT methods for data selection. However, a better fit of the model values to the measurement data falls to a POT method in the both rainfall durations 60 minutes and 1440 minutes.

Table 3. Values of the parameter estimates (by MLM) for the investigated distributions for AMP and POT

Tabuľka 3. Hodnoty odhadov parametrov (MLM) pre skúmané rozdelenia pre AMP a POT

Method	t, min	Gamma	GED	Gumbel	Log-normal	Weibull
AMP	60	α = 2,40577 β = 5,50762 γ = 5,85993	α = 2,71991 λ = 0,129613 γ = 5,67004	α = 6,32288 γ = 15,3916	α = 0,436755 μ = 2,83433 γ = 0,433264	α = 1,55065 β = 13,8238 γ = 6,65178
AMP	1440	*α = 3,910* *β = 7,943* *γ = 12,05*	*α = 4,345* *λ = 0,070* *γ = 12,66*	*α = 12,610* *γ = 35,994*	α = 0,257 μ = 4,030 γ = -15,02	α =1,726 β = 28,472 γ = 17,65
POT	60	α = 1,1032 β = 6,5764 γ = 14,18	α = 1,0808 λ = 0,1448 γ = 14,19	α = 4,2603 γ = 18,75	α = 0,7413 μ = 1,9003 γ = 12,79	α = 1,1009 β = 7,5060 γ = 14,18
POT	1440	α = 0,9378 β = 13,9617 γ = 35,69	α = 0,9206 λ = 0,0725 γ = 35,69	α = 7,8361 γ = 43,95	α = 0,6942 μ = 2,5786 γ = 32,30	α = 1,0275 β = 13,2160 γ = 35,69

Table 4. Anderson-Darling statistics values for analyzed distributions (the critical values was given in brackets in the heading of the table)
Tabuľka 4. Anderson-Darling štatistiky pre analyzované rozdelenia (kritické hodnoty sú uvedené v zátvorke v záhlaví tabuľky)

Method	*t*, min	Gamma (0,762)	GED (0,723)	Gumbel (0,757)	Log-normal (0,752)	Weibull (0,757)
AMP	60	0,234	0,266	0,313	0,275	0,195
AMP	1440	0,351	0,459	0,357	0,281	0,321
POT	60	0,275	0,311	0,536	0,261	0,220
POT	1440	0,699	0,722	0,491	0,303	0,565

Table 5. BIC values of analyzed distributions (the smallest values bolded)
Tabuľka 5. BIC hodnoty pre analyzované rozdelenia (najmenšie hodnoty tučne)

Method	*t*, min	Gamma	GED	Gumbel	Log-normal	Weibull
AMP	60	7,0558	7,0686	**7,0210**	7,0845	7,0316
AMP	1440	8,3991	8,4268	8,3538	8,4159	**8,3525**
POT	60	6,1921	6,1932	6,3151	6,2744	**6,1847**
POT	1440	7,3763	**7,3747**	7,5070	7,4999	7,3780

Table 6. RRMSE values of analyzed distributions (the smallest values bolded)
Tabuľka 6. RRMSE hodnoty pre analyzované rozdelenia (najmenšie hodnoty tučne)

Method	*t*, min	Gamma	GED	Gumbel	Log-normal	Weibull
AMP	60	4,447	4,640	5,081	4,736	**4,195**
AMP	1440	4,758	5,414	4,937	4,776	**4,594**
POT	60	2,456	2,516	5,193	2,710	**2,421**
POT	1440	3,351	3,427	3,686	2,842	**2,618**

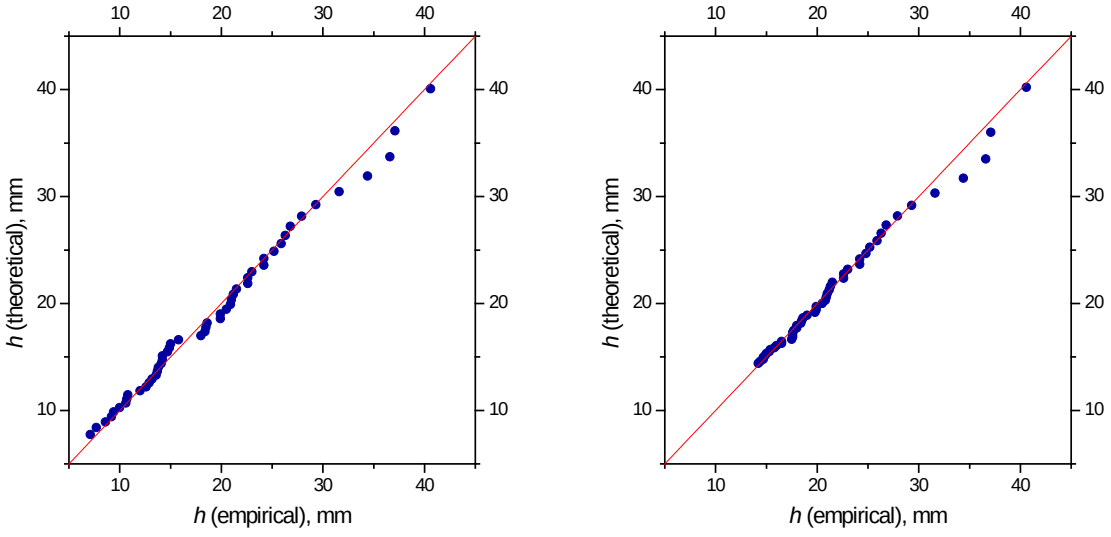


Fig. 4. h-h plot for the Weibull distribution for AMP (left) and POT (right) hourly measurement data for Legnica in the years 1961–2010 [authors development].
Obr. 4. h-h graf pre Weibullovo rozdelenie pre AMP (vľavo) and POT (vpravo) z hodinových údajov v Legnici v rokoch 1961-2010 [výber podľa autorov].

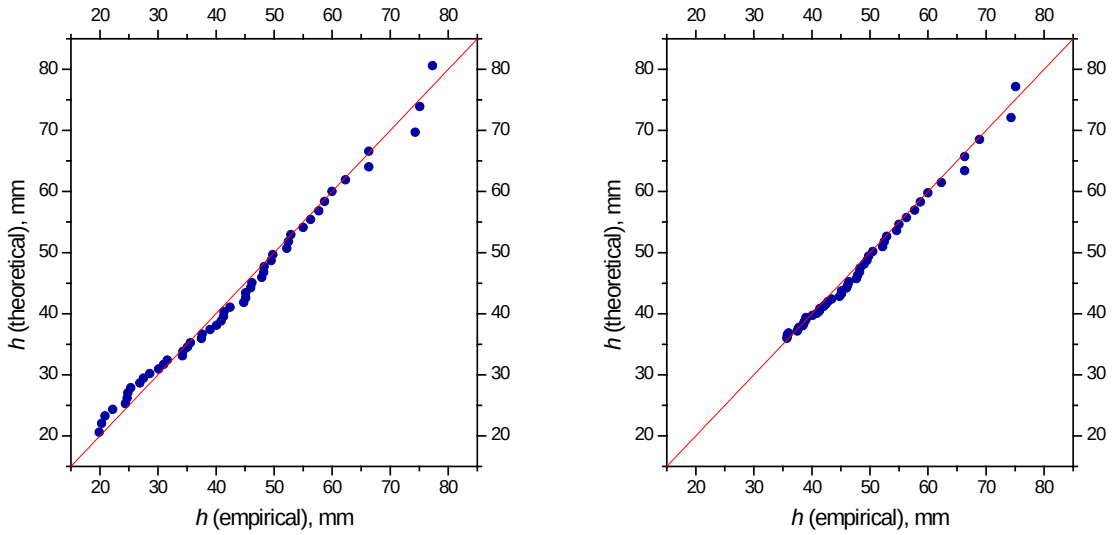


Fig. 5. h-h plot for the Weibull distribution for AMP (left) and POT (right) daily measurement data for Legnica in the years 1961–2010 [authors development].
Obr. 5. h-h graf pre Weibullovo rozdelenie pre AMP (vľavo) and POT (vpravo) z denných údajov v Legnici v rokoch 1961-2010 [výber podľa autorov].

Conclusion

In order to determine which method of maximum rainfall data selection is more accurate to describe the long-term precipitation extremes in river basin there was developed probabilistic model based on probabilistic distributions like Gamma, Generalized Exponential (GED), Gumbel, Log-normal and Weibull. Probabilistic distributions were developed using maximum precipitation data selected by two methods AMP and POT. Estimators of parameters for particular distributions were developed using maximum likelihood method.
Conformity of the analyzed theoretical distributions with measured data was inspected using the Anderson-Darling test, while choosing the best distribution was made using bayesian information criterion of Schwartz (BIC) and also by the relative residual mean square error (RRMSE). Considering the two used criteria as best of the selected distributions for the rainfall duration 60 min and 1440 min, was considered Weibull. Analysis of the criteria for probability distributions fit to the measured values showed that several types of indicators should be used. Especially important it seems to be to combine evaluation for criterion BIC with RRMSE, where in case of Legnica for BIC there was indicated Gumbel, Weibull and GED distributions and for RRME Weibull in all rainfall durations. Finally both of the methods for selecting the maximum value of precipitation can be used to analyze the extremes in long-term periods (such as 1961-2010) however models based on the POT method were better suited to measuring values.

Literature

Ben-Zvi A. (2009): Rainfall intensity–duration–frequency relationships derived from large partial duration series, Journal of Hydrology, 367, 1–2, 104–114.

Bogdanowicz E., Stachý J. (1998): Maximum rainfall in Poland. Design characteristics, The Publishing House of the Institute of Meteorology and Water Management.

D'Agostino R., Stephens M. A. (1986): Goodness of Fit Techniques, Marcel Dekker.

Gupta R. D., Kundu D. (2007): Generalized exponential distribution: existing results and some recent developments, Journal of Statistical Planning and Inference, 137, 3537–3547.

Hershfield D. M. (1961):, Rainfall Frequency Atlas of the United States for Duration from 30 minutes to 24 hours and Return Periods from 1 to 100 years, Technical Paper No. 40, Engineering Division, Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture.

Helsel D. R., Hirsch R. M.. (2002): Statistical Methods in Water Resources. US Geological Survey.

Hongjoon S., Younghun J., Changsam J., Jun-Haeng H., (2012): Assessment of modified Anderson–Darling test statistics for the generalized extreme value and generalized logistic distributions. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 26, 1, 105–114.

Kaźmierczak B., Kotowski A. (2012): Depth-duration-frequency rainfall model for dimensioning and modelling of Wrocław drainage systems, Environment Protection Engineering, 38, 4, 127–138.

Kaźmierczak B., Kotowski A. (2014): The influence of precipitation intensity growth on the urban drainage

systems designing, Theoretical and Applied Climatology, 118, 1–2, 285–296.
Konishi S., Kitagawa G. (2008): Information Criteria and Statistical Modeling, Springer Science.
Kotowski A. (2015): Principles of the safe dimensioning of sewage systems, Seidel-Przywecki Publishers.
Kotowski A., Kaźmierczak B. (2013): Probabilistic models of maximum precipitation for designing sewerage, Journal of Hydrometeorology, 14, 6, 1958–1965.
Kotowski A., Kaźmierczak B., Dancewicz A. (2010) The modeling of precipitations for the dimensioning of sewage systems, The Publishing House of the Civil Engineering Committee the Polish Academy of Sciences. Studies in Engineering no. 68.
Kuchar L., Iwański S., Jelonek L., Szalińska W. (2014a): A modeling framework to assess the impact of climate change in river runoff. Meteorology, Hydrology and Water Management, Research and Operational Applications, 2, 2, 49-63.
Kuchar L., Iwański S., Jelonek L., Szalińska W. (2014b): Application of synthetic data for assessment of climate change impact on water resources of basin. Scientific Review – Engineering and Environmental Sciences, 66, 332–346.
Laio F., Di Baldassarre G., Montanari A. (2009): Model selection techniques for the frequency analysis of hydrological extremes. Water Resources Research, 45, 7.
Lee S. H., Maeng S. J. (2003): Frequency analysis of extreme rainfall using L-moment. Irrigation and Drainage, 52, 219–230.
Mrowiec M. (2014): Influence of the rainfall movement on the required volume of storage tanks, Gaz Woda i Technika Sanitarna, 7, 259–263.
Overeem A., Buishand A., Holleman I. (2008): Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties, Journal of Hydrology, 348, 124–134.
Kyselý J., Gaál L., Picek J., Schindler M. (2013): Return periods of the August 2010 heavy precipitation in northern Bohemia (Czech Republic) in present climate and under climate change, Journal of Water and Climate Change, 4, 3, 265–286.
Storch H., Navarra A. (1999): Analysis of Climate Variability. Applications of Statistical Techniques, Springer.
Suligowski R. (2014): Maximum rainfall depth of specified duration and probability of exceedance in Kielce. Monography of Hydrological Commission of the Polish Geographical Society, 2, 271–280.
Shinyie W. L., Ismail N., Jemain A. A. (2014): Semi-parametric estimation based on second order parameter for selecting optimal threshold of extreme rainfall events, Water Resources Management, 28, 3489–3514.
Twardosz R. (2005). The synoptic and probabilistic aspects of diurnal precipitation variation in Cracow, Institute of Geography and Spatial Management of Jagiellonian Univesity.
Wilks D. L. (2006): Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Elsevier.
Węglarczyk S. (2010): Statistics in environmental engineering, Publishing House of Cracow University of Technology, Cracow.
Zawilski M., Brzezińska A. (2014): Areal rainfall intensity distribution over an urban area and its effect on a combined sewerage system, Urban Water Journal, 11, 7, 532–542.

POROVNANIE METÓD VÝBERU MAXIMÁLNEJ HODNOTY PRE VÝVOJ MATEMATICKÉHO MODELU EXTRÉMNE VYSOKEJ ZRÁŽKY V POVODÍ RIEKY

V článku boli použité zrážky z meteorologickej stanice v povodí Kaczawa. V povodí Kaczawa je 11 zrážkomerov, 1 synoptická stanica v Legnici a 10 vodomerných staníc. 6 meteostaníc funguje na automatický záznam zrážok. Pre určenie vzťahu medzi množstvom zrážok daného trvania a pravdepodobnosťou prekročenia h (t, p) bolo potrebné vybrať potrebné hodnoty zrážok. Pri spracovaní archívnych pluviografov sa autori obmedzili na mesiace od mája do októbra (V-X) v rokoch 1961 až 2010. V rámci projektu boli analyzované trvania zrážok: 60 min (hodinové zrážky) a 1440 minút (denná zrážok). Vzhľadom na nedostatok hodinových údajov zo všetkých meracích staníc v dlhodobom horizonte, údaje zo synoptickej stanice v Legnici boli vzaté ako reprezentatívne pre celé povodie. Cieľom je určiť, ktorá metóda výberu maximálnych zrážok dokáže presnejšie popísať dlhodobé zrážkové extrémy v povodí. Boli vyvinuté pravdepodobnostné modely založené na pravdepodobnostných rozdeleniach, ako je gamma, všeobecné exponenciálne (GED), Gumbelovo, Log-normálne a Weibullovo. Pravdepodobnostné rozdelenia boli vyvinuté pomocou maximálnej zrážky zvolenej dvoma spôsobmi: AMP a POT. Odhady parametrov pre jednotlivé rozdelenia boli urobené pomocou metódy maximálnej podobnosti. Zhoda analyzovaných teoretických rozdelení s nameranými dátami bola kontrolovaná testom Anderson-Darling (A2), zatiaľ čo výber najlepšieho rozdelenia bol urobený pomocou Schwartzovho bayesiánskeho informačného kritéria a tiež pomocou relatívnej reziduálnej strednej kvadratickej chyby (RRMSE). Ako najlepšie z rozdelení bolo vybrané Weibullovo rozdelenie, pre obe kritétiá výberu ako i pre obe doby trvania zrážok 60 minút a 1440 minút. Analýza kritérií pre zhodu rozdelení pravdepodobnosti s nameranými hodnotami ukazuje, že by mali byť použité viaceré druhy ukazovateľov. Zvlášť dôležité sa zdá byť spojiť hodnotiace kritérium BIC s RRMSE, kde v prípade Legnice pre BIC boli lepšie Gumbelovo, Weibullovo a GED rozdelenia a pre RRMSE Weibullovo pre všetky dĺžky trvania. Nakoniec obe metódy pre výber maximálnej hodnoty zrážok môžu byť použité na analýzu extrémov v dlhodobom období (1961 - 2010), ale modely založené na metóde POT lepšie vystihovali merané hodnoty.

Marcin Wdowikowski MSc. Eng.
Institute of Meteorology and Water Management - National Research Institute
Hydrological Forecasting Office in Wrocław
ul. Parkowa 30
51-616 Wrocław
Tel.: +48 71 320 0142
Fax: +48 71 348 7997
E-mail: marcin.wdowikowski@imgw.pl

Bartosz Kaźmierczak Phd. Eng.
Wroclaw University of Technology
Faculty of Environmental Engineering
Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27
50-370 Wrocław
Tel.: +48 71 320 46 90
Fax: +48 71 320 34 72
E-mail: bartosz.kazmierczak@pwr.edu.pl

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 199 - 207

NONSTATIONARITIES IN TECHNICAL PRECIPITATION SERIES IN CZECHIA

Ondrej Ledvinka

Under the proper consideration of climate change one cannot rely on the stationarity of the series fed to a hydrological model. Modelling should rather be based on the assumption of nonstationarity with appropriate discrimination between deterministic and stochastic trends in the series. Although some works regarding the identification of trends in precipitation across the entire territory of Czechia were undertaken, they primarily accounted for the deterministic and linear relationships only. What is more, the results in many former studies inevitably had to be biased due to missing values and inhomogeneities introduced during measurements. In the present paper, trends in 268 complete and homogeneous precipitation series from Czechia spanning from 1961 to 2012 are detected by means of several statistical techniques. Subsequently, places with different kinds of nonstationarities are determined.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: trends, Hurst exponent, unit root testing, seasonality, rainfall

NESTACIONARITY V TECHNICKÝCH ŘADÁCH ÚHRNŮ SRÁŽEK V ČESKU. Za předpokladu klimatické změny není možné nadále počítat se stacionaritou časových řad vstupujících do hydrologického modelu. Modelování by bělo být spíše založeno na předpokladu nestacionarity s rozlišením deterministických a stochastických trendů. Přestože již některé analýzy trendů ve srážkových úhrnech na území Česka v minulosti proběhly, byly zohledňovány především pouze deterministické trendy a lineární závislosti. Navíc výsledky mnohých dřívějších studií musely být zákonitě ovlivněny chybějícími hodnotami a nehomogenitami zavedenými do řad v průběhu měření. V tomto příspěvku bylo analýze trendu podrobeno 268 srážkových řad, které byly nedávno homogenizovány a doplněny a které reprezentují období 1961–2012. Na původní řady a další z nich odvozené byly aplikovány nejrůznější statistické metody s cílem zjistit, kde přesně v Česku dochází k významným změnám (nárůstům či poklesům) ve srážkových úhrnech.

KEY WORDS: trendy, Hurstův exponent, testování na jednotkový kořen, sezonalita, srážky

Introduction

In recent years, climate change (CC) impacts on different ecosystems as well as on human society have been more and more emphasized and many hydrological studies on them have emerged. However, prior to the investigation of the effects of CC themselves, there is a need to find out if at all climatic elements such as temperature or precipitation exhibit some important nonstationarities. Besides, adressing the question where exactly the changes occur is equally imperative since some regions may not show any, while others do.

Because floods and droughts belong to the most discussed CC consequences in Czechia, the studies aimed at the proper examination of several features of precipitation series are necessary here. Although the measurements of precipitation totals have a very long tradition, not many uninterrupted long precipitation series can be found across the country. This led to the fact that a lot of past studies focused only on few selected (mostly secular) precipitation series (e.g., Brázdil et al., 2012), whereas nationwide assessments were rather seldom. Currenty, on the other hand, a set of so-called technical series (including precipitation) is accessible through the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI), which starts in 1961 and proceed to the present. This means that over 250 series of precipitation totals that are homogenized and complete (i.e., missing values were filled in) are available in daily time step for future works regarding the territory of Czechia (Štěpánek et al., 2011, 2013). This poses also a great potential for the next hydrological studies.

It is true that some studies conducted so far have already examined the changes in above mentioned technical precipitation series (see Střeštík et al., 2014). Nevertheless, they focused on quantifying the magnitudes of changes such as deterministic trends rather than on proper testing for their significance. Moreover, only techniques that require serial independence (e.g., linear regression based on ordinary least squares) were empoyed, which certainly ended with misleading results because hydrometeorological series commonly exhibit some sort of short-tem persistence (STP) or even long-term persistence (LTP) that cause the significant trends are detected too often in the case of positive autocorrelation. The opposite holds when a series is autocorrelated negatively, which is not so typical in hydrology or climatology.

The goal of the present study is therefore to take the same series as in Střeštík et al. (2014) that spatially cover the whole area of Czechia and try to find out if some nonstationarities are present in them. Note that only the nonstationarity in the mean is considered here which, to a large extent, imply the existence of eiher stochastic or deterministic trends. First, a distinction between these two kinds of trends is made using the unit root tests and the Hurst exponent estimation. Then, a statistical test for trends with null hypotheses set up adequately are performed to better understand what places in Czechia experience changes in precipitation. Abrupt changes are not subject to this analysis because it was assumed that many of them were eliminated during the construction of the technical series. The assessment of nonstationarities in the variance was postponed to the future work since this issue has not received much attention in hydrology yet and not much literature on it can be found (Modarres and Ouarda, 2013).

Material and methods

The same dataset of technical (i.e., homogenized and filled in) precipitation series that was used in Střeštík et al. (2014) was accessed from the CLIDATA database of the CHMI. The dataset comprised daily precipitation totals (in mm) from 268 stations from the whole territory of Czechia (see Figs. 1 and 2 for the spatial distribution of stations). The temporal span was from 1 January 1961 to 31 December 2012, so 52 years of uninterrupted daily data were available. In other words, there were exactly 18 993 entries for each station.

The daily series were then aggregated so that new series representing each month and the year were formed. This mainly enabled the possibility of comparing different changes wihin the year. Then, besides the basic series encompassing precipitation totals (r), other series were derived in the sense similar to the study by Brunetti et al. (2001) – annual number of days with a total equal or greater than 0.1 mm (wet days, WD) and annual precipitation intensity (I), meaning the ratio of annual r (i.e., R) to WD. Because Střeštík et al. (2014) mentioned also some changes in seasonality, the annual series of the three following indicators (with subscript k for each year spanning from 1 to 52) were additionally subjected to the analysis (see Feng et al., 2013):

- seasonality centroid (timing) C_k
- seasonality spread (duration) Z_k
- seasonality index SI_k

More specifically, the centroids were computed as:

$$C_k = R_k^{-1} \sum_{m=1}^{12} m r_{k,m} \tag{1}$$

where m was the second subscript denoting months from January (m = 1) to December (m = 12).

Having centroids, the spreads could be computed as:

$$Z_k = \sqrt{R_k^{-1} \sum_{m=1}^{12} (m - C_k)^2 r_{k,m}} \,. \tag{2}$$

Finally, the seasonality indices were acquired as follows:

$$SI_k = R_k \cdot \sum_{m=1}^{12} p_{k,m} \log_2 (12\, p_{k,m}) \tag{3}$$

where $p_{m,k}$ was the probability connected with the precipitation total in the month m and the year k.

Note that unlike in the work of Feng et al. (2013), the normalization in Eq. (3) was not carried out because the goal here was not the quantification of changes in physical units (see Table 1 for them). Note also that sometimes there was no precipitation in a given month. For these cases, the following limit was used (similarly as in Sohoulande Djebou et al., 2014) in the entropy part of Eq. (3):

$$\lim_{p_{k,m} \to 0^+} p_{k,m} \log_2 (12\, p_{k,m}) = 0 \tag{4}$$

Deseasonalization and determination of different kinds of nonstationarities in daily precipitation series

Since the results of trend analyses strongly depend on assumptions and namely on the null hypothesis of a trend test, where the independece among data belong to the most important requirements, special care was made in distinguishing between STP and LTP processes generating the basic (daily) time series. The tests accounting for serial independence, STP or LTP should be applied accordingly.

However, before this discrimination itself, there is a need to have the time series deseasonalized. Despite, in hydrology and climatology, often simple deseasonalization techniques are used (e.g., Salas, 1993; Grimaldi,

2004; Kantelhardt et al., 2006; Fatichi et al., 2009), here, a novel approach based on wavelets (see Szolgayová et al., 2014) was performed. In this approach, first, the multiresolution decomposition is made and, subsequently, only the component corresponding to seasonality is transformed back (level 8 in this case). This outcome is then subtracted from the original series to get the deseazonalized series. When performing the multiresolution decomposition, the maximum overlap discrete wavelet transform (MODWT) and the least asymmetric wavelet of order eight (s8) were utilized. More details on the multiresolution wavelet analysis for time series purposes can be found, for instance, in Percival and Walden (2000).

The discrimination of stochastic processes governing the precipitation series started with the so-called unit root tests, as recommended by Barbosa et al. (2008) or Fatichi et al. (2009). Namely, the Phillips–Perron (PP) test and the Kwiatkowski–Phillips–Schmidt–Shin (KPSS) test were employed. Their advantage lies in the fact that their null hypotheses are set up complementarily, which, among other aspects, allows for the recognition of the difference between deterministic and stochastic trends.

Let $D_t = \{d_1, d_2, \ldots, d_n\}$ be a deseasonalized precipitation series. The following model forms the basis of the PP test (Phillips and Perron, 1988):

$$D_t = \alpha + \beta \cdot t + \pi \cdot D_{t-1} + \varepsilon_t \tag{5}$$

where α and β are the parameters of linear regression, and ε_t is a stationary process, which may be searially correlated and heteroscedastic.

If the null hypothesis, H_0: $\pi = 1$, is rejected in favour of the alternative hypothesis, H_1: $\pi < 1$, the underlying process is not a random walk but the lag-one autoregressive (AR(1)) process about the deterministic linear trend. The key model of the KPSS test (Kwiatkowski et al., 1992) is:

$$D_t = \beta \cdot t + w_t + \nu_t \tag{6}$$

where β is the parameter of a linear trend, $w_t = w_{t-1} + \varepsilon_t, \varepsilon_t \sim N(0, \sigma_\varepsilon^2)$ is a random walk and v_t is a stationary process.

There are two kinds of null hypotheses connected with the KPSS test. Here, the general case of trend stationarity (i.e., $H_0 : \sigma_\varepsilon^2 = 0, \beta \neq 0$ vs. $H_1 : \sigma_\varepsilon^2 > 0$) was tested. If the KPSS test is applied together with the PP test, up to three categories of stochastic processes may be identified:

- stationary short memory processes about a deterministic trend if the null hypothesis of the PP test is rejected and the null hypothesis of the KPSS test is accepted
- unit root processes along with random walks if the null hypothesis of the PP test is accepted and the null hypothesis of the KPSS test is rejected
- other nonstationary process (including difference stationatry long memory processes with their typical stochastic trends) if both null hypotheses are rejected

The fourth case, when both null hypotheses are accepted, should be considered as a failure of the tests implying that there is insufficient information in the data.

The unit root tests were also accompanied by the estimation of the Hurst exponent H whose values close to 0.5 indicate independent processes (see, e.g., Khaliq et al., 2008; Khaliq and Sushama, 2012). There are a lot of estimators in different fileds of geophysics (e.g., Fatichi et al., 2009), but, particularly in hydrology, several most precise techniques, which can work simultaneously with more than one parameter, were developed (Tyralis and Koutsoyiannis, 2011; Navarro et al., 2013). Here, the method of maximum likelihood was chosen (Tyralis and Koutsoyiannis, 2011).

Suppose that the deseasonalized daily observations of precipitation are organized in a vector $\mathbf{d}_n = D_t$. Then, the vector of estimated parameters of a long memory process may be written as $\boldsymbol{\theta} = (\mu, \sigma, H)$ with μ standing for the mean, σ standing for the standard deviation and H standing just for the Hurst exponent. The general form of the likelihood is (McLeod and Hipel, 1978):

$$p(\boldsymbol{\theta} \mid \mathbf{d}_n) = (2\pi)^{-n/2} [\det(\sigma^2 \mathbf{R})]^{-1/2} \exp[-(2\sigma^2)^{-1} (\mathbf{d}_n - \mu \mathbf{e})^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{d}_n - \mu \mathbf{e})] \tag{7}$$

where $\mathbf{e}$ is a column vector containing n unities, $\mathbf{R}$ is the n by n autocorrelation matrix and det(·) denotes the determinant of the matrix.

The estimate of H can be acquired by maximizing the single-variable function $g(H)$ in Eq. (8):

$$g(H) = -\frac{n}{2} \ln\left[\left(\mathbf{d}_n - \frac{\mathbf{d}_n^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} \mathbf{e}}{\mathbf{e}^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} \mathbf{e}} \mathbf{e}\right)^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} \left(\mathbf{d}_n - \frac{\mathbf{d}_n^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} \mathbf{e}}{\mathbf{e}^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} \mathbf{e}} \mathbf{e}\right)\right] - \frac{1}{2} \ln[\det(\mathbf{R})] \tag{8}$$

.

Although some methods for it exist (see, e.g., Couillard and Davison, 2005, for rescaled range statistic), the significance of the distance of the estimates from the value of 0.5 was not specifically tested in this particular case. The same applied to the uncertainty in the estimation. Mainly, extremely time consuming cumputation process in conjuntion with such a huge dataset made it impossible.

Test for trend with suitable modification and looking for the relationships between trends and selected factors

As regards R series as well as all the series composed of

the derived indicators mentioned above, a lot of descriptive statistics were calculated. To name some, the values of minima, maxima, means, coefficients of variation, coefficients of skewness, coefficients of kurtosis, lag-one and lag-two autocorrelation coefficients filled a huge table that cannot be presented here. As these statistics are somewhat classical and well-known in hydrology, the reader is kindly referred, for instance, to Salas (1993).

Here, the author would like to describe rather the modification of the trend test in detail. Since the combination of unit root tests showed there are probably only the deterministic trends in daily series, only a modification of the Mann–Kendall (MK) test accounting for STP or serial independence was employed for all the derived annual series abbreviated as $X_k = \{x_1, x_2, ..., x_K\}$ with a subscript k again indicating years. Particularly, the Bayley–Hammersley–Matalas–Langbein–Lettenmaier equivalent sample size (BHMLLESS) approach with detrending prior to the estimation of lag-one autocorrelation coefficient was used, which was suggested by Yue and Wang (2004; hence the YW–MK test hereinafter). This procedure starts with the computation of so-called Sen's slope, which is an alternative estimator of a linear trend:

$$b = \mathrm{med}\left(\frac{X_j - X_i}{j - i}\right), \quad \forall i < j \quad . \tag{9}$$

This slope is used when detrending the original series, which results in the detrended series X_k^D:

$$X_k^D = X_k - bk \tag{10}$$

Having a detrended series, the next step is the estimation of the lag-one autocorrelation coefficient r_1 from it (for the well-known formula see Salas, 1993). Afterwards, two cases are distinguished.

If r_1 turns out to be close to zero (according to Anderson, 1942, for example), the original MK test is applied, whose statistic MK-S is calculated as (Mann, 1945; Kendall, 1970):

$$\text{MK-S} = \sum_{\forall i<j} \mathrm{sgn}(X_j - X_i) \tag{11}$$

where sgn(·) stands for the sign function.

The discrete distribution of this statistic can be approximated by the continuous standard Gaussian distribution if the number of years K is greater than 10 (Kendall, 1970). This condition was fulfilled here, so the standardized statistic MK-Z could be calculated:

$$\text{MK-Z} = \begin{cases} \dfrac{\text{MK-S}-1}{\sqrt{\mathrm{var}(\text{MK-S})}} & \text{if} \quad \text{MK-S} > 0 \\ 0 & \text{if} \quad \text{MK-S} = 0 \\ \dfrac{\text{MK-S}+1}{\sqrt{\mathrm{var}(\text{MK-S})}} & \text{if} \quad \text{MK-S} < 0 \end{cases} \tag{12}$$

where

$$\mathrm{var}(\text{MK-S}) = \frac{K(K-1)(2K+5) - \sum_{s=1}^{K} t_s s(s-1)(2s+5)}{18} \tag{13}$$

where t_s stands for the number of ties of extent s.

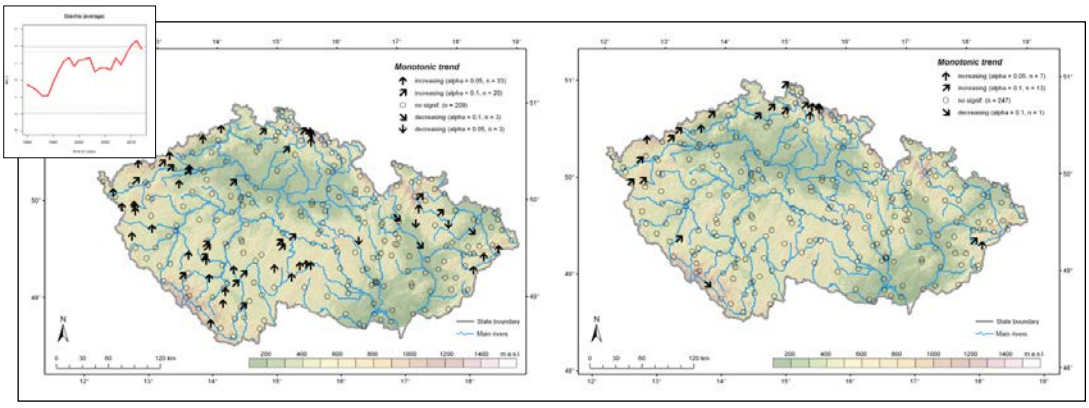


Fig. 1. Spatial distribution of trends in annual series of precipitation totals (left) and seasonality index (right) in Czechia during the period 1961–2012. The insertion on the top left depicts the evolution of the standardized Mann–Kendall statistics MK-Z for averaged annual precipitation series over the whole of Czechia using 30-year moving window (inner dashed lines – α = 0.1, outer dashed lines – α = 0.05).

Obr. 1. Prostorová distribuce trendů v ročních řadách srážkových úhrnů (vlevo) a indexu sezonality (vpravo) v Česku za období 1961–2012. Graf vlevo nahoře znázorňuje vývoj standardizované statistiky Mannova–Kendallova testu pro řadu ročních srážkových úhrnů vzniklé zprůměrováním všech 268 staničních řad. Při rekonstrukci vývoje byla využita 30letá období. Vnitřní, resp. vnější čárkované čáry vymezují 90%, resp. 95% interval spolehlivosti.

The second situation, when r_1 is significantly different from zero, requires the multiplication of Eq. (13) by a factor (Matalas and Langbein, 1962):

$$1 + 2 \cdot \frac{r_1^{K+1} - K \cdot r_1^2 + (K-1) \cdot r_1}{K \cdot (r_1 - 1)^2} . \quad (14)$$

In both cases, finally, the value of the statistic MK-Z can be compared with the critical values of standard normal variates related to the prescribed significance level α.

Besides the trend detection, also the relationships between MK-Z statistics and variables such as elevation, longitude, latitude and long-term annual total at given precipitation station were experimentally determined. This was done by means of the Kendall rank correlation coefficient (see Kendall, 1970).

Results and discussion

There were a lot of outputs produced during the analysis including tables, maps and graphs. However, due to space limits, it is not possible to present them all. Among the main findings belongs the fact that the precipitation series in Czechia hardly exhibit stochastic trends. Definitely, it is worth noting there are probably no long memory processes generating the series. This is also well corroborated by the values of *H* that range from 0.556 to 0.705 with the median of 0.605, which is really close to 0.5 and, to a large extent, confirms the results of Kantelhardt et al. (2006). Such values may also be triggered by short memory processes (Maraun et al., 2004). As regards the estimates of the lag-two autocorrelation coefficients of the derived monthly or annual series, they were insignificant amost everywhere. A few exclusions were found concerning the WD and *I* series, and some seasonality indicators (namely *C*). However, despite this fact, only the YW–MK test that accounts maximally for STP (AR(1) in particular) was employed when detecting trends. It was thought that the absolute values of these coefficients decrease after the removal of trend (Eq. (10); see Yue et al., 2002). Nevertheless, no special check was performed here.

For the period 1961–2012, the YW–MK test suggested that not many changes reported by Střeštík et al. (2014) are significant. The stations with no trend clearly dominate throughout the whole territory of Czechia. On the other hand, some places really experience changes whose spatial distribution differ with time and studied indicator. As can be seen in Fig. 1, some increases in *R* series are evident in Bohemia and also in northern Moravia. In the centre of Moravia, along the middle reaches of the Morava River, one can observe even decreases. It seems that the rises in precipitation are closely related to elevation, which may be documented by Table 1 as well. Mainly mountain areas or mid-altitudes experience these rises. SI series exhibit increases connected rather with long-term totals, latitute and longitude than with elevation (Table 1). The domination of the most humid month becomes more important, which may be demonstrated by Fig. 2. While in June the precipitation totals drop, in July they increase. The July increases are evident in Bohemia, which confirms the statements of Střeštík et al. (2014). WD and *I* series show no clear spatial pattern. There is somewhat a mixture of their changes over Czechia. However, in the mountain areas the rises in *I* are caused by both the less WD and the higher *R* towards present days. *C* and *Z* series exhibit almost no changes.

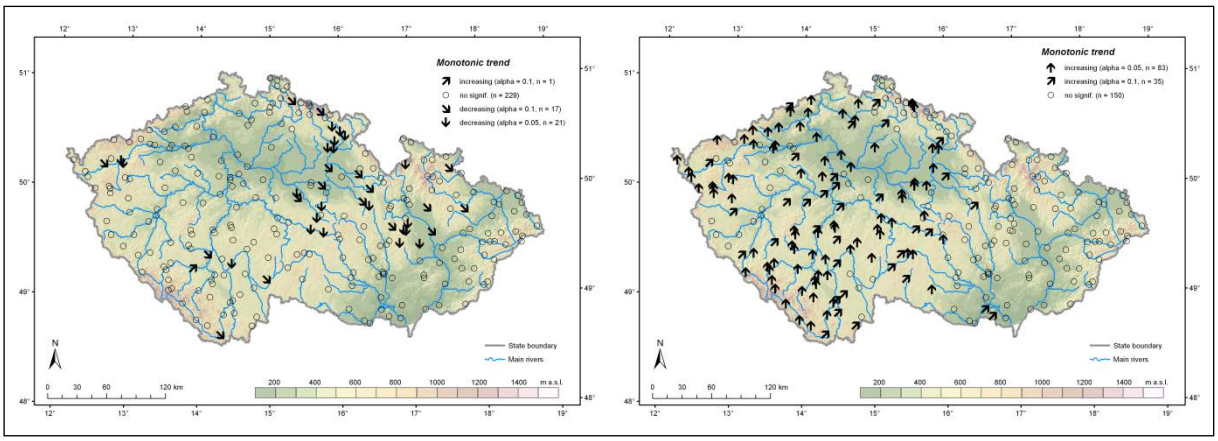


Fig. 2. Spatial distribution of trends in series of June (left) and July (right) precipitation totals in Czechia during the period 1961–2012.
Obr. 2. Prostorová distribuce trendů v řadách červnových (vlevo) a červencových (vpravo) srážkových úhrnů v Česku za období 1961–2012.

