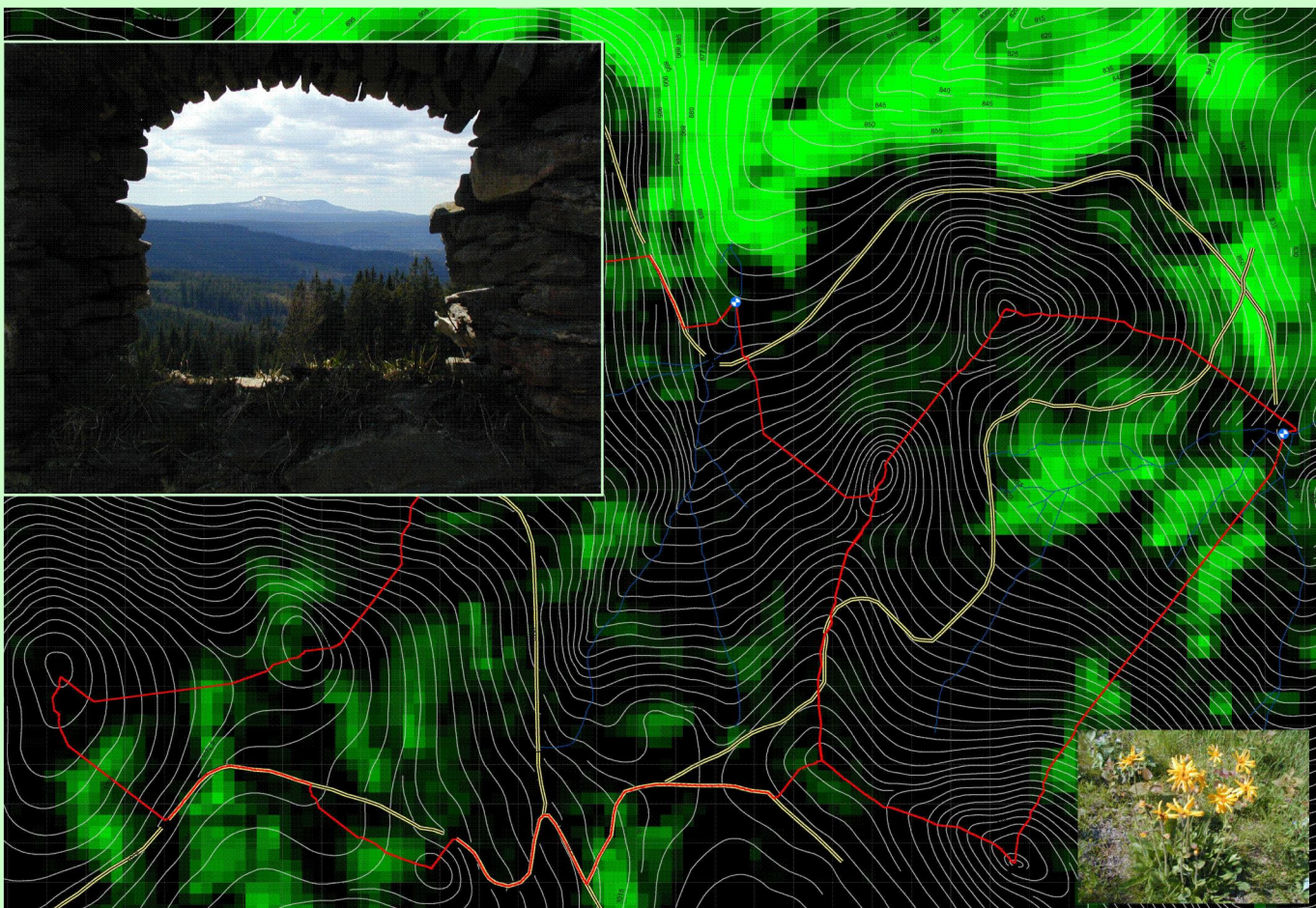


# HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2008



Praha, Česká republika



# **HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ**

## **2008**

Editoři: Miloslav Šír, Miroslav Tesař, Lubomír Lichner

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6  
Praha, 2008

## **Předmluva editorů**

Kniha obsahuje 48 plných textů vědeckých článků. Články byly připraveny jako příspěvky pro konferenci s mezinárodní účastí „Hydrologie malého povodí 2008“, která se konala 23. až 24.4. 2008 v Praze. Konferenci pořádaly: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i., Praha; Ústav hydrologie SAV, Bratislava; Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha; Český národní výbor pro hydrologii; Vysoká škola technická a ekonomická v Českých Budějovicích.

Vědecký výbor konference: Prof. Ing. Milena Císlarová, CSc., Ing. František Doležal, CSc., Ing. Josef Hladný, CSc., RNDr. Ladislav Holko, CSc., Ing. Miroslav Krejča, CSc., Ing. Lubomír Lichner, CSc., Ing. Viliam Novák, DrSc., Ing. Miloslav Šír, CSc., Prof. Ing. Jaroslav Škvarenina, CSc., RNDr. Vlasta Štekauerová, CSc., RNDr. Július Šútor, DrSc., Ing. Miroslav Tesař, CSc., Prof. Ing. Tomáš Vogel, CSc., Ing. Jan Weger, PhD.

Knihu vydal Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., v Praze s podporou Akademie věd České republiky (AV0Z20600510, 1QS200420562), Grantové agentury České republiky (205/06/0375, 205/08/1174, 526/08/1016), MŠMT České republiky (MEB 0808114) a MŽP České republiky (SP/1a6/151/07).