Table 1. Kendall's rank correlations between selected physical-geographical (PG) factors and standardized Mann–Kendall statistics MK-Z valid for the period 1961–2012
Tabulka 1. Závislosti standardizovaných statistik Mannova–Kendallova testu MK-Z platných pro období 1961–2012 na vybraných fyzickogeografických (PG) charakteristikách měřené Kendallovým koeficientem pořadové korelace

PG factor	*R* [mm]	WD [days]	*I* [mm/day]	*C* [month index]	*Z* [months]	SI [mm]
Elevation [m]	**0.254**	0.012	**0.123**	0.001	**0.183**	0.048
Longitude [m]	**-0.348**	-0.026	**-0.162**	**-0.461**	**-0.169**	**0.103**
Latitude [m]	0.043	-0.055	**0.104**	**0.161**	**0.136**	**0.216**
Long-term total [mm]	0.071	**-0.103**	**0.136**	**-0.256**	**0.117**	**0.263**

R – annual precipitation total, WD – number of wet days, *I* – precipitation intensity, *C* – seasonality centroid, *Z* – seasonality spread, SI – seasonality index
Note: Longitude and latitude were given in metres because projected coordinates were available.
R – roční úhrn srážek, WD – počet srážkových dnů, *I* – intenzita srážek, *C* – střed sezonality, *Z* – rozptyl sezonality, SI – index sezonality
Pozn.: Zeměpisná šířka a délka byly k dispozici v projektovaných souřadnicích, takže jsou v metrech.

Table 2. Continuation of Table 1, but for the precipitation totals in each month
Tabulka 2. Pokračování Tabulky 1, tentokrát pro srážkové úhrny v jednotlivých měsících

PG factor\Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Elevation [m]	**0.111**	**0.213**	**0.230**	-0.009	**0.106**	**-0.135**	**0.135**	**0.141**	-0.035	**0.294**	**0.190**	-0.011
Longitude [m]	**-0.140**	0.003	**0.085**	**0.284**	**-0.272**	-0.072	**-0.539**	**-0.319**	**0.264**	**-0.412**	**-0.388**	**-0.414**
Latitude [m]	**0.083**	**0.140**	**-0.232**	**-0.222**	**-0.113**	-0.057	0.074	**0.125**	**-0.122**	**-0.087**	**0.278**	0.040
Long-term total [mm]	0.076	**0.401**	**0.210**	-0.051	**-0.118**	**-0.171**	**-0.137**	-0.022	0.013	-0.025	0.001	**-0.269**

Note: Boldface values are significant at the level $\alpha = 0.05$.
Pozn.: Hodnoty vysázené tučně jsou významné na hladině $\alpha = 0.05$.

Interesting insights were gained by looking at the series of every single month. Apart from the facts mentioned earlier, mainly winter and spring precipitation totals show important changes, if some. In winter (particularly in January) one can observe increases, whereas in spring (particularly in April) the decreases are apparent. Roughly speaking, among selected physical-geographical characteristics, the longitude seems to be the most essential, indicating Bohemia becomes wetter and Moravia becomes drier (Table 2).

After the sequential determination of the MK-Z statistics using 30-year window in spirit similar to studies such as Doleželová (2012, 2014) or Hannaford and Buys (2012), diverse results were acquired for different stations and indicators. Nevertheless, several generalized findings can be mentioned: (1) on average, *R* series had a tendency to decrease for the periods ending in the mid-1990s and then they started to increase, exceeding the limits of 95% confidence interval at the end of 2000s; (2) the series of seasonality indicators mostly remain within the confidence limits; and (3) SI series have their typical courses converse with respect to the courses of *Z* series, meaning that some changes in the shape of long-term annual pluviograph records may be expected, with dominant waves getting shorter and higher.

Conclusion

The present contribution dealt with several important features of technical precipitation series comming from 268 stations covering the entire territory of Czechia. Assuming climate change impacts, in particular, the detection of significant nonstationarities in the mean was carried out. In fact, the changes were expressed in terms of identified trends whose locations were determined. It was found that, with the highest probability, there are no stochastic trends in the precipitation series. However, there may be some deterministic ones resulting in increases in summer (July) and winter (January), while decreses in spring (April). Spatial patterns suggest that, if some, increases in precipitation totals are observable rather in Bohemia. In Moravia, the totals are generally stable or decrease. From the perspective of seasonality indicators, some changes in the long-term annual course may be expected in the future. First, some shifts of maxima from the month of June to the month of July have already been shown in the data. Second, in the next decades the months with maxima will probably become even more humid, while others will get drier at a few stations. For hydrologists, there is a very important finding revealed by the data, namely that the intensity of precipitation

significantly rises at places where many headwaters are situated. Thus, more frequent flash flooding may be expected in Czechia (especially in Bohemia).

Since there were a lot of outcomes produced during the analysis, naturally not all of them could be interpreted and presented appropriately. Instead, the study is believed to be as a good starting point for future works. For instance, the trends discovered here might be compared with the trends in discharge series. Thus, the technical precipitation series would undergo an alternative check of their validity. Further, the statement of Střeštík et al. (2014) on no significant period should be reconsidered in detail. The utilization of wavelet analysis and scalograms would be beneficial for this purpose (e.g., Torrence and Compo, 1998; Sleziak et al., 2015). Similar analysis may also be conducted concerning extremes.

Acknowledgements

The research was partially funded by the Technology Agency of the Czech Republic (grant no. TA02020320). Further, the author would like to thank Jaroslav Rožnovský and Petr Štěpánek for their help with the selection of relevant technical precipitation series. At the same time, Jan Daňhelka's encouraging idea for testing these series for nonstationarities is greatly appreciated. Special thanks are due to the author's colleagues from the Meteorology and Climatology Division of the CHMI who made it possible to access such a huge amout of data from the CLIDATA database.

References

Anderson, R. L. (1942): Distribution of the serial correlation coefficient. The Annals of Mathematical Statistics, 13, 1–13.

Barbosa, S. M. et al. (2008): Time series analysis of sea-level records: characterising long-term variability. In: Donner, R. V. and Barbosa, S. M. (ed.): Nonlinear Time Series Analysis in the Geosciences: Applications in Climatology, Geodynamics and Solar-Terrestrial Physics. Springer-Verlag, Berlin, 157–173.

Brázdil, R. et al. (2012): Temperature and precipitation fluctuations in the Czech Republic during the period of instrumental measurements. Theoretical and Applied Climatology, 110, 1-2, 17–34.

Brunetti, M. et al. (2001): Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. International Journal of Climatology, 21, 7, 861–871.

Couillard, M. and Davison, M. (2005): A comment on measuring the Hurst exponent of financial time series. Physica A: Statistical Mechanics and its Applications, 348, 404–418.

Doloželová, M. (2012): Variability of precipitation totals in the Brno area. Meteorological Bulletin, 65, 4, 97–111. (in Czech)

Doleželová, M. (2014): Analýza srážkové činnosti a příčin sucha na jižní Moravě v období 1961–2013. Meteorological Journal, 17, 2, 45–57.

Fatichi, S. et al. (2009): Deterministic versus stochastic trends: detection and challenges. Journal of Geophysical Research, 114, D18, D18121.

Feng, X. et al. (2013): Changes in rainfall seasonality in the tropics. Nature Climate Change, 3, 9, 811–815.

Grimaldi, S. (2004): Linear parametric models applied to daily hydrological series. Journal of Hydrologic Engineering, 9, 5, 383–391.

Hannaford, J. and Buys, G. (2012): Trends in seasonal river flow regimes in the UK. Journal of Hydrology, 475, 158–174.

Kantelhardt, J. W. et al. (2006): Long-term persistence and multifractality of precipitation and river runoff records. Journal of Geophysical Research, 111, D1, D01106.

Kendall, M. G. (1970): Rank Correlation Methods. Griffin, London, 202 p.

Khaliq, M. N. et al. (2008): Temporal evolution of low-flow regimes in Canadian rivers. Water Resources Research, 44, 8, W08436.

Khaliq, M. N. and Sushama, L. (2012): Analysis of trends in low-flow time series of Canadian rivers. In: Machiwal, D. and Jha, M. K.: Hydrologic Time Series Analysis: Theory and Practice. Springer Netherlands, Dordrecht, 201–221.

Kwiatkowski, D. et al. (1992): Testing the null hypothesis of stationarity against the alternative of a unit root. Journal of Econometrics, 54, 1-3, 159–178.

Mann, H. B. (1945): Nonparametric tests against trend. Econometrica, 13, 3, 245–259.

Maraun, D. et al. (2004): Tempting long-memory – on the interpretation of DFA results. Nonlinear Processes in Geophysics, 11, 4, 495–503.

Matalas, N. C. and Langbein, W. B. (1962): Information content of the mean. Journal of Geophysical Research, 67, 9, 3441–3448.

McLeod, A. I. and Hipel, K. W. (1978): Preservation of the rescaled adjusted range – 1. a reassessment of the Hurst phenomenon. Water Resources Research, 14, 3, 491–508.

Modarres, R. and Ouarda, T. B. M. J. (2013): Modeling rainfall–runoff relationship using multivariate GARCH model. Journal of Hydrology, 499, 1–18.

Navarro, X. et al. (2013): Performance analysis of Hurst exponent estimators using surrogate-data and fractional lognormal noise models: application to breathing signals from preterm infants. Digital Signal Processing, 23, 5, 1610–1619.

Percival, D. B. and Walden, A. T. (2000): Wavelet Methods for Time Series Analysis. Cambridge University Press, Cambridge ; New York, 594 p.

Phillips, P. C. B. and Perron, P. (1988): Testing for a unit root in time series regression. Biometrika, 75, 2, 335–346.

Salas, J. D. (1993): Analysis and modeling of hydrologic time series. In: Maidment, D. R. (ed.): Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, 19.1–19.72.

Sleziak, P. et al. (2015): Advantages of a time series analysis using wavelet transform as compared with a Fourier analysis. Slovak Journal of Civil Engineering, 23, 2, 30–36.

Sohoulande Djebou, D. C. et al. (2014): Analysis of watershed topography effects on summer precipitation variability in the southwestern United States. Journal of Hydrology, 511, 838–849.

Střeštík, J. et al. (2014): The change of annual and seasonal precipitation totals in the Czech Republic during

1961–2012. In: Rožnovský, J. et al. (ed.): Extrémy oběhu vody v krajině. Nakladatelství ČHMÚ, Praha, no pagination. (in Czech)

Szolgayová, E. et al. (2014): Wavelet based deseasonalization for modelling and forecasting of daily discharge series considering long range dependence. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 62, 1, 24–32.

Štěpánek, P. et al. (2011): Interpolation techniques used for data quality control and calculation of technical series: An example of a Central European daily time series. Idojaras, 115, 1-2, 87–98.

Štěpánek, P. et al. (2013): Experiences with data quality control and homogenization of daily records of various meteorological elements in the Czech Republic in the period 1961-2010. Idojaras, 117, 1, 123–141.

Torrence, C. and Compo, G. P. (1998): A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 1, 61–78.

Tyralis, H. and Koutsoyiannis, D. (2011): Simultaneous estimation of the parameters of the Hurst–Kolmogorov stochastic process. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 25, 1, 21–33.

Yue, S. et al. (2002): The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. Hydrological Processes, 16, 9, 1807–1829.

Yue, S. and Wang, C. (2004): The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. Water Resources Management, 18, 3, 201–218.

NESTACIONARITY V TECHNICKÝCH ŘADÁCH ÚHRNŮ SRÁŽEK V ČESKU

Příspěvek se zabývá hned několika statistickými vlastnostmi technických řad srážkových úhrnů z 268 stanic z celého území Česka, které z časového hlediska pokrývají období 1961–2012 v denním kroku. Řady jsou úplné (bez chybějících hodnot) a homogenní (tj. neobsahují žádně vychýlení, které by neodpovídalo samotné přírodě). V popředí zájmu příspěvku je analýza trendů coby reprezentantů jednoho z mnohých typů nestacionarit. Vlastně jde o nestacionaritu v průměru časové řady. Takové nestacionarity (trendy) mohou být dvojího druhu – deterministické, které by se měly v hydrologii modelovat pomocí některé z matematických křivek proložených časovou řadou, nebo stochastické, jež se modelují stochastickými modely s diferenčním parametrem. Při hydrologických a klimatologických aplikacích se lze setkat především s frakcionálně diferencovanými procesy, jejichž důležitým ukazatelem je tzv. Hurstův exponent. V této studii bylo pomocí testů na jednotkový kořen zjištěno, že velmi pravděpodobně řady srážkových úhrnů v Česku neobsahují stochastický trend a že je možné nestacionarity modelovat deterministicky. Také odhadnuté Hurstovy exponenty byly velmi blízké hodnotě 0.5 (medián 0.605), kterou se vyznačuje proces s nezávislými realizacemi. Proto byl v dalších analýzách využit v hydrologii velmi známý Mannův–Kendallův test, který je neparametrický, a tudíž nepřepokládá lineární trend ani přibližnou normalitu testovaných dat. V souvislosti s ním byla využita modifikace, která odstraňuje jeho nedostatek při přítomnosti (krátkodobé) autokorelovanosti v časové řadě. Tento test byl aplikován také sekvenčně pro 30letá období, čímž byla získána infomace o průběhu standardizované testové statistiky za období končící mezi lety 1990 a 2012. Pomine-li se fakt, že čeští hydrologové doposud základní charakteristiky vyjadřují za hydrologická období, jeví se i současné referenční období jako nestacionární z pohledu srážkových úhrnů. U řady za Česko zprůměrovaných ročních úhrnů za roky 1981–2010 se totiž jedná o statisticky významný trend na hladině 5 %.

Srážky v Česku významně rostou v létě (červenci) a v zimě (lednu). Naopak na jaře dochází k poklesům (zejména v dubnu). Při pohledu na rozmístění trendů je možné zjistit, že růsty jsou pozorovány v Čechách, zatímco na Moravě jsou zhruba srážky stabilní či někde klesají. Kromě klasických agregovaných hodnot pro měsíce a roky byly zkoumány též řady různých ukazatelů sezonality. Z nich je patrné, že měsíce s maximy budou ještě více humidnější a období s maximálními úhrny se bude zužovat, tj. soustředit se více do měsíců s maximy. Rovněž se potvrzuje, že tato maxima se stěhují z června do července. Nepříjemnou zprávou je, že srážková intenzita – roční úhrn srážek podělený počtem dnů s úhnrem nejméně 0,1 mm – zjevně roste právě ve vyšších polohách, tj. tam, kde se nacházejí pramenné toky. Toto do budoucna může znamenat zvýšení rizika výskytu přívalových povodní, a to více v Čechách než na Moravě.

Pravdou je, že příspěvek zdůrazňuje spíše metodologii a z tohoto důvodu není interpretace veškerých výsledků vyčerpávající. Předpokládá se ale, že výstupy mohou být nápomocny dalším studiím. Především se nabízí porovnání s trendy v odtokových charakteristikách integrujících vlastnosti povodí. Tím by vlastně technické řady srážek podstoupily jakýsi alternativní test své validity. Dále se nabízí ověření tvrzení, že zprůměrovaná řada ročních úhrnů za celé Česko nevykazuje žádnou periodocitu. K tomuto účelu autor doporučuje analýzu vlnek. V neposlední řadě by se detailnějším analýzám měly podrobit extrémy.

Mgr. Ondrej Ledvinka
Hydrological Database & Water Balance
Czech Hydrometeorological Institute
Na Sabatce 2050/17
143 06 Prague 412, Czechia
Tel.: +420 24403 2364
Fax: +420 24403 2342
E-mail: ledvinka@chmi.cz

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 208 - 216

SNOW ACCUMULATION AND ABLATION IN THREE FORESTED MOUNTAIN CATCHMENTS

Michal Jeníček, Hana Pevná, Ondřej Matějka

The study was focused on vegetation and topography effects on snow accumulation and ablation, with special interest in the role of the forest affected by the bark beetle (Ips typographus). We selected eight predictors related to winter meteorological conditions and the character of specific localities. The vegetation structure was described using parameters calculated from hemispherical photographs. The degree-day approach was used to calculate melt factors for sites with different vegetation and aspects. Multiple regression was further applied using snow water equivalent (SWE) data measured at 47 localities in winter seasons from 2010 to 2014. The SWE in forest sites was by 32% lower than in open areas. The snow ablation in large openings was on average more than two times faster compared to forest sites. Snow ablation was by 33% faster after forest defoliation (due to the bark beetle) and we expect even faster ablation in case of complete forest decline. The results indicated that topography is more important predictor for open areas, while leaf area index is more important for forest sites. Despite the significance of the correlations found, parameters applied in this study could only partly explain the snowpack variability.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: bark beetle; degree-day; leaf area index; snowpack variability; snow accumulation and ablation

AKUMULACE A ÚBYTEK SNĚHU VE TŘECH LESNÍCH HORSKÝCH POVODÍCH. Studie je zaměřena na sledování vlivu vegetace a topografie na akumulaci a tání sněhu v horských povodích s důrazem na roli lesa postiženého lýkožroutem smrkovým (Ips typographus). Bylo vybráno osm prediktorů popisujících meteorologické podmínky dané zimy a charakter jednotlivých lokalit. Struktura vegetace byla popsána na základě obrazové analýzy hemisférických snímků oblohy a vegetace na všech měřených lokalitách. Výpočet teplotních faktorů tání v různých vegetacích a orientacích svahů byl proveden pomocí metody degree-day. Vícenásobná regrese byla použita na data vodní hodnoty sněhu (SWE) měřené na 47 lokalitách v zimním období 2010-2014. Výsledky terénních měření ukazují, že v jehličnatém lese je SWE nižší v průměru o 32 % oproti otevřeným plochám. Tání sněhu na otevřených plochách je více jak dvakrát rychlejší než v lese. Rychlost tání se výrazně zvýšila v důsledku rozpadu stromového patra vlivem lýkožrouta smrkového, a to v průměru o 33 %. Výsledky ukázaly, že topografické charakteristiky jsou dominantním prediktorem otevřených ploch, zatímco leaf area index je dominantní prediktor u lesních lokalit. Ačkoliv nalezené vztahy jsou většinou statisticky významné, prediktory použité v této studii pouze částečně vysvětlily celkovou variabilitu sněhové pokrývky.

KEY WORDS: lýkožrout smrkový; degree-day; leaf area index; variabilita sněhu; akumulace a tání sněhu

Introduction

Snow is important component of hydrological cycle in the central Europe. Large quantity of water is accumulated in form of snow during winter period and this water flows into rivers in relatively short time during spring period. Therefore, the knowledge of water volume accumulated in the snowpack and its spatial distribution represent the basic information for hydrological forecasting.

Large-scale variations of snow accumulation are controlled by temperature, which is be related to elevation and latitude (Kucerova and Jenicek, 2014). However, at smaller scales, the snow accumulation and snowmelt are more driven by topography and vegetation (Jenicek et al., 2012; Jost et al., 2007; López-Moreno and Stähli, 2008; Parajka et al., 2012; Šípek and Tesař, 2014). The forest influences snow interception, wind

redistribution and the density of snowpack during snow accumulation. Additionally, the forest reduces the amount of short-wave solar radiation and thus snowmelt rates (Hribik et al., 2012; Pomeroy et al., 2012).

The bark beetle (*Ips typographus*) outbreak occurs in the Sumava Mountains (Bohemian Forest) and the Bavarian Forest national parks in the Czech Republic, Germany and Austria. The bark beetle attack causes drying of needles and thus tree defoliation. Therefore, snow interception becomes less important during accumulation period which results in higher snow storages at the specific site. However, accumulated snow melts faster due to the increasing amount of solar radiation. Additionally, current climate changes and consequent changes of winter and spring runoff represent positive feedback and might further underline the impact of land cover changes on runoff (Langhammer et al., 2015; Vlcek et al., 2012).

The objective of our study is to determine main factors governing the variability of snow accumulation and ablation by means of repeated measurements of snow depth and snow water equivalent (SWE) in selected study areas. Besides, we want to estimate the role of forest, forest clearings and disturbed forest on snow accumulation and more importantly, on the snow ablation process. Although, we are aware that snow ablation is driven by complex energy balance of snowpack, our aim was to apply simple degree-day approach as it enables easier application in areas without detail meteorological monitoring. We benefit from a large data set sampled at 47 localities for five years covering a wide range of snow conditions.

Material and methods

Study area and data monitoring

The research is situated into three small mountain catchments, Bystrice River basin (9 km^2), Zlaty Brook basin (5.5 km^2) and Ptaci Brook basin (4 km^2, Fig. 1); The Bystrice and Zlaty Brook basins are in the Krusne Mountains in the northwest part of the Czech Republic. Both catchments are located from 760 to 1050 m a.s.l. Slopes are oriented mainly to the south in case of the Bystrice River basin with mean gradient 4.5°. On the contrary, north slopes are typical for the Zlaty Brook basin and its mean slope gradient is 11°. Forest cover is 52% in the Bystrice River basin. Forest cover in the Zlaty Brook basin is about 91%. The dominant tree species is Norway spruce (*Picea abies*).

The Ptaci Brook basin is located in the Sumava Mountains (Bohemian Forest) in the southwest part of the Czech Republic. The catchment is located from 1130 to 1330 m a.s.l. partly on west and partly on east oriented slopes with mean slope gradient 6° (with maximum up to 30°). The typical vegetation cover is Norway spruce forest, although large parts were damaged by the bark beetle (*Ips typographus*).

All catchments are equipped with water level measurement and with measurement of standard meteorological variables supplemented with automatic ultrasonic measurement of snow depth.

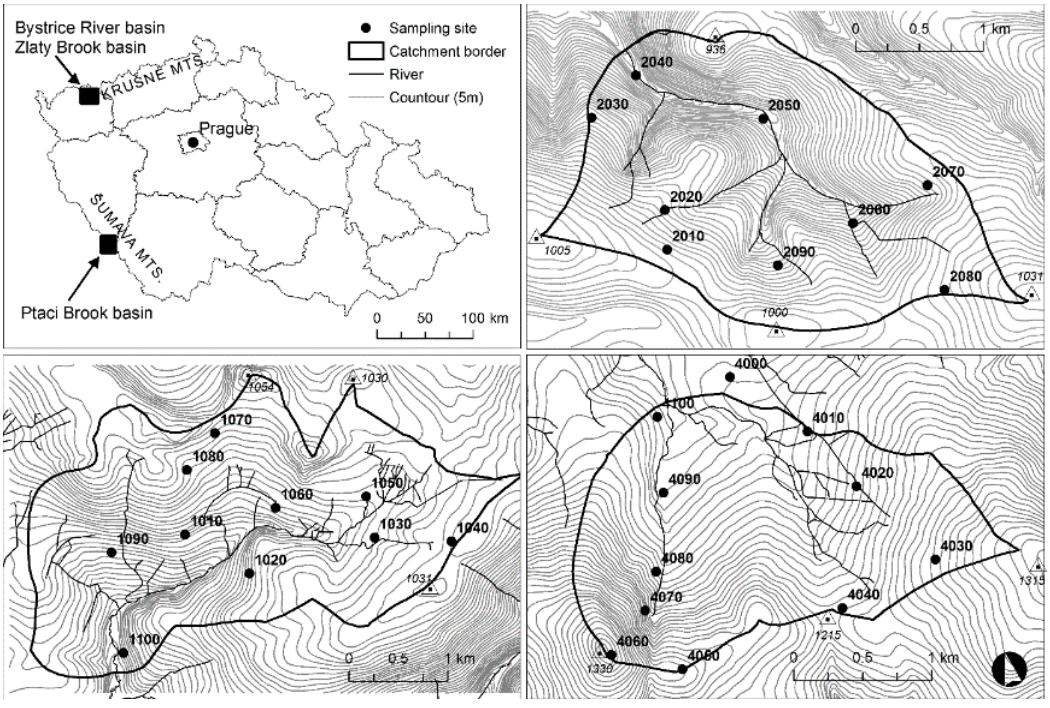


Fig. 1. Geographical location of the Bystrice River, Zlaty Brook and Ptaci Brook basins.
Obr. 1. Geografická poloha povodí Bystřice, Zlatého potoka a Ptačího potoka.

Sampling strategy

Manual field measurements of the snow depth and SWE were carried out from winter season 2009/2010 to 2013/2014; it means that data from 5 consecutive winter seasons were available for this study. The snow depth and snow water equivalent were manually measured at 47 localities located throughout all catchments either in forest or in open area/clearing. In total, we used data from 21 forest sites (including 3 sites with forest affected to the bark beetle), 14 clearings (open areas protected from solar radiation and wind by surrounding trees) and 12 large open areas. At each location, the snow depth was measured 5 times along 50 m long transect in regular step. The SWE was measured 2 times along the same transect using snow tube.
Data were sampled several times during five winter season. We performed 4 data sampling in 2010 (2 in snow accumulation and 2 in snowmelt periods), 5 sampling in 2011 (2 in snow accumulation and 3 in snowmelt periods), 10 sampling in 2012 (6 in snow accumulation and 4 in snowmelt periods), 8 sampling in 2013 (5 in snow accumulation and 3 in snowmelt periods) and 2 sampling in 2014 (both in snowmelt period). Different climatic conditions in each winter enable us to sample the data during different snow conditions, such as early winter snow accumulations with low snow densities, mid-winter accumulations with or without partial melting caused by rain-on-snow events and high snow densities during snowmelt periods. The R software (http://www.r-project.org/) and Statistica software (http://www.statsoft.com/) were used for all calculations in this study.

Predictors and response variables

We selected eight variables related to the status of specific localities and to winter and spring meteorological conditions. These variables were used to explain the variability of snow accumulation and ablation in study areas. Both elevation and slope were expressed as real values (in m a.s.l., respectively in decimal degrees) calculated from digital terrain model. The slope orientation (aspect) was expressed as southing which transforms aspects using sinus function into values ranging from 0 to 1. Value 1 represents south orientation, value 0 is north orientation and 0.5 represents both east and west orientations (Eq. 1).

$$Southing = (sin(aspect_{rad} - (\pi /2)) + 1) / 2 \quad (1)$$

The effect of vegetation was described by parameters derived from hemispherical photographs of the sky and canopy: i) Leaf area index (LAI), ii) percentage rate of pixels representing canopy to pixels representing sky (percentage of canopy openness) and iii) the amount of shortwave radiation calculated as a sum from November 1 to April 30. Overall, 74 hemispherical photographs (2 at each locality) were taken in study areas. The images were taken using camera with fish-eye lens (Sigma Circular Fisheye, focal length 4.5 mm). All photographs were analyzed using Gap Light Analyzer software (Frazer et al., 1999).
The sum of new snow depth and the sum of positive air temperatures were used as predictors describing the evolution of meteorological conditions during specific winter season. Both variables were calculated from December 1 to the day with field measurement using data from most suitable near meteorological station (Fichtelberg for locations in the Krusné Mts. and Grosser Arber for locations in the Sumava Mts.).
Above described predictors were tested to explain the variability of three response variables describing snow conditions: i) SWE measured at all localities during snow accumulation period, ii) SWE measured at all localities during snowmelt period and iii) melt factor (also known as degree-day factors) calculated from measured data according to the degree-day approach. This method comes out from the simplified energy balance of the snowpack, which is described only with the air temperature and melt factor (Eq. 2).

$$M = m_f (T_a - T_c), \quad (2)$$

where m_f [mm °C^{-1} d^{-1}] is the melt factor, which is the SWE decrease in a day caused by the air temperature change T_a of 1°C compared to the critical value T_c in which the melting process begins.

The melt factors for different types of vegetation and for different slope orientations were calculated based on measured SWE decreases between two measurement dates. In total, 229 m_f values were analyzed from all study areas from 2010 to 2014. The air temperature from 6 climatological stations placed inside catchments was used for the melt factor calculation. Critical temperature T_c was set up to 0°C in this study.

Multiple linear regression model

To describe the role of different factors on the snowpack spatial distribution, the multiple regression was used. The SWE were used as response variable. The elevation, slope, slope orientation and vegetation (expressed by several parameters as described earlier) were used as predictor variables (expressed as normalized values using standard score). In case of non-normal distribution of data (according to the Shapiro-Wilk test) a square-root transformation was used. All calculated models were considered as linear. As the parameters derived from photographs are mutually dependent, we always used only one of these parameters with the highest coefficient of determination resulting from the stepwise-forward linear regression model.
To make interpretation easier and to allow for comparison between all years, the goal was not to find the best

regression model for all years. We aimed to find a typical set of predictors although it is likely that the importance of individual predictors might vary in each year depending on previous meteorological conditions.

Results

Effect of vegetation on the snowpack variability during snow accumulation period

Based on derived prediction model (Fig. 2, right), we can calculate the SWE value for the forest having only the value measured in the open area. As the dependence is almost linear, we conclude that the SWE in forest sites is on average by 36% lower than in open areas and clearings and this value does not vary significantly with snow depth or SWE. Considering only the data from accumulation period, the average difference between forests and openings is 32% (Fig. 2, left). It means that the total amount of water available for melt is by 32% lower in the forest than in the open area. Median SWE in open areas are almost same as in the healthy forest indicating faster snow ablation in open areas than in forests. However, Fig. 2 shows large data variability and only 62% of this variability may be explained by vegetation (based on coefficient of determination R^2).

The same dataset as mentioned above was used to estimate the effect of the forest disturbance caused by the bark beetle on snow accumulation in the Ptaci Brook basin. Our data from sites attacked by the bark beetle show that in the defoliated spruce forest with standing trees, the combined effect of snow interception and evaporation causes similar reduction of the SWE compared to the healthy forest (32%). It is probably caused by the fact that our sites with disturbed forest are covered by spruce trees with dense treetops. Therefore, small branches without needles catch similar amount of snow as in case of healthy forest. However, it is expected that the interception effect is likely to decrease due to the gradual fall of branches and stems, and thus snow accumulation increases.

The snow density is another parameter which varies in different types of vegetation. As shown in Fig. 2, the lowest density is usually in the forest (both in snow accumulation and melt periods), although the variability is relatively high. However, in forests disturbed by the bark beetle, the snow density in snow accumulation period increases and the median value is close to median value in open areas. Mentioned effect was not observed for data measured during snowmelt. The variability of snow density in disturbed forest is lower than in healthy forest which might be caused by relatively smaller amount of snow density samples from disturbed forests (50 samples from disturbed forest compared to >300 from other vegetation categories). The highest snow density is mainly in large open areas, most probably due to the combined effect of wind (which affects snow crystals structure) and higher solar radiation which causes melt-freeze cycles, and thus increasing of snow density.

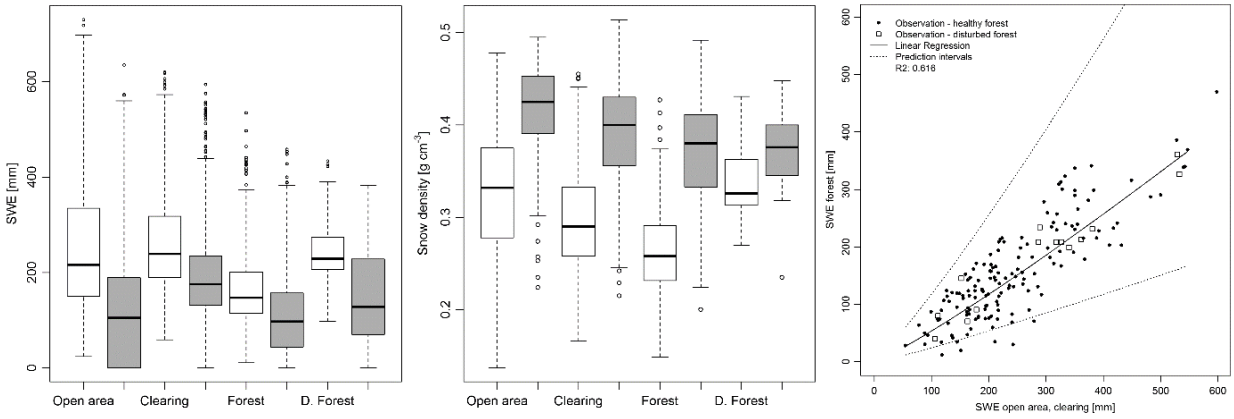


Fig. 2. Left and middle: The SWE and snow density in different vegetation. White box plots represent data from snow accumulation period, grey box plots represent data from snowmelt period. Boxes represent median, 25% and 75% percentile, whiskers represent 1.5 multiplier of interquartile range (IQR). Right: The SWE in open areas and clearings (x-axis) compared to the SWE in the forest (y-axis). Lines represent prediction intervals (5%, 50%, 95%). Data from all study areas from 2010 to 2014.

Obr. 2. Vlevo a uprostřed: SWE a hustota sněhu v různých vegetacích. Bílé grafy označují data z období akumulace sněhu, šedé grafy období tání sněhu. Limity krabicových grafů označují 25%, 50% a 75% percentily, chybové úsečky 1,5 násobek mezikvartilového rozpětí. Vpravo: SWE na otevřené ploše a mýtině (osa x) a v lese (osa y). Linie představují predikční intervaly (5, 50 a 95 %). Data ze všech studovaných povodí z let 2010-2014.

Effect of vegetation on the snowpack variability during snowmelt period

Assessing the effect of different vegetation structures on snowmelt is important with respect to the runoff generation. Fig. 3 shows calculated melt factors (basic parameter for the degree-day approach, see methods) for different vegetation. Despite the large data variability it is clear that the snowmelt rate increases with an increasing amount of solar radiation caused by sparser canopy cover. The snow ablation in open areas is more than two times faster compared to forest sites. On the contrary, the snow ablation in clearings partly protected from solar radiation is only by 38% faster than in the forest.

All described differences are caused mainly by the different amount of solar radiation at the specific site. We observe lower interception (and thus higher snow accumulation) and faster snow ablation in the disturbed forest, compared to the healthy forest. The snow ablation is by 33% faster after forest defoliation and we expect even slightly higher values in case of complete forest decline due to further increase of solar radiation.

The slope orientation is also important, especially the presence of southern slopes in catchments. As expected, there are almost no differences between melt factors in different slopes in the forest. On the other hand, there is clearly faster snow ablation in clearings oriented to the south compared to other orientations (by 21%). Almost no difference in snowmelt rates in open areas is probably caused by the lack of data from cold aspects (E-N-W). The lack of data from particular aspects is a problem for sites in the disturbed forest as well.

It is important to mention that the results shown in Fig. 3 should not be interpreted as values which may be used for other world regions. The variability of each land cover category is relatively large, especially in case of clearings and large openings, data are almost equally distributed within their range.

Multicriterial analysis of the SWE and melt factors

The Pearson correlation coefficients displayed in Table 1 indicates high correlations of melt factors m_f and variables related to the land cover (calculated from hemispherical photographs). It is important to say that the percentage of canopy openness, LAI and radiation parameters are mutually dependent. The results displayed in Table 1 indicate that topography (especially southern slopes) is more important for open areas (typical for the Bystrice River basin), while LAI descrybing canopy structure is more important for forest sites (typical for the Zlaty Brook and Ptaci Brook basins).

As expected, sum of positive air temperatures is important especially for SWE measured during snowmelt period in all study areas. Lower correlation coefficients of SWE and sum of new snow depth indicated that SWE was influenced by several periods with positive air temperature and thus partial melting of snowpack. However, correlations of SWE with both sum of new snow depth and sum of positive air temperature was generally low and not significant in some cases.

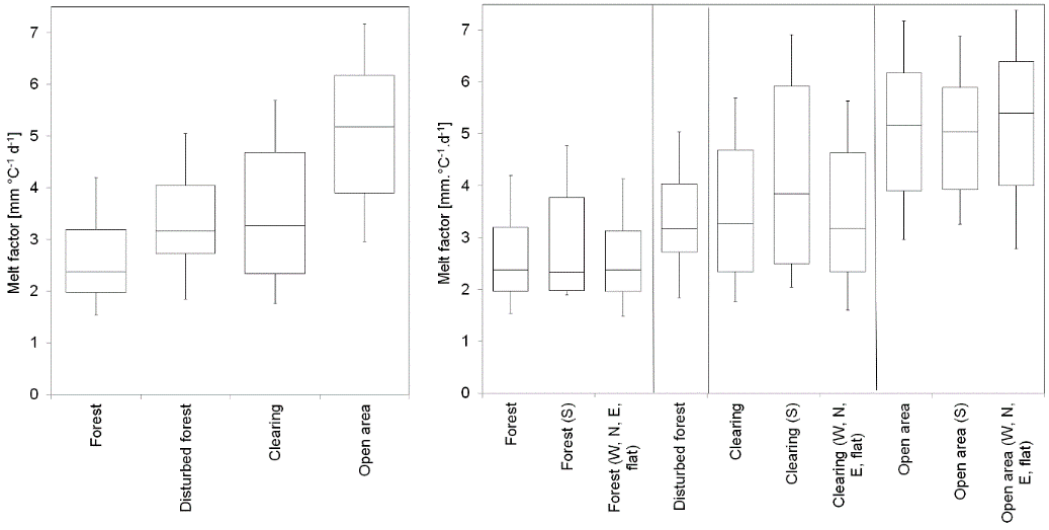


Fig. 3. Melt factors for different vegetation covers and slope orientations in study areas based on measured data from 2010 to 2014. Boxplots represent median, 25% and 75% percentile, whiskers represent 10% and 90% percentiles.

Obr. 3. Faktory tání v různých vegetacích a orientacích svahů v studovaných územích na základě dat 2010-2014. Limity krabicových grafů označují 25%, 50% a 75% percentily, chybové úsečky představují 10% a 90% percentily.

The stepwise forward linear regression of 618 SWE values (294 from snow accumulation periods, 324 from snowmelt periods) from all study areas and years shows the importance of the land cover structure (expressed using LAI) as a predictor especially during accumulation periods. Besides vegetation, the effects of elevation and slope orientation are significant in the most of measurement dates during snowmelt.

Fig. 4 shows the overall assessment of all linear models considering all study catchments and years. As expected, the model calculates better in case of data measured during snow accumulation periods before melting. The model explains 79% of the SWE variability during snow accumulation. Only 66% of the SWE variability was explained by the regression model during snowmelt which could be linked to the increasing role of other factors influencing snowmelt, such as solar radiation and processes related to the ripening process of snowpack (due to the increasing role of positive air temperatures and rain-on-snow events). However, there is still large variability which cannot be explained by the selected set of predictors.