Editori: Miloslav Šír, Miroslav Tesař, Lubomír Lichner

Název: Hydrologie malého povodí 2008

Editori: Miloslav Šír, Miroslav Tesař, Lubomír Lichner

Vydal: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

Rok vydání: 2008

ISBN 978-80-87117-03-3

# Obsah

	str.
<b>Titulní list</b>	i
<b>Předmluva editorů</b>	ii
<b>Obsah</b>	iii
<b>Úvod</b>	vi
Josef Hladný	
1 <b>Spory o příčiny vzniku a vývoje klimatických změn ve vztahu k malým povodím</b>	1
Jaroslav Balek	
2 <b>Using regional climate models for an estimation of global change impacts on water balance in the Tatra Mts. Slovakia</b>	7
Anna Benčoková, Evžen Stuchlík, David Hardekopf	
3 <b>Charakteristiky odtoku v období tání v experimentálních povodích v Jizerských horách</b>	15
Šimon Bercha, Libuše Bubeníčková, Jan Jirák, Pavla Řiřicová	
4 <b>Vyhodnocení odtoků z malých lesnatých povodí v oblasti Moravskoslezských Beskyd</b>	19
Milan Bíba, Zuzana Oceánská, Zdeněk Vícha, Milan Jařabáč	
5 <b>Odhad nejistot v hydrologickém modelování</b>	23
Šárka Blažková, Keith Beven	
6 <b>Vliv využití vegetačního krytu na energetické toky a evapotranspiraci na příkladu dvou malých povodí</b>	31
Jakub Brom, Jan Procházka	
7 <b>Proměnlivost vodního režimu v zalesněných experimentálních povodích</b>	39
Josef Buchtele, Miroslav Tesar	
8 <b>Výskum hydrických funkcí lesov a ich využitie v hydrológii</b>	47
Vladimír Čaboun, Zuzana Sitková	
9 <b>Influence of litter on initial water transport in soil under forest stand</b>	57
Jozef Capuliak, Marian Homolák, Štefan Aschenbrenner, Yousif Abdel Rahman Ahmed, Richard Královič	
10 <b>Látkové toky v povodí ICP-IM CZ01 Košetice</b>	65
Jaroslava Červenková, Jan Čech	
11 <b>Využití laboratorního simulátoru deště pro studium charakteristik povrchového odtoku a vodní eroze v měřítku malého povodí</b>	71
Tomáš Dostál, Karel Vrána, Pavla Schwarzová, Jana Veselá, Martin Pavel, Alena Jakubíková	
12 <b>Numerical study of the ponded infiltration experiment under different experimental conditions</b>	79
Jaromír Dušek, Michal Dohnal, Tomáš Vogel	
13 <b>Rozpustné a nerozpustné polutanty ve vzorcích vody z mlh a námraz</b>	85
Jaroslav Fišák, Valeria Stoyanova, Pavel Chaloupecký, Daniela Řezáčová, Tsenka Tsacheva, Temenuzhka Kuppenova, Miko Marinov	
14 <b>Kvantifikácia zásob vody v ílovito-hlinitých pôdach</b>	93
Milan Gomboš, Július Šútor, Branislav Kandra	
15 <b>Analýza zrážkovo – odtokových vzťahov v malých povodiach Vysokých Tatier</b>	99
Helena Hlavatá, Ladislav Holko, Zdeněk Kostka, Ján Novák	
16 <b>Priemerná doba prechodu vody v povodiach s rôznou veľkosťou</b>	107
Ladislav Holko, Martin Šanda, Zdeněk Kostka, Juraj Michalko	
17 <b>Podiel stromovej nekromasy na celkovej vodnej bilancii prirodzeného bukového ekosystému na príklade NPR Vtáčnik</b>	115
Marián Homolák, Jozef Capuliak, Štefan Aschenbrenner, Yousif Abdel Rahman Ahmed, Martin Smolek	
18 <b>Evaporation from the soil surface and evapotranspiration of a spruce stand after disastrous snow breakage in winter 2005/2006</b>	123
Petr Kantor, Zdeněk Karl, František Šach	



19	<b>The soil water balance as influenced by the interception of different canopies</b>	131
	Karol Kňava, Viliam Novák, Tomáš Orfánus	
20	<b>Vliv fyzikálních a chemických vlastností půdního prostředí na parametry kalibračních křivek ECH<sub>2</sub>O senzorů EC-5 pro in situ měření půdní vlhkosti</b>	139
	Radka Kodešová, Arnošt Mráz, Jana Heverlová, Gabriela Šedivcová	
21	<b>Využití modelu SWIM pro simulace evapotranspirace v povodí Malše</b>	147
	Romana Košková, Soňa Němečková	
22	<b>Extrémy denních odtoků ze sítě lesních povodí GEOMON</b>	155
	Pavel Krám, Daniela Fottová	
23	<b>Meteorologické situace v hydrologickém roce 2007 a jejich důsledky pro biogeodynamiku některých chemických prvků v modelovém povodí Lesního potoka</b>	163
	Petra Kubínová, Petr Skřivan, Jaroslav Fišák, Jan Rohovec	
24	<b>Porovnání kvality vody v experimentálním povodí Uhlířská</b>	169
	Alena Kulasová, Šárka Blažková, Libuše Bubeníčková Jiří Hlaváček, Dušan Ruprecht	
25	<b>Hydropedologie v malém povodí</b>	175
	Miroslav Kutílek	
26	<b>Změna teploty drenážní vody – jeden z podkladů k ověření hypotéz o tvorbě drenážního odtoku ve svahu</b>	183
	Tomáš Kvítek, Antonín Zajíček, Markéta Kaplická	
27	<b>Veterná kalamita na Horehroní a jej vplyv na odtokový režim vybraných malých horských povodí</b>	191
	Daniela Kyselová, Kateřina Hrušková, Helena Šipikalová	
28	<b>Vplyv rôznych rastlinných porastov na hydrofyzikálne charakteristiky piesočnatej pôdy</b>	197
	Lubomír Lichner, Tomáš Orfánus, Miloslav Šír, Miroslav Tesař	
29	<b>Vliv průběhu dešťových srážek při modelování povodňového odtoku</b>	203
	Petr Máca	
30	<b>Výsledky hydrologického hodnocení přívalových povodní z června 2007 na Kroměřížsku</b>	209
	Václav Matoušek	
31	<b>Vymezování zdrojových oblastí plošného zemědělského znečištění v GIS</b>	219
	Pavel Novák, Tomáš Kvítek	
32	<b>Pohyb dusičnanov v pôde a riziko ich prieniku do hydrosféry</b>	221
	Katarína Nováková, Dušan Nágel	
33	<b>Small-scale variation of hydraulic properties in pine forest soil near Sekule, southwestern Slovakia</b>	231
	Tomáš Orfánus, Lubomír Lichner, Miloslav Šír, Miroslav Tesař	
34	<b>Skutečná spotřeba vody vybranými kulturními a plevelnými druhy rostlin stanovená v polních podmínkách</b>	241
	Jan Pivec, Václav Brant	
35	<b>Porovnání a dlouhodobý trend látkových toků tří malých povodí na Šumavě</b>	247
	Jan Procházka, Jakub Brom	
36	<b>Využitie hydrologického modelu SWIM: modelová štúdia Kysuce</b>	255
	Zuzana Sitková, Romana Košková, Soňa Němečková, Tomáš Hlásny, Peter Baláž	
37	<b>Experimentální výzkum vlivu uzavřeného vzduchu na proudění vody a transport látek v půdě</b>	263
	Michal Sněhota, Martina Sobotková, David Zumr, Milena Císlarová	
38	<b>Hodnotenie hydrologického sucha a jeho vplyvu na zložky hydrologickej bilancie v povodí hornej Nitry</b>	269
	Michaela Stojkovicová, Andrej Machlica, Miriam Fendeková	
39	<b>Analysis of heavy elements in air, fog and rime from Milešovka and Kopisty</b>	277
	Valeria Stoyanova, Petranka Petrova, Jaroslav Fišák, Nonka Daskalova, Tsenka Tsacheva, Miko Marinov	

40	<b>Hydrological response of the small catchment monitored by means of isotope and silica tracers</b>	285
	Martin Šanda, Alena Kulasová, Renata Němcová, Milena Císlerová	
41	<b>Variabilita hodnôt nasýtených hydraulických vodivosti poľnohospodársky obrábaných pôd</b>	293
	Vlasta Štekauerová, Vladimír Mikulec	
42	<b>Prognózovalenie pôdneho sucha</b>	301
	Július Šútor	
43	<b>Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokových změn na malém lesním povodí Orlických hor</b>	307
	Vladimír Švihla, Vladimír Černohous, František Šach	
44	<b>Runoff formation in Senotín: a revitalised sub-mountain headwater area</b>	315
	Miroslav Tesař, Oldřich Syrovátka, Miloslav Šír, Lubomír Lichner	
45	<b>Dynamika změn vybraných ukazatelů jakosti povrchové vody během extrémních hydrologických stavů v malém zemědělsko lesním povodí</b>	323
	Petr Fučík, Markéta Kaplická, Tomáš Kvítek, Jana Peterková, Kateřina Puršová	
46	<b>Analýza meteorologických podmienok a sucha pri vzniku lesných požiarov na kalamitných plochách TANAP-u v roku 2005</b>	335
	Tomáš Vida, Jaroslav Škvarenina, Ján Tuček, Andrea Majlingová, Peter Fleischer	
47	<b>Hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v horských ekosystémoch Poľany, Nízkych a Západných Tatier v zimách rokov 2005/06 – 2007/08</b>	341
	Matúš Hríbik, Jaroslav Škvarenina, Daniela Kyselová	
48	<b>Hodnotenie kvality zavlažovania z aspektu ochrany pôdnych a vodných zdrojov</b>	349
	Ján Hríbik	

## Předmluva

Josef Hladný

Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4

Hydrologická rokovaní, která již s několikaletou tradicí iniciuje a organizuje Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd České republiky ve spolupráci hlavně s Českou vědeckotechnickou vodohospodářskou společností a s Českým výborem pro Mezinárodní hydrologický program UNESCO na Novotného lávce v Praze, se setkávají se stále více sympatizující odezvou v české i slovenské odborné veřejnosti. Svědčí o tom rostoucí počet příspěvků, zvyšující se návštěvnost těchto akcí, četná osobní sdělení, literární odkazy a diskuse.

Za přínos se zřejmě považuje mimo jiné, že tyto konference mapují dosažený pokrok z poslední doby, a to vždy u aktuálního specifického problému moderní hydrologie a vodního hospodářství. Když ve sledu takto určených témat, některé z nich je třeba opakovat znovu, signalizuje to samo o sobě již mimořádný zájem veřejnosti a vytrvalé požadavky uživatelské sféry na další rozvoj. Není proto náhodou, že v programu této v pořadí páté konference jsou zařazeny problematika odtoku a návazná témata k hydrologii malých povodí po třetí (2003 – Hydrologie půdy v malém povodí, 2005 – Hydrologie malého povodí I, 2008 – Hydrologie malého povodí II).

Zkoumání odtokových a souvisejících procesů na malých povodích se vine jako Ariadnina nit' bludištěm lidského poznávání pochodů spojených s oběhem vody. Dokumentuje to již jen letmá exkurze do minulosti.

Za počátek vědecké hydrologie se označuje rok 1674, kdy Francouz Pierre Perrault (1611 – 1680) zveřejnil publikaci „O původu pramenů“ (Perrault, Pierre. *De l'origine des fontaines*. Paris: P. Le Petit, 1674). I když šlo historicky o strategický zlom v nazírání na hydrosféru, byla představa o odtokovém procesu a jeho časoprostorových rozdílnostech v různých měřících povodí přesto ještě jen značně hrubá. K systematickému a již k hlouběji objasňujícímu pozorování vodního režimu došlo až o 150 let později v tzv. instrumentální éře hydrologického vývoje.

Zpočátku se monitorovací úsilí pochopitelně zaměřovalo na povodí velkých toků. Uveďme to ku příkladu na území Čech. Šlo o taková povodí, jako je plocha Labe po Děčín, Vltavy po Prahu atp. V té době v roce 1875 zakládá v Praze Prof. Andreas Harlacher, vysokoškolský pedagog švýcarského původu, Hydrografickou komisi pro Království české. Impulsem k tomu byly hydrologické pohromy – povodně a sucha – které postihly v regionálních rozměrech tehdy prostor českých zemí. Mimochodem, letos uplynulo tedy 133 roků od zahájení činnosti této předchůdkyně dnešní hydrologické služby, která započala saturovat svými daty hydrologické požadavky socio-ekonomického rozvoje.

V souvislosti s prudkým rozmachem průmyslu a čilým rozrůstáním hospodářské infrastruktury se Hydrografická komise setkávala v čím dál větší míře s potřebou určování hydrologických dat na nepozorovaných tocích s menšími povodími. Postupně se tak rodila myšlenka odvozování potřebných neměřených údajů pomocí hydrologické analogie. Napozorované řady dat byly však pro tyto účely poměrně krátké, a navíc síť vodoměrných stanic pro výpočet charakteristik velkých vod nedostatečně hustá. Vždyť jen povodí s plochou větší než 5 km<sup>2</sup> se nachází na českém území několik tisíc, zatímco počet vodoměrných stanic se tehdy pohyboval okolo 200 objektů. To vedlo zákonitě ke snaze stanovit požadované veličiny nepřímými postupy, ponejvíce prostřednictvím vzorců vyvíjených na základě snadněji zjistitelných fyzicko-geografických a klimatických parametrů. Byla to v podstatě však opět jen zdokonalená forma hydrologické analogie. Z té doby pocházejí, v povědomí starších hydrologů ještě známé, vzorce Izskowského, Hofbauera, Hofmana, Spechta, Lauterburga, Bavorských drah aj. Zároveň se začaly zkoumat a brát do úvahy hydrologické odlišnosti malých a velkých povodí. Typický fuzzy termín „malého povodí“ vyvolával proto již v té době živou diskusi na téma „Jaké rozměry plochy musí vykazovat povodí, aby již bylo označeno jako malé?“



Použitelnost zmíněných starších zahraničních formulí se postupně při variabilitě dosahovaných výsledků stala spornou, což vedlo k vývoji vzorců domácí provenience. Jejich rozkvět u českých a slovenských autorů nastal v poválečných letech, ponejvíce okolo poloviny 20. století. Z nejznámějších vzorců té doby pro výpočet maximálních průtoků anebo srážek lze jmenovat vzorce Čerkašina, Čermáka, Duba, Heissiga, Trupla, Němce aj.