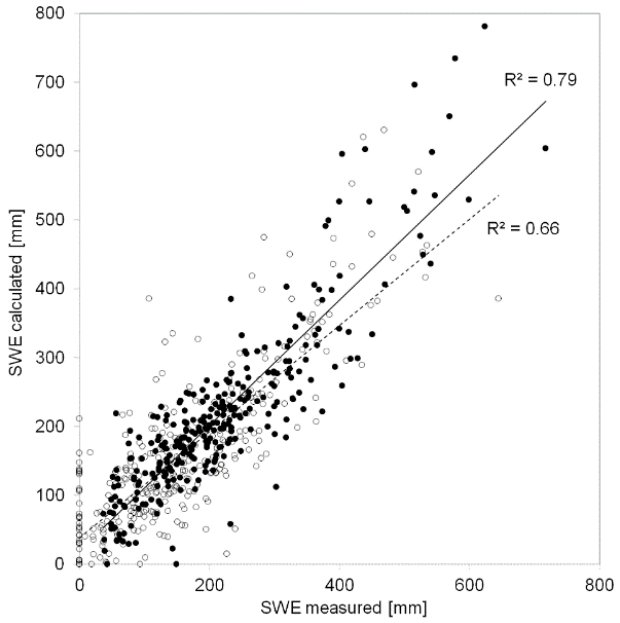


Fig. 4. Measured SWE and SWE calculated from the linear regression model from all study catchments from 2010-2014. Black points and solid lines represent data from accumulation periods; transparent circles and dashed line represent snowmelt periods.
Obr. 4. Měřená SWE a SWE vypočtená na základě regresního modelu ze všech studovaných území od 2010 do 2014. Černé body a souvislá linie představují data z období akumulace sněhu, průhledné body a čárkovaná linie představují data z období tání sněhu.

Table 1. Pearson correlation coefficients of 1) SWE and 2) melt factors m_f as response variables, and all predictors. Values in bold are statistically significant at α = 0.05 level
Tabulka 1. Pearsonovy korelační koeficienty mezi 1) SWE a 2) faktory tání a všemi prediktory. Tučně vyznačené hodnoty jsou staticky významné na hladině α = 0,05

Parameter	SWE accumulation / SWE melting				Melt factor m_f			
	Whole dataset	Bystrice	Zlaty	Ptaci	Whole dataset	Bystrice	Zlaty	Ptaci
Elevation	**0.62** / **0.39**	**0.48** / **0.31**	**0.30** / **0.29**	**0.44** / 0.15	**0.23**	0.03	**0.35**	0.24
Southing	0.02 / 0.05	**-0.24** / **-0.18**	-0.05 / 0.02	**0.23** / -0.02	**0.31**	**0.44**	-0.05	0.14
Slope	**-0.12** / -0.08	**-0.44** / **-0.37**	**-0.17** / **-0.21**	**0.20** / 0.14	**-0.15**	0.04	**-0.33**	-0.12
% Canopy Openness	**0.42** / **0.29**	0.11 / -0.05	**0.55** / **0.53**	**0.49** / **0.16**	**0.54**	**0.48**	**0.52**	**0.45**
LAI	**-0.46** / **-0.33**	**-0.21** / -0.03	**-0.59** / **-0.56**	**-0.47** / -0.15	**-0.48**	**-0.42**	**-0.43**	**-0.40**
Shortwave radiation	**0.45** / **0.31**	**0.14** / -0.03	**0.55** / **0.52**	**0.48** / **0.18**	**0.52**	**0.44**	**0.54**	**0.42**
Sum of T>0°C	**0.20** / -0.03	-0.05 / **-0.17**	0.09 / **-0.41**	**-0.41** / **-0.60**	0.12	-0.21	-0.15	0.21
Sum of new snow depth	**0.46** / **0.28**	**0.18** / 0.11	**0.26** / 0.02	0.04 / **0.33**	0.02	0.10	0.02	-0.11

Discussion

Snow sampling design and uncertainty of input data

It is generally known that the snowpack variability is extremely high in mountainous conditions, while this variability is difficult to describe by point measurements. In general, the biggest differences may be found when comparing snow amounts deposited in forests and in open areas as documented by this study and several other studies (see e.g. Essery et al., 2009; Jost et al., 2007; Šípek and Tesař, 2014). It is clear that more measuring sites would lead to more reliable results. However, to increase their number is hardly possible due to time and financial demands. Therefore, the use of methods applying one or more independent variables leads to applicable results as shown in this study.

Melt factors were calculated using air temperature data measured at climatological stations. These procedure cannot capture the small scale variability of air temperature due to the small scale variability of topography. The minimum temperature strongly varies according to the topography (frost pockets) which could affect the mean daily air temperature used in the melt factor calculation. Local temperature conditions are also affected by the forest structure which is often connected to topography (Tesař et al., 2006). The above mentioned fact could partially explain a relatively high variability of melt factors within one category.

The effect of the wind was not included in the study, although we subjectively observe its impact on snow transport and redistribution at some sampling sites (especially during snow accumulation periods). The use a suitable predictor describing this effect (surface curvature or similar) might bring some improvements of the results. Another important effect of the wind is its influence on the small scale variability of turbulent fluxes during snowmelt (Pohl et al., 2006).

Vegetation structure and its possible consequences to runoff

Based on measured data, the differences in SWE in the forest and in the open area do not significantly vary with total snow accumulations (either snow depth or SWE). This result is in contrast with Stähli and Gustafsson (2006) who concluded slightly decreasing effect of the forest with higher accumulations in Alptal valley in Switzerland, especially in high elevated parts of the basin. However, it is important to say that maximum of SWE in Alptal is somewhat higher than in our study catchments (600-800 mm in Alptal; up to 600 mm in our study catchments). It means we cannot exclude a decreasing effect of interception in our catchments in case of high snow accumulations.

Measurements proved a considerably high effect of forest disturbed by the bark beetle on snow ablation compared to the healthy forest. Our values are in accord with values presented by Pomeroy et al. (2012) simulated by the CRHM model. However, the decrease of snow interception after spruce forest defoliation was not clearly proved, although this effect was demonstrated by Pugh and Small (2013) who explored the effect of the pine forest disturbance in western US. Our results could be influenced by small amount of study sites and by the fact that these sites are located in disturbed forests with dense treetops, and thus there is still a relatively big amount of snow intercept by the canopy formed by small branches. However, it is expected that the interception effect is likely to decrease due to gradual fall of branches and stems, and thus snow accumulation increases.

Despite the significance of the correlations found, there is still large variability which cannot be explained by the selected set of predictors. It is possible that regression models fail because point measurements suffer from several uncertainties arising from sampling design. Therefore, testing of methods which might be able to measure at a plot or catchment scale such as laser scanning and unmanned aerial vehicles (UAV) would be beneficial.

Conclusions

We analyzed the snowpack variability in selected experimental catchments with special interest in the effect of forest structure and forest disturbance on both snow accumulation and ablation. Our study was based on repeated measurements of snow depth and SWE at 47 localities from 2010 to 2014. Based on results from our study sites, we draw up following conclusions:

- The SWE in forest sites is on average by 32% lower than in open areas and clearings. It means that the total amount of water available for melting is by 32% lower in forests than in open areas.
- The snow ablation in open areas is more than two times faster compared to forest sites. On the contrary, the snow ablation in clearings partly protected from solar radiation is only by 38% faster than in the forest.
- We observe slightly lower interception and importantly faster snow ablation in the disturbed forest due to the bark beetle compared to the healthy forest. The snow ablation is by 33% faster after forest defoliation and we expect even faster ablation in case of complete forest decline.
- We found a significant correlation of both SWE and melt factors with parameters describing topography and parameters describing forest structure, such as LAI, percentage of canopy openness and potential amount of solar radiation. The results indicate that topography (especially southern slopes) is more important for open areas, while LAI describing canopy structure is more important for forest sites.
- Despite the significance of the correlations found, there is still large variability which cannot be explained by the selected set of predictors.

Acknowledgement

Support from the Czech Science Foundation (projects No. P209/12/0997 „The impact of disturbance on the dynamics of fluvial processes in mountain landscapes" and project No. 13-32133S „Headwaters retention potential with respect to hydrological extremes") is gratefully acknowledged.

References

Essery, R., Rutter, N., Pomeroy, J., Baxter, R., Stähli, M., Gustafsson, D., Barr, A., Bartlett, P., Elder, K. (2009): SNOWMIP2: An Evaluation of Forest Snow Process Simulations. Bull. Am. Meteorol. Soc. 90, 1120–1135.

Frazer, G.W., Canham, C.D., Lertzman, K.P. (1999): Gap Light Analyzer (GLA), Version 2.0: Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, users manual and program documentation. Simon Fraser University, Burnaby.

Hribik, M., Vida, T., Skvarenina, J., Skvareninova, J., Ivan, L. (2012): Hydrological effects of norway spruce and european beech on snow cover in a mid-mountain region of the Polana Mts., Slovakia. J. Hydrol. Hydromechanics 60, 319–332.

Jenicek, M., Beitlerova, H., Hasa, M., Kucerova, D., Pevna, H., Podzimek, S. (2012): Modeling snow accumulation and snowmelt runoff - present approaches and results. Acta Univ. Carolinae, Geogr. 47, 15–24.

Jost, G., Weiler, M., Gluns, D.R., Alila, Y. (2007): The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. J. Hydrol. 347, 101–115.

Kucerova, D., Jenicek, M. (2014): Comparison of selected methods used for the calculation of the snowpack spatial distribution, Bystřice River basin, Czechia. Geografie 119, 199–217.

Langhammer, J., Su, Y., Bernsteinová, J. (2015): Runoff Response to Climate Warming and Forest Disturbance in a Mid-Mountain Basin. Water 7, 3320–3342.

López-Moreno, J.I., Stähli, M. (2008): Statistical analysis of the snow cover variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions. J. Hydrol. 348, 379–394.

Parajka, J., Holko, L., Kostka, Z., Blöschl, G. (2012): MODIS snow cover mapping accuracy in a small mountain catchment – comparison between open and forest sites. Hydrol. Earth Syst. Sci. 16, 2365–2377.

Pohl, S., Marsh, P., Liston, G.E. (2006): Spatial-temporal variability in turbulent fluxes during spring snowmelt. Arct. Antarct. Alp. Res. 38, 136–146.

Pomeroy, J., Fang, X., Ellis, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. Hydrol. Process. 26, 1891–1904.

Pugh, E.T., Small, E.E. (2013): The impact of beetle-induced conifer death on stand-scale canopy snow interception. Hydrol. Res. 44, 644–657.

Stähli, M., Gustafsson, D. (2006): Long-term investigations of the snow cover in a subalpine semi-forested catchment. Hydrol. Process. 20, 411–428.

Šípek, V., Tesař, M. (2014): Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment. Biologia (Bratisl). 69, 1562–1569.

Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., Zelenková, E. (2006): Influence of vegetation cover on thermal regime of mountainous catchments. Biologia (Bratisl). 61, 311–314.

Vlcek, L., Kocum, J., Jansky, B., Sefrna, L., Kucerova, A. (2012): Retention potential and hydrological balance of a peat bog: case study of Rokytka Moors, Otava River headwaters, sw. Czechia. Geograpfie 117, 395–414.

AKUMULACE A ÚBYTEK SNĚHU VE TŘECH LESNÍCH HORSKÝCH POVODÍCH

Sníh je důležitou součástí hydrologického cyklu ve střední Evropě. Velké množství vody je v průběhu zimy akumulováno a v relativně krátkém období na jaře odtéká toto množství do řek. Proto je studium procesů akumulace a tání sněhu důležité pro predikci jarních povodní.

Prostorová distribuce sněhu je na velkých územích ovlivněna především nadmořskou výškou, která ovlivňuje teplotu vzduchu a tedy skupenství srážek a intenzitu tání (Kucerova and Jenicek, 2014). Avšak v malém měřítku je distribuce sněhu ovlivněna především topografií a vegetací (Jenicek et al., 2012; Jost et al., 2007; Parajka et al., 2012; Šípek and Tesař, 2014). Během akumulace sněhu je jeho prostorová variabilita kontrolována především strukturou lesa, který má vliv na intercepci sněhu, redistribuci sněhu větrem a hustotu sněhu. V době tání sněhu les snižuje celkový úhrn dopadajícího slunečního záření, což zpomaluje tání sněhu v lese ve srovnání s otevřenými plochami (Hribik et al., 2012; Pomeroy et al., 2012).

Cílem příspěvku je definovat hlavní faktory ovlivňující variabilitu akumulace a tání sněhu za použití periodicky měřených dat výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) ve vybraných horských lokalitách. Dalším cílem bylo popsat roli zdravého lesa, lesa postiženého kůrovcem, lesních mýtin a otevřených ploch na akumulaci a tání sněhu. Ačkoliv je tání sněhu řízeno komplexní energetickou bilancí, naším cílem bylo použít jednoduchý přístup založený na měřených datech a metodě degree-day. Uvedený přístup je možné použít i na územích, kde neexistuje sledování všech meteorologických veličin nutných pro výpočet energetické bilance sněhu.

Ve studii byla použita data výšky sněhu a SWE měřená na 47 lokalitách v Krušných horách a na Šumavě v letech 2010-2014. Na jednotlivých lokalitách jsou

většinou měřeny dva sněhoměrné profily o délce 50 m. Jeden profil je měřen v zalesněném území a druhý profil je měřen na otevřené ploše. V rámci profilu je 5x měřena výška sněhu a 2x SWE.

Struktura vegetace jednotlivých lokalit byla popsána pomocí hemisférických snímků oblohy a vegetace. Hemisférický snímek byl pořízen pomocí fotoaparátu s objektivem typu rybí oko s ohniskovou vzdáleností 4,5 mm (Sigma Circular Fisheye). Na základě těchto snímků byly pomocí analýzy obrazu v softwaru Gap Light Analyser (Frazer et al., 1999) odvozeny parametry Leaf Area Index (LAI), procento oblohy zakrytí vegetací a potenciální úhrn krátkovlnné radiace nad a pod vegetací. K dalším použitým prediktorům patřily nadmořská výška, sklon svahu, orientace svahu, suma pozitivních teplot vzduchu a suma nového sněhu. Mezi použité nezávislé proměnné patřily měřená SWE a teplotní faktory tání. Ty byly vypočteny pro všechny lokality pomocí metody degree-day, která vychází ze zjednodušené radiační bilance sněhu. K analýze dat byla použita vícenásobná lineární regrese (stepwise forward). Vstupní data byla standardizována a testována na normalitu a v případě potřeby transformována.

Výsledky terénních měření ukazují, že v jehličnatém lese je SWE nižší v průměru o 32 % oproti otevřeným plochám. Tání sněhu na otevřených plochách je pak více jak dvakrát rychlejší než v lese. Naproti tomu tání na mýtinách (částečně chráněných před krátkovlnnou radiací) je pouze o 38 % rychlejší než v lese. Rychlost tání se také výrazně zvyšuje v důsledku rozpadu stromového patra vlivem lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*), a to v průměru o 33 %. Výsledky ukázaly, že topografické charakteristiky jsou dominantním prediktorem otevřených ploch, zatímco LAI je dominantní prediktor u lesních lokalit. Ačkoliv nalezené vztahy jsou většinou statisticky významné, prediktory použité v této studii pouze částečně vysvětlily celkovou variabilitu sněhové pokrývky.

RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.
Mgr. Ondřej Matějka
Department of Physical Geography and Geoecology
Faculty of Science, Charles University in Prague
Albertov 6
128 43 Prague, Czech Republic
E-mail: michal.jenicek@natur.cuni.cz
ondrej.matejka@natur.cuni.cz

Mgr. Hana Pevná
Department of Physical Geography and Geoecology
Faculty of Science, Charles University in Prague
Albertov 6
128 43 Prague, Czech Republic

Department of Geography
University of Zurich
Winterthurerstrasse 190
8057 Zurich, Switzerland
E-mail: hana.pevna@natur.cuni.cz

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 217 - 226

REAKCIA DENNÝCH PRIETOKOV V STANICI BELÁ-PODBANSKÉ NA TOPENIE SNEHU V POVODÍ

Dana Halmová, Pavla Pekárová, Pavol Miklánek, Veronika Bačová Mitková

Takmer vo všetkých meteorologických staniciach na svete sú zaznamenávané v posledných desaťročiach nárasty teploty vzduchu. Viaceré meteorologické stanice s dlhými radmi pozorovaní sú ovplyvnené zástavbou a zmenou podmienok merania teploty vzduchu. Preto pri analýze a predpovedi budúceho možného vývoja hydrosféry je potrebné analyzovať dlhodobý vývoj teploty vzduchu v konkrétnom regióne v staniciach neovplyvnených zmenou podmienok, alebo nájsť iné metódy hodnotenia. V príspevku sme v prvej časti analyzovali vývoj teploty vzduchu v staniciach Podbanské a Kasprowy Wierch s využitím neparametrického Mann-Kendallovho testu. V druhej časti sme navrhli novú metódu hodnotenia, založenú na identifikovaní poradového čísla kalendárneho dňa, kedy stúpanie prietoku vo vodomernej stanici Belá-Podbanské môže byť spôsobené topením snehu v povodí. Touto metódou sme sa pokúsili potvrdiť, alebo vyvrátiť hypotézu o náraste teploty vzduchu v jarnom období vo vysokohorskom povodí rieky Belá po vodomernú stanicu Podbanské. K dispozícii sme mali priemerné denné prietoky Belej v stanici Podbanské za obdobie 1928–2014. Vychádzame z predpokladu, že ak dochádza v povodí Belej v jarnom období k otepľovaniu, malo by sa to preukázať na skoršom nástupe topenia sa snehu v povodí. Tým by malo dochádzať k skoršiemu nárastu prietokov. Obdobie sme rozdelili na ďalšie podobdobia: 44- a 43-ročné (1928–1971, 1972–2014), a tri 22-ročné a jedno 21-ročné (1928–1949, 1950–1971, 1972–1993 a 1994–2014), s cieľom zistiť, či v priebehu rokov došlo k významnejším zmenám dňa, kedy denné prietoky začínajú reagovať na topenie snehu.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: topenie snehu, teplota vzduchu, trendová analýza

REACTION OF THE DAILY DISCHARGE AT BELÁ - PODBANSKÉ TO SNOW MELT IN THE BASIN. The increase of air temperature has been observed at majority of the meteorological stations all over the world during the last decades. Some of the meteorological stations with long observation series are influenced by urbanization and changing conditions of the air temperature monitoring. In the paper we analysed the air temperature development in stations Podbanské and Kasprowy Wierch using the non-parametric Mann-Kendall test. In the second part we tried to confirm or reject the hypothesis about the increase of air temperature during the spring season in the high mountain river basin of the river Belá station Podbanské by the new method. The method is simple and it is based on identification of the Julian day at which the discharge increase at the station can be assigned to snow melt in the river basin upstream. We were analyzing the mean daily discharge series at Belá – Podbanské for the period 1928–2014. We are assuming that the supposed increase of the spring air temperature in the Belá basin should be proven by earlier arrival of the snow melt in the basin. Therefore the discharge increase due to snow melt should occur earlier. The series were divided into sub-periods: 44- and 43-years (1928–1971, 1972–2014), and three of 22-years plus one of 21-years (1928–1949, 1950–1971, 1972–1993 and 1994–2014), in order to prove if there did occur significant shift of the Julian day when the discharge starts to react to the basin snow melt.

KEY WORDS: snow melting, air temperature, trend analysis

Úvod

Na dlhodobý vývoj odtoku z povodí má - okrem zrážok ako najvýznamnejšieho činiteľa - vplyv aj dlhodobý vývoj teploty vzduchu v povodiach. Preto pri analýze a predpovedi budúceho možného vývoja hydrosféry je potrebné analyzovať a zohľadňovať i dlhodobý vývoj teploty vzduchu v regióne. Následky globálneho otepľo-

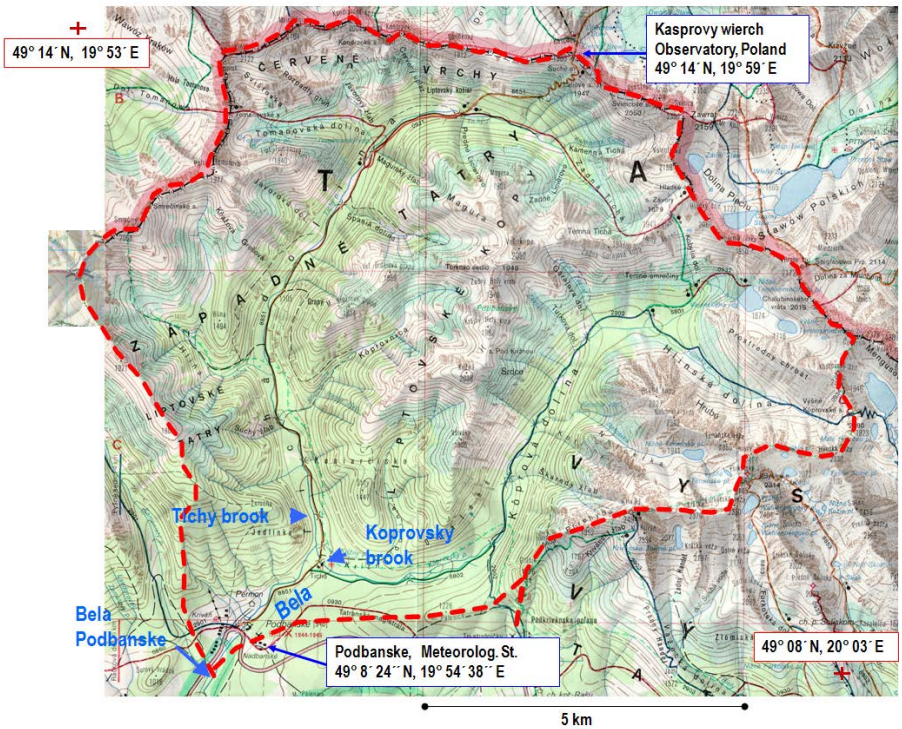
vania na horské ekosystémy sa prejavujú zmenami vo vertikálnej klimatickej stratifikácii. Ak tieto zmeny nastanú rýchlo, horské ekosystémy sa nemusia zmenám prostredia prispôsobiť a niektoré zaniknú. Zmeny v dĺžke trvania vegetačného obdobia, posun výskytu organizmov do vyšších nadmorských výšok a posun hornej hranice lesa predstavujú najzávažnejšie dôsledky globálneho oteplenia v horskom prostredí. Teplota s vlhkosťou vzduchu a zrážkami patria medzi základné klimatické charakteristiky. Trendy vývoja týchto klimatických prvkov majú často lokálny charakter. Za obdobie 1979–2005 boli v Európe vypočítané lineárne trendy teploty vzduchu v rozsahu 0,294–0,344 °C/10 rokov na hladine významnosti $\alpha<0,01$. Zároveň sa zistilo, že najvýraznejší vzostup teploty vzduchu je pozorovaný v zimných (hlavne v severnej Európe), v letných a jarných mesiacoch, menší vzostup teploty je zaznamenaný v jesenných mesiacoch (IPCC, 2007). Analýzou klimatických podmienok v oblasti Tatier sa zaoberali Konček a kol. (1974), Niedźwiedź (1992), Niedźwiedź a kol. (2014), alebo Pribullová a kol. (2011), ktorá analyzovala mesačné teploty a ročnú teplotu vzduchu (zmeny oproti klimatickému normálu, lineárne trendy a periodicity) na ôsmich klimatických staniciach v oblasti Tatier za obdobie 1961–2007.

Vysokohorské povodia a povodia vo vysokých zemepisných šírkach sú typické jednoznačným jarným nárastom prietokov v dôsledku jarného topenia sa snehu. Dátum nárastu prietokov predstavuje jednoznačnú charakteristiku zodpovedajúcu takému otepleniu sa v celom povodí, pri ktorom dôjde k topeniu sa snehovej pokrývky.

Cieľom predloženej štúdie je porovnanie vyhodnotenia dlhodobého vývoja teploty vzduchu v povodí Belej na základe meraných mesačných údajov teploty vzduchu v meteorologických staniciach Podbanské a Kasprowy Wierch a na základe určenia dátumu nástupu topenia sa snehu v povodí.

Vstupné údaje a metodika

Rieka Belá vzniká sútokom Tichého a Kôprového potoka v nadmorskej výške 976,8 m n.m (obr. 1). Belá odvodňuje jednak vysokohorský reliéf povodím Kôprového potoka, jednak hôľny reliéf povodím Tichého potoka (Pacl, 1988). Od sútoku tečie juhozápadným smerom popri Podbanskom a prijíma 7 pravostranných prítokov a jeden ľavostranný prítok. Významnými prítokmi sú Kamenistý a Račkový potok, ktoré majú podobne ako rieka Belá vysokohorský charakter. Belá sa vlieva do rieky Váh a je jej významným pravostranným prítokom. Ústie rieky Belá sa nachádza pri Liptovskom Hrádku v nadmorskej výške 629 m n.m. Celková dĺžka toku je 23,6 km (Hlubocký, 1974). Povodie Belej po Podbanské má plochu 93,46 km^2 a po Liptovský Hrádok má plochu 244,26 km^2. Rieka Belá je najväčšou bystrinou slovenskej časti Tatier a považuje sa za typickú rieku najvyššej časti Karpát.



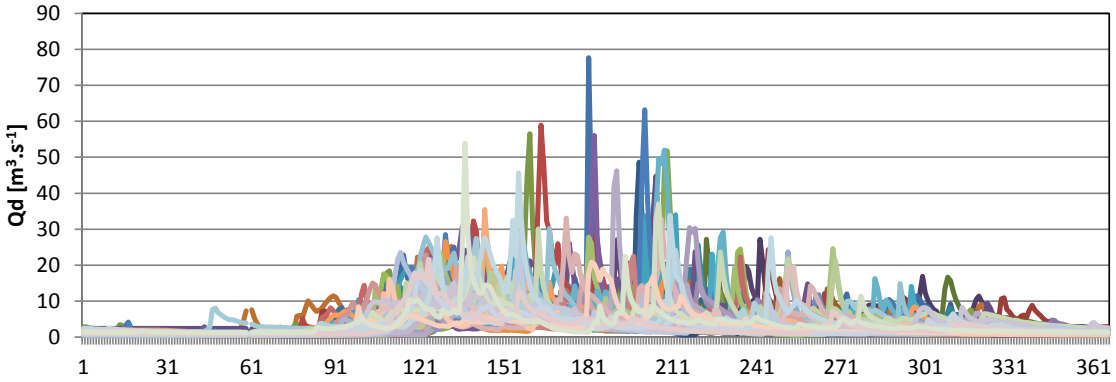
Obr. 1. Mapa povodia rieky Belá po vodomernú stanicu Podbanské, meteorologické stanice Podbanské a Kasprowy Wierch.
Fig. 1. Map of the Belá basin to station Podbanské, meteorological stations Podbanské and Kasprowy Wierch.

V povodí rieky Belá sa vyskytujú významné hydrologické lokality ako plesá, vodopády a pod. Povodie Belej bolo Slovenským hydrometeorologickým ústavom začlenené do medzinárodnej kategórie „reprezentatívne povodie“ a je evidované v rámci Medzinárodného hydrologického programu UNESCO. Povodie Belej po Podbanské patrí medzi pomerne vzácne územia, t.j. málo dotknuté ľudskou činnosťou. Najväčšie antropogénne zásahy, pastvinárstvo a s ním spojené klčovanie lesov, sa vyskytovali najmä v 19. storočí. Po založení Tatranského národného parku (TANAPu) v roku 1948 bolo pastierstvo zakázané a lesy sa začali považovať za prvok prospešný pri ochrane pred povodňami (Pekárová a kol., 2009). Horná časť povodia Belej po profil Podbanské je z 40% tvorená kosodrevinou, 13% pokrývajú ihličnaté lesy, 30% predstavujú prechodné lesokroviny, 16% sú prirodzené lúky a zvyšok tvoria vodné plochy a zastavané územia. Dolná časť povodia je tvorená prevažne poľnohospodárskou pôdou.

Pri štatistickej analýze určenia začiatku topenia sa snehu v povodí Belej sme použili rad priemerných denných prietokov zo stanice Belá: Podbanské za obdobie 1928–2014. Tento rad sme podrobne analyzovali vo viacerých prácach, napr. Halmová, Pekárová (2013), Halmová a kol. (2014). Tu uvedieme len niektoré základné štatistické charakteristiky (tabuľka 1). Priebeh priemerných denných prietokov je vykreslený na obr. 3. Najvyšší priemerný denný prietok bol nameraný za katastrofickej povodne 29. 6. 1958 a presiahol 20 násobok priemerného ročného prietoku.

Z dlhodobého hľadiska sa priemerný ročný prietok rieky Belá nemení, ako vidno na obr. 3a, štvorročné kĺzavé priemery denných prietokov kolíšu od 3 do 4 m^3s^{-1}. Variabilita radu priemerných denných prietokov sa po roku 1956 nemení (obr. 3b).

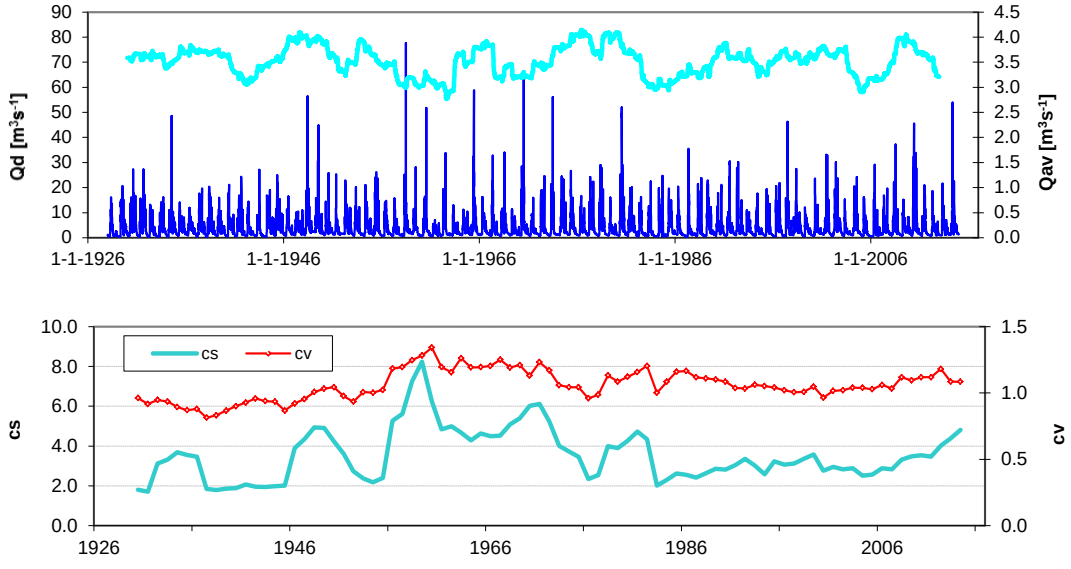
Pri určení dlhodobých trendov teploty vzduchu v povodí Belej sme použili rady priemernej mesačnej teploty vzduchu z meteorologických staníc Liptovský Hrádok a Podbanské a z observatória Kasprowy Wierch (Poľsko) (obr. 4). Meteorologická stanica Liptovský Hrádok sa nachádza neďaleko ústia Belej do Váhu a údaje sú k dispozícii už od roku 1871. Stanica Podbanské je situovaná v nadmorskej výške 972 m n.m (obr. 1). Údaje sú k dispozícii od roku 1931. Observatórium Kasprowy Wierch je v prevádzke od roku 1938, meteorologická stanica je vo výške 1991 m n.m.



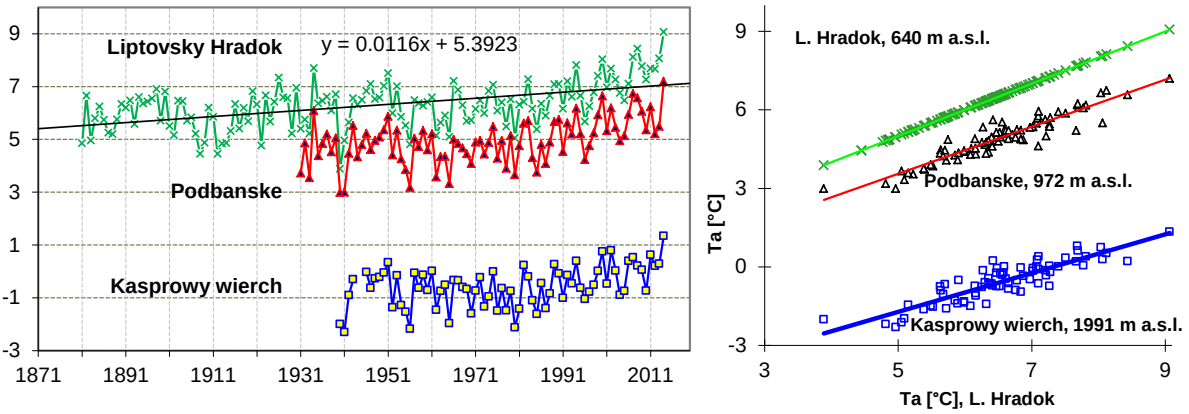
Obr. 2. Ročné hydrogramy priemerných denných prietokov, Belá: Podbanské, 1928–2014.
Fig. 2. Annual hydrograms of the mean daily discharges, Belá: Podbanské, 1928–2014.

Tabuľka 1. Základné štatistické charakteristiky priemerných denných prietokov Belej v stanici Podbanské za obdobie 1928–2014
Table 1. Basic statistical characteristics of the mean daily discharges of the Belá River at station Podbanské during the period 1928–2014

	Priemer/mean	min	max	330-denný/-day	30-denný/-day	cs	cv
Q [m^3s^{-1}]	3.51	0.40	77.68	0.87	8.42	3.80	1.06
q [$l.s^{-1}km^{-2}$]	37.56	4.28	830.89	9.32	90.11		
R [mm]	1184.3						



Obr. 3. a) Priebeh priemerných denných prietokov Belej v stanici Podbanské 1928–2014 (Qd). Svetlá čiara – 4-ročné kĺzavé priebehy denných prietokov Belej (Qav). b) Priebeh koeficientov variácie a symetrie za jednotlivé roky Belej v stanici Podbanské 1928–2014.
Fig. 3. a) Mean daily discharge of the Belá river at Podbanské 1928–2014 (Qd).The pale line are 4-years moving averages of the Belá daily discharge (Qav). b) Coefficients of variability and assymetry of the individual years, Belá at Podbanské, 1928–2014.



Obr. 4. Priemerná ročná teplota vzduchu v staniciach Liptovský Hrádok, Podbanské a Kasprowy Wierch za obdobie pozorovaní (obr. 4a), závislosť teploty vzduchu v staniciach Podbanské a Kasprowy Wierch na teplote vzduchu v stanici Liptovský Hrádok (obr. 4b).
Fig. 4. Mean annual air temperature at stations Liptovský Hrádok, Podbanské and Kasprowy Wierch (Fig. 4a), relation between air temperature at Podbanské and Kasprowy Wierch and air temparature at Liptovský Hrádok (Fig. 4b).

Pri štatistickej analýze významnosti dlhodobých trendov sme použili neparametrický Mann-Kendallov (MK) test, ktorý nie je ovplyvnený aktuálnym rozdelením dát a je menej citlivý na extrémne - odľahlé hodnoty. Existujú rôzne úpravy MK testu, napr. Kendallov sezonálny test dovoľuje prítomnosť sezónnej zložky v dátach. Modifikovaný Kendallov sezonálny test pripúšťa i autokoreláciu vo vstupných údajoch. MK test ako aj iné neparametrické testovania sú vhodnejšie na detekciu trendov pre hydrologické časové rady, ktoré zvyčajne nemajú normálne rozdelenie, a vyznačujú sa viacerými extrémami (Yue a kol. 2012).
V príspevku sme najprv testovali rastúci alebo klesajúci trend a následne sklon lineárneho trendu neparamet-

rickou Sens metódou. Tieto metódy sú použité v ich základnej forme; MK test je vhodný v prípadoch, v ktorých sa predpokladá monotónny trend a teda žiadny sezónny alebo iný cyklus nie je v údajoch prítomný.
Testovali sme nulovú hypotézu H0 neexistencie trendu, t.j. že merania x_i sú náhodne usporiadané v čase, proti alternatívnej hypotéze H1, ktorá predpokladá rastúci alebo klesajúci monotónny (lineárny) trend.
Výpočet tohto štatistického testu využíva štatistické charakteristiky: „S“ (pre časové rady s menej než 10 dátovými záznamami) a „Z“ (charakteristika normálneho rozdelenia pre časové rady s 10 alebo viac dátovými záznamami). Odchýlka S sa počíta podľa nasledujúcej rovnice, ktorá berie do úvahy možnosť väzby údajov:

$$VAR(S) = \frac{1}{18}\left[n(n-1)(n-2) - \sum_{p=1}^{q} t_p (t_p - 1)(2t_p + 5) \right] \quad (1)$$

kde:
n - počet testovaných ročných hodnôt,
q - počet zviazaných skupín,
t_p - počet údajov v p skupine.

Hodnoty S a VAR(S) sú použité pri výpočte Z nasledovným spôsobom:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}} & if \quad S \rangle 0 \\ 0 & if \quad S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}} & if \quad S \langle 0 \end{cases}$$

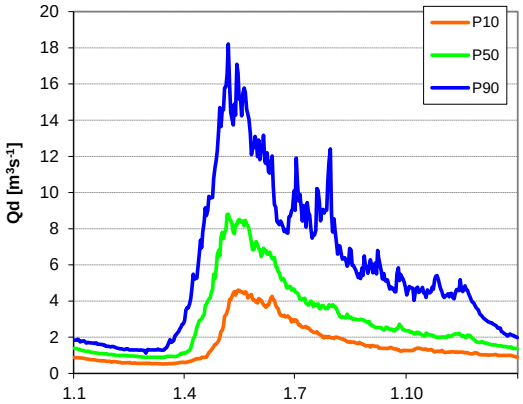
(2)

Prítomnosť štatisticky významného trendu je daná hodnotou „*Z*“. Ak sa štandardizovaná Mann-Kendall štatistika rovná nule, dáta majú normálne rozdelenie so strednou hodnotou nula a rozptylom určeným nulovou hypotézou (neexistuje trend). Pozitívna (resp. negatívna) hodnota charakteristiky indikuje rastúci (resp. klesajúci) trend.
Hypotéza H0 - žiadny trend, je prijatá, ak platí: $Z < Z_{1-\alpha/2}$ alebo zamietnutá, ak platí, že $Z > Z_{1-\alpha/2}$, tzn. existuje významný trend v rade prietokov. Hladiny významnosti α testované MK testom sú 0.001, 0.01, 0.05 a 0.1. Pri nízkych hodnotách pravdepodobnosti sa predpokladá, že trend sa nevyskytuje iba vďaka náhodnému výberu hodnôt. Hladina významnosti 0.001 znamená, že existuje 0.1% pravdepodobnosť že hodnota x_i má náhodné rozdelenie a pravdepodobne urobíme chybu ak zamietneme hypotézu H0 (trend neexistuje). Hladina významnosti 0.1 znamená, že existuje 10% pravdepodobnosť že urobíme chybu ak zamietneme hypotézu H0.
Pre štyri testované hladiny významnosti sú použité nasledovné symboly:
*** ak existuje trend na hladine významnosti α = 0.001
** ak existuje trend na hladine významnosti α = 0.01
* ak existuje trend na hladine významnosti α = 0.05
+ ak existuje trend na hladine významnosti α = 0.1.