Výrazný posun v nazírání na srážkoodtokový proces na malých povodích přinesla v 60. letech minulého století Mezinárodní hydrologická dekáda (IHD). Odstartovala ji Organizace spojených národů pro vzdělávání, vědu a kulturu – UNESCO v roce 1966. V rámci IHD se zakládaly experimentální povodí a referenční odtokové základny v přírodě. Zkoumá se na nich dodnes vliv lesa, klimatu, antropogenních zásahů do odtokového režimu atp. Toto úsilí pokračovalo i po uplynutí IHD v periodicky obnovovaných fázích Mezinárodního hydrologického programu UNESCO (IHP) a pokračuje i v současné době např. v dekádním projektu „Prediction in Ungauged Basins (PUB)“. Takto získané poznatky nejen, že prohloubily znalosti o srážkoodtokových jevech, ale začaly se tak atomizovat pojmy odtokových složek, jako jsou např. „odtok hypodermický“, „odtok vratný“, „odtok preferenčními cestami“, „odtok saturovaný“, odtok hortonovský“ a „nehortonovský“ atd.

Dalším důležitým impulsem k rozšíření a prohloubení znalostí o hydrologii malých povodí byl v koncových dekádách 20. století nástup počítačů a s nimi spojený intenzivní vývoj modelových technologií. Vedle intenzivně rozvíjejících se statistických přístupů se začaly v rozsáhlé míře vyvíjet i deterministické simulace hydrologických jevů. Prokázalo se, že hydrologické modely urychlují a zkvalitňují výzkum odtokových procesů na malých povodích, stejně tak i moderní technické prostředky, jako jsou např. radary, automatické hladinoměry, průtokoměry, odběráky chemických vzorků, různé jiné sensory, automatické klimatické stanice aj. Dnes se také zkoumají již složitější přírodní pochody, jako jsou např. komplexní bilance toků, energie, látek a vodních kvant na malých povodích, vliv meteorologických dějů na vznik průtokových vln zejména u mezoměřítkových konvektivních systémů a s tím spojený tzv. downscaling, působení různých časoprostorových měřítek na odtokovou odezvu, modelování interakcí v prostředí „atmosféra – vegetace – půda – voda“, identifikace srážkoodtokových fází a odtokových složek pomocí radioizotopů atp. Předmětem bádání jsou i suprémové hodnoty srážek, tzn. limitů, kterých je příroda v našich geografických podmínkách vůbec schopna dosáhnout.

Celkem 48 příspěvků a postery zařazené do programu této konference potvrzují rovněž široké spektrum aktuálních problémů spojených s rozvojem hydrologie malých povodí i na územích České republiky a Slovenské republiky. Vedle řady studií, věnovaných některým z již zmíněných aspektů této hydrologické disciplíny, se další předložené referáty zabírají problematikou dopadů změny klimatu na vodní režim, nejistotami v hydrologickém modelování, novým paradigmatem hospodaření s vodou v měnících se podmínkách krajiny, složitostmi vodní bilance, fyzikálními simulacemi deště a infiltrace, hydropedologickými analýzami procesů v půdním prostředí, transportem látek v malém oběhu vody v krajině, ovlivněním antropogenními zásahy, jako jsou odvodňování, závlahy a agrotechnické postupy, hodnocením povodní a sucha, analýzou vlivů horizontálních srážek a znečištěného ovzduší aj. Některé z publikovaných článků také doplňují a aktualizují obšírný přehled výzkumu v experimentálních a reprezentativních povodích v České a Slovenské republice, zveřejněný v monotématickém čísle 2, *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, Vol. 54, v roce 2006.

Na návaznou a v současné době často kladenou otázku, jaká je návratnost nákladů na výzkum hydrologie malých povodí, lze zhruba odpovědět příkladem z Českého hydrometeorologického ústavu. Dnes tento ústav provádí a vydává v průměru okolo 3500 posudkových analýz ročně. Drtivá většina z nich se týká nepozorovaných malých povodí o ploše do 100 km<sup>2</sup>. Dá se oprávněně předpokládat, že údaje jsou požadovány pro investiční záměry v řádech statisíců až milionů korun. Pak, vezmeme-li do úvahy zkušenost, že třeba jen hydrologická analogie umožňuje přesnost v rozmezí ± 40 % veličiny skutečné, lze odhadnout, že celková roční částka, o které hydrologové rozhodují hodnotou své práce a úrovní svých vědomostí, se může pohybovat řádově od 10<sup>8</sup> až do 10<sup>9</sup> Kč ročně.

Již tento jen velmi stručný nástin historického vývoje a taxativně popsany současný stav dostatečně dokumentují, že problematika malých povodí je jednou z klíčových disciplín moderní hydrologie. Malá povodí jsou mozaikou české krajiny a jejich specifický odtokový režim si proto vyžaduje trvalou a kontinuální pozornost. V té souvislosti si organizátoři dovolují vyslovit přesvědčení, že tato konference k tomu rovněž významně přispěje. Nelze si pak přát nic většího než, aby obsažené myšlenky, návrhy a výsledky našly brzy své realizátory a pokračovatele.





# Spory o příčiny vzniku a vývoje klimatických změn ve vztahu k malým povodím

Jaroslav Balek  
Enex Tábor, Odolenova 4

## Abstrakt

Odvětví hydrologie, zabývající se malými povodími, si nelze představit bez návaznosti na klimatické aspekty. Donedávna se vycházelo z předpokladu, že studium hydrologických procesů v malých povodích by mělo probíhat v podmínkách klimatické stability, z čehož vyplynuly úvahy o reprezentativnosti období používaného při analýze dat. V současné době jsou však úvahy o klimatické stabilitě uváděny v pochybnost zejména ve vztahu ke vlivu lidské činnosti. S tím se musí hydrologie malých povodí dříve či později vyrovnat a vybírat zpracovávaná období především podle povahy řešených úkolů.

**Klíčová slova:** klimatická variabilita, klimatické změny, vliv lidské činnosti, hydrologie malých povodí, ledovce, aridní oblasti, jezera severní Ameriky.

## Dvě protichůdná stanoviska v současné klimatologii

Čas od času přerostou názorové rozdíly v jednotlivých vědních disciplínách v konflikty a emocionální obhajoby diametrálně odlišných přístupů. Z historie uveďme jako příklad spor o geocentrické a heliocentrické pojetí v astronomii, z doby pozdější stále přežívající spory příznivců a oponentů darwinismu, nebo zastánců a odpůrců aplikace genetických regulačních metod. V poslední době je veden nejzávažnější spor v donedávna poklidném oboru klimatologie. Týká se výměny názorů na otázku, jak zabránit očekávanému rostoucímu globálnímu oteplování planety a doprovodným jevům, jako je rostoucí počet období sucha, povodní, hurikánů a tání ledovců. Odlišnost názorů se projevuje i v tom, zda nějaké globální oteplování a jeho příčiny a následky vůbec existují. V podstatě jeden názor tvrdí, že příčinou oteplování je činnost člověka, druhý pak že vliv člověka na oteplování je spíše zanedbatelný.