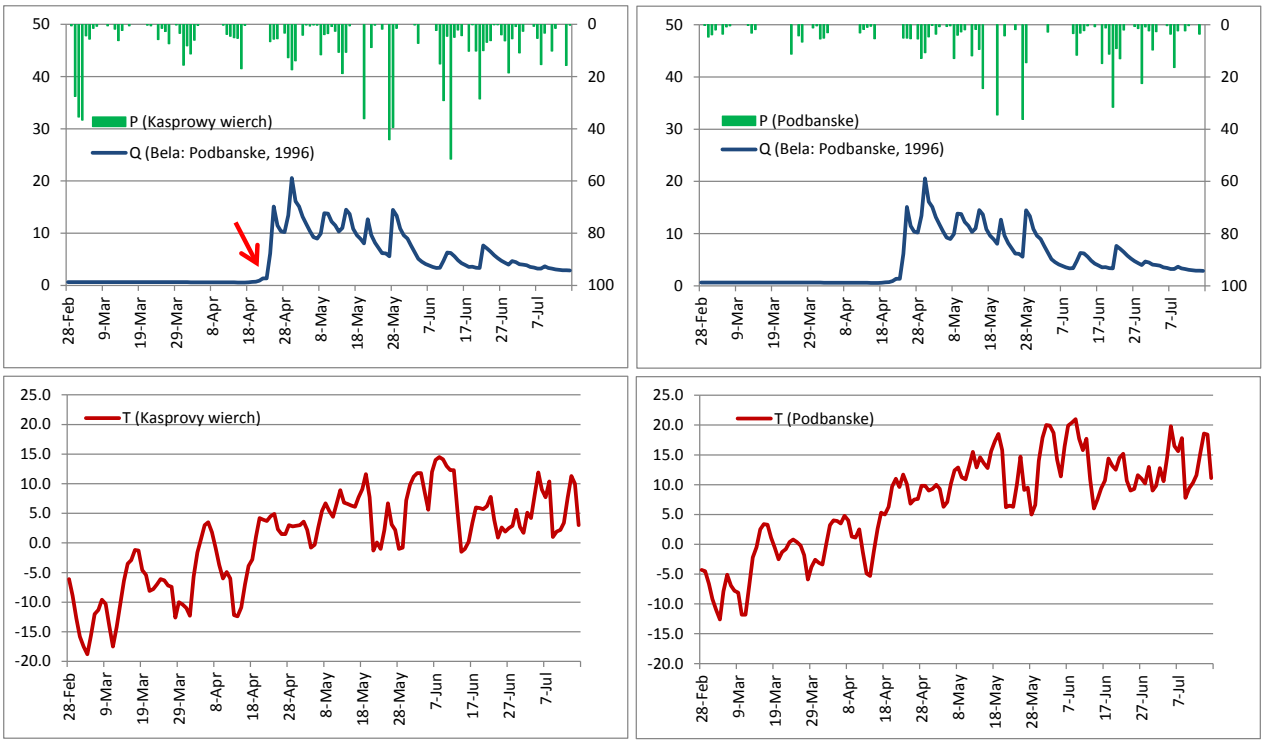
Ak je miesto v tabuľke prázdne, hladina významnosti je väčšia ako 0.1.

Metóda určenia začiatku topenia sa snehu v povodí

Začiatok jarného topenia snehu sme zadefinovali ako deň, kedy priemerný denný prietok Belej v Podbanskom dosiahne 2 $m^3.s^{-1}$. Takto zadefinované topenie nastávalo v povodí rieky Belá od 73-ho dňa (13. marca) do 125-ho dňa (4. mája). V priemere topenie nastáva 7. apríla (98-my deň), ako môžeme vidieť na obrázku 5, kde sú vykreslené priebehy dlhodobých priemerných denných prietokov (P50) za obdobie 1928–2014 a horný a dolný decil (P90, P10).
Na obrázku 6 je šípkou znázornený začiatok topenia sa snehu – nárast prietokov v roku 1996. Z obrázku je zrejmé, že k výraznejšiemu nárastu prietokov z topiaceho sa snehu v povodí dochádza až pri priemernej dennej teplote vzduchu nad 10°C v stanici Podbanské.



Obr. 5. Priebeh dlhodobých priemerných denných prietokov (P50) a horný a dolný decil (P90, P10) Belej v stanici Podbanské za obdobie 1928–2014.
Fig. 5. Long-term mean daily discharge (P50) and upper and lower decils (P90, P10), Belá at Podbanské, period 1928–2014.



Obr. 6. Priebeh priemerných denných prietokov rieky Belej v stanici Podbanské v roku 1996, šípka znázorňuje začiatok topenia sa snehu – prekročenie prietokov o určenú hodnotu. Denné úhrny zrážok (horný obrázok) a priemerná denná teplota vzduchu v staniciach Kasprowy Wierch a Podbanské (dolný obrázok).
Fig. 6. Mean daily discharge of Belá at Podbanské in 1996, the arrow indicates start of the snow melt – exceeding of the discharge threshold. Daily precipitation depths (upper plots) and mean daily air temperature at Kasprowy Wierch and Podbanské (bottom plots).

Problematike tvorby zásob snehu v povodiach v SR a odtoku z vysokohorských povodí sa venovali napr.: Babiaková (1978), Turčan (1978), Holko a kol. (2001, 2006, 2010, 2011), Hríbik a kol. (2007), Parajka a kol. (2005), Němec, L., Zusková, I. (2005) a iní.

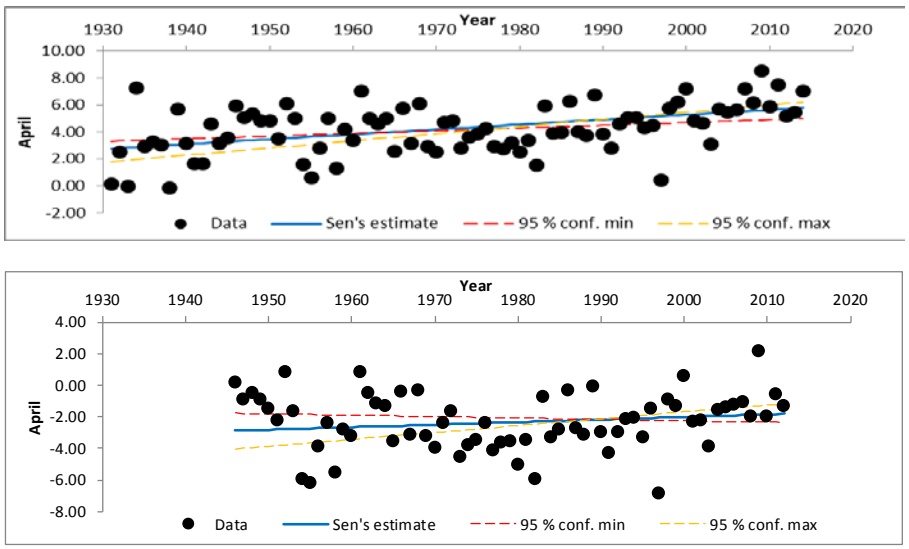
Výsledky a diskusia

V prvej časti príspevku sme analyzovali vývoj teploty vzduchu v staniciach Podbanské a Kasprowy Wierch.
Vyhodnotenie mesačných trendov teploty vzduchu pre dané stanice sú uvedené v tabuľke 2. Z výsledkov je zrejmé, že pri hodnotení obdobia 1931–2014 v stanici Podbanské bol preukázaný trend vývoja teploty vzduchu na hladine významnosti α=0.001 v mesiacoch apríl až jún a pre ročnú priemernú teplotu; trend na hladine významnosti α=0.01 v mesiacoch júl a august a trend na hladine významnosti α=0.1 v mesiacoch január a marec. Pri hodnotení obdobia 1946–2014 v stanici Kasprowy Wierch bol preukázaný trend vývoja teploty vzduchu na hladine významnosti α=0.01 v auguste a pre ročnú priemernú teplotu; trend na hladine významnosti α=0.1 v mesiacoch január a máj. Na obr. 7 je vykreslená trendová analýza aprílovej teploty vzduchu pre stanice Podbanské (obr. 7a) a Kasprowy Wierch (obr. 7b). Z porovnania grafov je zrejmý rozdiel vo vývoji aprílovej teploty vzduchu v staniciach. V stanici Podbanské zaznamenávame výrazný rast teploty vzduchu (trend na hladine významnosti α = 0.001), na rozdiel od teploty vzduchu v stanici Kasprowy Wierch.
V druhej časti sme analyzovali začiatok topenia sa snehu v povodí Belej. Analýza dlhodobého lineárneho trendu začiatku topenia sa snehu v povodí Belej za pozorované obdobie 1928–2014 je prezentovaná na obr. 8. Dlhodobý lineárny trend radu dňa začiatku topenia snehu je nulový.
Porovnanie začiatku topenia sa snehu v povodí vo vybraných časových obdobiach je zhrnuté v tabuľke 3, kde je uvedený priemerný deň začiatku topenia sa snehu v povodí rieky Belá pre jednotlivé časové obdobia. Z výsledkov je zrejmé, že v posledných desaťročiach nedochádza k významnému skoršiemu topeniu snehu než v minulosti, aj keď priemerný deň začiatku topenia snehu v období 1993–2014 dosiahol najnižšiu hodnotu

Tabuľka 2. Mesačné trendy teploty vzduchu pre stanice Kasprowy Wierch a Podbanské
Table 2. Monthly air temperature trends in stations Kasprowy Wierch and Podbanské

Kasprowy Wierch 1946–2014	A	B	Test Z	Signif.	Podbanské 1931–2014	A	B	Test Z	Signif.
Január	0.024	-8.27	1.70	+	Január	0.019	-5.90	1.72	+
Február	0.009	-8.61	0.74		Február	0.019	-4.62	1.56	
Marec	0.005	-6.40	0.38		Marec	0.023	-1.78	1.93	+
Apríl	0.016	-2.89	1.30		**Apríl**	**0.036**	**2.77**	**4.11**	***
Máj	0.018	1.73	1.70	+	**Máj**	**0.030**	**8.31**	**3.68**	***
Jún	0.015	5.16	1.56		**Jún**	**0.023**	**11.82**	**3.50**	***
Júl	0.025	6.84	2.30	*	**Júl**	***0.019***	***13.74***	***2.75***	**
August	***0.026***	***6.78***	***3.02***	**	***August***	***0.019***	***13.19***	***3.03***	**
September	-0.013	4.89	-0.92		September	-0.003	10.35	-0.34	
Október	0.010	0.62	0.65		Október	0.008	5.18	0.90	
November	0.017	-4.034	1.25		November	0.011	0.403	1.27	
December	0.001	-6.444	0.16		December	-0.001	-3.157	-0.07	
Rok / year	***0.013***	***-0.867***	***2.65***	**	***Rok / year***	**0.016**	**4.251**	**4.42**	***

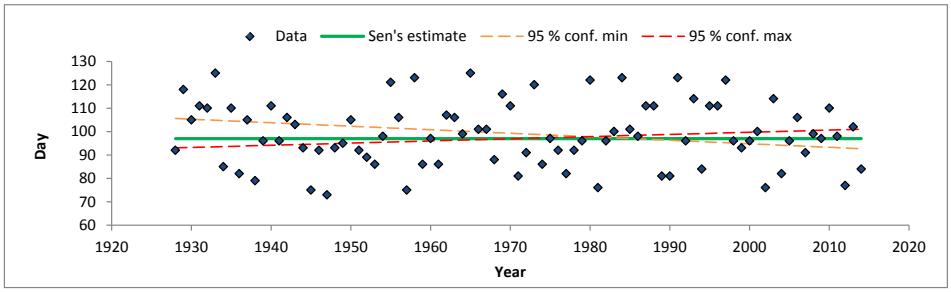
(A, B sú parametre lineárnej trendovej čiary y = A*x+B, A charakterizuje sklon trendovej čiary)
(A, B are parameters of the linear trendline y = A*x+B, A is slope of the trend line)



a)

b)

Obr. 7. Trendová analýza aprílovej teploty vzduchu pre stanice Podbanské (obr. 7a) a Kasprowy Wierch (obr. 7b).
Fig. 7. Trend analysis of the air temperature in Podbanské (Fig. 7a) and Kasprowy Wierch (Fig. 7b) stations.



Obr. 8. Začiatok topenia sa snehu v povodí Belej za obdobie 1928–2014, dlhodobý lineárny trend.
Fig. 8. Start of the snow melt in the Belá basin in the period 1928–2014, long-term linear trend.

Tabuľka 3. Priemerný juliánsky deň začiatku topenia sa snehu v povodí rieky Belá, za rôzne podobdobia obdobia 1928–2014.

Table 3. Mean Julian day of the snow melt start in the Belá river basin, different subperiods of the whole period 1928–2014.

počet rokov number of years	obdobie period	priemer mean	počet rokov number of years	obdobie period	priemer mean
87	**1928–2014**	98.7	22	**1928–1949**	98.0
			22	**1950–1971**	100.0
44	**1928–1971**	99.0	22	**1972–1993**	99.5
43	**1972–2014**	98.5	21	**1994–2014**	97.4

Záver

Takmer vo všetkých meteorologických staniciach na svete sú zaznamenávané v posledných desaťročiach nárasty teploty vzduchu. Na dlhodobý vývoj odtoku z povodí má - okrem zrážok ako najvýznamnejšieho činiteľa - vplyv aj dlhodobý vývoj teploty vzduchu v povodiach. V príspevku sme analyzovali vývoj teploty vzduchu v staniciach Podbanské a Kasprowy Wierch s využitím neparametrického Mann-Kendallovho testu. Z výsledkov je zrejmé, že pri hodnotení obdobia 1931–2014 v stanici Podbanské bol preukázaný významný rastúci trend teploty vzduchu na hladine významnosti α=0.001 v mesiacoch apríl až jún a pre ročnú priemernú teplotu; trend na hladine významnosti α=0.01 v mesiacoch júl a august a trend na hladine významnosti α=0.1 v mesiacoch január a marec. Pri hodnotení obdobia 1946–2014 v stanici Kasprowy Wierch bol preukázaný rastúci trend vývoja teploty vzduchu na hladine významnosti α=0.01 v auguste a pre ročnú priemernú teplotu; trend na hladine významnosti α=0.1 v mesiacoch január a máj. Môžeme konštatovať, že vo vysokohorskej meteorologickej stanici Kasprowy Wierch dochádza k menším zmenám ako v nižšie položenej stanici Podbanské. V budúcnosti by bolo vhodné analyzovať aj kratšie časové obdobia, pretože k zmene trendu mohlo dôjsť aj v priebehu dlhého časového obdobia 1931–2014 v Podbanskom, alebo 1946–2014 v stanici Kasprowy Wierch.

V druhej časti príspevku sme sa pokúsili potvrdiť, alebo vyvrátiť hypotézu o skoršom nástupe topenia snehu vo vysokohorskom povodí rieky Belá po vodomernú stanicu Podbanské. Využili sme metódu založenú na identifikovaní poradového čísla kalendárneho dňa, kedy stúpanie prietoku vo vodomernej stanici Belá-Podbanské môže byť spôsobené topením snehu v povodí. Dlhodobý lineárny trend počiatočného dňa topenia sa snehu v povodí Belej za pozorované obdobie 1928–2014 je nulový.

Porovnanie začiatku topenia sa snehu v povodí vo vybraných časových obdobiach je zhrnuté v tabuľke 3, kde je uvedený priemerný deň začiatku topenia sa snehu v povodí rieky Belá pre jednotlivé časové obdobia. Z výsledkov je zrejmé, že v posledných desaťročiach nedochádza k významnému skoršiemu topeniu snehu než v minulosti, aj keď priemerný deň začiatku topenia snehu v období 1993–2014 dosiahol najnižšiu hodnotu (97.4 – 7.apríl). Počas 20-ročného obdobia 1950–1971 bola hodnota priemerného kalendárneho dňa nástupu topenia snehu najvyššia (100.0 – 10.apríl).

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná projektom VEGA 2/0009/15 "Identifikácia zmien hydrologického režimu tokov a vzájomný vzťah extrémnych hydrologických udalostí v zložitom riečnom systéme povodia Dunaja" a realizáciou projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

Babiaková, G. (1978): Posúdenie možností použitia základných vstupných údajov v modeli akumulácie a odmäku snehovej pokrývky. J. Hydrol. Hydromech. 26, 4, 397–408.

Halmová, D., Pekárová, P. (2013): Trendová analýza mesačných a extrémnych prietokov v stanici Belá-Podbanské. Acta Hydrologica Slovaca, 14, 1, 193–203.

Halmová, D., Miklánek, P., Pekárová, P. (2014): Long-term water balance changes of the pristine Bela River basin. Advances in Environmental Sciences, Development and Chemistry. Proceedings of the 2014 International Conference on Water Resources, Hydraulics & Hydrology (WHH 2014) Santorini Island, Greece, July 17-21. ISBN: 978-1-61804-239-2, 330–335.

Hlubocký, B. (1974): Reprezentatívne povodie Belej – predbežné vyhodnotenie režimu povrchových vôd. Správa, HMÚ, Bratislava, 79 s.

Holko, L., Parajka, J., Majerčáková, O., Faško, P. (2001): Hydrologická bilancia vybraných povodí Tatier v hydrologických rokoch 1989 – 1998. J. Hydrol. Hydromech., 49, 3–4, 200–222.

Holko, L., Kostka, Z. (2006): Hydrologický výskum vo vysokohorskom povodí Jaloveckého potoka. J. Hydrol. Hydromech., 54, 192–206.

Holko, L., Kostka, Z. (2010): Hydrological Processes in Mountains – Knowledge Gained in the Jalovecky Creek Catchment, Slovakia. IAHS Publ. 336, Wallingford, 84–89.

Holko, L., Kostka, Z., Šanda, M. (2011): Assessment of Frequency and Areal Extend of Overland Flow Generation in a Forested Mountain Catchment. Soil & Water Res., 6, 1, 43–53.

Holko, L., Kostka, Z., Danko, M., Liová, S. (2011): Hydrological Cycle in Mountain Environment. Životné prostredie, 45, 2, 59–63.

Hríbik, M., Majlingová, A., Škvarenina, J., Kyselová, D., Hlavatá, H. (2007): Zimné zásoby snehu v malom horskom povodí Hučavy – BR Poľana ako potenciálne riziko vzniku povodní. Střelcová, K., Škvarenina, J. & Blaženec, M. (eds.): "BIOCLIMATOLOGY AND NATURAL HAZARDS" International Scientific Conference, Poľana nad Detvou, Slovakia, September 17–20, 2007, s. 7, ISBN 978-80-228-17-60-8.

IPCC Climate Change (2007): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge. Cambridge, New York: University Press, 2007, 996 p.

Kendall, M.G. (1975): Rank Correlation Methods. London: Griffin.

Konček, M. a kol. (1974): Klíma Tatier. Bratislava: Veda, 855 s.

Němec, L., Zusková, I. (2005): Změny sněhové pokrývky v České republice od roku 1926. Meteorologické zprávy, 58, 5, 135–138.

Niedźwiedź, T. (1992): Climate of the Tatra Mountains. Mountain Research and Development 12(2), The University of California Press for United Nation University and International Mountain Society, Berkeley, 131–146.

Niedźwiedź, T., Łupikasza, E., Pińskwar, I., Kundzewicz, Z.W., Stoffel, M., Małarzewski, Ł. (2014): Variability of high rainfalls and related synoptic situations causing heavy floods at the northern foothills of the Tatra Mountains. Theor Appl Climatology, DOI 10.1007/s00704-014-1108-0.

Parajka, J., Kubeš, R., Kalaš, M., Szolgay, J., Hlavčová, S. Kohnová, K. (2005): Matematické modely pre modelovanie vplyvu zmeny klímy na odtokové procesy. In: Pekárová, P., Szolgay, J. (eds.): Scenáre zmien vybraných zložiek hydrosféry a biosféry v povodí Hrona a Váhu v dôsledku klimatickej zmeny. Veda, Bratislava, 169–188.

Pekárová, P., Pacl, J., Liová, S., Miklánek, P., Škoda, P., Pekár, J. (2009): Analýza režimu maximálnych ročných prietokov vysokohorského toku Belá v Podbanskom. Acta Hydrologica Slovaca, 10, 2, 300–311.

Pribullová, A., Chmelík, M., Pecho, J. (2011): Dlhodobé zmeny teploty vzduchu v oblasti Tatier. Životné prostredie, 45, 2, 71–77.

Turčan, J. (1978): Koncepcia matematického modelovania procesu akumulácie a odmäku snehu v povodí. J. Hydrol. Hydromech. 26, 4, 386–396.

Yue, S. - Kundzewicz, Z.W.- Wang, L. (2012): Detection of Changes. Changes in Flood risk in Europe, Chap. 2, 11–26, IAHS special publication 1.

REACTION OF THE DAILY DISCHARGE AT BELÁ - PODBANSKÉ TO SNOW MELT IN THE BASIN

The increase of air temperature has been observed at majority of the meteorological stations all over the world during the last decades. The long-term formation of the basin discharge is influenced not only by precipitation as an essential factor, but by air temperature variability as well. Therefore the analysis of the long-term development of air temperature in the region is an important part of the analysis and prognosis of the possible hydrosphere variability.

In the paper we analyzed the air temperature development in stations Podbanské (period 1931–2014) and Kasprowy Wierch (period 1946–2014) using the non-parametric Mann-Kendall test. From the Podbanské results it is evident that on the significance level α=0.001 the significant increasing trend of air temperature was proven in the months of April-June as well as for the mean annual temperature, on the significance level α=0.01 the increasing trend was found in July and August, and on the significance level α=0.1 the increasing trend was found in January and March. In station Kasprowy Wierch on significance level α=0.01 the increasing trend was proven in August and for the mean annual values, and on significance level α=0.1 in January and in May.

We can conclude that there are less significant changes in the high mountain station Kasprowy Wierch compared to lower lying station Podbanské. In the future it will be interesting to analyze also the shorter time periods because the trend alteration could occur during the longer period 1931–2014 in Podbanské or during 1946–2014 in Kasprowy Wierch series.

In the second part we tried to confirm or reject the hypothesis about the increase of air temperature during the spring season in the high mountain river basin of the river Belá station Podbanské by the new method. The method is simple and it is based on identification of the Julian day at which the discharge increase at the station can be assigned to snow melt in the river basin upstream. The long-term linear trend of the snow melt starting day is near to zero in the Belá basin during the period 1928–2014.

The comparison of the snow melt starting day in different periods is summarized in Table 3. There are listed the mean values of the snow melt start in the Belá

basin in selected time periods and sub periods. It is evident that there did occur significant shift of Julian day when the discharge starts to react to the basin snow melt, although the mean starting day was the earliest during 1993–2014 (97.4 – April 7). During the period 1950–1971 was the value of the snow melt starting day the latest (100.0 – April 10).

Ing. Dana Halmová, PhD.
RNDr. Pavla Pekárová, DrSc.
RNDr. Pavol Miklánek, CSc.
Ing. Veronika Bačová Mitková, PhD.
Ústav hydrológie SAV
Račianska 75
831 02 Bratislava
Tel.: 44259311
E-mail: halmova@uh.savba.sk
pekarova@uh.savba.sk
miklanek@uh.savba.sk
mitkova@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 227 - 234

DLHODOBÁ SIMULÁCIA VODNEJ HODNOTY SNEHU V HORSKOM POVODÍ MODELOM MIKE SHE / MIKE 11

Michal Danko, Ladislav Holko, Zdeněk Kostka, Pavel Krajčí, Jozef Hlavčo

Príspevok prezentuje výsledky priestorovej simulácie vodnej hodnoty snehu pre horské povodie Jaloveckého potoka pomocou distribuovaného hydrologického modelu MIKE SHE/MIKE 11. Kalibrácia modelu bola zameraná na prietok v záverečnom profile a na vodnú hodnotu snehu na otvorenom priestranstve ako aj v zalesnenej časti územia. Pre simuláciu bolo vybrané 26-ročné obdobie (1989-2014) v dennom kroku. Model dobre simuloval vodnú hodnotu snehu na desiatich meraných lokalitách v rôznych nadmorských výškach. Celková simulovaná dávka vody z topiaceho snehu na povrch terénu sa v jednotlivých zimách pohybovala od 358 mm (zima 1991) do 850 mm (zima 2005). Simulovaný výpar zo snehu sa pohyboval od 41 mm do 117 mm za zimu. Simulovaný podiel snehových zrážok tvoril v priemere až 45% celkových zrážok. Celková simulovaná evapotranspirácia z povodia sa pohybovala v priemere okolo 39 %.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: MIKE SHE, distribuovaný hydrologický model, sneh, dlhodobé obdobie, horské povodie

LONG-TERM SIMULATION OF SNOW WATER EQUIVALENT IN MOUNTAIN CATCHMENT USING MIKE SHE / MIKE 11. The paper presents the results of spatial simulation snow water equivalent for mountainous Jalovecký creek basin using a distributed hydrological model MIKE SHE / MIKE 11. Model calibration was focused on the discharge in outlet profile and the snow water equivalent for 10 locations where the measurements of snow cover in the open area as well as in forested sites were performed. 26-year period (1989-2014) was chosen for simulation in daily step. The model sufficiently simulates snow water equivalent measured at locations at different altitudes. Simulated snowmelt rate ranged from 358 mm (Winter 1991) to 850 mm (Winter 2005). The simulated evaporation of snow ranged from 41 mm to 117 mm for the winter. Simulated snowfall was on average about 45% of total precipitation. Simulated total evapotranspiration of the basin ranged on average around 39%.

KEY WORDS: MIKE SHE, distributed hydrological model, snow, long-term, mountain catchment

Úvod

V povodí Jaloveckého potoka sa v minulosti na modelovanie hydrologických procesov najčastejšie používal distribuovaný, fyzikálne založený zrážkovo-odtokový matematický model WaSiM-ETH (Schulla a Jasper, 1999) s denným krokom simulácie. Výsledkom boli práce Kostka et al. (2000a, 2000b), Kostka (2001), Holko et al. (2003). V tomto príspevku sme na modelovanie použili distribuovaný, fyzikálne založený zrážkovo-odtokový matematický model MIKE SHE v spolupráci s hydraulickým modelom riečnej siete MIKE 11. MIKE SHE je hydrologický model, ktorý bol vyvinutý Dánskym Hydraulickým Inštitútom DHI (Dannish Hydraulic Institute). Je to model, ktorým je možné simulovať interakciu podzemnej a povrchovej vody. Vyžaduje informácie o klimatických charakteristikách, topológii, vegetácii, pôdnom systéme a geologických vlastnostiach skúmaného povodia. Simuluje základné procesy hydrologického cyklu ako je evapotranspirácia, topenie snehu, povrchový odtok, odtok v nenasýtenej zóne, podzemný odtok, doplňanie podzemných vôd, ich vzájomné prepojenie a mnohé ďalšie procesy. Bol aplikovaný v mnohých svetových štúdiách a projektoch zameraných na interakciu povrchovej a podzemnej vody, závlahy, procesy v mokraďových systémoch, štúdie o kvalite vody v súvislosti so znečistením. Do simulácie v MIKE 11 môže vstupovať celý rad stavieb (priehrady, hate, priepusty, atď). MIKE 11 je schopný simulovať celý rad parametrov kvality vody. Model sa

dá použiť na analyzovanie celého povodia toku, ale aj na analýzu konkrétneho problému na malom území.

Materiál a metódy

V tomto príspevku sme sa zamerali na počiatočné nastavenie modelu MIKE SHE/MIKE 11, ich kalibráciu a validáciu na prietok v záverečnom profile (Limnigraf) počas 26 ročného obdobia (1989-2014) v dennom kroku. Simulácie boli zároveň porovnávané s meranou vodnou hodnotou snehu a vlhkosťou pôdy na rôznych profiloch. Prepojenie MIKE 11 a MIKE SHE je vytvorené cez odkazy v riekach, v takzvaných H-bodoch, kde modul MIKE 11 simuluje výšku hladiny v danom priečnom profile koryta toku. Topografiu určuje digitálny model reliéfu s rozlíšením 25x25 metrov. Záujmové územie sme simulovali s rozlíšením 100x100 metrov, čo značne zrýchlilo výpočtový čas. Medzi hlavné vstupy do modelu patria údaje o zrážkach, údaje o teplote vzduchu, potenciálna evapotranspirácia a parametre topenia snehu, vegetácie, korýt tokov, povrchového odtoku, nenasýtenej zóny, nasýtenej zóny. Do modelu vstupovali zrážky z troch staníc v nadmorských výškach Priemstav - 750 m n.m. (PR_{750}), Červenec - 1500 m n.m. (CE_{1500}) a Salatín - 1900 m n.m. (S_{1900}). Pre priestorové rozloženie zrážok bol použitý zrážkový gradient so 7% nárastom o každých 100 výškových metrov. Počas modelovania sme zistili, že údaje s takýmto nastavením nezodpovedajú realite, lebo vo vyšších nadmorských výškach spôsobujú nereálny nárast zrážok. Naopak práve v týchto polohách (nad 1700 m n.m.) sa prejavuje vplyv vetra. Na hrebeňoch a vrcholoch hôr vietor spôsobuje, že zrážky (kvapalné aj tuhé) sa skôr sústreďujú do dolín a depresií okolo nadmorskej výšky 1700 m. Namiesto konštantného 7%-ného zrážkového gradientu sme vytvorili priestorovo rozčlenenú mapu nárastu zrážok. Vychádzali sme z priestorovo rozčlenených máp vodnej hodnoty snehu v povodí Jaloveckého potoka Danko et al. (2014). Teploty vzduchu sú k dispozícii v hodinovom kroku z rovnomenných staníc ako zrážky (PR_{750}, CE_{1500}, S_{1900}). Na rozloženie teplôt bol použitý teplotný gradient (-1°C/100 výškových metrov). Potenciálna evapotranspirácia je vypočítaná v dennom kroku (DPET). Na jej odhad sme použili empirickú metódu Blaney-Criddleho (Schrödter, 1985). Modul topenia snehu obsahuje hraničnú teplotu topenia, teplotný koeficient (degree-day factor - DDF), maximálny obsah vody v snehu, počiatočnú zásobu vodnej hodnoty snehu (SWE). Hraničná teplota topenia snehu sa pri najlepších kalibráciách modelu pohybovala v rozmedzí od -0.5°C do 0.5°C. Maximálny obsah vody v snehu je percentuálne zastúpenie tekutej vody v snehu, ktorú je ešte sneh schopný zadržať. V modeloch je často používaná hodnota okolo 10%. Pre potreby modelovania je postačujúce, aby sme jednotlivé vegetačné stupne spojili do 3 skupín (otvorená plocha, les a kosodrevina). Pre dané skupiny sme v modeli zadefinovali index listovej pokryvnosti a hĺbku koreňovej zóny, ktoré sme neskôr kalibrovali. V module MIKE 11 je potrebné presne zadefinovať riečnu sieť. Riečna sieť je vytvorená z digitálneho modelu reliéfu v údolniciach dolín, aby priečne profily na tokoch presne zapadali do digitálneho modelu reliéfu. Z rozboru povodňovej vlny Danko (2014) poznáme tvar záverečného priečneho profilu koryta. Tento profil sme vložili aj do hydraulického modelu MIKE 11. Zvyšné profily sú prevažne lichobežníkového tvaru. V modeli môžeme však vychádzať iba z jednej zadefinovanej (priemernej) konzumčnej krivky, čo môže spôsobovať určitú neistotu vo výsledkoch. Povrchový odtok sa môže v povodí Jaloveckého potoka vyskytnúť iba za veľmi špecifických podmienok, napríklad pri veľkej intenzite dažďa. Modul nasýtenej zóny pozostáva hlavne z parametrov horizontálnej a vertikálnej hydraulickej vodivosti pôdy.

Dlhodobé merania v povodí Jaloveckého potoka sú zamerané na výšku a vodnú hodnotu snehu, smerodajné sú pre nás hodnoty z desiatich profilov v povodí. Najhlavnejšie profily sú v Červenci na otvorenej ploche CE_{1500} a v lese CE_{1420}, kde sa výšky a vodné hodnoty snehu merajú každé dva týždne a počas topenia snehu sa merania uskutočňujú každý týždeň poprípade častejšie.

Výsledky a diskusia

Model bol na začiatku kalibrovaný na 13 ročné obdobie (1.11.2001 – 31.10.2014) a otestovali sme ho na 13 ročnom validačnom období (1.11. 1989 – 31.10. 2001). Výsledky simulácii sú porovnávané objektívnymi funkciami ME, MAE, RMSE, STDres, R(Correlation), R^2 (Nash_Sutcliffe) priamo v modeli. Kontrola kalibrácií spočívala v porovnaní:

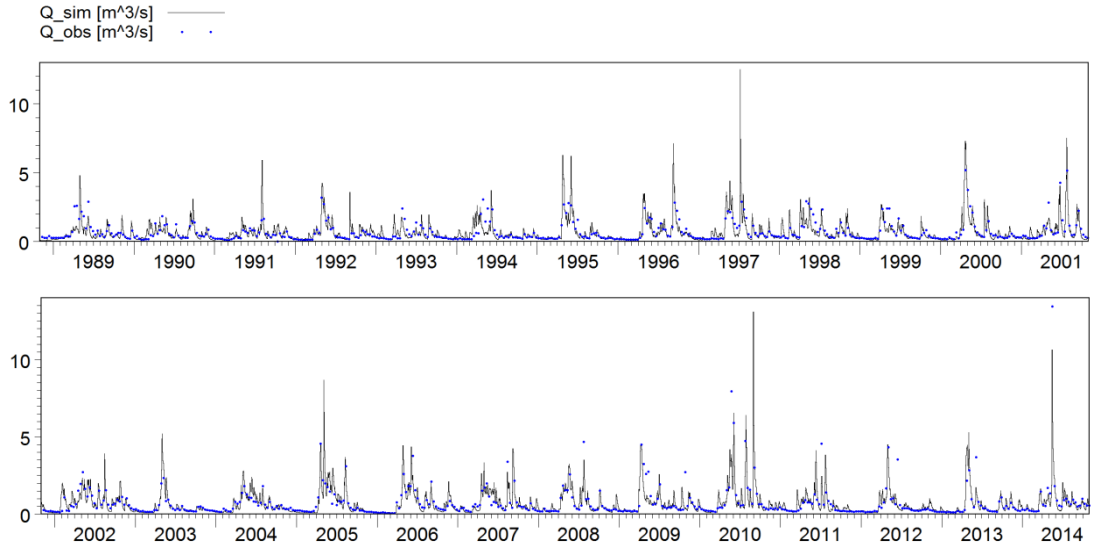
a. meraných (Q_{obs}) a simulovaných (Q_{sim}) prietokov v záverečnom profile Limnigraf - 820 m n. m. (L_{820}) Jaloveckého potoka - horská časť
b. meranej (SWE_{obs}) a simulovanej (SWE_{sim}) vodnej hodnoty snehu v profiloch:
- CE_{1500} (Červenec, voľná plocha, 1500 m n.m.)
- CE_{1420} (Červenec, les, 1420 m n.m.)
- M_{1010} (Medvedzie, les, 1010 m n.m.)
- P_{1100} (Parichvost, les, 1100 m n.m.)
- B_{1100} (Bobrovecká dolina, les, 1500 m n.m.)
- H_{1300} (Hlboká dolina, les, 1300 m n.m.)
- H_{1400} (Hlboká dolina, voľná plocha, 1400 m n.m.)
- B_{1500} (Bobrovecká dolina, voľná plocha, 1500 m n.m.)
- H_{1775} (Hlboká dolina, voľná plocha, 1775 m n.m.)
- S_{1900} (Salatín, voľná plocha, hrebene a vrcholy, 1900 m n.m.)

c. meranej a simulovanej vlhkosti pôdy na profiloch
- CE_{1500} (hĺbky 5, 10 a 20 cm)
- CE_{1420} (hĺbky 10 a 40 cm)
- M_{1010} (hĺbky 10 a 40 cm)
- priemer pôdneho profilu

Hraničné podmienky sú zadefinované:

1. v záverečnom profile konzumčnou krivkou
2. v začiatočných profiloch hlavného toku a jeho prítokoch zanedbateľným prítokom, ktorý zabezpečuje stabilitu simulácií.

Prietok



Obr. 1. Kalibrácia (2002-2014) a validácia modelu (1989-2001).
Fig. 1. Calibration period (2002-2014) and validation period (1989-2001).