Není účelem tohoto příspěvku hájit některé z obou protikladných stanovisek. Spíše se pokusíme zmapovat existující situaci a příčiny zásadně odlišných názorů jako východisko pro další diskusi. Nejprve stručně charakterizujeme, v čem se obě zásadní stanoviska liší. Jedno stanovisko v podstatě hájí názor, že klima se v současné době začíná měnit tak jako nikdy před tím, a že za tyto znepokojivé změny, zejména stoupání povrchové teploty, nese vinu člověk. Především tím, že svou činností znečišťuje atmosféru, a vytváří tak zvaný skleníkový efekt. Proti tomu stojí názor, že člověk není za klimatické změny odpovědný a modifikací lidské činnosti lze jen málo, pokud vůbec, přispět k pozitivnímu ovlivnění klimatu, který dlouhodobě zůstane tak jako tak stabilní. Oba názory by se mohly a měly stát předmětem seriózní odborné polemiky nebýt znepokojujícího zpolitizování celé problematiky.

Horečnou aktivitu politiků a některých odborníků v oblasti prosazování vlivu člověka na klimatické změny odstartovala konference v Kjótu v roce 1997. Po Kjótu následovala řada aktivit na nejrůznější úrovni, které vyvrcholily sérií konferencí v letech 2006 – 2007. Pozornost se soustředila zejména na způsoby, jakými politickými pákami lze omezit vliv průmyslu a lidské činnosti na globální oteplování a klima stabilizovat. Tím byla odstartována epocha, ve které ve vědě převzali úlohu odborníků – klimatologů muži v černém, tedy politici domnívající se, že mohou zastavit klimatické změny pouhým podpisem pod mezinárodními úmluvami a výprodejem emisních povolenek. Dobře vedenými politickými kampaněmi se nové téma stalo neobyčejně populárním a objektivně orientovaní odborníci hráli v celém procesu spíše vedlejší úlohu.

Není dobré pro vědu a výzkum, že na vlně této popularity se pokoušejí vézt i rockové hvězdy a podobné celebrity. V poslední době houfně opouštějí amazonský prales a péči o ochranu sirotků a zaměřují se na kritiku vlivu člověka na změny klimatu. Nové téma je prostě „in“, tedy dobře prodejné a zviditelňující. Pozadu nezůstávají ani novináři a odborníci nejrůznějšího často i vzdáleného zaměření

snažící se svézt na vlně popularity. Vesměs zastánci názoru o rozhodujícím vlivu člověka jsou dobře organizováni, což jim umožňuje účinně manipulovat podstatnou část veřejného mínění a médií. Proto také finanční přínos plynoucí od jisté doby do ochranných programů ze státních a veřejných rozpočtů plynule roste, což je dobrá zpráva pro některé výzkumné a především nevládní organizace stojící na této straně barikády.

Opačný názor, tedy že vliv lidské činnosti na klima je zanedbatelný a klima je stabilizované, zastává menší počet odborníků. Už vůbec ne celebrity, protože tímto názorem není možno, ale ani radno se výrazně zviditelňovat. Jeho zastánci nejsou zdaleka tak dobře organizováni. Patří sem spíše individuální introvertní odborníci, z laiků pak někteří nekonformní novináři. Když už se někteří z nich pokusí podpořit své názory nestandardními důvody, třeba povahy ekonomické, jako na příklad český prezident Václav Klaus v knize „Modrá nikoli zelená planeta“ (Klaus, 2007), nebo ekologické jako dánský ekolog B. Lomborg v knize „Sceptical environmentalist“ (Lomborg, 2001), stávají se cíleným terčem příslušníků opačného tábora, a to nejen odborníků, ale ke škodě vědeckého pokroku i naprostých laiků. Názorový rozdíl bývá tak zpolitizován, a dokonce bývá ohrožena veřejná činnost odpůrců oteplování, ať již v politických nebo akademických kruzích. Finanční podpora je spíše omezená a plyne od různých průmyslových gigantů, obávajících se nadnárodní kontroly jejich průmyslové činnosti právě v oblasti emisí a znečišťování ovzduší.

### **Nezanedbatelná role peněz**

Jednou z hlavních příčin nesmiřitelnosti názorů jsou velké peníze, které vstupují do hry a dělají z klimatologie lukrativní byznys. Jak uvádí zástupce tábora odpůrců oteplování, někdejší zakladatel družicového meteorologického programu USA, prof. S. F. Singer (2007), na prosazování zastavení nebo alespoň zpomalení klimatických změn vyvolaných člověkem je v sázce nějakých 100 miliard US\$ ročně. Tyto peníze se vymykají jakékoliv kontrole, neboť kdo bude schopen za padesát až sto let posoudit účinnost nákladných opatření aplikovaných v současnosti?

### **Klimatické proměny a jejich příčiny**

V podstatě obě protichůdné hypotézy vycházejí ze skutečnosti, že klima v budoucnosti bude stabilizováno, ať již regulací činnosti člověka anebo bez zásahu do činnosti člověka více méně přirozeným vývojem. Jak to bývá i v jiných vědních oborech, pravda je někde mezi, i když nikoliv uprostřed. Odhad budoucího vývoje nám pomůže usnadnit nahlédnutí do tvorby klimatu v minulosti.

Změny klimatu na naší planetě byly naprosto přirozeným jevem už dávno před jakoukoliv lidskou činností. Jen během čtvrtohor, za dobu tří až čtyř miliónů let, bylo u nás zaznamenáno pět ledových dob. Během těch epoch se postupně vyvíjel člověk heidelbergský, homo erectus bohemicus, neandrtálec, cromaňonec a posléze homo sapiens. Je pozoruhodné, že každý z nich vyšel z klimatických proměn vývojově vyvinutější než ten předchozí, takže život a rozvoj člověka byly klimatickými změnami dlouhodobě ovlivňovány spíše pozitivně. To platí, pokud změna neměla katastrofický charakter. Ve střední Evropě ale klimatické změny probíhaly spíše plynule a člověk za krátké období svého života a bez měřících přístrojů prostě nestačil vzít na vědomí, že se klima nějak mění. Ostatně i naše generace se vši dostupnou měřicí technikou má potíž si určitě změny uvědomit. Řady pozorování jsou příliš krátké, zvláště vezmeme-li v potaz malá povodí.

Někteří badatelé dokonce zastávají stanovisko, že současné krátkodobé oteplování je pouze jednou z dílčích epizod a že po posledních dvanácti tisících let doby meziledové by mělo nastat spíše postupné ochlazování s vrcholem tak do 60 000 let. Proč tak velké časové intervaly? Je to proto, že v celém procesu hraje důležitou úlohu sluneční energie. Podle některých astronomů se při dlouhodobé tvorbě klimatu uplatňují zejména tři faktory ovlivňující pozici naší planety vůči Slunci (Balek, 2006b). Ty se opakují v intervalech 13 až 114 tisíc let. Jejich superponováním v průběhu času vzniká onen zdánlivě nepravidelný proces střídání dob ledových a meziledových. Jistou úlohu může sehrát i posun magnetických pólů planety. Měli bychom být spíše neklidní kdyby klima na zemi zůstalo náhle neměnné. Znamenalo by to, že se něco děje se sluneční soustavou.

Nejvhodnější oblastí pro studium klimatických změn je Sahara i ostatní aridní oblasti (Balek, 1991). Historické fluktuace suchých a vlhkých období jsou zde stále markantní a probíhaly dávno před působením člověka. O tom, jak mohutnými změnami Sahara procházela, svědčí na příklad odhad vývoje zásob saharské vody, které se během tak zvaných pluviálů postupně nahromadily pod povrchem pouště. Zásoby vody, které postupně infiltrovaly pod povrch Sahary, patří objemem šest set tisíc krychlových kilometrů k největším na světě. Jen v rozmezí posledních 42 tisíc let uvádějí francouzské zdroje tři až čtyři srážkově a dotačně příznivé intervaly zvané pluvie, každý v trvání několika tisíc let. O bohatém rozvoji fauny a flory v období oněch pluviálů svědčí kresby na saharských skalách. Zejména saharské obrazy zvířat, dnes žijících daleko odtud v afrických tropech, vydávají svědectví o někdejšímu klimatu. Překrývající se kresby odlišných stylů v různých zeměpisných šířkách potvrzují střídání klimatických režimů a rozsah jejich invaze jižním a severním směrem. Nejen v Sahelu, ale i v dnešních nejsušších oblastech Saudské Arábie, to dokumentují i nálezy kostí velkých zvířat. Bohužel právě z těchto oblastí postrádáme jakékoliv výsledky z intenzivního pozorování malých povodí, zaměřených zejména na historický vývoj jejich hydrologických režimů.

Střídání klimatu neustávalo ani v období pozdějšího holocénu. Jižně od Káhiry, v dnes suchém řečišti Wadi el Garawi, byly nalezeny zbytky přehrady. Asi 110 metrů dlouhá zemní hráz z let 2 600 – 2 700 př. n. l. byla ještě před dokončením smetena povodní. O úplně nejstarší africké přehradě z období kolem 3 100 př. n. l. se zmiňuje již Herodotus. Takové stavby v dnes suchých korytech řek mohly vzniknout jedině za příznivějších klimatických a hydrologických podmínek.

Víme, že klima na Sahaře bylo posledních patnáct tisíc let většinou suché, srážky dosahovaly 10 mm ročně, docházelo však i k výkyvům. V letech 7 000 až 4 000 př. n. l. bylo období vlhčího klimatu s ročními srážkami kol 300 – 600 mm. Přetrvávající stepní podmínky do roku kol 1 000 př. n. l. stále skýtaly dostatek vegetace pro člověka i zvěř. Nicméně docházelo k postupnému vysychání řek a jezer vytvořených v předchozích období. Tyto vodní systémy musely být poměrně rozsáhlé. Kolega V. Holčík, se kterým jsme v oblasti prováděli hydrologický průzkum, našel hluboko v saharské poušti mohutnou kotvu. Zdá se tedy, že v nynějším pouštním regionu musela v jisté době existovat i rozvinutá lodní doprava.

Ke změnám klimatu docházelo pravděpodobně vlivem posunu proudění monzunových dešťů. Nevíme sice proč a jak rychle posun vznikl, ale člověk se při tom nijak neuplatňoval. Je zřejmé, že ke změně monzunového proudění může opět dojít kdykoliv.

Vlhčí klima existovalo i v době, kdy se v severních částech afrického kontinentu usazovali římsí kolonizátoři. O někdejších vodních režimech svědčí distribuční studně pro rozvod vody a zbytky sanitárních zařízení v ruinách římských osad. Svěho času jsme vyhledávali v Alžírsku vhodná přehradní místa ve vyschlých řečištích, zvaných wadi, která se jen občas zaplní povodňovou vodou. V jejich okolí se nacházela dnes téměř vyschlá a zasolená jezera, tak zvané chotty. Do nich odtékala občas voda z ploch, které bychom mohli označit jako malá povodí. Ta měla v historii proměnlivou velikost (Balek, 1990). Sedm až deset metrů nade dnem dnešních chottů existovaly podél někdejších pobřežních linií zbytky římských farem. Svědčily o někdejšímu značném počtu jezer i příslušných povodí. Metodami hydrologické bilance bylo možno stanovit, jak se velikost těchto povodí měnila a jak asi vypadal jejich někdejší hydrologický režim. Pomocí bilanční analogie bylo možno stanovit, že současná téměř aridní krajina tehdy spíše připomínala dnešní tropický ekosystém v okolí jezera Viktoria.

### **Režim ledovců**

Jako další příklad změn klimatu v době relativně nedávné mohou sloužit ledovce. Alpské a vůbec hornaté země se cítí zaskočeny, že jim ledovce začínají odtávat a byznys orientovaný na zimní sporty skomírá. Překvapení není na místě, vždyť jak alpský tak skandinávský ledovec v minulosti opakovaně ustupovaly prakticky na minimum, aby zase expandovaly až k našemu území (Žebera, Mikula, 1980). Že za nynější tání ledovců na Zemi není tak úplně odpovědný člověk, ukazuje i příklad Velkého pacifického ledovce na Aljašce. Jeden z největších aljašských ledovců taje při nejmenším od roku 1750,



kdy do oblasti začaly přijíždět první velrybářské lodě. Jejich kapitánům, chovajícím se sice neekologicky vůči velrybám, vděčíme alespoň za poměrně podrobné lodní záznamy s popisem postupu ledovcového tání. Také jméno Grónsko – Greenland svědčí o tom, že v době geologicky nedávného jeho povrch procházel významnými změnami, na kterých se člověk zcela jistě nepodílel.