Tabuľka 4. Výsledky kalibrácie a validácie modelu
Table 1. The results of calibration and model validation

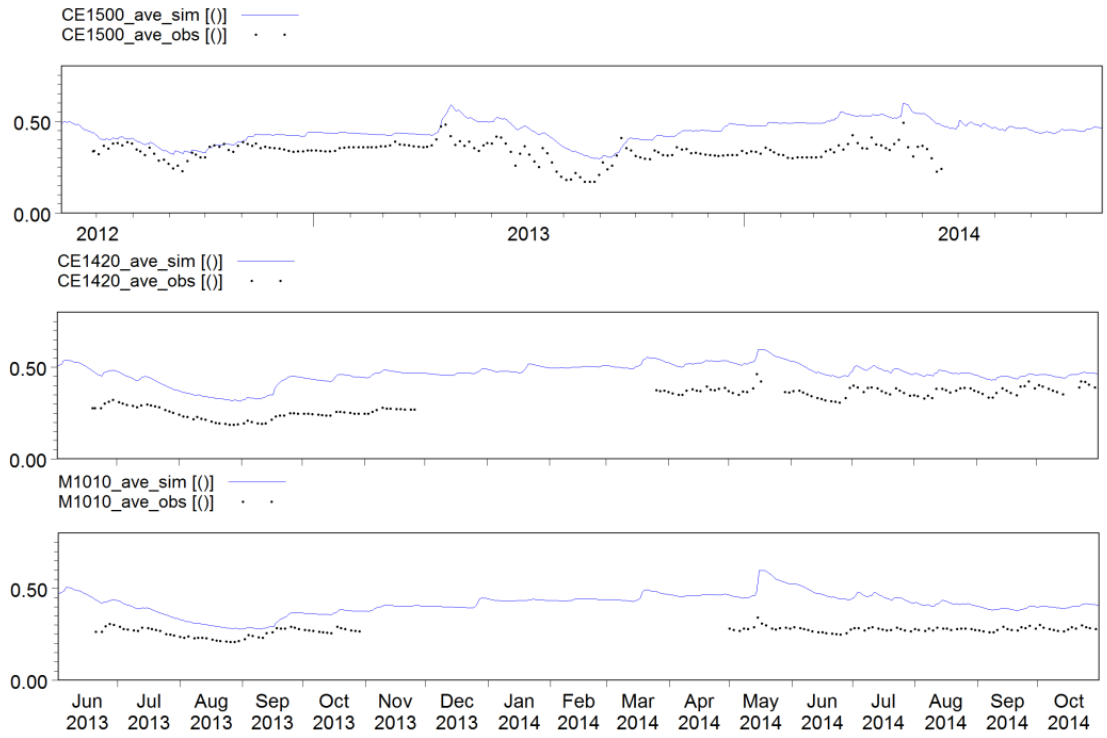
Obdobie		R(Correlation)	R2(Nash_Sutcliffe)	RMSE (m^3/s)	Q_{sim} (mm)	Q_{obs} (mm)	Q_{obs} - Q_{sim} (%)
Kalibrácia	1.11.2001-31.10.2014	0.82	0.67	0.58	12491	12856	2.8%
Validácia	1.11.1988-31.10.2001	0.81	0.62	0.49	12072	12920	6.6%
Simulácia	1.11.1988-31.10.2014	0.82	0.65	0.54	24563	25776	4.7%

Vlhkosť pôdy

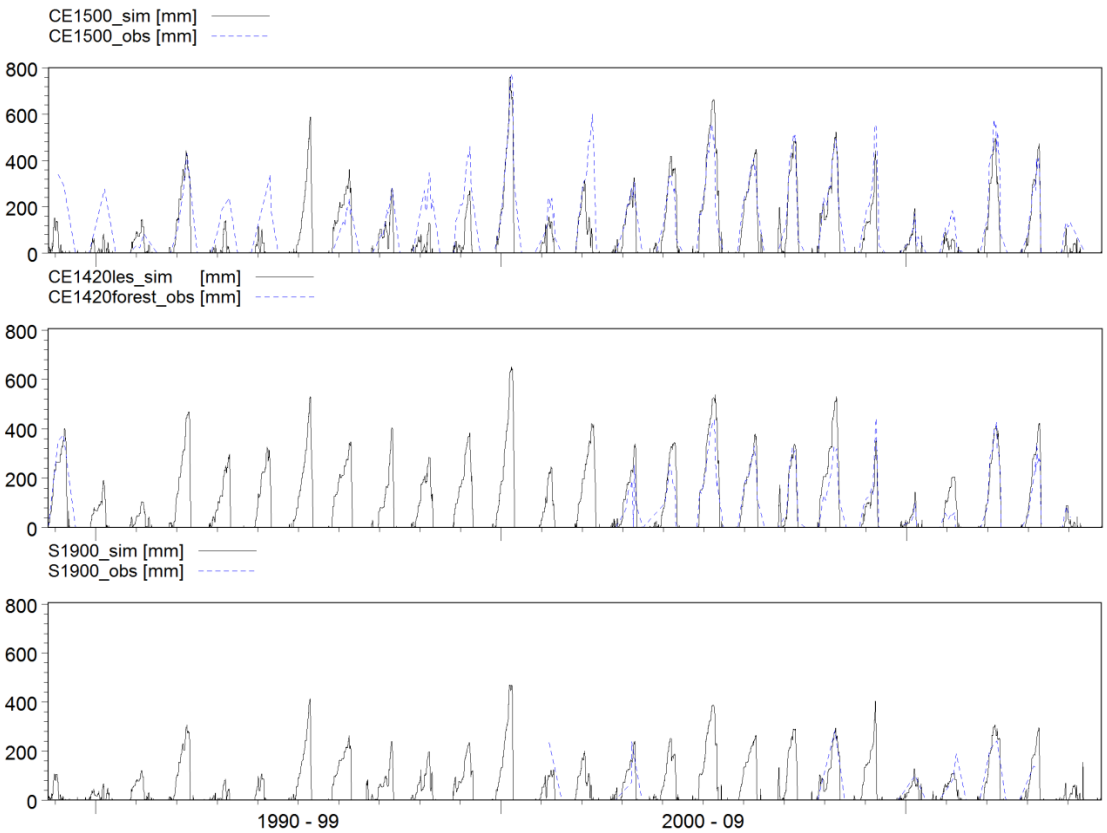
Pri modelovaní prietoku dbáme aj na pôdne charakteristiky. Jednou z nich je vlhkosť pôdy. V tomto príspevku nám vlhkosť pôdy slúži na spresnenie pôdnych charakteristík. Jednotlivé parametre pôd, ktoré vstupujú do modelu, sú použité na základe terénnych meraní v povodí Jaloveckého potoka podrobnejšie popísaných v prácach Hlaváčikovej et al. (2014) a Dóšu et al. (2012). Na obr. 2 sú znázornené simulované a merané vlhkosti pôdy v priemernej hĺbke pôdneho horizontu. CE_{1500} (R – 0,55), CE_{1420} (R – 0,80), M_{1010} (R – 0,68). Simulované výsledky vlhkosti pôdy sú pre naše účely uspokojivé. Z obr. 2 je zrejmé, že simulovaná vlhkosť pôdy koreluje s meracími zariadeniami vlhkosti pôdy. Pre presnejšie definovanie parametrov pôdneho profilu sú potrebné nové detailnejšie merania pôd a ich interpretácia do modelu.

Sneh

Množstvo meraní vodnej hodnoty snehu (SWE) a ďalších charakteristík snehovej pokrývky v rôznych nadmorských výškach dostupných pre povodie Jaloveckého potoka je na Slovensku unikátne. V tomto príspevku bolo porovnaných 5 profilov na otvorenej ploche R(Correlation) – 0,73 a 5 profilov v zalesnenej časti povodia (R – 0,79). Najhoršie model simuloval SWE pre profil B_{1500} na otvorenej ploche (R – 0,27) a lesný profil H_{1300} (R – 0,53). Najlepšie simulácie SWE pre otvorenú plochu boli na profile H_{1400} (R – 0,92) a pre lesný profil P_{1100} (R – 0,90). Iba na dvoch profiloch boli simulácie SWE horšie ako (R – 0,78).
Podľa výsledkov a porovnania simulovanej a meranej vodnej hodnoty snehu na rôznych profiloch považujeme nastavenie parametrov modelu v module topenie snehu za vyhovujúce. V simulácii na profile S_{1900} pred kalibráciou s nastavením konštantného zrážkového gradientu vychádzali hodnoty 5 až 6 násobne vyššie. Po aplikovaní priestorovej mapy rozloženia zrážok namiesto lineárneho gradientu nárastu zrážok vychádza aj profil S_{1900} hodnovernejšie. Pre vizuálne porovnanie uvádzame na obr. 3 profily CE_{1500}, $CE_{1420LES}$ a spomínaný profil S_{1900}. Snehovo najchudobnejšia zima za obdobie 1989-2014 bola v roku 2014, maximum vodnej hodnoty snehu (SWE) bolo dosiahnuté 10.12.2013 - 97 mm (priemer na povodie) i keď 19.3.2014 bola SWE simulovaná okolo 90 mm pre povodie (maximum 432 mm).



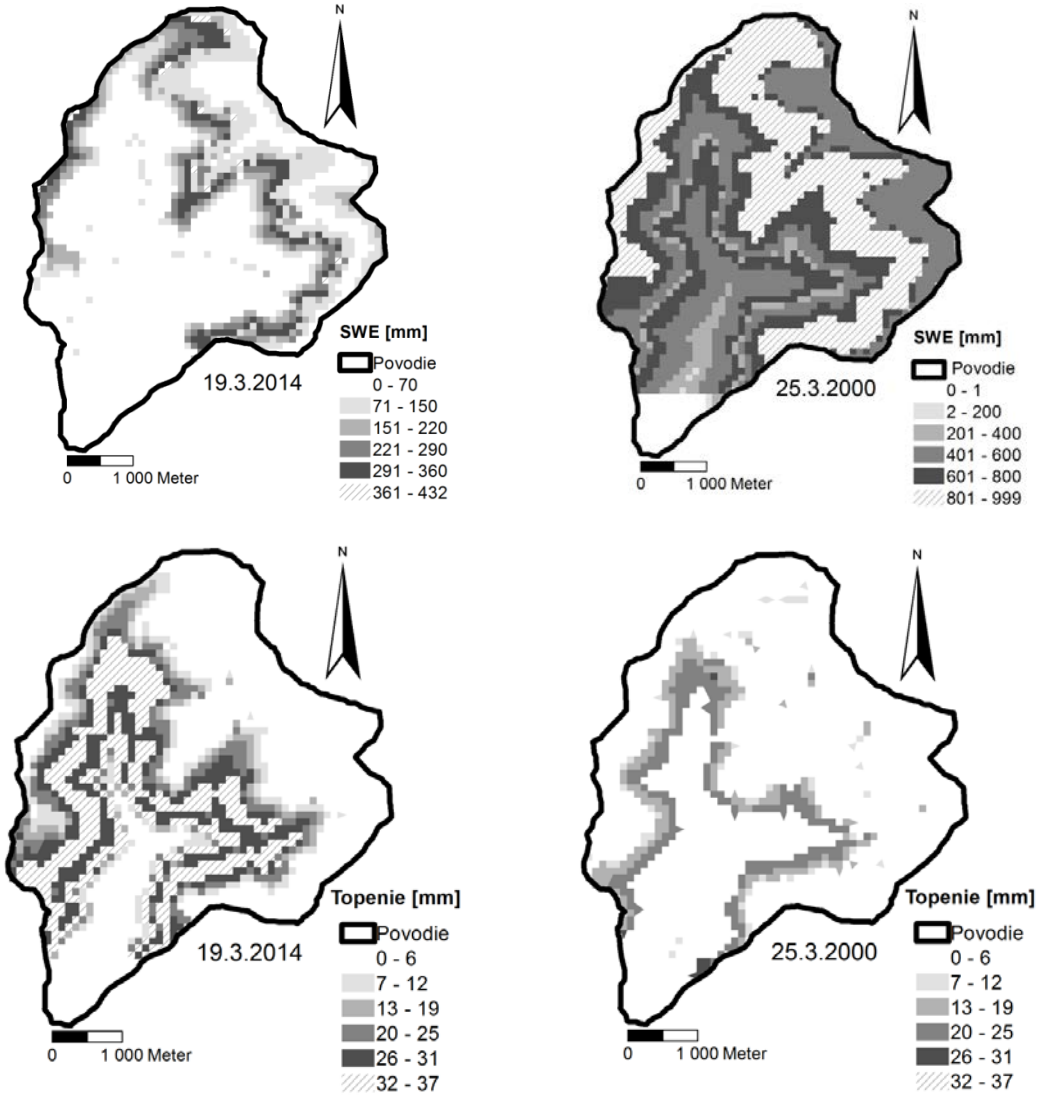
Obr. 2. *Simulovaná a meraná vlhkosť pôdy na rôznych profiloch.*
Fig. 2. *The simulated and measured soil moisture at different profiles.*



Obr. 3. *Simulovaná a meraná vodná hodnota snehu (SWE) na rôznych profiloch.*
Fig. 3. *The simulated and measured SWE at different profiles.*

Naopak snehovo najbohatšia zima za pozorované obdobie bola v roku 2000 a maximum SWE bolo dosiahnuté 25.3.2000. Priemerná hodnota SWE v povodí dosahovala v tento deň 648 mm (maximum 999 mm). Po tomto termíne nastúpilo súvislé topenie snehovej pokrývky.

Podľa simulácií je vidieť, že model lepšie simuluje snehovo bohaté zimy ako tie snehovo chudobnejšie. Simulované maximá SWE za skúmané obdobie 1989 – 2014 sa pohybujú pre povodie v rozmedzí od 97 – 648 mm (priemer 303 mm). Je zaujímavé, že minimálne, maximálne a priemerné merané maximá SWE na profile CE_{1500} vychádzajú približne o 100 mm nižšie 170 – 773 mm (priemer 404 mm) ako simulované pre celé povodie. Najvyššie zo zaznamenaných maxím SWE v povodí Jaloveckého potoka bolo v roku 2000 na profile H_{1700} SWE dosiahla hodnotu 1182 mm.



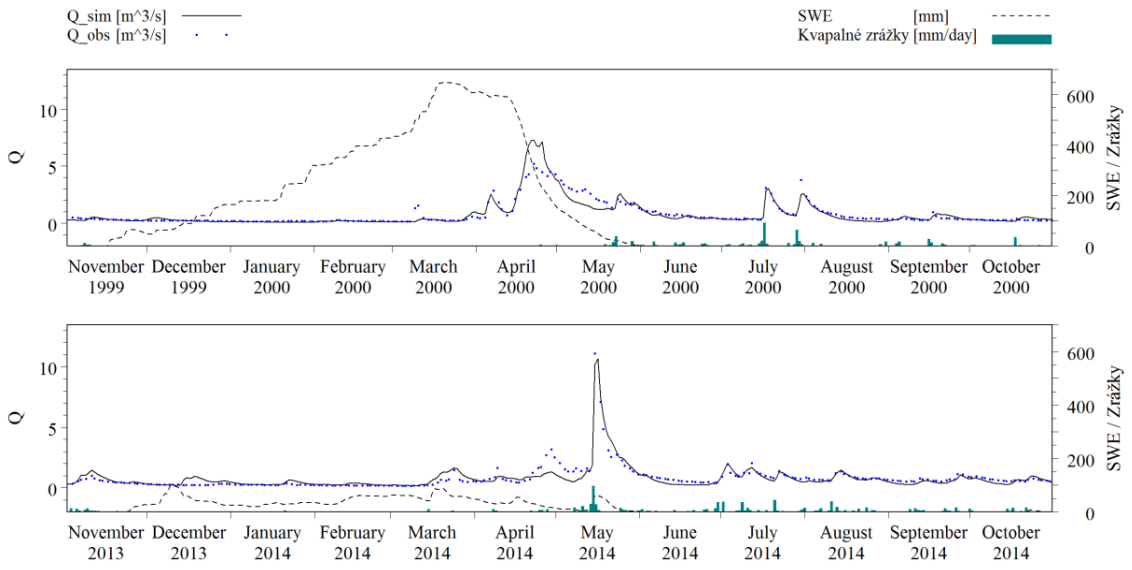
Obr. 4. Priestorové rozloženie simulovanej SWE a dávky vody zo snehu v maxime SWE - snehovo chudobná (vľavo) a snehovo bohatá zima (vpravo).
Fig. 4. Spatial distribution of simulated SWE and snowmelt rate at the maximum SWE - snow-poor winter (left) and snow-rich winter (right).

Z obr. 5 je vidieť, že snehovo najbohatšia zima (max SWE 25.3.2000 - 648 mm pre celé povodie) počas pozorovaného obdobia mala klasický nástup od novembra s maximom SWE na konci marca. Akumulácia snehovej pokrývky nebola prerušovaná ani topením ani kvapalnými zrážkami. Na druhej strane v snehovo najchudobnejšej zime (max SWE 19.3.2014 - 97 mm pre celé povodie) bola akumulácia prerušovaná topením snehovej pokrývky a výskytom kvapalných zrážok, to znamená, že v zimnom období sa prejavili viaceré obdobia s kladnými teplotami vzduchu. Je vidieť, že v roku 2014 model správne nasimuloval podmienky aké boli počas extrémnej povodne 16.5.2014. Na nasýtené povodie, deň pred kulmináciou povodňovej vlny, spadlo až 124,3 mm zrážok a priemerný denný prietok dosiahol 13 m^3/s a narobil veľké škody v povodí. Prudké ochladenie akumulovalo časť zrážok vo forme snehovej pokrývky (vo vyšších polohách aj jeden meter snehu), čo zabránilo ešte extrémnejšej povodni a následným škodám. Potvrdila to aj simulácia modelu, ktorá pre celé povodie nasimulovala maximum SWE 15.5.2014 - 62 mm. Akumulovaný sneh sa nachádzal v povodí už od výšky približne 1500 m n. m.

Do štatistík sme nezahŕňali prvý rok simulácie, počas ktorého sa model takzvane „zahrieval“. Rozdiel medzi simulovaným a meraným prietokom vychádza v jednotlivých rokoch v rozmedzí od 1 % do 21%. Ale iba v troch rokoch bol rozdiel väčší ako 15 % (2013 – 21%, 2010 – 21 %, 2006 – 16%). Odtok z povodia sa pohyboval medzi 60 % (1994) – 73 % (1997) zo spadnutých zrážok na povodie. Najviac zrážok spadlo v roku 2010 (1952 mm) a boli zaznamenané až tri povodňové vlny.

V tomto roku bol simulovaný aj maximálny odtok z povodia (1385 mm) i keď meraný prietok bol až 1752 mm. Zima v roku 2010 bola jedna z najchudobnejších za celé skúmané obdobie. V tomto roku bola dosiahnutá aj najnižšia aktuálna evapotranspirácia 30 %, čo mohlo byť z časti závislé na veľkom množstve zrážok a z časti na rýchlom odtoku z povodia. Najmenej zrážok spadlo na povodie v roku 2003 (1021 mm) a zaznamenaná bola v tomto roku aj najvyššia evapotranspirácia (50 %). Najviac zrážok sa zmenilo na sneh v roku 2005 (967 mm – čo je 63 % z celkových zrážok), ale maximum SWE sa v tomto roku vyšplhalo „iba“ na 574 mm pre povodie (maximum SWE 648 mm – 2010). Výpar zo snehu cez hydrologický rok sa pohyboval v rozmedzí 9 až 15 % a nebol závislý od množstva snehu v povodí (snehovo najbohatšia zima 2000 – výpar zo snehu 10 % a snehovo najchudobnejšia zima 2014 – výpar zo snehu 9 %). Dĺžka topenia snehovej pokrývky závisí hlavne od priebehu teplôt počas celého zimného obdobia. Počas skúmaného obdobia sa vyskytli zimy, kedy bolo maximum SWE dosiahnuté už na začiatku zimného obdobia a kladné teploty v ďalšom období neumožnili ďalšiu akumuláciu snehovej pokrývky. V našich podmienkach je súvislá doba topenia snehovej pokrývky približne 2 týždne.

V roku 2012 boli uskutočnené aj merania topenia snehovej pokrývky na viacerých snehových lyzimetroch. V tomto prípade vychádzala simulovaná dávka vody z topiaceho sa snehu za dlhšie obdobie blízko meraným hodnotám. Pri kratších časových úsekoch boli medzi meranými a simulovanými hodnotami väčšie rozdiely (Danko et al. 2015).



Obr. 5. Prietok, SWE a kvapalné zrážky počas snehovo bohatej (hore) a snehovo chudobnej zimy (dole).
Fig. 5. Discharge, SWE and the liquid precipitation during a snow-rich winter (up) and snow-poor winter (down).

Tabuľka 5. Základná vodná bilancia simulovaná modelom
Table 2. The results of water balance simulation

1.11.-31.10.	P_{sim} (mm)	Q_{sim} (mm)	Q_{obs} (mm)	R2 (-)	ET_{sim} (%)	P_{ToSnow} (mm)	P_{ToSnow} (%)	E_{snow} (mm)	E_{snow} (%)	SWE_{max} (mm)	SMR_{sim} (mm)
1989	1427	729	1125	0.51	39%	521	37%	50	10%	172	469
1990	1350	860	883	0.55	40%	497	37%	46	9%	106	452
1991	1272	798	787	0.70	43%	435	34%	57	13%	140	358
1992	1346	892	798	0.83	39%	742	55%	92	12%	368	665
1993	1234	786	818	0.33	45%	466	38%	44	9%	145	426
1994	1357	817	902	0.33	43%	450	33%	41	9%	155	406
1995	1441	994	1007	0.50	37%	776	54%	83	11%	503	696
1996	1537	1004	1033	0.80	34%	638	42%	72	11%	316	547
1997	1591	1158	1112	0.51	34%	604	38%	69	11%	308	525
1998	1581	1057	1244	0.41	36%	674	43%	64	10%	179	623
1999	1228	818	927	0.49	45%	565	46%	69	12%	307	512
2000	1560	1054	1119	0.78	38%	854	55%	88	10%	648	766
2001	1689	1106	1165	0.81	35%	438	26%	55	13%	182	383
2002	1678	1123	1169	0.58	34%	765	46%	76	10%	260	671
2003	1021	674	686	0.86	50%	607	59%	71	12%	300	524
2004	1318	846	852	0.74	39%	709	54%	104	15%	330	634
2005	1542	1097	1133	0.74	34%	967	63%	117	12%	574	850
2006	1328	849	1013	0.68	41%	705	53%	93	13%	370	610
2007	1665	1123	1044	0.61	34%	887	53%	96	11%	447	792
2008	1440	984	908	0.78	38%	756	53%	101	13%	438	655
2009	1450	940	1018	0.57	39%	675	47%	68	10%	410	606
2010	1952	1385	1752	0.66	30%	573	29%	56	10%	168	517
2011	1343	899	813	0.11	43%	457	34%	45	10%	141	411
2012	1138	701	738	0.78	49%	591	52%	68	12%	430	509
2013	1247	808	638	0.38	42%	627	50%	64	10%	393	577
2014	1592	1061	1092	0.71	36%	552	35%	49	9%	97	504
Priemer	1436	945	986	0.65	39%	636	45%	71	11%	303	565

** P_{sim} – zrážky na povodie, $Q_{sim,\ obs}$ – prietok, R2 - Nash_Sutcliffe koeficient, ET_{sim} – simulovaná aktuálna evapotranspirácia, P_{ToSnow} – zrážky vo forme snehu, E_{snow} – výpar zo snehu, SWE_{max} – maximálna vodná hodnota snehu, SMR_{sim} - simulovaná dávka vody z roztopeného snehu*

Záver

Simulácie hydrologických procesov pomocou modelu s rozčlenenými parametrami majú svoje špecifiká. Najdôležitejšie na celom modelovaní je správna príprava vstupných údajov a kontrola výstupov nielen jedného hydrologického procesu, ale kontrola viacerých hydrologických procesov súčasne. Pre presnejšie definovanie parametrov pôdneho profilu sú potrebné nové detailnejšie merania pôd na viacerých profiloch v povodí. Pri simulácii vodnej hodnoty snehu (SWE) model lepšie simuluje snehovo bohatšie zimy ako tie snehovo chudobnejšie zimy. S narastajúcou nadmorskou výškou sa zvyšuje vodná hodnota snehu (v závislosti umiestnenia meraného profilu) do výšky približne 1700 m n.m., čo potvrdzujú aj merania. Nad touto hranicou (1700 m n.m.), čo je približne horná hranica pásma kosodreviny, sa vplyvom vetra prejavuje pokles vodnej hodnoty snehu. Tieto simulácie môžu byť v budúcnosti využité na určenie počiatočných vstupov do modelu a konkrétny problém (historický) je však treba riešiť novými kalibráciami pre kratšie skúmané obdobie. Poprípade pre nové klimatické scenáre predpokladané v budúcnosti.

Poďakovanie

Táto práca vznikla v rámci projektu VEGA 2/0055/15. Matematický model MIKE SHE bol získaný vďaka podpore projektu 26220120062 ''Centrum excelencie pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia (CEIMP), financovaného Európskym fondom regionálneho rozvoja v rámci operačného programu Výskum a vývoj.

Literatúra

Danko, M. (2014): Rekonštrukcia extrémnej povodňovej vlny 16. máj 2014, Jalovecký potok. Acta Hydrologica Slovaca, 15, 2, 298-307.

Danko, M., Holko, L., Kostka, Z., Tachecí, P. (2015): Simulácia vodnej hodnoty snehu, dávky vody z topiaceho sa snehu a odtoku počas zimného obdobia v horskom povodí. Acta Hydrologica Slovaca, 15, 1, 42-50.

Danko, M., Krajčí, P., Hlavčo, J. (2014): Vzťah výšky snehovej pokrývky a vodnej hodnoty snehu v lese a na voľnej ploche v povodí Jaloveckého potoka. Acta Hydrologica Slovaca, 15, 1, 116-128.

Dóša, M., Holko, L., Martincová, M., Danko, M., Kostka, Z., Gomboš, M. (2012): Určenie koeficientu hydraulickej vodivosti pôdy v horskom povodí pomocou zrnitostných rozborov a terénnych meraní. Acta Hydrologica Slovaca, roč. 13, č. 2, 350-357.

Hlaváčiková, H., Novák, V., Orfánus, T., Danko, M., Hlavčo, J. (2014): Hydrofyzikálne charakteristiky skeletnatých pôd. I. Hydraulické vodivosti. Acta Hydrologica Slovaca, 15, 1, 24-34.

Holko, L., Parajka, J., Kostka, Z. (2003) Použitie optimalizačných metód pri modelovaní akumulácie a topenia snehu, Acta Hydrologica Slovaca, Acta Hydrologica Slovaca, 4, 1, 183-189.

Kostka, Z. (2001): Akumulácia, topenie a transport snehu v povodí s členitým reliéfom, Acta Hydrologica Slovaca, 2, 1, 113-121.

Kostka Z., Holko L. (2000a): Národný klimatický program Slovenskej republiky, zv. 8, Bratislava, 2000, 91-109.

Kostka, Z., Parajka, J. (2000b): Určovanie pokrytia povodia snehovou pokrývkou pre povodie horného Hrona. Hydrologické dny. Nové podněty a vize pro příští století., ČVH, SVH, ČHMÚ a ČVTVHS, 389-396.

Schrödter, H. (1985): Verdunstung - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden, Springer Verlag.

Schulla, J., Jasper, K. (1999): Model Description WaSiM-ETH (Water Balance Simulation Model ETH). Institute of Geography ETH, Zürich, 166 s.

LONG-TERM SIMULATION OF SNOW WATER EQUIVALENT IN MOUNTAINUOUS CATCHMENT USING MIKE SHE / MIKE 11

The paper presents the results of spatial simulation snow water equivalent for mountainous Jalovecký creek basin using a distributed hydrological model MIKE SHE / MIKE 11. Model was calibrated on 13 years long period 1.11.2001 – 31.10.2014 (Q_{sim}=12491 mm, Q_{obs}=12856 mm, Q_{obs} - Q_{sim} =2.8%, R2=0.67) in the begining and tested on 13 years long period 1.11. 1989 – 31.10. 2001 (Q_{sim}=12072 mm, Q_{obs}=12920 mm, Q_{obs} - Q_{sim} =6.6%, R2=0.62). For whole period (Q_{sim}=24563 mm, Q_{obs}=25776 mm, Q_{obs} - Q_{sim} =4.7%, R2=0.65). It is necessary to add new more detailed measurements of soils to reach more accurate parameters of soil profile. Snow water equivalent measurements and other parameters of snow cover in experimental Jalovecký creek catchment are unique in Slovakia. Model simulates snow rich winters better than snow poor winters. Snow poorest winter in period 1989 – 2014 was winter 2014. Maximum of SWE was reached on 19.3.2014 and simulated SWE was 97 mm for whole catchment. On the other side, the snow richest winter was winter 2000. Maximum of SWE was reached on 25.3.2000 and simulated SWE was 648 mm for whole catchment. Highest value of SWE was measured in winter 2000 in profile H_{1700} (1700 m a.s.l.), SWE was 1182 mm. Differences between measured and simulated values of discharge varies in range from 1 % to 21%. Only in three years is difference greater than 15 % (2013 – 21%, 2010 – 21 %, 2006 – 16%). Runoff from the catchment ranges from 60 % (1994) to 73 % (1997) of total precipitation. The lowest evapotranspiration 30 % was achieved in 2010 (maximum 50 % - 2003), that can be caused by amount of precipitation and partly by a fast outflow from catchment. The lowest precipitation were measured in 2003 (1021 mm) the highest evapotranspiration was measured also in 2003 (50 %). Highest snowfall value was in 2005 (967 mm – 63 % of total precipitation), but maximum of SWE was only 574 mm of whole catchment. Evaporation from snow ranges from 9 to 15 % and is not dependent on amount of snow (snow richest winter 2000 – 10 %, snow poorest winter 2014 – 9%). Snowmelt duration is dependent on air temperatures and lasts usually about two weeks. These simulations can be used for estimation of the model inputs, but for specific problem it is necessary to use shorter study period, eventually, new climatic scenarios for the future.

Ing. Michal Danko, PhD.
RNDr. Ladislav Holko, PhD.
RNDR. Zdeněk Kostka, PhD.
Mgr. Pavel Krajčí
Ing. Jozef Hlavčo
Ústav hydrológie SAV
Experimentálna hydrologická základňa
Ondrašovecká 16
03105 Liptovský Mikuláš
Tel: +421445522522
E-mail: danko@uh.savba.sk
holko@uh.savba.sk
kostka@uh.savba.sk
krajci@uh.savba.sk
hlavco@uh.savba.sk

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 235 - 244

MODELOVANIE VODNEJ HODNOTY SNEHU V ZÁVISLOSTI OD PRIESTOROVÉHO DELENIA POVODIA V MODELI

Roman Výleta, Katarína Kotríková, Peter Valent, Ján Szolgay, Viliam Szász

Snehová pokrývka je v našich zemepisných podmienkach významným vodohospodárskym faktorom. Zrážky sa vo vyšších polohách zimného obdobia v priemere od prvého až piateho mesiaca zimy akumulujú v povodiach a potom sa v relatívne krátkom čase uvoľňujú, čo má významný vplyv nielen na kvantitatívne, ale aj na kvalitatívne procesy vodného cyklu. Z vodohospodárskeho hľadiska sa vplyv snehovej pokrývky uplatňuje najmä na jar a topenie snehu spôsobuje, že z hľadiska ročného rozdelenia odtoku sa maximá na časti našich tokoch vyskytujú práve v jarnom období. Modelovanie časového priebehu vodnej hodnoty snehu v povodiach je preto dôležitou súčasťou zrážkovo-odtokových modelov. Cieľom príspevku je skúmať vplyv priestorového diferencovania vstupov zrážkovo-odtokového modelu na kvalitu simulácie vodnej hodnoty snehu a celkového odtoku z povodia. Na modelovanie vodnej hodnoty snehu bol použitý koncepčný zrážkovo-odtokový model s polo-rozčlenenými parametrami. Pri kalibrácii a validácii modelu akumulácie a topenia snehu boli použité metódy multiobjektívnej kalibrácie modelu na prietoky v záverečnom profile povodia, ako aj na pozorované vodné hodnoty snehu vo výškových zónach a vegetačných pásmach.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: vodná hodnota snehu, semi-distribuované modelovanie, multiobjetívna kalibrácia

THE MODELLING OF SNOW WATER EQUIVALENT USING A SPATIALLY SEMI-DISTRIBUTED MODEL OF THE CATCHMENT. The snow cover is in our latitude an important water management factor. The winter precipitations are accumulated in the catchment throughout the first to the fifth winter months and are subsequently in a very short time released back to the catchment which has a significant impact on the quantity but also quality of the water cycle process. From the water management point of view the impact of the snow cover is significant mainly during the spring season when it's melting causes that in the terms of the interannual distribution of flows most our catchments have their maximums during this period. That is why the modelling of the snow water equivalent is an inseparable part of rainfall-runoff models. The main objective of this work is to study the impact of the distribution of the inputs of the rainfall-runoff model on the quality of the simulation of snow water equivalent and catchment runoff. A conceptual semi-distributed rainfall-runoff model was used in order to model the snow water equivalent in a daily time step. In order to calibrate and validate the model a multi-calibration techniques were used taking into account both runoff from the catchment and the observed values of the snow water equivalents in elevation and vegetation zones.

KEY WORDS: snow water equivalent, semi-distributed modelling, multi-objective calibration

Úvod

Snehová pokrývka v našich zemepisných šírkach obsahuje v zimno-jarnom období veľké zásoby vody v horských povodiach. Zásadnou otázkou je schopnosť popísať priestorovú a časovú variabilitu parametrov snehovej pokrývky, ako aj jej meniace sa fyzikálne vlastnosti a z vodohospodárskeho hľadiska aj veľkosť a časovo-priestorové rozloženie zásob vody v snehu na povodiach. Tvorbu snehovej pokrývky výrazne ovplyvňujú dve fázy, resp. procesy akumulácie a topenia snehu. V zimnom období sa v čase niekoľkých mesiacov postupne akumuluje snehová pokrývka v horských povodiach. Dôležitým faktorom pri tomto procese je nadmorská výška, kedy zvyčajne narastá výška snehovej pokrývky s jej zvyšovaním. Topenie snehu sa vyskytuje hlavne v jarnom období, pričom z hľadiska ročného rozdelenia odtoku dochádza v tomto období

v horských oblastiach aj k významným extrémnym hydrologickým situáciám (Holko a kol., 2001).
Snehová pokrývka je definovaná množstvom charakteristík, jednou z najvýznamnejších z pohľadu vodohospodárov je vodná hodnota snehu (Brown a Goodison, 2006).
Analýza množstva vody vzniknutej roztopením snehu, modelovanie vodnej hodnoty snehu je súčasťou zrážkovo-odtokového modelovania. V súčasnosti poznáme veľké množstvo zrážkovo-odtokových modelov a metód modelovania tejto charakteristiky, pričom záujem odbornej verejnosti na Slovensku o túto problematiku priniesol aj množstvo vedeckých štúdií, ako (Parajka, 2001), (Holko a kol., 2001), (Holko a Parajka, 2004), (Kostka a kol., 2005) a (Halmová a kol., 2006).
V príspevku sa zaoberáme skúmaním vplyvu priestorového diferencovania meteorologických vstupov zrážkovo-odtokového modelu s polo-rozčlenenými parametrami na kvalitu simulácie vodnej hodnoty snehu v povodí. Povodie je v modeli rozdelené na čiastkové plochy, podľa typu vegetácie a intervalu nadmorských výšok. V rámci kalibrácie a validácie modelu akumulácie a topenia snehu je použitý princíp multiobjetívnej kalibrácie modelu na prietoky v záverečnom profile povodia, ako aj na pozorované vodné hodnoty snehu vo výškových zónach a vegetačných pásmach. Vyvinutý metodický postup bol overovaný pre povodie horného Hrona po Banskú Bystricu.

Použitý semi-distribuovaný zrážkovo-odtokový model HRON

Jedná sa o deterministický, koncepčný zrážkovo-odtokový model pracujúci s denným krokom, pričom podľa priestorovej diskretizácie ho môžeme pre dané povodie zostaviť ako celistvý, resp. semi-distribuovaný model. Bol vyvinutý na katedre vodného hospodárstva krajiny Stavebnej fakulty STU v Bratislave (Kubeš, 2007), pričom vychádza z pôvodného modelu HBV (Bergström, 1976). Vychádza z modelu hydrologickej bilancie, kde základnú bilančnú rovnicu modelu možno zapísať v tvare (Valent, 2014):

$$S_i - S_{i-1} = P_i - \left(AET_i + qSn_i + qF_i + qSl_i + qB_i\right) \qquad (1)$$

kde
S_i, S_{i-1} je aktuálna zásoba vody na povodí na konci dňa i a $i-1$, i je časový krok (deň), P_i *je* úhrn zrážok na povodie v dni i, AET_i *je* aktuálna evapotranspirácia z povodia v dni i, qSn_i *je* odtok spôsobený topením snehovej pokrývky v dni i, qF_i *je* rýchly odtok (povrchový a podpovrchový) v dni i, qSl_i *je* oneskorený odtok (podpovrchový) v dni i a qB_i *je* základný odtok v dni i.

Model sa skladá z komponentov, ktorými sú: i) *snehový submodel* (simulácia akumulácie a topenia snehu); ii) *pôdny submodel* (simulácia hydrologických procesov prebiehajúcich v pôdnom profile – infiltrácia zrážok a topenie snehu, evapotranspirácia z pôdy a vegetácie, akumulácia a distribúcia vody v pôdnych vrstvách); iii) *odtokový model* (stanovenie odozvy povodia na zásoby vody a transformácia odtoku v rámci subpovodí) a iv) *submodel pre transformáciu prietoku* v koryte toku.
Dôležitou súčasťou rovníc modelu sú ich parametre, ktoré nám umožňujú kontrolovať a upravovať vlastnosti simulovaných javov a stavy zásob vody. Zvyčajne je ich potrebné spresniť v rámci kalibrácie modelu. Podrobný opis modelu, ako aj schému semi-distribuovaného zrážkovo-odtokového modelu obsahuje literatúra (Valent a kol., 2011).

Charakteristika predmetného územia

Povodie rieky Hron so záverečným profilom v Banskej Bystrici (vodomerná stanica č. 7160) je situované v strednej časti Slovenskej republiky a odvodňuje plochu o rozlohe 1768,2 km^2. Rieka Hron preteká úzkym údolím, ktoré je z obidvoch strán obklopené vysokým pohorím. Severnú hranicu povodia tvoria hrebene Nízkych Tatier a južnú najmä pohoria Slovenského Rudohoria. Nachádza sa v nadmorských výškach od 260 m n. m. do 2040 m n. m. a priemerná nadmorská výška povodia je 845 m n. m. Väčšia časť povodia je tvorená rozľahlými listnatými a ihličnatými lesmi, pričom najvyššie položené miesta povodia možno zaradiť do stupňa kosodreviny a alpínskych lúk.
Odtokový režim v stanici Banská Bystrica je charakteristický silnou sezónnosťou, keď mesiac s najväčšími priemernými prietokmi sú apríl, najsuchším je január, resp. február. Vysokohorský charakter povodia výrazne vplýva aj na výskyt povodní v roku, keď väčšina povodní sa vyskytuje na jar ako následok rýchleho topenia snehu v kombinácii so zrážkovou činnosťou (Valent, 2014).

Spracovanie vstupných údajov a rozdelenie povodia na čiastkové plochy

V rámci semi-distribuovaného zrážkovo-odtokového modelovania vodnej hodnoty snehu sme zvolili metodický postup rozdelenia povodia na čiastkové plochy podľa vegetačných pásiem a nadmorských výšok. Vstupné údaje pre modelovanie vodnej hodnoty snehu na povodí za obdobie r. 1991-2009 tvorili priemerné denné úhrny zrážok z 21 zrážkomerných staníc, denné hodnoty teploty vzduchu zo 6 klimatologických staníc, denné vodné hodnoty snehu z 22 staníc pozorované raz týždenne, denné výšky snehovej pokrývky pre 20 staníc na povodí a priemerné denné prietoky v profile Banská Bystrica (Tabuľka 1).
Pre výpočet zrážkového úhrnu na povodie v rámci čiastkových plôch bola použitá metóda inverznej váženej vzdialenosti. Priemerné denné teploty vzduchu pozorované v jednotlivých staniciach boli transformované na teploty vzduchu reprezentujúce denné priemerné hodnoty na povodie v rámci čiastkových plôch pomocou metódy teplotného gradientu, resp. lineárneho

regresného modelu, podľa závislosti nadmorskej výšky stanice a teploty vzduchu v danom dni. Denné hodnoty potenciálnej evapotranspirácie boli vypočítané metódou Blaney-Criddle na základe priemernej dennej teploty vzduchu a indexu oslnenia na čiastkovej ploche povodia (Valent, 2014).

Merania vodnej hodnoty snehu vo všeobecnosti prebiehajú v sieti meteorologických staníc SHMÚ raz týždenne, v pondelok ráno, avšak iba ak sa v priestore stanice nachádza súvislá snehová pokrývka. Pozorované vodné hodnoty snehu z jednotlivých staníc boli spracované interpoláciou pre priemerné nadmorské výšky čiastkových plôch povodia rovnakým metodickým postupom ako teploty vzduchu, avšak v prerušovanom týždennom kroku, keďže neboli kontinuálne pozorované. Hodnoty boli ešte kontrolované na možné chyby, nakoľko sa v údajoch vyskytovali dni s nameranou vodnou hodnotou snehu, avšak bez pozorovanej výšky snehovej pokrývky. Pracovali sme so štyrmi scenármi: i) Ak sa v údajoch vyskytovala pozorovaná vodná hodnota snehu, ale bez údaja o výške snehovej pokrývky, bola nameraná vodná hodnota snehu vymazaná; ii) Ak bola nameraná výška snehovej pokrývky a nebola v danom dni pozorovaná vodná hodnota snehu, údaje sa neupravovali; iii) Ak boli merané vodná hodnota snehu, ako aj výška snehovej pokrývky, údaje vodnej hodnoty sa upravili iba v prípade, že nameraná hodnota výšky snehu bola veľmi nízka (blízka k nule). V tomto prípade bola za pozorovanú vodnú hodnotu snehu dosadená nula; iv) Ak neboli namerané ani výška snehovej pokrývky ani vodná hodnota snehu, údaje ostali v pôvodnom tvare.

Tabuľka 1. Zoznam zrážkomerných a klimatologických staníc v povodí rieky Hron po Banskú Bystricu (✔ - stanice s pozorovanými údajmi, ✖ - stanice s nepozorovanými údajmi)

Table 1. A list of precipitation and climatological stations in the River Hron catchment at Banská Bystrica (✔ - stations with observed data, ✖ - stations without observed data)

P. č.	Názov stanice	Pozorované charakteristiky			
		P [mm]	T [°C]	VHS [mm]	CSP [mm]
1	Banská Bystrica -Úľanka	✔	✔	✔	✔
2	Beňuš	✔	✖	✔	✔
3	Brezno	✔	✔	✔	✔
4	Brusno	✔	✖	✔	✔
5	Čierny Balog - Krám	✔	✖	✔	✔
6	Dolný Harmanec	✔	✖	✔	✔
7	Heľpa	✖	✖	✔	✖
8	Chopok	✔	✔	✖	✔
9	Jarabá	✔	✖	✔	✖
10	Jasenie	✔	✖	✔	✔
11	Jasenie, Na Kyslej	✔	✖	✔	✔
12	Krížna	✖	✔	✔	✖
13	Lom nad Rimavicou	✔	✔	✔	✔
14	Motyčky	✔	✖	✔	✔
15	Môlča	✔	✖	✔	✔
16	Mýto pod Ďumbierom	✔	✖	✔	✔
17	Pohorelá	✔	✖	✔	✔
18	Pohronská Polhora	✔	✖	✔	✔
19	Polomka	✔	✖	✔	✔
20	Slovenská Ľupča	✔	✖	✔	✔
21	Staré Hory	✔	✖	✔	✔
22	Šumiac	✔	✖	✔	✔
23	Telgárt	✔	✔	✔	✔

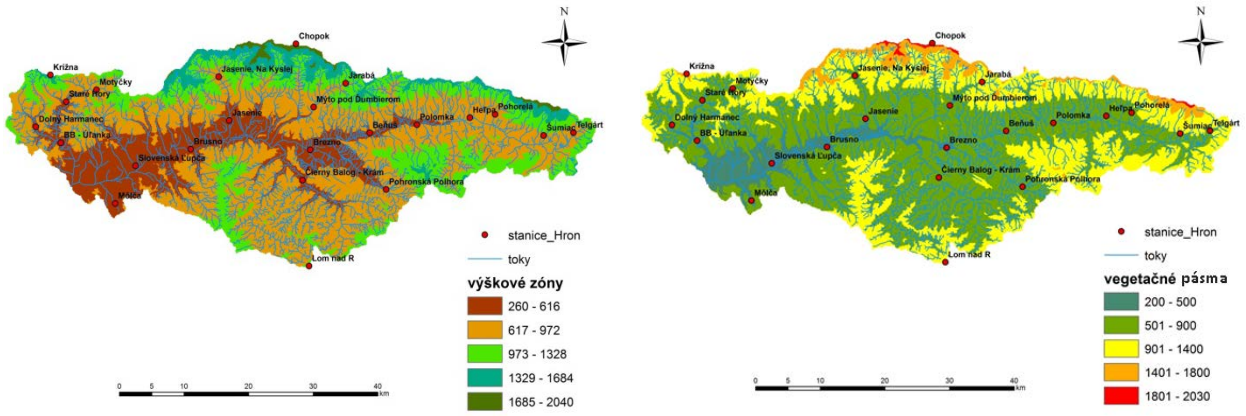
Pre potrebu rozdelenia vstupných údajov do modelu v snahe lepšie interpretovať zmeny vodnej hodnoty snehu, ako aj trvania snehovej pokrývky v priestore, sme použili dve priestorové delenia povodia na čiastkové plochy. V prvom prípade sme povodie rozdelili do 5 výškových pásiem (Obr. 1a, Tabuľka.2) a v druhom sa zohľadňuje prirodzená rozdielnosť vegetácie spôsobená rozdielnymi klimatickými podmienkami s narastajúcou nadmorskou výškou. Zvolili sme 5 vegetačných zón, pričom vymedzenie hraníc výškového rozpätia jednotlivých stupňov (v m n. m.) má orientačný charakter a prechod medzi jednotlivými stupňami je plynulý (Obr. 1b, Tabuľka 2).
Botanický ústav SAV vypracoval rozdelenie vegetačných pásiem na Slovensku do 8 vegetačných pásiem (Botanický ústav SAV, 2015), v našej práci sme použili 5 z nich. Ich popis preberáme do tohto príspevku, pričom ich možno vzostupne podľa nadmorských výšok charakterizovať ako *Pahorkatinové*, *Podhorské*, *Horské*, *Subalpínske* a *Alpínske* pásmo.

Spresnenie modelovania vodnej hodnoty snehu v čiastkových plochách povodia princípom multiobjetívnej kalibrácie zrážkovo-odtokového modelu

Pozorované rady vstupných údajov (modelovacie obdobie) sme rozdelili na dve časové obdobia, a to na kalibračné (1991-2000) a validačné (2001-2009) obdobie pre zhodnotenie kvality simulácie vodnej hodnoty snehu a celkového odtoku z povodia.
Kalibrácia bola realizovaná za pomoci genetického algoritmu s dôrazom na odtok (prietok v záverečnom profile povodia) a vodnú hodnotu snehu vo váhovom pomere 0,60 a 0,40 (Szász, 2015), pričom hodnotiacim kritériom oboch premenných bol Nash-Sutccliffov koeficient (Nash a Sutcliffe, 1970). Kombinovaný (výsledný) koeficient zhody Nash-Sutcliffe bol definovaný ako vážený súčet koeficientov získaných pri kalibrácii. Pomocou neho sme odhadli optimálny súbor parametrov modelu.
Hodnoty kritéria zhody Nash-Sutcliffe (NS) pre kalibračné a validačné časové obdobie, ako aj parametre modelu sú prezentované v Tabuľke 3a,b,c.

Zhodnotenie modelovania vodnej hodnoty snehu a stavu snehovej pokrývky

Zhodnotenie kvality modelovania vodnej hodnoty snehu vo viacerých tabuľkových a grafických porovnaniach bolo realizované pre každú výškovú zónu a vegetačné pásmo osobitne. V Tabuľke 4 uvádzame základné štatistické charakteristiky simulovaných vodných hodnôt snehu za obdobie 1991-2009 pre výškové zóny a vegetačné pásma.
Na Obr. 2a-j sú porovnania pozorovaných a simulovaných vodných hodnôt snehu v rámci jednotlivých výškových zón a vegetačných pásiem, kde na *x*-ovej osi sú znázornené časové obdobia, *y*-ová os na ľavej strane charakterizuje vodné hodnoty snehu (VHS) a *y*-ová os na pravej zobrazuje odchýlky pozorovaných od simulovaných vodných hodnôt snehu (rad chýb). Možno tvrdiť, že zmenou typu rozdelenia povodia na čiastkové plochy sme nespozorovali takmer žiadne rozdiely. Semi-distribuovaný zrážkovo-odtokový model zachováva vodné hodnoty snehu v II. a III. pásme, avšak v I. pásme sú tieto hodnoty podhodnocované, v IV. a V. prichádza k jej výraznejšiemu nadhodnocovaniu. Môže to byť spôsobené metodickým princípom odvodenia priemernej hodnoty tejto charakteristiky na čiastkové plochy povodia, pričom v prípade výpadku pozorovaní vodnej hodnoty snehu vo viacerých staniciach môžeme hovoriť o dôsledku slabiny zvolenej interpolačnej metódy.



a) ***b)***

Obr. 1a,b. Modelované povodie rieky Hron po Banskú Bystricu a jeho rozdelenie na čiastkové plochy podľa výškových zón a vegetačných pasiem.
Fig. 1a, b. The River Hron catchment with an outlet at Banská Bystrica station distributed into elevation and vegetation zones.

Tabuľka 2. **Rozdelenie povodia rieky Hron po Banskú Bystricu na čiastkové plochy podľa výškových zón a vegetačných pásiem**
Table 2. **The distribution of the River Hron catchment at Banská Bystrica station into elevation and vegetation zones**

Rozdelenie	Výškové zóny			Vegetačné pásma		
	Plocha [km^2]	Hranice [m n. m.]	Priem. výška [m n. m.]	Plocha [km^2]	Hranice [m n. m.]	Priem. výška [m n. m.]
I	380,04	260-616	438,0	125,96	200-500	439,0
II	906,16	617-972	794,0	989,82	501-900	709,0
III	373,38	973-1328	1150,0	571,80	901-1400	1072,0
IV	92,48	1329-1684	1506,0	71,24	1401-1800	1550,0
V	16,14	1685-2040	1862,0	27,38	1801-2300	1726,0

Tabuľka 3a,b,c **Optimalizované parametre semi-distribuovaného zrážkovo-odtokového modelu a hodnoty NS pre kalibračné a validačné časové obdobie vo výškových zónach a vegetačných pásmach povodia rieky Hron po Banskú Bystricu**
Table 3a,b,c **Optimised parameters of the semi-distributed rainfall-runoff model together with the values of the NS criterion calculated for the calibration and validation period for both elevation and vegetation zonation**

Parameter/Typ	Výškové zóny	Vegetačné pásma
fc	127,56	110,15
rc	1,83	2,05
uzl	15,09	14,10
tempRain	2,40	2,56
tempMelt	0,40	0,26
tempSnow	-1,24	-1,08
ddf	2,33	2,41
perc	2,23	3,16
lpe	0,97	0,96
k0	8,48	18,06
k1	7,42	6,44
k2	24,41	21,87
scf	1,00	1,00
maxbass	2,44	2,02

a)

Kritérium	Výškové zóny	
	Kalibrácia	Validácia
NS (Q)	0,888	0,751
NS (SWE)	0,701	0,782
Kombinovaný NS	0,813	0,764

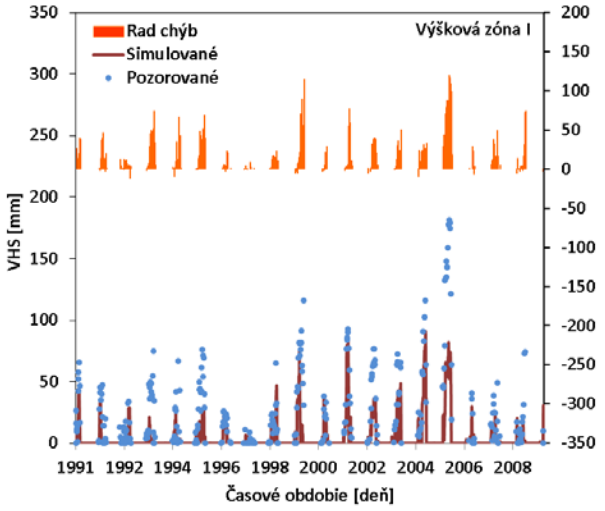
b)

Kritérium	Vegetačné pásma	
	Kalibrácia	Validácia
NS (Q)	0,877	0,679
NS (SWE)	0,731	0,816
Kombinovaný NS	0,819	0,734

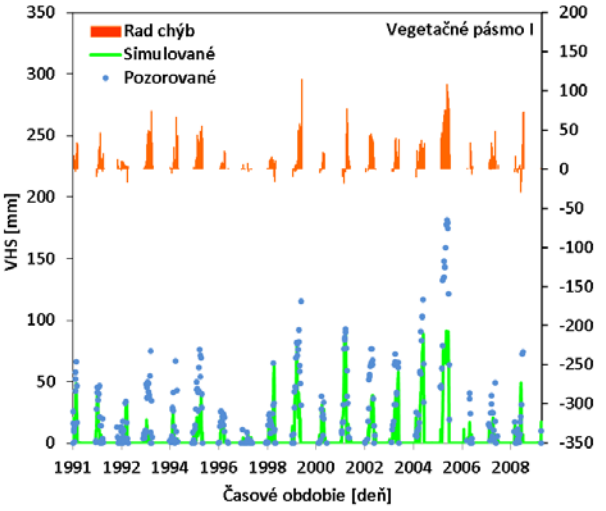
c)

Tabuľka 4. **Základné štatistické charakteristiky simulovanej vodnej hodnoty snehu vo výškových zónach a vegetačných pásmach povodia rieky Hron po Banskú Bystricu**
Table 4. **Basic statistical characteristics of the simulated values of snow water equivalent in the elevation and vegetation zones in the River Hron at Banská Bystrica catchment**

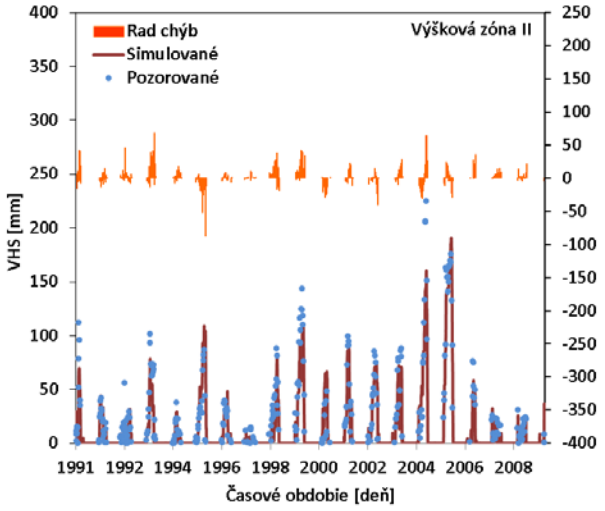
Štatis. veličina/Typ	Výškové zóny					Vegetačné pásma				
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
Priemer [mm]	11.7	33.8	66.5	100.0	136.5	13.8	26.6	70.7	107.9	120.8
Štand. odchýlka [mm]	18.8	38.6	50.6	62.1	79.8	21.1	32.4	57.0	64.1	70.2
Maximum [mm]	89.7	190.3	220.1	302.8	420.3	90.3	155.2	269.1	269.7	362.8
Suma [mm]	3952	11462	22554	33887	46259	4687	9031	23981	36582	40949


Rad chýb
Simulované
Pozorované
Výšková zóna I
VHS [mm]
Časové obdobie [deň]

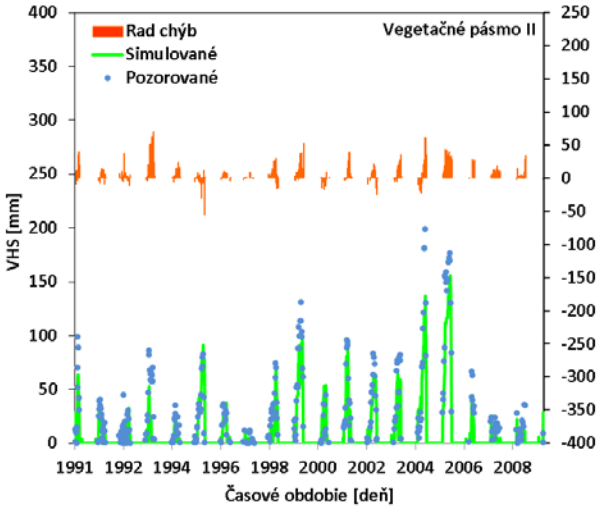
a)


Rad chýb
Simulované
Pozorované
Vegetačné pásmo I
VHS [mm]
Časové obdobie [deň]

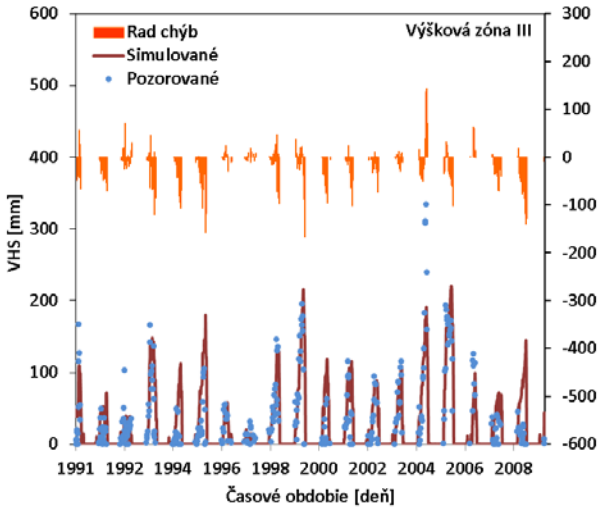
b)


Rad chýb
Simulované
Pozorované
Výšková zóna II
VHS [mm]
Časové obdobie [deň]

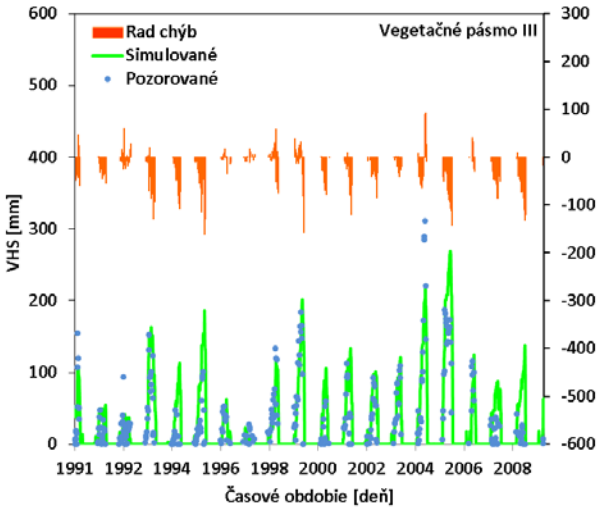
c)


Rad chýb
Simulované
Pozorované
Vegetačné pásmo II
VHS [mm]
Časové obdobie [deň]

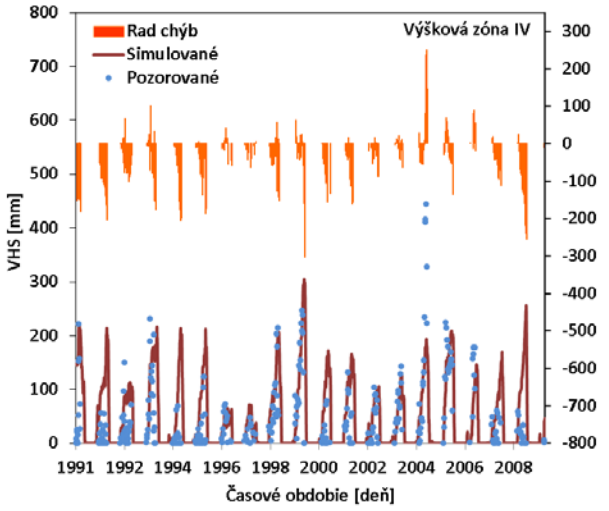
d)


Rad chýb
Simulované
Pozorované
Výšková zóna III
VHS [mm]
Časové obdobie [deň]

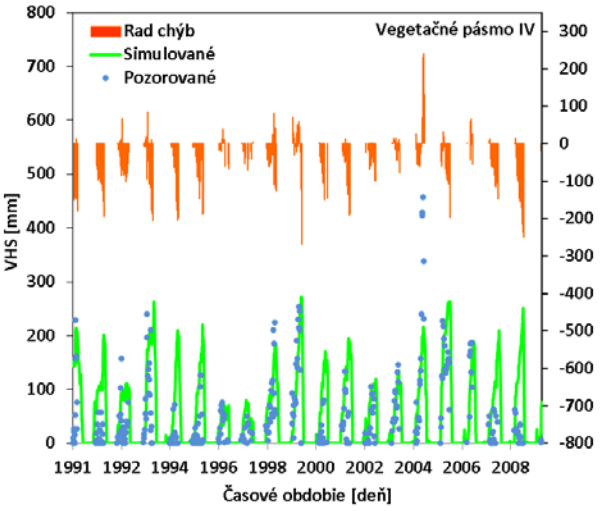
e)


Rad chýb
Simulované
Pozorované
Vegetačné pásmo III
VHS [mm]
Časové obdobie [deň]

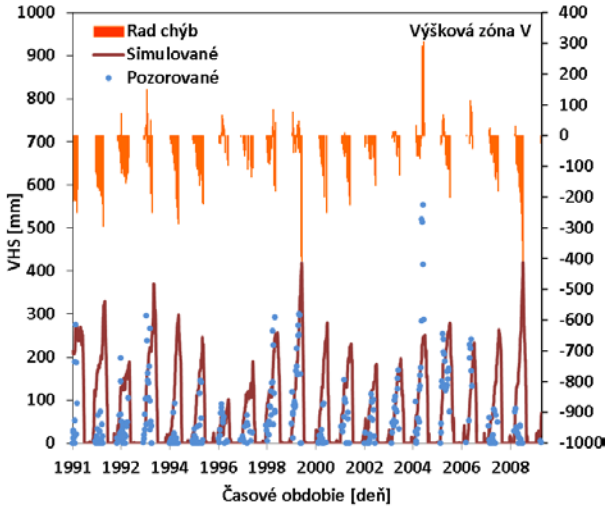
f)



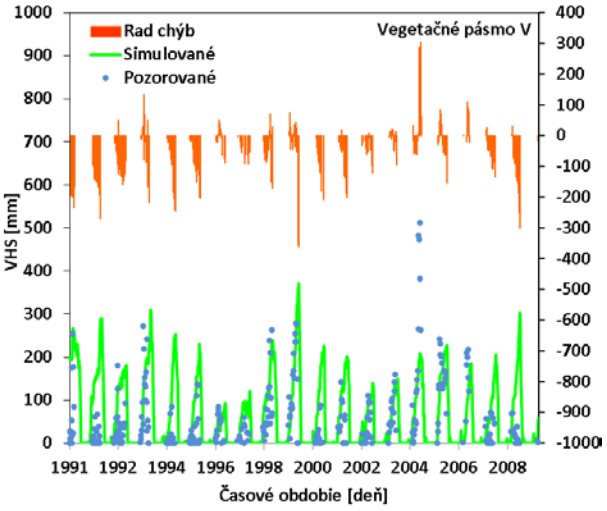
g)



h)



i)



j)

Obr. 2a-j. Porovnanie pozorovaných a simulovaných vodných hodnôt snehu v rámci I., II., III., IV. a V. výškovej zóny a I., II., III., IV. a V. vegetačného pásma.
Fig. 2a-f. The comparison of the observed and simulated snow water equivalents in the 1st, 2nd, 3rd, 4th and 5th elevation and vegetation zones.

Ďalej sme porovnávali trvania obdobia so snehovou pokrývkou určených zo simulovaných vodných hodnôt snehu pre výškové zóny a vegetačné pásma a z pozorovaných hodnôt snehovej pokrývky pre vybrané reprezentatívne stanice každého pásma za obdobie r. 1991-2009. Tieto stanice sme zvolili podľa priemernej nadmorskej výšky, pričom ako reprezentatívne boli určené: I. pásmo: Brusno; II. pásmo: Pohorelá; III. pásmo: Telgárt; IV. pásmo: Lom nad Rimavicou a V. pásmo: Chopok. Boli totožné pre oba typy rozdelenia povodia na čiastkové plochy (výškové aj vegetačné), nakoľko ich priemerná nadmorská výška sa výrazne nelíšila. Trvania zimného obdobia sú znázornené pomocou prstencových grafov na Obr. 3 v priemere za rok pre obdobie r. 1991-2009. Možno z nich konštatovať, že model dobre zachováva dĺžku obdobia so snehovou pokrývkou v simulovaných radoch vodných hodnôt snehu vo všetkých výškových zónach a vegetačných pásmach, okrem IV. zóny, kedy predlžuje dĺžku tohto obdobia.

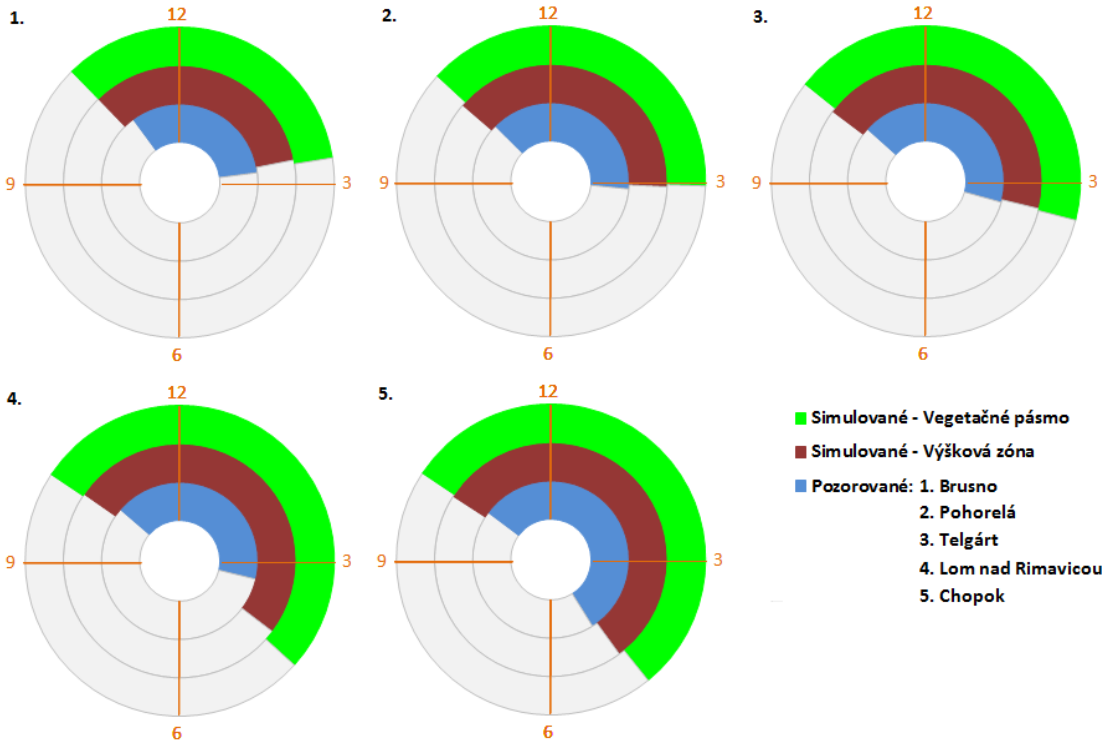
Pre zhodnotenie kvality modelovania skúmanej charakteristiky uvádzame v Tabuľke 5 aj porovnanie dlhodobých priemerných ročných výskytov počtu dní so snehovou pokrývkou za modelované obdobie r. 1991-2009.

Z tohto porovnania možno usúdiť, že model zohľadňuje tieto výskyty a simuláciou sa priblížil k reálne meraným hodnotám trvania snehovej pokrývky s výnimkou 4 zóny, čím sa potvrdil len fakt z prechádzajúceho porovnania, pričom výraznejšie rozdiely medzi čiastkovými plochami povodia nenastali.

Tabuľka 5. Porovnanie počtu dní so snehom za rok v pozorovaných radoch reprezentatívnych staníc zón a simulovaných radoch vodných hodnôt snehu oboch čiastkových plôch povodia v období 1991-2009

Table 5. The comparison of the number of days with snow cover in a year in observed time series of represented stations of individual zones and simulated time series of snow water equivalents in the period 1991-2009

Typ údajov/poradové číslo zóny	Priemerný počet dní za rok [-]				
	I	II	III	IV	V
Pozorované	78	118	140	132	207
Simulované VHS – Výšková zóna	77	117	146	173	199
Simulované VHS – Vegetačné pásmo	81	110	146	179	193



Obr. 3. Porovnanie trvania zimného obdobia v priemere za rok výškových zón, vegetačných pásiem so zodpovedajúcimi reprezentatívnymi stanicami v jednotlivých pásmach pre obdobie 1991-2009 .

Fig. 3. The duration of the winter season in the average per year of individual elevation and vegetation zones compared with the observed winter durations in selected meteorological stations of the period 1991-2009.

Záver

Vplyvom klimatickej zmeny sa môže meniť redistribúcia zrážok, ako aj zásoby vody v snehovej pokrývke. Výkyvy počasia dokážu najmä v jarných mesiacoch spolupôsobením výdatných zrážok a topenia snehu spôsobovať rozsiahle povodne. Schopnosť popísať množstvo vody zadržanej v snehovej pokrývke tvorí dôležitú vodohospodársku úlohu.

V príspevku sme sa venovali problematike modelovania vodnej hodnoty snehu, jej tvorbe a odtoku množstva vody vzniknutého roztopením snehu v horskom povodí. Skúmali sme vplyv priestorového diferencovania vstupov zrážkovo-odtokového modelu na kvalitu simulácie vodnej hodnoty a celkového odtoku z povodia. V rámci metodického postupu bola využitá metóda matematického modelovania pomocou semi-distribuovaného zrážkovo-odtokového modelu s polorozčlenenými parametrami spolu s princípom multiobjektívnej kalibrácie modelu na prietoky v záverečnom profile povodia, ako aj na pozorované vodné hodnoty snehu vo výškových zónach a vegetačných pásmach v určitom váhovom pomere. Vstupnou informáciou do modelu boli pozorované denné klimatologické charakteristiky za obdobie od 1.1.1991 do 31.12.2009 pre povodie horného Hrona po Banskú Bystricu.

V hodnotení sme sa zamerali vodnú hodnotu snehu a trvanie snehovej pokrývky, pričom overenie kvality simulácie modelu bolo zabezpečené pomocou rôznych tabuľkových a grafických porovnaní. Semi-distribuovaný zrážkovo-odtokový model zohľadňoval v uspokojivej zhode vodné hodnoty snehu v II. a III. pásme. V I. pásme boli tieto hodnoty podhodnocované, v IV. a V. dochádzalo k výraznejšiemu nadhodnocovaniu v čiastkových plochách výškových zón, ako aj vegetačných pásiem. Z hodnotenia ďalej vyplynulo, že zmenou typu rozdelenia povodia na čiastkové plochy sme spozorovali len zanedbateľné rozdiely tejto charakteristiky. V neposlednom rade bolo hodnotené aj trvanie zimného obdobia, ktoré model zachoval vo všetkých výškových zónach a vegetačných pásmach s výnimkou IV. zóny. Toto tvrdenie bolo potvrdené aj pri porovnaní trvania snehovej pokrývky, ktoré sa hodnotilo na základe počtu dní s výskytom snehu v priemere za rok. Všetky neuspokojivé výsledky mohli byť ovplyvnené usporiadaním staníc v skúmanom povodí, nakoľko väčšina staníc je umiestnená v nižších nadmorských výškach do 1000 m n. m. (v našom rozdelení v II. a III. pásme), a naopak vo vyšších nadmorských výškach (nad 1500 m n. m.) sa nachádzali iba dve merné stanice, ktoré v prípade výpadku merania neposkytovali údaje.

Na záver možno konštatovať, že treba venovať väčšiu pozornosť úprave vstupných údajov, ako aj rozdeleniu pásiem vstupujúcich do modelu, pri ktorých treba prihliadať či už na rozmiestnenie staníc, vegetačné pomery, nakoľko vegetácia významne vplýva na topenie snehovej pokrývky, geografické ale aj klimatické podmienky pozorovaného územia.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV- 0303-11 a Vedeckou grantovou agentúrou MŠVVaŠ SR v rámci projektu č. VEGA 1/0776/13.

Literatúra

Bergström, S. (1976): Development and application of conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Norrköping: SMHI Reports RHO.

Botanický ústav SAV (2015): Cit. 15. 5 2015. Dostupné na Internete: Botanický ústav SAV: http://ibot.sav.sk/Id_Key/Priloha%203%20-%20Vyskove%20stupne.pdf

Brown, R.D., Goodison, B.E. (2006): Snow cover. In Encyclopedia of Hydrological Sciences (s. 14:159). John Wiley and Sons.

Halmová, D., Meszároš, I., Miklánek, P., Mitková, V., Pekárová, P (2006): Simulácia vodnej hodnoty snehu v experimentálnom mikropovodí Rybárik semi-distribuovaným zrážkovo-odtokovým modelom. Acta Hydrologica Slovaca. 2006, Ročník 7,č.1, 76-85.

Holko, L., Kostka, Z., Parajka, J. (2001): Snow Cover. Život. Prostr.2001, Vol.35, No.3, 138-141.

Holko, L., Parajka, J. (2004): Využitie merania teploty snehu pri modelovaní akumulácie topenia snehovej pokrývky. Acta Hydrologica Slovaca. 2004, Ročník 5, č.1, 70-77.

Kostka, Z., Holko, L., Babiaková, G., Lešková, D. (2005): Simulácia vodnej hodnoty snehu v povodí Popradu v hydrologických rokoch 199-2005 – Vplyv zmeny vegetačných pomerov a predpoveď odtoku počas jarného obdobia. 2005, Acta Hydrologica Slovaca. Ročník 6,č.1, 149-160.

Kubeš, R. (2007): Návrh koncepčného zrážkovo-odtokového modelu pre hydrologické predpovede. Dizertačná práca, STU v Bratislave, Stavebná fakulta, Katedra vodného hospodárstva krajiny, Bratislava.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual model, part 1 – a discussion of principles. Journal of Hydrology. 1970s No.10, p. 282-290.

Parajka, J. (2001): UEB EHZ – Distribuovaný energeticky založený model. Acta Hydrologica Slovaca(2), 58-63.

Szász, V. (2015): Modelovanie a hodnotenie stavu snehovej pokrývky vo vybranom povodí. Diplomová práca, STU v Bratislave, Stavebná fakulta, KVHK, SvF-5378-67729.

Valent, P. (2014): Zrážkovo-odtokové modelovanie pre frekvenčnú analýzu prietokov. Dizertačná práca, STU v Bratislave, Stavebná fakulta, Katedra vodného hospodárstva krajiny, Bratislava.

Valent, P., Daneková, J., Riverso, C. (2011): Neistoty pri kalibrácii zrážkovo-odtokového modelu HBV. Acta Hydrologica Slovaca, 2(12).

THE MODELLING OF SNOW WATER EQUIVALENT USING A SPATIALLY SEMI-DISTRIBUTED MODEL OF THE CATCHMENT

The presented work focuses on the problem of snow water equivalent modelling, its creation and the amount of water which it can hold. We have studied the impact of the space distribution of the inputs of a rainfall-runoff model on the quality of snow water equivalent and catchment runoff simulation. In order to simulate the hydrological processes in the catchment a semi-distributed rainfall-runoff model was used which utilized a multi-criteria calibration approach taking into account both flows in the catchment outlet and observed values of snow water equivalent. Daily data from climatic and meteorological stations from within the boundaries of the Upper Hron catchment at Banská Bystrica were used in the period between 1.1.1991 – 31.12.2009.

In the study the main focus was put on the assessment of the snow cover duration, when the quality of the simulation was verified from various tabular and graphical comparisons. The performance of the semi-distributed rainfall-runoff model was outstanding in the simulation of the snow water equivalent values in the II. and III. elevation and vegetation zones into which the catchment was divided. In the I. zone the values were in most of the years underestimated and in the IV. and V. zones overestimation of the values of snow water equivalent could be observed. The analysis also showed that the distribution of the catchment into elevation and vegetation zones brought only a minor improvements in the simulation quality comparing to the case when a lumped model was used. The analysis also comprised the assessment of the snow cover duration. In this case the model showed very good results in all the elevation and vegetation zones with an exception of the IV. zone. The unsatisfactory results could be explained by the fact that most of the stations are situated in the lower parts of the catchments until 1000 m a.s.l. which are mostly represented by the II. and III. zones. In the higher parts of the catchment above 1500 m a.s.l. only two measurement stations were situated with common measurement drop-outs.

The analysis showed that a higher attention should be put on the data pre-processing as well as the distribution of the catchment into various zones, where one should take into account the distribution of the measurement stations in the catchment and the spatial distribution of vegetation which plays a significant role in the process of snow cover melting.

Ing. Roman Výleta, PhD.
Ing. Kotríková Katarína
Ing. Peter Valent, PhD., MSc.
Prof. Ing. Ján Szolgay, PhD.
Ing. Viliam Szász
Katedra vodného hospodárstva krajiny
Stavebná fakulta STU
Radlinského 11
810 05 Bratislava
Tel.: +4212 59274 498
Fax: +4212 52923 575
E-mail: roman.vyleta@stuba.sk
katarina.kotrikova@stuba.sk
peter_valent@stuba.sk
jan.szolgay@stuba.sk
szasz.viliam@gmail.com

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):

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

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):

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

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

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:

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

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:

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

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:

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

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.