## **Klima a ekologie**

Spolu s klimatickými mýty vznikají i navazující mýty ekologické. Slušný počet se jich nahromadil kolem nezastupitelnosti amazonského pralesa pro tvorbu klimatu. Porovnáme-li hydrologické chování dosud zalesněných a již vykácených lesů na pokusných povodích v Amazonii v období dešťů, zjistíme, že vykácené mýtiny se samovolně pokrývají hustým travním porostem. Z hlediska tvorby odtoku neexistuje prakticky rozdíl mezi dešťovým pralesem a zatravněnými plochami. Nezávisle na tomto výzkumu jiní odborníci zjistili pomocí pylových studií v amazonském pralese, že povodí Amazonky bylo kdysi pokryto savanou. Vlhký tropický les, ony pověstné „plíce planety“, za které se s oblibou donedávna brali hollywoodští filmoví herci, je vlastně v Amazonii svěží novinkou. Ještě před 7 500 lety tam otevřená krajina spíše připomínala dnešní „sucho-vlhký“ argentinský ekosystém zvaný pantanal. Bylo také zjištěno, že amazonské povodí bylo vystaveno třem destruktivním povodním, naprosto delším od současných sezónních záplav. Povodně nastaly před 10 000, 7 200 a 5 600 lety zřejmě jako nenadálý výkyv klimatu a zdá se, že vegetační pokryv a jeho proměny nemohly být rozhodujícím činitelem při jejich tvorbě. Klima tedy bylo proměnlivé i v Amazonii.

Při studiu proměnlivosti klimatu ve vztahu k povodním nemusíme chodit tak daleko. Po povodni v roce 2002 odvedli v Českém hydrometeorologickém ústavu značný kus práce, když organizovali průzkum záznamů historických povodní v archivech. Účelem bylo zjistit, jaké u nás vznikaly povodně v dobách, pro něž existují písemné prameny. Závěr byl překvapující. V krajině vůbec nepostížené průmyslem a lidskou činností, tedy na povodích ekologicky nedotčených, bylo od roku 819 zjištěno 45 velkých povodní. Ta největší z nich, srovnatelná s povodní v roce 2002, byla datována do roku 1432. Negativní funkce člověka, průmyslu a vliv průmyslové devastace povodí na změny klimatu a vznik povodní se v tomto časovém kontextu jaksí rozplývají.

Značné úsilí vyvinulo i Unesco, když dalo zkompileovat globální registr největších povodní z dob minulých i ze současnosti. Není bez zajímavosti, že v různých částech světa s podobným klimatem a na povodích přibližně stejné velikosti, jako mají Vltava a Labe, byly zaznamenány historické povodně až devětkrát větší, než byla ta naše v roce 2002. Příliš se o těchto extrémech neví, a nikdo o nich ani nechce moc slyšet. K nám snad nepřijdou...

## **Předpovídání vývoje klimatu a jeho následků**

I v současné době se celá řada vědeckých ústavů zabývá předpověďmi vývoje klimatu, zejména změnami teploty ovzduší. Je to čekem bezriziková činnost, neboť odhady vhodné spíše pro senzacechtivá média se vydávají na příštích padesát až sto let, a tak v odhadech se lišící prognostici se stěží mohou blamovat. Předpovědi růstu teploty na sto let dopředu se zpravidla pohybují v rozmezí 1 – 6 °C. Obvykle však chybí doprovodné hypotézy o plošném rozdělení teplot na zemském povrchu a jeho následcích. Takové hypotézy vyslovil bez nároku na popularitu již před třiceti lety poměrně málo známý ruský vědec M. I. Budyko. Tehdy jeho prognózy zajímaly jen hrstku odborníků. Bez počítačového vybavení Budyko předpověděl pro rok 2000 nárůst teploty o 1 °C, pro rok 2025 o 2,5 °C, a pro rok 2050 o 4 °C. Vlivu člověka valný význam nepřikládal. Za pomoci důkazů analogické existence podobných teplot v holocénu a pleistocénu předpověděl také, že v příštích padesáti letech dojde k poklesu srážek v centrálním Rusku a na americkém středozápadě, naopak pro zbytek severní hemisféry očekával srážky zvýšené. Více dešťů také očekával v aridních oblastech Asie a Afriky, a to až o 300 mm za rok. Až další generace uvidí, jestli vývoj klimatu dá osamocenému ruskému vědci za pravdu.

Takové zvýšení srážek by znamenalo proměnu suchých oblastí v pastviny a vyvolalo migrační vlny pastevců a nomádů. Podobné migrační tlaky by vznikly směrem do vnitrozemí od obyvatel žijících v blízkosti stoupajících hladin moří. Hlad po vodě a půdě by mohl vyvolat i vlnu tak zvaných vodních

válek. Jejich potenciální ložiska jsou již dnes známa, ale agencie OSN z různých důvodů nedávají problému patřičnou publicitu. Konfliktů je i tak dost.

### **Role malých povodí při studiu klimatických změn**

V některých případech mohou malá povodí sehrát důležitou úlohu při studiu klimatických změn. Jako příklad uvedeme aplikaci studia klimatických změn v povodí velkých severoamerických jezer. S odvoláním na dřívější citaci (Balek, 2006a) „... rozhodování, zda je povodí malé, lze provést pouze ve vztahu k povaze problému, pro který má toto povodí poskytnout příslušné informace,“ hovoříme nyní o „malých povodích“ o rozloze stovek či tisíců km<sup>2</sup>. Ta se nacházejí v povodí velkých jezer Severní Ameriky.

Spojené povodí těchto jezer (Hořejší, Hurenské, Michigan, Erie a Ontario) je důležitou součástí sladkovodních zdrojů severní hemisféry, protože pokrývá plochu 770 000 km<sup>2</sup>, zásobuje vodou více než 50 milionů Američanů a obsahuje přibližně 20 % světových vodních zásob. V povodí existují za posledních 60 – 80 let poměrně spolehlivá pozorování. Pro oblast předpověděly různé klimatické scénáře, založené na předpokladu růstu teploty vzduchu, růst potenciálního výparu o 20 až 30 % a výparu skutečného o 15 %. Avšak nedávno dosažené výsledky, vycházející z náročného zpracování obsáhlých dat, tyto předpoklady nepotvrzují.

Kanadčané E. McBean and H. Motlee (2006) zpracovali 80 let pozorování z dílčích, tedy ve vztahu k hlavnímu povodí, relativně malých povodí v celém regionu a prokázali, že v této hydrologicky významné a rozsáhlé oblasti v posledních šedesáti letech teplota vzduchu zůstávala stabilní, zatímco docházelo pouze k mírnému narůstání srážek a průtoků. Dosažené výsledky byly získány na základě spolehlivých dat shromažďovaných v Great Lakes Environ. Research Laboratory – GLERL patřící pod NOAA (National Org. for Atmospheric Administration).