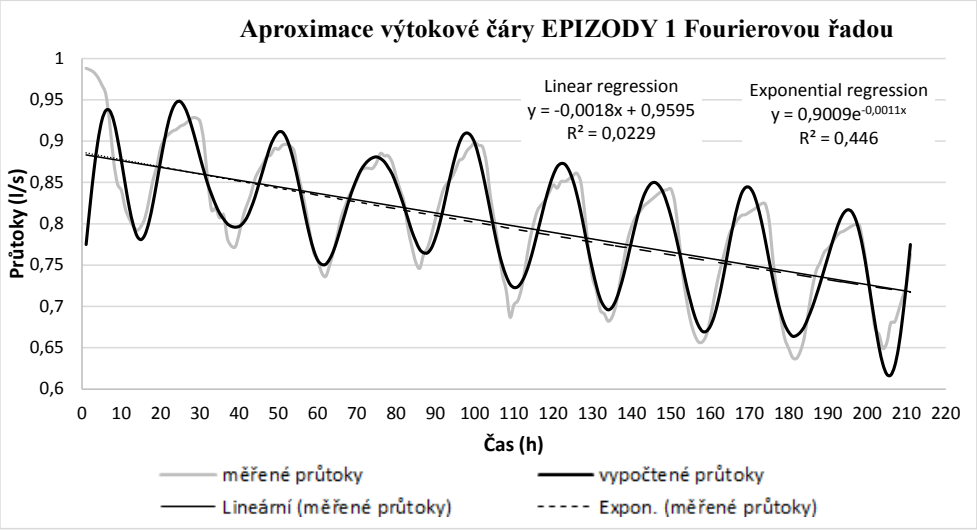
Matematickým modelem FOURIER (Kovář et al. 2014), který považujeme za svůj originální projekt pro širší účelové spektrum, byla aproximována vybraná epizoda měřených průtoků Fourierovým rozvojem. Tato epizoda doplněná lineární a exponenciální regresí byla použita k ilustraci metody aproximace experimentální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

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

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)

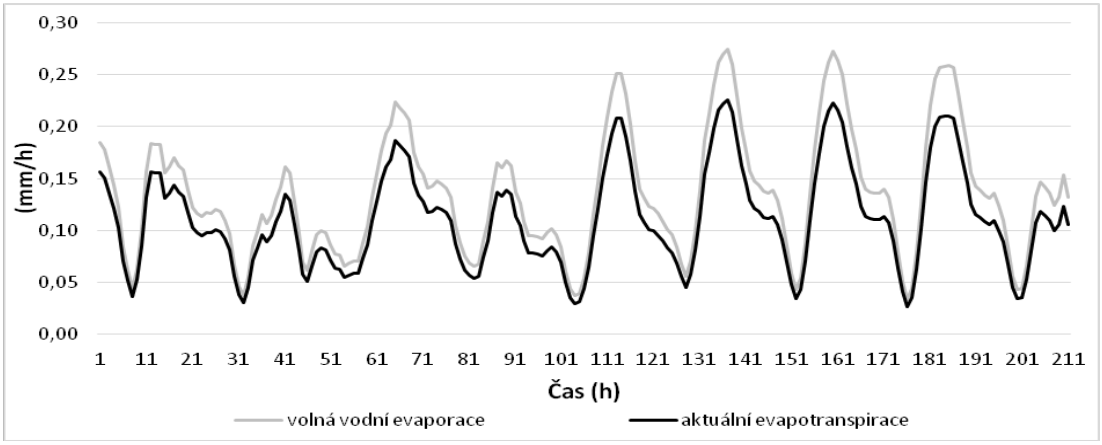
Table 3a. Optimal number of the harmonic coefficients (RR) for the coefficients of best fit by the Nash – Sutcliffe's efficiency coefficients

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

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 252 - 259

VLIV PŮDNÍ SLOŽKY A ROZDÍLNÉHO VYUŽITÍ ÚZEMÍ NA ODTOKOVÝ PROCES V EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍCH ZBYTINY

Václav Královec, Zdeněk Kliment, Lukáš Vlček

Studie se zaměřuje na hodnocení odtokové odezvy ve dvou párových experimentálních povodích v pramenné oblasti šumavské Blanice, které se primárně odlišují krajinným a půdním pokryvem. Srážko-odtokové vztahy a odchylky v odtokové odezvě jsou hodnoceny ze tří hledisek: i/ na základě průměrných bilančních charakteristik a míry variability odtoku, ii/ na základě analýzy vybraných srážko-odtokových epizod, iii/ podle hydropedologických charakteristik a retenční kapacity povodí. Obecně se povodí liší především v dlouhodobých odtokových charakteristikách, během srážko-odtokových epizod se rozdíly snižují. Půdní pokryv je v obou povodích poměrně heterogenní a retence povodí je z velké míry závislá na hydropedologických vlastnostech jednotlivých půdních typů a horizontů a aktuální výšce hladiny podzemní vody.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: párový experimentální výzkum, hydrologická bilance, srážko-odtokový proces, krajinný a půdní pokryv, retence vody

INFLUENCE OF SOIL MATRIX AND DIFFERENT LAND USE ON THE RUNOFF PROCESS IN THE EXPERIMENTAL CATCHMENTS ZBYTINY. The study deals with the evaluation of runoff response in two paired experimental catchments in headwater area of Blanice river in the Šumava Mts., which differ primarily in land and soil cover. Rainfall-runoff relationships and differences in runoff responses of both catchments were observed from three points of view: i/ on the basis of average balance characteristics and the rate of runoff variability, ii/ on the analysis of chosen rainfall-runoff events, iii/ according to the hydropedological characteristics and retention capacity of catchment. Generally, catchments differ mainly in long-term runoff characteristics, during rainfall-runoff events the differences decrease. Soil cover is in both catchments rather heterogeneous and water retention of catchment is largely dependent on hydropedological properties of individual soil types and horizons and actual groundwater level.

KEY WORDS: paired catchment research, hydrological balance, rainfall-runoff process, land and soil cover, water retention

Úvod

Změny v hydrologickém režimu jsou často diskutovány v souvislosti se změnami přírodního prostředí a krajiny. Vedle vlivu globálních (klimatických) změn na srážko-odtokový proces je na nižších prostorových úrovních zkoumán zejména dopad změn ve využití krajiny a krajinném pokryvu. Změny se projevují ve vodní bilanci, extremitě odtoku, vlhkosti půdy a evapotranspiraci.

Vlivu změn ve využití území na hydrologické procesy se věnovalo velké množství prací, např. Hibbert (1967), Bosh a Hewlett (1982), Camorani et al. (2005), Oudin et al. (2008) nebo Malý (2009). Hibbert (1967) dospěl ve své studii k závěru, že odtoková odezva povodí na změny ve využití území je vysoce variabilní a většinou nepředvídatelná. O více než 30 let později Kokkonen a Jakeman (2001) uvedli, že stále neexistují žádné spolehlivé a důvěryhodné modely, které by dokázaly předpovědět vliv změny využití území na hydrologickou odezvu v měřených povodích.

Podobně neurčitě se hovoří i o vlivu lesa na odtokové poměry v povodí. Dlouhodobému systematickému výzkumu ve dvojici povodí (cca 4 km^2) v oblasti Javorníků se věnoval od konce 20. let 20. století Válek (1962). Nezalesněné povodí Zděchovky vykazovalo oproti zalesněnému povodí Kychové výrazně vyšší

hodnoty kulminačních průtoků, strmější vzestup a pokles průtoků během odtokové epizody. Bíba et al. (2001) hodnotil dopady vegetačních změn na odtokové poměry dvou zalesněných horských povodí Červík a Malá Ráztoka (cca 2 km^2) v Beskydech v průběhu téměř 50letého monitoringu. Většina studií se o vlivu lesa vyjadřuje v dosti širokém rozmezí od velmi výrazně pozitivního až po těžko prokazatelný. Studie pojednávající o negativním vlivu lesa na transformaci odtoku z povodí jsou poměrně vzácné (Malý, 2009).

Pro detailní výzkum srážko-odtokového procesu jsou vhodné studie v malých experimentálních povodích (0,1-10 km^2). Vzájemné odlišnosti v charakteristice studovaných povodí umožňují sledovat vliv jednotlivých faktorů na odtokový proces (Pavlásek et al., 2006). V malých homogenních plochách lze lépe pozorovat vybraný problém bez intervence rušivých vlivů a na základě hydrologické analogie pak interpretovat výsledky pro větší území (Kříž, 1978; Bosch a Hewlett, 1982). Jednou z nejčastěji používaných metod pro srovnání povodí je metoda párového výzkumu (McCulloch a Robinson, 1993). Základním předpokladem párového výzkumu je, aby si navzájem porovnávaná povodí byla z hlediska prostoru a fyzickogeografických podmínek co nejpodobnější. Podstatné je, aby se výrazně odlišovala ve zkoumaném atributu. Obvykle jsou vybrána sousední povodí, u nichž lze vzhledem k jejich blízké poloze a malé velikosti studované plochy uvažovat stejné příčinné podmínky pro vznik srážko-odtokové události. V párovém srovnávacím výzkumu se sledují jak změny v dlouhodobých bilančních charakteristikách, např. Bosh a Hewlett (1982), Brown et al. (2005) nebo Robinson a Dupeyrat (2005), tak rozdíly v průběhu vybraných srážko-odtokových epizod, např. Iroumé et al. (2005), Pavlásek et al. (2006) nebo Silveira a Alonso (2009).

Půdní složka tvoří důležitý parametr v hodnocení srážko-odtokového procesu. Určuje nejen množství infiltrované vody, ale také dobu jejího zadržení v půdě. Hodnota retence se však v čase mění, hlavně díky půdní vlhkosti a u zamokřených ploch také díky výšce hladiny podzemní vody. U hydromorfních půd může hladina podzemní vody hrát důležitou úlohu především v místech, kdy se téměř po celý rok drží blízko povrchu a vytváří tím minimální prostor pro retenci (Evans et al., 1999, Vlček et al., 2012).

Cílem předkládané studie je zhodnotit odezvy odtoku na spadlé srážky v morfologicky a hydrograficky identických, ale rozdílně využívaných horských povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka v pramenné oblasti Blanice v jižních Čechách. Přestože se jedná o přírodě blízké zalesněné či zatravněné prostředí, krajina doznala v průběhu posledního století významných změn (Kliment a Matoušková, 2009). Změny a rozdíly v chování hydrologických systémů z hlediska průměrných dlouhodobých charakteristik, jednotlivých srážko-odtokových epizod či retenční kapacity povodí, jsou hodnoceny na základě párového srovnávacího výzkumu.

Materiál a metody

Charakteristika povodí

Párová povodí Zbytinského (ZBY) a Tetřívčího potoka (TET) se nalézají v pramenné oblasti Blanice ve východní části Šumavy poblíž obce Zbytiny. Reprezentují plošně malá, navzájem sousedící povodí s podobnými fyzickogeografickými a hydrografickými poměry ve výškovém rozpětí 785 až 946 m n. m. Povodí Tetřívčího potoka je charakteristické větším zastoupením glejů a organozemí (cca 1/3 plochy povodí), které přechází v jiné půdní typy s různým stupněm ogelejení (pseudogleje, stagnogleje) a následně v nejčastěji se vyskytující typ kambizem modální. Její zastoupení je dominantní v povodí Zbytinského potoka (44 % plochy). Ve vyšších partiích obou povodí převažuje kryptopodzol. Zkoumaná povodí se liší kromě rozložení půdních typů i krajinným pokryvem. Povodí Zbytinského potoka představuje převážně luční prostředí (cca 2/3 plochy povodí zaujímají louky, 1/3 lesy s převahou smrku). V povodí Tetřívčího potoka je poměr opačný ve prospěch lesa. V obou povodích došlo v průběhu posledních 60 let k výrazným změnám ve využití a struktuře krajiny. Dřívější intenzivní zemědělské hospodaření v povodí Zbytinského potoka dokládá výskyt podpovrchové trubkové drenážní sítě. Odvodněná plocha původně zaujímala 27 % plochy experimentálního povodí. V současnosti je odvodněná plocha pokryta sečenou loukou a drenážní systém je na několika místech narušen. Ve střední a spodní části experimentálního povodí Tetřívčího potoka se naproti tomu nachází hustá sítě povrchových, uměle vytvořených odvodňovacích příkopů.

Monitoring a datové zdroje

Základem experimentálního výzkumu je monitorovací síť vybudovaná na jaře 2006, která umožňuje kontinuální monitoring hydrologických a meteorologických veličin. Skládá se ze dvou hladinoměrů osazených v závěrových profilech obou experimentálních povodí, meteorologické stanice a dalších tří srážkoměrů. Monitoring vodních stavů je doplněn systematickým hydrometrickým měřením průtoků pro odvození relevantní konsumpční křivky. V roce 2011 byla na vybraných lokalitách instalována zařízení pro kontinuální měření objemové půdní vlhkosti a teploty půdy. Pro stanovení potenciální a aktuální retence povodí se používají data z pravidelných odběrných kampaní vzorků půdy a údaje z vrtů sledujících hladinu podzemní vody v hydromorfních půdách.

Použité metody

Hydrologická bilance a variabilita odtoku

Ke stanovení hydrologické bilance bylo potřeba provést výpočet měsíčních, ročních a dlouhodobých odtokových a srážkových parametrů a odtokového koeficientu

s využitím vlastních naměřených homogenizovaných časových řad a odvozených konsumpčních křivek. Z pohledu srážek se uvažovaly úhrny plošných srážek zpřesněné pro každé povodí pomocí interpolační metody IDW vztažené k jejich centroidu.
Variabilita odtoku byla posuzována kromě klasicky používaných metod (křivka M -denních průtoků) také pomocí analýzy hydrologické disturbance (Archer, 2007). Analýza hydrologické disturbance je založena na zkoumání frekvence a doby trvání tzv. pulzů, tj. stavů, při nichž dojde k dosažení nebo překročení určité prahové hodnoty průtoku. Prahové hodnoty představují násobky mediánu průtoku v určitém časovém kroku. Doba trvání jednoho pulzu je určena jako doba mezi překročením konkrétní prahové hodnoty a následným poklesem pod tutéž prahovou hodnotu průtoku.

Analýza srážko-odtokových epizod

Hodnocení srážko-odtokových epizod bylo založeno na podrobné analýze hyetogramu a hydrogramu vybraných srážko-odtokových epizod (Malý, 2009; Pavlásek et al., 2006). Výběru hodnocených srážko-odtokových událostí předcházel nutný pre-processing časových řad zahrnující analýzu a následný výběr srážkových epizod. Hodnoceny byly pouze epizody vyskytující se v období teplého půlroku. K identifikaci hodnocených srážko-odtokových událostí byla dále použita následující kritéria:

- srážková epizoda způsobila pouze jednoduchou povodňovou vlnu,
- v obou povodích byl zaznamenán stejný nebo velmi podobný úhrn a časové rozdělení srážek,
- k dispozici byly kompletní údaje o srážkách a průtocích po celou dobu trvání epizody,
- hodnoceny byly epizody, pro něž byly spolehlivě odvozeny průtoky na základě konsumpční křivky.

Celkem bylo podle výše uvedených kritérií vybráno 47 srážko-odtokových epizod. Pro každou z nich byla vypočtena sada příčinných a závislých proměnných. Z pohledu příčinných proměnných se jednalo především o vlastnosti srážek: doba trvání srážky T_h (min), výška srážkového úhrnu H_s (mm), průměrná intenzita srážky I_p ($mm.h^{-1}$) a nasycenost povodí (index předchozích srážek API30). Na základě těchto parametrů byly odvozeny nejčastěji se vyskytující typy příčinných podmínek, při kterých dochází v obou povodích ke vzniku významné odtokové situace.
Ze sady disponibilních závislých proměnných bylo vybráno pět ukazatelů, které dostatečně vystihují chování daného hydrologického systému. T_{qi} je doba trvání vzestupné větve hydrogramu, T_{qd} je doba trvání sestupné větve hydrogramu do ukončení přímého odtoku (inflexní bod na sestupné větvi). T vyjadřuje celkovou dobu trvání srážko-odtokové události od počátku srážky do ukončení přímého odtoku. T_{lag} je doba prodlení (doba mezi kulminací srážky a kulminací odtoku), q_{max} je velikost specifického kulminačního průtoku odtokové vlny. Hodnoty sledovaných závislých proměnných byly následně vzájemně porovnávány a testovány dle jednotlivých typů příčinných podmínek (dvouvýběrový t-test, Mann-Whitneyův test) mezi oběma povodími.

Hodnocení potenciální a aktuální retence povodí

Z celkové plochy povodí a jednotlivých hloubek půdních sond byl vypočten objem celého půdního pokryvu bez C horizontu, tedy objem A horizontu (případně Oh +A) a B horizontu (případně E + B, B/C). Hodnoty těchto objemů byly upraveny pomocí skeletovitosti a efektivní pórovitosti. Tím byl vypočten objem potenciálních volných pórů v celém výzkumném povodí. Nejprve byla vypočtena hodnota retence jednotlivých půdních horizontů R_A (cm), jejichž součet pak činil potenciální retenci půdního segmentu daného půdního typu:

$$R_A = H \times P \times (1 - S) \quad (1)$$

kde
H – hloubka půdního horizontu [cm],
P – efektivní pórovitost [%],
S – skeletovitost [%].

Do výpočtu potenciální retence nebyl započten vliv vlhkosti ani výšky hladiny podzemní vody. Jednalo se o vyjádření teoretického množství vody, které povodí dokáže maximálně pojmout.
Při výpočtu aktuální nasycenosti povodí a stanovení aktuální retence se vycházelo z podrobného pedologického průzkumu, jehož výsledkem byla mapa půdních typů. V obou povodích je zastoupeno šest dominantních půdních typů a dva subtypy (ORm – organozem mesická, GLo – glej histický, GL – glej modální, KA – kambizem modální, KAg – kambizem oglejená, KP – kryptopodzol modální, PG – pseudoglej modální a SG – stagnoglej modální). Ke zmíněným půdním typům byly vybrány referenční lokality pro odběr půdních vzorků Kopeckého válečky, z nichž byla stanovena okamžitá objemová vlhkost (θ). Zároveň byly v hydromorfních půdách vytipovány lokality pro měření hladiny podzemní vody. Hodnota aktuální retence byla zpřesněna dle aktuální nasycenosti povodí a výšky hladiny podzemní vody v hydromorfních půdách. Aktuální retence povodí byla pro porovnání vypočtena pro různé vlhkostní podmínky (suché období, vlhké období, období před a po srážce).

Výsledky

Hydrologická bilance a variabilita odtoku

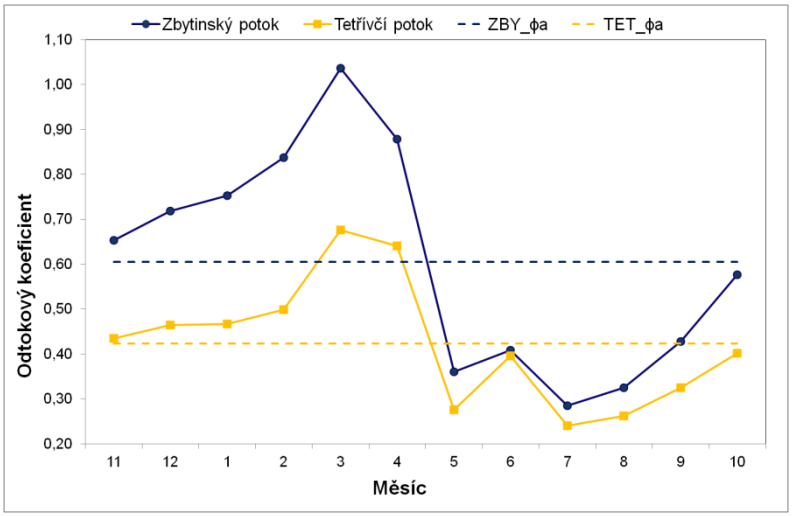
Pro obě povodí byly stanoveny první odhady hydrologické bilance (období 2007-2014). Podle předpokladů byl odtokový koeficient v zalesněném povodí Tetřívčího potoka výrazně nižší než v zatravněném povodí Zbytinského potoka, a to jak za celé hodnocené období, tak v rámci jednotlivých let. V průměru odteklo z povodí

Tetřívčího potoka ročně o 13 % objemu vody ze spadlých srážek méně. Hodnota odtokového koeficientu kolísala v závislosti na vodnosti a ročním období, přičemž větší variabilita mezi chladným a teplým půlrokem byla identifikována v povodí Zbytinského potoka. Největší rozdíly v hodnotě odtokového koeficientu mezi oběma povodími byly v zimním a jarním období (Obr. 1.). Nejnižší hodnoty a nejmenší rozdíly byly naopak zjištěny v letních měsících, ve kterých se soustředilo nejvíce srážko-odtokových epizod.

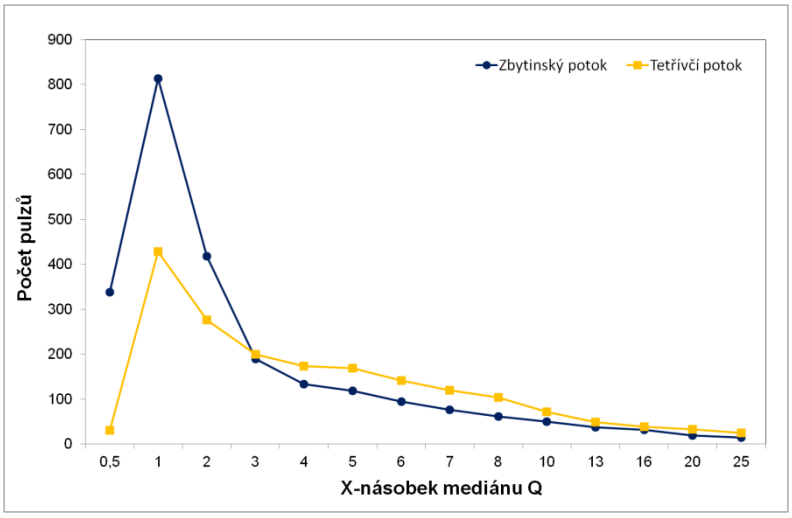
Čáry překročení M-denních průtoků obou sledovaných toků mají na první pohled podobný průběh. Po většinu roku zalesněné povodí Tetřívčího potoka vykazovalo nižší odtokové hodnoty než povodí Zbytinského potoka. Významnější rozdíly se projevily:

- i/ v oblasti nízkých průtoků, kdy zalesněné povodí zejména v málo vodných letech výrazněji nadlepšovalo průtok,
- ii/ v oblasti vyšších průtoků, kdy zalesněné povodí zejména ve vodných letech vykazovalo výraznější odtokové odezvy.

Zajímavé výsledky přinesla i analýza hydrologické disturbance. Vztah mezi počtem pulzů a daným velikostním prahem odtoku ukazuje Obr. 2. Největší počet pulzů byl zjištěn ve velikostní kategorii 1M (tj. medián Q_{hod}). U průtoků menších než 1M naopak dochází k poklesu počtu pulzů vlivem nárůstu doby trvání a koagulací („spojováním") jednotlivých pulzů. Počet pulzů do hodnoty 2M (dvojnásobku mediánu Q_{hod}) je výrazně větší pro luční povodí Zbytinského potoka, v intervalu od 3M do 10M včetně je naopak zaznamenán nepatrně větší počet pulzů u lesního povodí Tetřívčího potoka. Nad prahovou hodnotou 10M je již počet pulzů pro obě povodí velmi podobný.



Obr. 1. Průměrné měsíční hodnoty odtokového koeficientu (2007-2014).
Fig. 1. Average monthly values of the runoff coefficient (2007-2014).



Obr. 2. Počet pulzů pro vybrané hodnoty násobku mediánu Q_{hod} (2007-2014).
Fig. 2. Number of pulses for the chosen values of flow threshold (2007-2014).

Analýza srážko-odtokových epizod

Podle analýzy příčinných faktorů pro 47 hodnocených epizod byly určeny čtyři typy příčinných situací (PS):

- PS1 – krátkodobý déšť průměrné intenzity při nižším nasycení povodí
- PS2 – dlouhodobý déšť nižší intenzity při nízkém nasycení povodí
- PS3 – střednědobý déšť nižší intenzity při vyšším nasycení povodí
- PS4 – krátkodobý intenzivní déšť při vyšším nasycení povodí

Rozdíly v odtokové odezvě byly identifikovány a kvantifikovány podle velikosti odchylky mezi standardizovanými středními hodnotami parametrů hydrogramu. Srovnání odtokových odezev obou povodí pro daný typ příčinné situace ukazuje Tabulka. 1.
Pro jednotlivé sledované parametry hydrogramu byly zjištěny následující poznatky:

- T, T_{qd} – doba trvání sestupné větve odtokové vlny a zároveň i celé srážko-odtokové epizody je při všech příčinných situacích u TET výrazně delší.
- T_{qi} – doba trvání vzestupné větve odtokové vlny je při všech typech příčinných situací srovnatelná a nejsou mezi povodími zaznamenané žádné rozdíly.
- T_{lag} – s poklesem nasycenosti povodí vzrůstá rozdíl v době prodlení ve prospěch TET. Největší rozdíl je zaznamenán u srážek malé vydatnosti při nízkém nasycení povodí, při vyšší nasycenosti povodí a déletrvajících regionálních deštích jsou rozdíly zanedbatelné.
- q_{max} – velikost kulminačního průtoku se liší podle typu příčinné situace, přičemž důležitou roli hraje nasycenost povodí. Při nižší nasycenosti povodí, zejména při déletrvajících srážkách, byly sledovány vyšší kulminační průtoky u TET. Pouze během krátkodobých intenzivních srážek při vyšší nasycenosti povodí byly kulminační průtoky výrazně větší u ZBY.

Rozdíly ve vybraných parametrech hydrogramu pro každou příčinnou situaci byly podrobeny testování statistických hypotéz. U všech ukazatelů se potvrdila nulová hypotéza, což znamenalo, že v odtokové odezvě obou sledovaných povodí na základě hodnocených epizod nebyl prokázán statisticky významný rozdíl.

Hodnocení potenciální a aktuální retence povodí

Retenční potenciál obou povodí je ovlivňován zejména půdním typem, konfigurací terénu (sklonitostí) a krajinným pokryvem. Nejvyšší potenciální retenční kapacita se vyskytuje v plochých pánvích u závěrového profilu Tetřívčího potoka. Nachází se zde poměrně mocné půdy bez skeletu obsahující významné množství organogenního materiálu. Kromě toho se z pohledu retenčního potenciálu pozitivně jeví i relativně hluboké kambizemě modální na plochých rozvodích většinou využívané jako louky nebo pastviny. Nejnižší hodnoty potenciální retence byly naopak nalezeny na svazích nejvyšších vrcholů, kde převažují mělké skeletovité půdy.
V reálných podmínkách se však retence povodí významně mění. Nejméně vhodné půdy pro zadržení vody bývají zpravidla hydromorfní půdy. Tyto půdy jsou po většinu roku nasyceny vodou, a tudíž jsou nevhodné pro infiltraci a zdržení větších srážek. Do této kategorie spadají i stagnogleje a pseudogleje. Tyto půdy se však v povodí Zbytinského potoku neprojevily z hlediska aktuální retence příliš negativně. Důvodem může být meliorační systém, který může změnit stagno(pseudo)-glejový půdotvorný proces a nastartovat proces jiný.
Hodnota potenciální retence se v obou povodích pohybuje kolem 30 cm, přičemž nepatrně vyšší retenční potenciál byl zjištěn v povodí Zbytinského potoka (cca o 2 cm). Z hydrologického pohledu je však důležitější porovnání aktuální retence povodí. Bez ohledu na příčinné podmínky je vyšší retence v povodí Zbytinského potoka (Tabulka 2.). Lze vysledovat, že se v sušších periodách rozdíl mezi povodími ve prospěch ZBY oproti vlhčím periodám trochu zvětšuje.

Tabulka 1. Rozdíly v odtokové odezvě podle typu příčinné situace
Table 1. Differences in the runoff response according to the type of causal situation

Typ příčinné situace	T	T_{qi}	T_{qd}	T_{lag}	q_{max}
PS1	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY ≪ TET	ZBY ≤ TET
PS2	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≪ TET	ZBY = TET	ZBY ≪ TET
PS3	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≪ TET	ZBY ≥ TET	ZBY = TET
PS4	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≫ TET

Vysvětlivky: do 5 % - shodné (=); 5-15 % - nepatrný rozdíl (≤); 15-30 % - výrazný rozdíl (<); nad 30 % - velmi výrazný rozdíl (≪)

Tabulka 2. Potenciální a aktuální retence povodí (cm) během vybraných epizod
Table 2. Potential and actual retention of catchment (cm) during the selected events

Povodí	Potenciální retence	Suché období (15.6.2014)	Období před srážkou (23.8.2014)	Období po srážce (14.9.2014)	Vlhké období (24.4.2015)
ZBY	30,20	17,10	14,00	11,30	12,90
TET	28,10	12,00	10,10	8,30	8,90

Závěr a diskuse

Hodnocení srážko-odtokového procesu je založeno na přístupu black box, tedy zatím bez detailnějšího vyhodnocení jednotlivých odtok ovlivňujících faktorů. Analýzy časových řad vycházejí z vlastních kontinuálně měřených dat z 8letého období pozorování. Doposud relativně krátká řada pozorování nemusí být, ve srovnání s podobně zaměřenými výzkumy, vzhledem k počtu analyzovaných srážko-odtokových epizod dostatečně reprezentativní pro jejich hodnocení a typizaci. I přesto, že data prošla precizní kontrolou, stále zůstává problémem odvození hodnot průtoků nad mez zjištěnou hydrometrováním. Právě data o vyšších průtocích je potřeba nadále zpřesňovat. Z tohoto důvodu nebyly prozatím podrobně hodnoceny extrémní odtokové situace.

Provedené analýzy poukázaly u sledovaných párových povodí na odlišnosti ve srážko-odtokovém procesu. Největší rozdíly vykazují průměrné bilanční charakteristiky, kde ve shodě s poznatky Brown et al. (2005), nebo Robinson a Dupeyrat (2005) odtéká ze zalesněného povodí Tetřívčího potoka méně vody, než z převážně lučního povodí Zbytinského potoka. Rozdíly se projevují zejména v zimním a jarním období. Ve shodě s Brown et al. (2005) lze tento jev přisuzovat vyšší míře intercepce a evapotranspirace lesního, zejména jehličnatého, porostu ve spojení s rozdíly v akumulaci a tání sněhové pokrývky (Holko a Kostka, 2008).

V letním období, kdy nastává největší frekvence srážko-odtokových epizod, nejsou rozdíly z dlouhodobého hlediska tak signifikantní, popřípadě k rozdílům nedochází vůbec. Analýza odtokových čar prokázala, že zalesněné povodí, zejména v málo vodných letech, výrazně nadlepšuje nízké průtoky. Ve vodných letech naproti tomu vykazuje výraznější odtokové odezvy rostoucí s významností epizod. Právě výraznější odtokové odezvy ze zalesněného povodí Tetřívčího potoka jsou patrně hlavní příčinnou jeho vyšší odtokové variability. Poznatek o výskytu výraznějších odtokových odezev ze zalesněného povodí potvrdily i analýzy vybraných srážko-odtokových epizod. Přestože nebyly statisticky prokázány rozdíly v parametrech odtokových epizod obou povodí, podrobné analýzy hyetogramu a hydrogramu upozornily na některé odlišnosti: i) doba trvání sestupné větve odtokové vlny a tedy i celé srážko-odtokové epizody byla delší u Tetřívčího potoka, ii) při srážkách malých úhrnů při nízké nasycenosti povodí byla u zalesněného povodí identifikována delší doba prodlení, iii) velikost kulminačního průtoku byly zpravidla větší u zalesněného povodí, pouze u krátkodobých dešťů velké intenzity při vyšším nasycení povodí byly zaznamenány větší kulminace u lučního povodí.

Z literatury je známo, že se vzrůstající extremitou srážko-odtokových událostí se snižuje vliv vegetace na průběh odtoku a výrazněji se mohou uplatňovat i jiné faktory. Vliv rozdílného vegetačního krytu pro vybrané srážko-odtokové situace podobně neprokázala studie z experimentálních povodí Modrava na Šumavě (Pavlásek et al., 2006). Kulminační průtoky v době analyzovaných epizod byly více závislé na celkovém objemu příčinných srážek než na průběhu intenzity srážek. Značná část odtoku byla spojena s pomalejší odezvou povodí na srážkovou událost, přítomnost plošného povrchového byla výjimečná. Na významný vliv typu vegetačního pokryvu na retenci vody při extrémních srážkách (srážkový úhrn nad 60 mm), které způsobují povrchový odtok, naopak upozornily studie Czelise a Spitze (2003), Kuříka (2000) a Tesaře et al. (2004). Podle Hümanna et al. (2011) závisí tvorba odtoku a retence vody v území hlavně na specifických místních a půdních podmínkách. Tyto podmínky mají větší vliv na tvorbu odtoku než různý typ lesa. Přínos lesa pro zmírnění odtoku a snížení kulminačních průtoků je nejvýraznější v případě malých častých povodní.

Proč však vykazuje námi sledované lesní povodí vyšší variabilitu odtoku než převážně luční prostředí? Vysvětlení bychom mohli hledat v první řadě v půdním prostředí, v jeho prostorové i časové heterogenitě, v rozdílných půdních vlastnostech ovlivňujících infiltraci, retenci a transport vody v půdě. Různé mechanismy transportu vody půdou mohou po dosažení plného nasycení půdního profilu vyvolat rychlý odtok, který může vést k extrémnímu prázdnění celého systému i při malých srážkách (Šanda et al., 2006; Císlerová, 2003). Při tvorbě odtoku se v závislosti na okamžité nasycenosti povodí může uplatňovat vedle většího zastoupení půd s nízkou hydraulickou vodivostí i větší rozsah zamokřených ploch s vysokou hladinou podzemní vody v lesním povodí. Analýza potvrdila negativní vliv hydromorfních půd na retenci povodí a prokázala potenciálně větší riziko lesního povodí při vzniku

významné odtokové události. Tento poznatek je v souladu s rozborem srážko-odtokových epizod a výskytem větších kulminací v lesním povodí při nižší nasycenosti. Hydropedologické podmínky tedy mají při vzniku krátkodobých odtokových epizod zásadní vliv na formování odtoku a průběh odtokové události. Z tohoto pohledu se pak projevují jako vhodnější půdy pro retenci vody v krajině mocné písčitohlinité půdy s minimem skeletu, v tomto případě kambizemě modální na plochých rozvodích.

Poděkování

Předložený výzkum byl proveden za podpory Grantové agentury České republiky, projekt č. P209/12/0997 "Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluviálních procesů" a projekt č. 13-32133S "Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům" a za podpory projektu PRVOUK 43 "Geografie".

Literatura

Archer, D. R. (2007): The use of flow variability analysis to assess the impact of land use change on the paired catchments, mid-Wales. Journal of Hydrology, 347, 3-4, s. 487-496.

Bíba, M. et al. (2001): Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. Zprávy lesnického výzkumu, 46, 4, s. 231-236.

Bosh, J. M., Hewlett, J. D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation chnges on water yield and evaporation. Journal of Hydrology, 55, s. 3-23.

Brown, A. E. et al. (2005): A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. Journal of Hydrology, 310, 1-4, s. 28-61.

Camorani, G., Castellarin, A., Brath, A. (2005): Effects of land-use changes on the hydrologic response of reclamation systems. Physics and Chemistry of the Earth, 30, s. 561–574.

Císlerová, M. (2003): Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku. In: Šír, M., Lichner, Ľ., Tesař, M. (Eds.): Hydrologie půdy v malém povodí, ČVUT, Praha, s. 103-110.

Czelis, R., Spitz, P. (2003): Retence vody v povodí při povodních. Acta Hydrologica Slovaca, 4, 2, s. 233–241.

Evans, M.G., Burt, T.P., Holden, J., Adamson, J.K. (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. Journal of Hydrology, 221, s. 141-160.

Hibbert, A. R. (1967): Forest treatment effects on water yield. In: Sopper, W.E., Lull, H.W. (Eds.): International Symposium on Forest Hydrology, Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar, Pergamon Press, Oxford, s. 527–543.

Holko, L., Kostka, Z. (2008): Hydrological characteristics of snow cover in the Western Tatra Mountains in winters 1987-2008. Folia Geographica, 39, s. 63-77.

Hümann, M. et al. (2011): Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. Journal of Hydrology, 409, s. 637–649.

Iroumé, A., Huber, A., Schulz, K. (2005): Summer flows in experimental catchments with different forest covers, Chile. Journal of Hydrology, 300, 1-4, s. 300-313.

Kliment, Z., Matoušková, M. (2009): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and foothill regions: Extent of influence by Human Impact and Climate Changes. Water Resources Management, 23, s. 1813-1834.

Kokkonen, T. S., Jakeman, A. J. (2001): A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modelling and its implications. Water Resources Research, 37, 9, s. 2345-2352.

Kříž, V. (1978): Hydrologická analogie a její využití ke kvantifikaci změn hydrologického režimu řek způsobených činností člověka. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 83, 1, s. 33-39.

Kuřík, P. (2000): Vliv lesních porostů na extrémní průtoky. Zprávy lesnického výzkumu, 45, 2, s. 33–37.

Malý, A. (2009): Vliv rozdílného využití krajiny na srážkoodtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 151 s.

McCulloch, J. S. G., Robinson, M. (1993): History of forest hydrology. Journal of Hydrology, 150, s. 189-216.

Oudin, L. et al. (2008): Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. Journal of Hydrology, 357, s. 303–316.

Pavlásek, J., Máca, P., Ředinová, J. (2006): Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 54, 2, s. 207-216.

Robinson, M., Dupeyrat, A. (2005): Effects of commercial timber harvesting on streamflow regimes in the Plynlimon catchments, mid-Wales. Hydrological Processes, 19, s. 1213–1226.

Silveira, L., Alonso, J. (2009): Runoff modifications due to the conversion of natural grasslands to forests in a large basin in Uruguay. Hydrological Processes, 23, s. 320–329.

Šanda, M. et al. (2006): Vliv půdního profilu na srážkoodtokový proces. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 54, 2, s. 183–191.

Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J. (2004): Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. In: Štursa, J., Mazurski, K.R., Palucki, A., Potocka, J. (Eds.): Geoekologické problémy Krkonoš. Opera Corcontica, 41, Szklarska Poręba, s. 30-37.

Válek, Z. (1962): Lesy, pole a pastviny v hydrologii pramenných oblastí Kychové a Zděchovky. Práce a studie, 106, VÚV, Praha, 115 s.

Vlček, L., Kocum, J., Jansky, B., Šefrna, L., Kučerova, A. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz. Česko. Geografie, 117, 4, s. 395–414.

INFLUENCE OF SOIL MATRIX AND DIFFERENT LAND USE ON THE RUNOFF PROCESS IN THE EXPERIMENTAL CATCHMENTS ZBYTINY

In the Czech Republic is most headwater areas cover by forest and there are regularly formed a significant runoff events. This is one of the main reasons why is paid to the research of the influence of land cover or forest on runoff great attention. Upper Blanice basin in Šumava Mts. was one of source areas of huge floods in 2002. Together, in this border area significant changes in land use have occurred during last century.

For these reasons, in May 2006 was founded in cadastral area of Zbytiny (district Prachatice) an experimental catchment specialized on research how can different land cover influence runoff process. We talk about two adjoining small catchments with similar physical-geographical and hydrographical conditions that differ by land and soil cover. In catchment of Zbytinský brook predominate cultural meadows, on the other hand in catchment of Tetřívčí brook is forest.

The aim of the submitted research is to evaluate changes and differences in hydrological systems from the point of view of average long-term characteristics, individual rainfall-runoff events or retention capacity of catchment, on the basis of the comparative paired catchment research.

The first estimations of hydrological balance show, that the runoff coefficient in Tetřívčí Brook catchment was significantly lower than in the Zbytinský Brook catchment. From the point of view of runoff variability, more significant differences became evident: i/ in the period of low flows when the forested catchment, especially in years with lower discharge, significantly improved its discharge, ii/ in the period of high flows when the forested catchment, especially in years with higher discharge, showed more significant runoff responses.

By the analysis of rainfall-runoff events was not proved any significant difference in the runoff response in the both monitored catchments. However, some interesting variations were detected. Duration time of the recession limb of hydrograph and at the same time of the complete rainfall-runoff event is in all causal situations in the Tetřívčí Brook longer. With the decrease of the catchment saturation, the difference in the lag time increases in favour of forested Tetřívčí Brook. The greatest difference is recorded for the precipitation of small intensity at the low saturation of the catchment. Specific peak discharge differs according to the type of causal situation, where the important thing is the saturation of the catchment. Higher peak discharges were observed in the Tetřívčí Brook at the lower catchment saturation, especially during long-term precipitations. Peak discharges were significantly higher in the Zbytinský Brook only during short term heavy precipitations at the higher saturation of the catchment.

The potential retention in both catchments is around 30 mm, while slightly higher retention potential was found out in the Zbytinský brook catchment (about 2 mm). From a hydrological point of view is more importantly actual retention of catchment. Regardless of the causal conditions is the water retention higher in the Zbytinský brook catchment. Analysis of retention potential confirmed the negative influence of hydromorphic soils on water retention and showed a potentially higher risk of forest catchment in the formation of significant runoff events.

Václav Královec, Mgr.
Zdeněk Kliment, Doc. RNDr./CSc.
Lukáš Vlček, Mgr.
UK v Praze, Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie
Albertov 6
128 43 Praha 2
Tel.: 221 951 374
E-mail: vaclav.kralovec@natur.cuni.cz
zdenek.kliment@natur.cuni.cz
lukas.vlcek@natur.cuni.cz

ACTA HYDROLOGICA
SLOVACA

Ročník 16, Tematické číslo, 2015, 260 - 266

ANALÝZA BEZZRÁŽKOVÝCH OBDOBÍ A ICH VPLYV NA ZÁSOBU VODY V PÔDE NA ZÁHORSKEJ NÍŽINE

Katarína Brezianská, Justína Vitková

Variabilita rozloženia zrážok počas roka vplýva na nerovnomernosť zásobovania vegetačného krytu vodou zo zóny aerácie pôdy. Jedným z možných parametrov kvantifikácie rozdelenia zrážok na záujmovom území je dĺžka bezzrážkového obdobia. Kritická časová odľahlosť výskytu zrážok zodpovedá stavu, keď v tomto období v pôdnom profile klesne priemerná vlhkosť (resp. jej zodpovedajúca zásoba vody) na hodnotu hydrolimitu bodu vädnutia, ktorá znamena hranicu deštrukčnú pre rastlinný kryt. Príspevok sa zaoberá stanovením bezzrážkových období, ktoré sa vyskytli v období 1961-2010 na Záhorskej nížine. Tiež boli analyzované zásoby vody v pôde s ohľadom na výskyt bezzrážkových období v rokoch 2009 a 2010, kedy na skúmanej lokalite Kostolište prebiehal monitoring vlhkosti pôdy.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ: bezzrážkové obdobie, sucho, zásoba vody v pôde

ANALYSE OF PERIODS WITHOUT PRECIPITATION AND THEIR INFLUENCE ON SOIL WATER STORAGE AT ZÁHORSKA LOWLAND. Variability in rainfall timing during the year takes affects on uneven vegetation cover water supply for the unsaturated soil zone. One of the possible parameter quantifying the distribution of rainfall on the area of interest is the length of time period without precipitation. Critical time distance between rainfall periods corresponds to a state where average moisture level in soil profile for mentioned period decreases (ie. its corresponding water supply) to hydrolimit wilting point, which represents destructive border for the vegetation cover. This article deals with determining the time period without rainfall that occurred between 1961-2010 for the Záhorie lowlands region. There are also analyses of soil water provided with respect to the occurrence of time period without precipitation (period between 2009 and 2010), when a monitoring of soil moisture took place at the Kostolište site.

KEY WORDS: period without precipitation, drought, soil water storage

Úvod

Pretože bez vody nie je život, môžeme sucho chápať ako fenomén, ktorý hádam najvýraznejšie negatívne ovplyvňuje všetky aspekty života na Zemy. Dlhotrvajúce suché obdobia spojené s vysokými teplotami spôsobujú kolaps v poľnohospodárstve, lesnom a vodnom hospodárstve a celkovo je ovplyvnená celá socio-ekonomická sféra. Pre nedostatok vody v súčinnosti s vlnami horúčav hrozí zvýšené riziko požiarov, znižujú sa stavy hladín v tokoch a podzemných vodách, dochádza k deštrukcii pôd zasoľovaním, úhynu živočíchov a rastlinných spoločenstiev.

Pre všeobecný pojem sucha neexistuje jednotná definícia, ale je hodnotené z mnohých aspektov, hlavne ako meteorologické, hydrologické, poľnohospodárske a socioekonomické sucho (Sobíšek, 1993).

V predkladanej práci sa venujeme analýze bezzrážkových období na Záhorskej nížine hodnotených za obdobie 1961-2010, pričom sme použili denné hodnoty úhrnov zrážok meraných Slovenským hydrometeorologickým ústavom v Malackách a Kuchyni-Nový Dvor. Ďalej je v práci hodnotené pôdne sucho na lokalite Kostolište, kde v bazových sadoch v rokoch 2009 a 2010 prebiehal monitoring zásob vody v pôde pomocou neutrónovej sondy vykonávaný pracovníkmi Výskumného ústavu pôdoznalectva a ochrany pôdy v Bratislave.

Materiál a metódy

Popis lokality

Záhorská nížina patrí pod oblasť Viedenskej kotliny,

leží na západe Slovenska pri štátnej hranici s Rakúskom a Českou republikou (obr. 1). Rozdeľuje sa na Borskú nížinu a Chvojnickú pahorkatinu. Záhorská nížina sa rozprestiera medzi pásmom Malých Karpát a riekou Morava. Na severe susedí s pohorím Biele Karpaty, na východe s pásmom Malých Karpát, na juhu a juhozápade tvorí hranicu s Rakúskom a na severozápade je ohraničená Dolnomoravským úvalom.

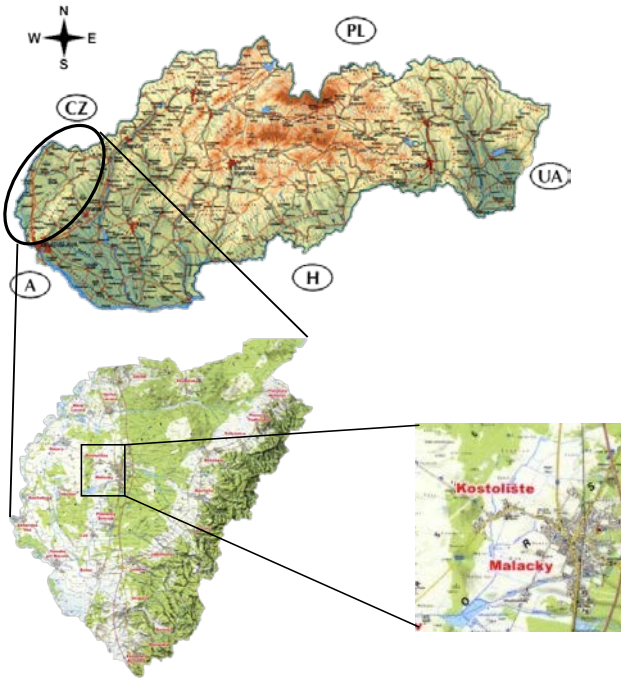
Podnebie v Záhorskej nížine je do veľkej miery ovplyvňované nadmorskou výškou. Nakoľko sa prevažná časť Záhorskej nížiny rozprestiera v nadmorskej výške od 175 do 210 m n. m., spadá do teplej klimatickej oblasti. Klimaticky sa Záhorská nížina rozdeľuje na dve oblasti, prvú tvorí Bor s nivou a terasami Moravy a Myjavy, pre ktoré sú charakteristické severozápadná a západné vetry. Druhou klimatickou oblasťou je pás vo východnej časti Záhorskej nížiny, ktorý sa tiahne pozdĺž Malých Karpát, a v ktorom prevláda juhovýchodné prúdenie vzduchu. Západná časť Záhorskej nížiny patrí do teplej a mierne suchej oblasti s miernou zimou. Severná a východná časť smerom k pohoriam spadá do teplej a mierne vlhkej oblasti s miernou zimou.

Podnebie v nížine je kontinentálne s menšími výkyvmi teplôt počas roka. Letné teploty sú v západnej časti vyššie ako vo východnej časti, pričom vo východnej časti územia je vyšší úhrn zrážok a dní so snežením. Priemerné ročné teploty vzduchu dosahujú hodnotu 9,5°C, priemerné júlové teploty v západnej oblasti až 20℃ a vo východnej oblasti 18℃. Priemerné januárové teploty dosahujú v západnej oblasti hodnotu -0,5˚C a vo východnej oblasti až -2˚ C. Počet dní so snehovou prikrývkou sa na danom území pohybuje v rozmedzí 30-50. Podnebie Záhorskej nížiny spadá z hľadiska zrážok do mierne vlhkej až vlhkej oblasti s miernou zimou, pričom sa priemerný ročný úhrn zrážok pohybuje v rozmedzí 550 – 650 mm a so stúpajúcou nadmorskou výškou pribúda aj výška zrážok (Atlas krajiny, 2002).

Analýza bezzrážkových období

Na analýzu bezzrážkových období bola použitá metodika navrhnutá v práci Šútor a kol. (2011). Za bezzrážkové obdobia sa pokladali dni bez zrážok a dni so zrážkami do výdatnosti 3 mm. Hranica 3 mm bola stanovená kvôli tomu, že takéto slabé zrážky sa zachytávajú na povrchu rastlín a pôdy a nemajú výrazný vplyv na pôdnu vlhkosť. Tento proces sa nazýva interceptcia, je chápaná ako neproduktívny výpar z povrchu rastín. V dni, keď boli zaznamenané zrážky s výdatnosťou vyššou ako 3 mm, nastalo prerušenie bezzrážkového obdobia.

Bezzrážkové obdobia boli rozdelené do štyroch kategórií, a to: 5-9 dní, 10-14 dní, 15-19 dní a viac ako 20 dní bez zrážok (Šútor a kol., 2011). Obdobia bez zrážok kratšie ako 5 dní sa nebrali do úvahy. Sú to príliš krátke obdobia, ktoré nevyvolávajú stres rastlín z nedostatku vody. Naopak, obdobia dlhšie ako 5 dní spôsobujú najmä vo vrchných vrstvách pôdy znižovanie zásob vody v pôde, kedy rastliny reagujú narušovaním pomeru fotosyntézy a respirácie, prestáva sa tvoriť organická hmota, klesá turgor, čiže vnútorný tlak raslín, postupne dochádza k vädnutiu až odumieraniu rastliny. Samozrejme, nie každá rastlina reaguje na určité vodné pomery v pôde rovnako. Negatívne účinky sucha závisia od rastlinného druhu, odrody, stupňa rastu, vývoja a pod. (Antal, Igaz, 2006).



Obr. 1. Situovanie skúmanej locality.
Fig. 1. Localization of analyzed area.

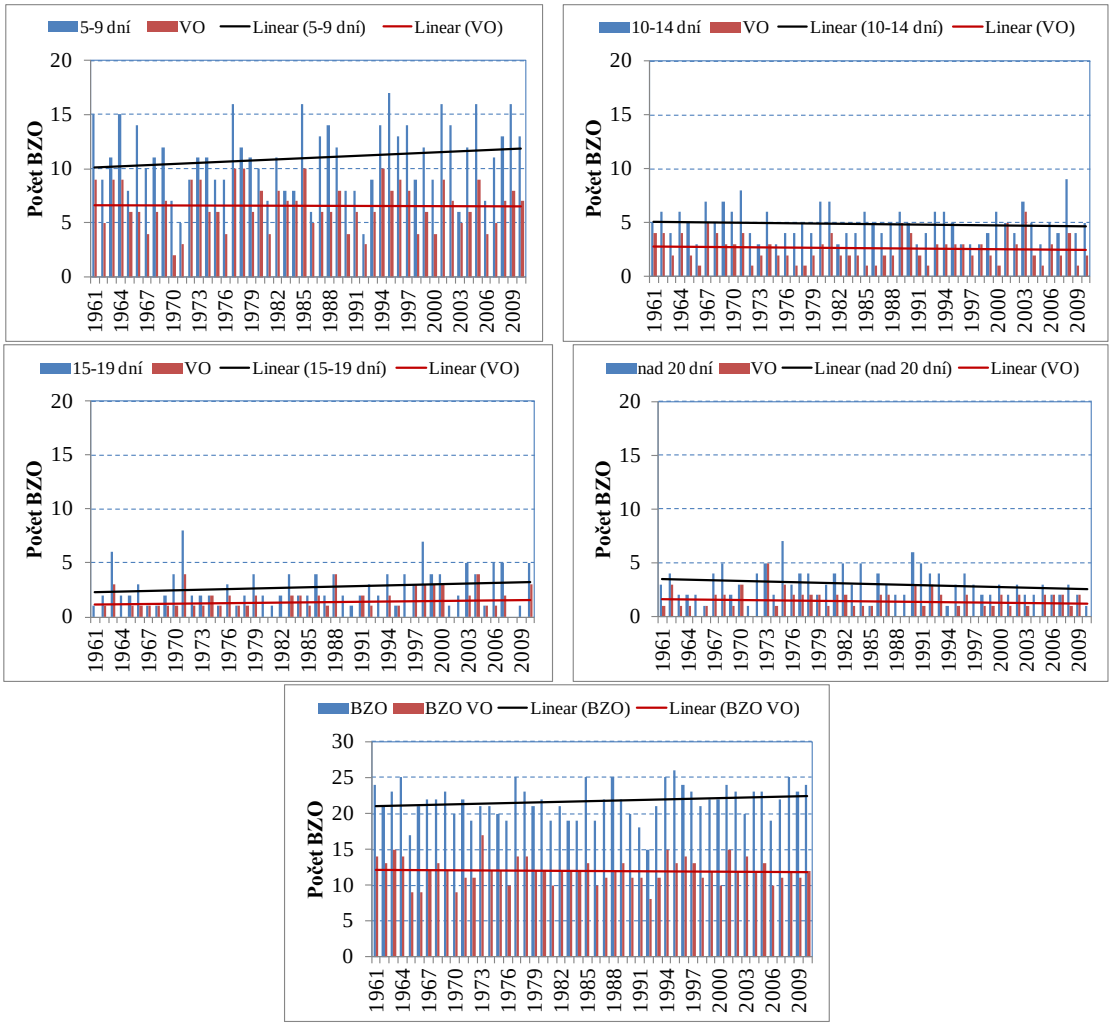
Identifikácia pôdneho sucha

Za referenčné stanovenie pôdneho sucha je pokladaná metodika hodnotenia na základe hydrolimitov, a to bodu vädnutia, bodu zníženej dostupnosti a poľnej vodnej kapacity. Hydrolimity sú určité pôdne vlhkosti, dosiahnuté za dohodnutých, presne definovaných podmienok (Kutílek, 1978). Stanovujú sa z vlhkostných retenčných čiar.

- Bod vädnutia (BV) je vlhkosť pôdy, kedy sú rastliny nedostatočne zásobované vodou. Tento bod nie je stály pre rôzne druhy rastlín, ani pre rovnakú rastlinu v rôznych vývojových štádiách. Pre tento bod bola preto zvolená priemerná hodnota, ktorá je smerodajná hlavne pre kultúrne plodiny. Ide o vlhkosť pri vlhkostnom potenciáli (sacom tlaku $1{,}5.10^6$ Pa), čo predstavuje pF=4,18 na odvodňovacej krivke retenčnej čiary.
- Bod zníženej dostupnosti (BZD) je charakterizovaný pohyblivosťou pôdnej vody v rozmedzí medzi bodom vädnutia a retenčnou vodnou kapacitou. V tomto štádiu je rastlina limitovaná nedostatkom vody a spomaľujú sa jej fyziologické procesy. Pri kultúrnych plodinách dochádza k úbytku výnosov. BZD je charakterizovaný hodnotou pF=3,3.
- Poľná vodná kapacita (PVK) je množstvo vody, ktoré sa po infiltrácii do pôdy udrží určitú dobu, pričom prevzdušnenosť pôdy je postačujúca pre vývoj rastlín. PVK zodpovedá hodnote pF=2,0 až 2,7.

Výsledky a diskusia

Na hodnotenie bezzrážkových období bolo použité 50-ročné obdobie 1961-2010. Hodnoty denných úhrnov zrážok boli namerané na meteorologickej stanici v Malackách a Kuchyni-Nový Dvor.
Grafické zobrazenie počtov BZO a ich lineárny trend za jednotlivé roky (1961-2010) a počtu BZO spadajúcich do vegetačného obdobia je uvedené na obrázku 2.



Obr. 2. Počet bezzrážkových období a ich lineárny trend za obdobie 1961-2010 pre jednotlivé kategógie.
Fig. 2. The number of periods without precipitation and its linear trend for each category in the period 1961-2010.

Ako vidieť z grafov, v prvej a tretej kategórii (čo sú 5-9 a 15-19 dňové obdobia bez zrážok) má lineárny trend BZO stúpajúci charakter. Pri kategóriach 10-14 a nad 20 dní je lineárny trend za sledované obdobie mierne klesajúci. V konečnom dôsledku ale celkový počet bezzrážkových období za sledované obdobie 1961-2010 narastá.

Počty BZO spadajúcich do vegetačného obdobia majú takmer vyrovnaný trend pri všetkých štyroch kategóriach BZO. Veľmi mierny klesajúci trend je badateľný pri kategóriach 10-14 dní, nad 20 dní a pri sume všetkých BZO zaevidovaných počas VO. Iba v prípade kategórie 15-19 dní BZO vidno slabý nárast trendu.

Výraznejšie stúpajúci trend je pozorovaný hlavne pri krátkodobých bezzrážkových obdobiach 5-9 dní.

S ohľadom na pôdne sucho boli analyzované roky 2009 a 2010, kedy na Záhorskej nížine v lokalite Kostolište prebiehal monitoring vlhkosti pôdy pomocou neutronnovej sondy. Obidva hodnotené roky boli zrážkovo nadnormálne oproti dlhodobému priemeru z obdobia 1961-2010 (obr. 3). Priemerný ročný úhrn zrážok za obdobie 1961-2010 bol 647 mm, naproti tomu v roku 2009 bola nameraná hodnota ročných úhrnov zrážok 827 mm a v roku 2010 až 953 mm.

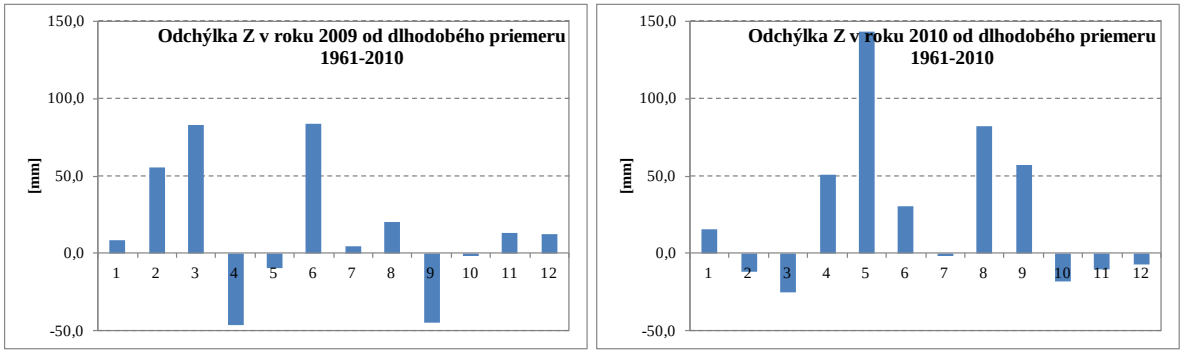
Na obrázku 4 je hodnotý počet bezzrážkových období v rokoch 2009 a 2010 oproti priemeru z obdobia 1961-2010. Z grafu je zreteľné, že počet krátkodobých období (5-9 dní) sucha v sledovaných dvoch rokoch výrazne stúpol oproti priemeru z dlhodobého obdobia, hlavne v roku 2009. V obidvoch rokoch nebol zaznamenaný ani zvýšený počet bezzrážkových období, jedine v kategórii 15-19 dní BZO v roku 2010.

Na obr. 5 a 6 sú zobrazené namerané hodnoty hladiny podzemných vôd (HPV) a vlhkostí pôdy v najvrchnejšej vrste pôdneho horizontu, a to 0-10 cm. Táto vrstva je najvýraznejšie ovplyvňovaná povrchovými vplyvmi, meteorologickými i poľnohospodárskymi zásahmi. Ďalej je tu vlhkosť pôdy nameraná v horizonte 0-30, ktorý je dôležitý pre úžitkové plodiny a vo vrstve 0-50, ktorá je využívaná koreňovým systémom drevín.

V roku 2009 dosahovala hladina podzemných vôd hodnoty od 114 po 160 cm pod úrovňou terénu. V roku 2010 bol rozkyv hladnín HPV veľmi výrazný. Hodnoty boli namerané od 30 do 130 cm pod úrovňou terénu. Dá sa predpokladať, že v oboch rokoch bol pôdny horizont dostatočne zásobovaný aj horizontálnymi zrážkami, aj kapilárnym prítokom vody od hladiny podzemných vôd takmer počas celého skúmaného obdobia.

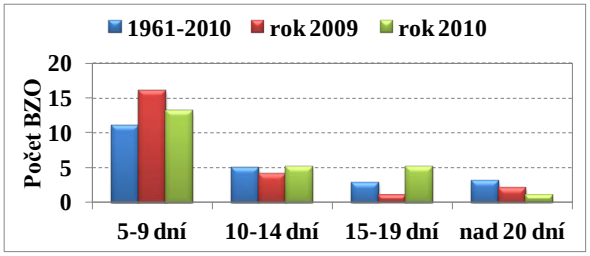
Na obrázku 6 sú vynesené vlhkosti pôdy v pôdnych horizontoch 0-10, 0-30 a 0-50 cm spolu s hydrolimitami: bodom vädnutia, bodom zníženej dostupnosti a s poľnou vodnou kapacitou, ktoré predstavujú hraničné hodnoty dostupnosti pôdnej vlahy pre rastliny.

Vo vrstve 0-10 cm sa vlhkosť pohybovala nad hranicou bodu vädnutia, pričom ale na začiatku a konci vegetačného obdobia roku 2009 a v júli roku 2010 sa hodnoty



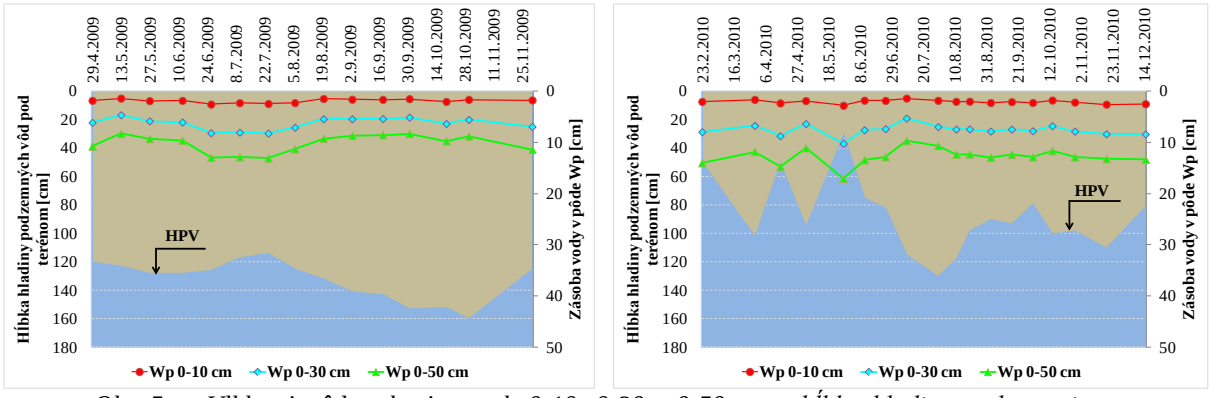
Obr. 3. Odchýlky zrážkových úhrnov nameraných v rokoch 2009 a 2010 od dlhodobého priemeru z obdobia 1961-2010.

Fig. 3. Deviations from precipitation totals measured in 2009 and 2010 and long-term average from the period 1961-2010.



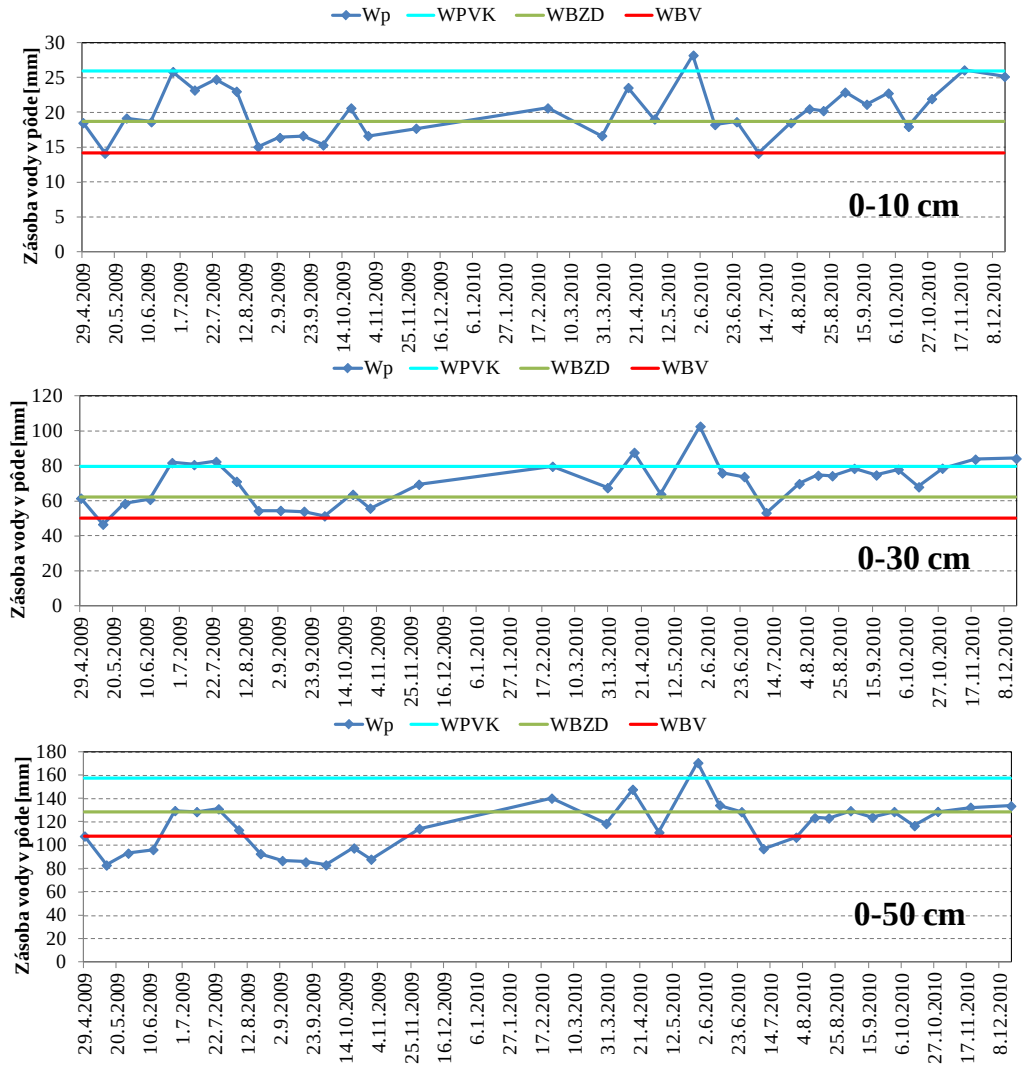
Obr. 4. Porovnanie počtu bezzrážkových období, ktoré sa vyskytli v rokoch 2009 a 2010 s dlhodobým priemerom počtu BZO vypočítaným za normálové obdobie 1961-1990.

Fig. 4. Comparison between periods without precipitation that occurred in 2009 and 2010 and long-term average PWP calculated for the regular period 1961-1990.



Obr. 5. Vlhkosti pôdy v horizontoch 0-10, 0-30 a 0-50 cm a hĺbka hladiny podzemnej vody v rokoch 2009 a 2010 namerané na lokalite Kostolište.

Fig. 5. Soil moisture in the horizon of 0-10cm, 0-30cm and 0-50 cm and depth of the groundwater level in 2009 and 2010, measured at the site Kostolište.



Obr. 6. Priebeh vlhkosti pôdy v horizontoch 0-10, 0-30 a 0-50 cm v rokoch 2009 a 2010, a hydrolimity W_{PVK} – poľná vodná kapacita, W_{BZD} – bod zníženej dostupnosti a W_{BV} – bod vädnutia.

Fig. 6. The course of soil moisture in the horizon of 0-10cm, 0-30cm and 0-50 cm in 2009 and 2010, and hydrolimits W_{PVK} – field water capacity, W_{BZD} – point of decreased availability and W_{BV} – wilting point.

pôdnej vlhkosti pohybovali v rozmedzí medzi BV a bodom zníženej dostupnosti, čo je stav, keď rastliny prestávajú tvoriť biomasu a spomaľujú sa ich fyziologické procesy pre nedostatok vlahy. Podobný priebeh je aj pre horizont 0-30 cm. V horizonte 0-50 cm vlhkosť pôdy klesla pod BV viackrát a za dlhšie časové obdobie. Celkovo sa vlhkosť pohybovala v rozmedzí medzi BV a BZD takmer počas celého sledovaného obdobia.

Záver

V predkladanej práci boli analyzované BZO stanovené pre 50-ročné obdobie 1961-2010, ktoré sa vyskytli na Záhorskej nížine Denné hodnoty úhrnov zrážok boli namerané na meteorologických staniciach v Malackách a Kuchyni-Nový Dvor. BZO boli zatriedené do štyroch kategógií podľa metodiky navrhnutej v práci Šútor a kol. (2011) Sú to kategógie: 5-9 dní, 10-14 dní, 15-19 dní a obdobie bez zrážok nad 20 dní. BZO boli prerušené, keď sa vyskytli zrážkové úhrny vyššie ako 3mm.

V prvej a tretej kategórii (5-9 a 15-19 dňové obdobia bez zrážok) má lineárny trend BZO stúpajúci charakter. Pri kategóriach 10-14 a nad 20 dní je lineárny trend za sledované 50-ročné obdobie mierne klesajúci. V konečnom dôsledku ale celkový počet bezzrážkových období za sledované obdobie 1961-2010 narastá.

Počty BZO spadajúcich do vegetačného obdobia majú takmer vyrovnaný trend pri všetkých štyroch kategóriach BZO. Veľmi mierny klesajúci trend je badateľný pri kategóriach 10-14 dní, nad 20 dní a pri sume všetkých BZO zaevidovaných počas VO. Iba v prípade kategórie 15-19 dní BZO vidno slabý nárast trendu.

Výraznejšie stúpajúci trend je pozorovaný hlavne pri krátkodobých bezzrážkových obdobiach 5-9 dní.

Ďalej bolo v práci hodnotené pôdne sucho v rokoch 2009 a 2010 na základe monitoringu vlhkosti pôdy a meraní HPV na lokalite Kostolište. Obidva hodnotené roky boli zrážkovo nadpriemerné oproti dlhodobému priemeru z obdobia 1961-2010. Priemerný ročný úhrn zrážok za obdobie 1961-2010 bol 647 mm, naproti tomu v roku 2009 bola nameraná hodnota ročných úhrnov zrážok 827 mm a v roku 2010 až 953 mm.

Rovnako aj hodnoty HPV boli vysoké počas oboch rokov. V roku 2009 dosahovala hladina podzemných vôd hodnoty od 114 po 160 cm pod úrovňou terénu. V roku 2010 bol rozkyv hladnín HPV veľmi výrazný. Hodnoty boli namerané od 30 do 130 cm pod úrovňou terénu.

Pôdne sucho bolo hodnotené pre horizonty 0-10 cm, 0-30 cm a 0-50 cm na základe hydrolimitov: bodu vädnutia, bodu zníženej dostupnosti a poľnej vodnej kapacita. V roku 2009 boli rastliny ohrozené nedostatkom vlahy na začiatku a konci VO vo vrstvach 0-10 a 0-30 cm. V roku 2010 boli pôdne horizonty ohrozené suchom v letných mesiacoch, najmä v júli. Nedostatok pôdnej vlahy bol najvýraznejší v horizonte 0-50 cm, kde sa takmer počas celého dvojročného obdobia vlhkosť pôdy pohybovala v rozmední od BZD a výrazne presahovala aj spodný limit BV hlavne v roku 2009.

Podľa výsledkov sa dá konštatovať, že i napriek tomu, že sledované roky 2009 a 2010 boli zrážkovo nadpriemerné a dostatočne dotované kapilárnym prítokom od HPV, nevyskytlo sa ani nadpriemerné množstvo BZO ani počas roka ani počas VO, hodnotenie zásob vody podľa hydrolimitov poukazuje na nedostatok vlahy v pôde, ktorá klesla v niektorých obdobiach pod bod vädnutia, čo je hranica nezvratného odumierania pre rasliny. Toto hodnotenie samozrejme nie je celkom správne, keďže hydrolimity sú len akýmisi všeobecnými ukazovateľmi dostupnosti vody pre rastliny. Vlhkosť pôdy, kedy sa prejavuje vädnutie rastliny, nie je stála pre rôzne druhy rastlín, dokonca ani pre rovnaký druh rastliny, mení sa podľa jej vývojového štádia, podľa klimatických podmienok, osmotického tlaku pôdneho roztoku. Pri stanovovaní hydrolimitov môže nastať niekoľko chýb zapríčinených ľudským faktorom pri odbere vzoriek na stanovenie retenčných kriviek, alebo nepresnosťou meraní na pretlakových zariadeniach. Toto sú príčiny, prečo nedostatok vlhkosti pôdy pre rastliny stanovený na základe hydrolimitov celkom nekorešponduje s dostatkom vlahy, či už zo zrážok, alebo z prítoku od HPV počas sledovaného obdobia.

Je preto potrebné venovať sa vytvoreniu komplexnejšej a presnejšej metodiky, ktorá by lepšie zachytila súvislosti pri analyzovaní rôznych druhov sucha a ich dôsledkov.

Poďakovanie

Tento príspevok bol vytvorený realizáciou projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja, a tiež s finančnou podporou z projektov Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV-0139-10, APVV-0512-12 a Vedeckej grantovej agentúry VEGA 2/0013/15.

Literatúra

Antal, J., Igaz, D. (2006): Aplikovaná agrohydrológia. 4. rozšírené vyd. Nitra: SPU, 2006. 210 s. ISBN 80-8069-669-1.

Atlas krajiny Slovenskej republiky (2002). MŽP SR, Bratislava 2002, ISBN 80-88833-27-2.

Kutílek, M. (1978): Vodohospodářská pedologie, SNTL, ALFA, s. 170.

Sobíšek, B., et. al. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1. vyd. Praha: Academia. 1993, 594 s. ISBN 80-85368-45-5.

Šútor, J., Šurda, P., Štekauerová, V. (2011): Vplyv bezzrážkových období na dynamiku zásob vody v zóne aerácie pôdy. In Acta Hydrologica Slovaca, roč. 12, č. 1, s. 22 - 28. ISSN 1335-6291.

ANALYSE OF PERIODS WITHOUT PRECIPITATION AND THEIR INFLUENCE ON SOIL WATER STORAGE AT ZÁHORSKA LOWLAND

In this presented work there were analyzed periods without precipitation (PWP) sets for the 50-years period from 1961-2010, which occurred at Záhorská lowland. Daily rainfall values were measured and collected at the weather station in Malacky and Kuchyna-Nový Dvor. PWP were classified into four precipitation categories, according to the methodology described in article Šútor a kol. (2011). The precipitation categories are following: 5-9 days, 10-14 days, 15-19 days and time period longer than 20 days with no precipitation. PWP were interrupted, if there was a rainfall totals exceeding 3 mm.

In the first and third category (5-9 and 15-19 days period without rainfall) the linear PWP trend has a increasing character. For the rest of the categories 10-14 and 20 and above, the linear trend observed during the 50-year period has a slight downward tendency. Ultimately however, the total amount of periods without precipitation during the observed years 1961-2010 has a increasing tendency.

The PWP numbers falling into the vegetation period have nearly balanced trend in all mentioned categories. A slight downward trend is observed in categories 10 to 14 days, 20 and above and for the sum of all PWP registered during vegetation period. Only in the category 15-19 days PWP is showing slight growth trend.

More significant upward trend is observed mainly for short period 5-9 days without precipitations.

Further work evaluated soil dryness between 2009 and 2010, based on soil moisture monitoring and measuring groundwater level at the site Kostolište. Both measured years were rated above average in regards to rainfall, compared to the long-term average from the period 1961-2010. Average annual rainfall for the period 1961-2010 was 647 mm, whereas in 2009 the value measured for annual rainfall was 827 mm, and in 2010 even up to 953 mm.

Also, the values of groundwater level were considerably high during both years. In 2009, the level of groundwater values attained from 114 up to 160 cm below ground level. In 2010, the range of groundwater values groundwater level was more significant. The values were measured from 30 to 130 cm below the ground level.

Soil drought has been evaluated for horizons 0-10 cm, 0-30 cm and 0-50 cm based on these hydrolimits: wilting point, point of decreased availability and field water capacity. In 2009, the plants were endangered by a lack of moisture at the beginning and end of vegetation period in a layers 0-10 and 0-30 cm. In 2010 soil moisture horizons were endangered by the drought during the summer period, especially in July. The lack of soil moisture was most significant between 0-50 cm, where almost throughout the whole two-year period the soil moisture ranged from point of decreased availability and greatly exceeded the upper limit of wilting point mainly in 2009.

According to the results it can be concluded that even though the reference years 2009 and 2010 were above rainfall average totals and adequately funded by capillary tributaries from groundwater level, there was no more than average amount of PWP either during the year or during vegetation period. Evaluation of water supplies by hydrolimit, point out the lack of moisture in soil that has fallen in some periods under the wilting point, which is the threshold for irreversible plants necrosis. This assessment, of course, is not entirely accurate, since hydrolimits are only general indicators of water availability for plants. Soil moisture level when the plants wilting occurs, is not fixed for all different types of plants, but also varies for the same type of plant based on its development stage, climatic conditions and the osmotic pressure of soil. When establishing hydrolimits, several human errors can occur, for example determination of retention curves during the sample collection of the specimens, or inaccurate measurements from the pressure equipment. These are the reasons why the lack of soil moisture for plants established based on set hydrolimits, does not entirely correspond with sufficient moisture, either from rainfall or from tributaries from groundwater level.

It is therefore crucial to create and establish a comprehensive and exact methodology that would sufficiently capture the context for analyzing different kinds of drought and its consequences.

Katarína Brezianská, Ing. PhD.
Justína Vitková, Ing. PhD.
Ústav hydrológie SAV
Račianska 75
831 02 Bratislava
Tel.: +4212 49268 302
Fax: +4212 44259 404
E-mail: stehlova@uh.savba.sk
vitkova@uh.savba.sk