### **Scénáře vývoje klimatu**

Z předchozích příkladů vidíme, že klima na naší planetě bylo vždycky proměnlivé a vzhledem k povaze působících vlivů není nejmenší důvod, proč by se mělo právě nyní stabilizovat, ať již přirozeně nebo uměle. Zamítneme-li předpoklad stabilizace, vzniká otázka, jak se můžeme na možné následky klimatických změn připravit? Preventivní opatření by měla být rozpracována na základě pečlivě připravených scénářů možného klimatického vývoje. Užitečné by bylo jejich zpracování ve formě *pozitivních, negativních a vyvážených scénářů*.

Víme již, že podle jakéhosi pozitivního scénáře by klimatické změny měly být eliminovány administrativní cestou za pomoci mezinárodních úmluv. Podle historických zkušeností ale takový scénář vůbec nevypadá věrohodně. Jak bylo ukázáno, k výrazným klimatickým změnám a extrémům docházelo dávno před tím, než člověk začal hrát v celém procesu jakoukoliv úlohu, a bude k nim docházet i nadále. V nejlepším případě by takové dohody mohly klima korigovat spíše nepatrně, a ani by to nemuselo vždy být nejvýhodnějším směrem.

Ve střízlivějším vyváženém scénáři by bylo žádoucí připravovat preventivní programy, jak pro možné globální oteplování tak ochlazování. V rámci těchto alternativ je třeba s předstihem pracovat na nových technologiích, které by v blízké i vzdálenější budoucnosti zajistily základní životní podmínky pro přežití a jistý životní komfort člověka za měnících se klimatických podmínek.

Nesmíme vynechat pesimistický scénář. Ten vychází z náhlé klimatické změny kataklyzmatického charakteru. Není tak hypotetický, jak by se na první pohled zdálo. Kupříkladu stále existuje možnost srážky planety s kosmickým tělesem. V roce 1988 jsme byli na pokraji srážky s velkým asteroidem a v letech 2006 a 2007 bylo takové setkání s poněkud menšími tělesy ještě bližší. Když byl jeden renomovaný astronom dotazován, jak je možné se takové události bránit, odpověděl „nemyslet na to.“ Z geologické minulosti jsou takové katastrofické jevy známy. Z doby geologicky nedávné stále není

dostatečně objasněn vznik mohutných úložišť koster i zachovaných těl mamutů jako následek jejich nesmírně rychlého hlubokého promrznutí, doprovázeného zásadními proměnami velkých ekosystémů. Metody odvrácení takových jevů jsou v nedohlednu a mezinárodní dohodou nelze ani předepsat, zda asteroid má spadnout na zem nebo do moře. Pro úplnost, ta druhá alternativa by byla pravděpodobně nepříznivější, a to kvůli množství vypařené vody, které by zastínilo oblohu a tedy i sluneční svit po několik desítek let.

Nelze vyloučit ani náhlou změnu magnetického pole planety a je tu i možnost výbuchu supersopky s účinky podobnými dopadu asteroidu, tedy s následným dlouhotrvajícím ochlazením globálního charakteru. O takových možnostech se ví, ale žádný politik zatím nenašel adekvátní řešení. Z toho důvodu se pesimistické scénáře neteší oblibě a politici se jim obezřetně vyhýbají.

## **Závěr**

V souhrnu je možné říci, že scénář předpokládající od nynějška stabilní klima je naprosto nepravděpodobný a je třeba se začít pomalu ale jistě připravovat s dostatečným předstihem na pozvolné i náhlé klimatické změny, ať již ve formě oteplení nebo ochlazení. Dříve či později tak jako tak nastanou.

Zbývá zodpovědět otázku, jakým způsobem by se při studiu a přípravě uvedených scénářů mohla uplatnit malá povodí. Bylo by třeba doplnit koncepci stávajících povodí založením speciálních pokusných ploch v klimatických podmínkách odpovídajících budoucímu možnému oteplení či ochlazení a usměrněním výzkumu na možnosti dlouhodobého přežití za podmínek vyšší četnosti katastrofických jevů klimatické povahy. Možné by bylo využití existujících základem třeba v Antarktidě, kde, jak se zdá, současný program neodpovídá skutečným potřebám a je veden spíše v duchu publicity.

Je snad možné učinit alespoň jeden optimistický závěr. I když administrativní zásahy proti globálnímu oteplování pod vedením politiků, ani manifestace celebrit proti globálnímu oteplování pomocí rockových koncertů nebudou mít očekávanou stabilizační účinnost, mohly by alespoň přispět k tomu, že učiní ovzduší planety lépe dýchatelným. A to by nebylo málo.

## **Literatura**

- Balek, J., 1990. Assessment of histor. changes in aquatic environment under climatic impacts. *Water Res. Devel.* Vol. 6, No. 3, s. 178 – 186
- Balek, J., 1991. *The environment for sale.* Carlton Press, New York, 268 p.
- Balek, J., 2006a. Malá povodí jako trvalý zdroj informací. *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, 2006, 2, 137 – 150.
- Balek, J., 2006b. Hydological consequences of the climatic changes. *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, 2006, 4, 357 – 370.
- Klaus, V. 2007. *Modrá nikoli zelená planeta. Co je ohroženo: klima nebo svoboda?* Dokořán, Praha.
- Lomborg, B., 2001. *The Skeptical Environmentalist: Measuring the Real State of the World.* Cambridge University Press.
- McBean, E., Motlee, H., 2006. Assessment of impacts of climate change on water resources – a case study of the Great Lakes of North America. *Hydrol. Earth System Sci.*, 3, 3183 – 3209.
- Singer, S. F., 2007. Global warming: Man made or natural? *Imprimis*, Vol. 36, No. 2, 1 – 5.
- Žebera, K., Mikula, J., 1980. *Říp, hora v jezeru.* Panorama Praha, 122 s.



# Using regional climate models for an estimation of global change impacts on water balance in the Tatra Mts. Slovakia

Anna Benčoková, Evžen Stuchlík, David Hardekopf  
Institute for Environmental Studies, Faculty of Science, Charles University in Prague,  
Benátská 2, 120 00 Praha 2

## Abstract

This study is focused on an estimation of global change impacts on water balance in alpine catchment (Tatra Mts., Slovakia, Skalnaté Lake basin). For the estimation of possible shifts in the water balance at the study site in the period 2071–2100, we used the data from two General Circulation Models (HadAM3 and ECHAM4/OPYC3), downscaled by the regional climate model RCAO, that ran scenarios A2 and B2 for each model. We processed instrumental temperature and precipitation data for the period from 1961–2005 in order to test the significance of trends in measured data.

There was found no correlation between the measured and simulated precipitation data in the control period 1961–1990, but we confirmed a strong correlation in the temperature data. The models predict significant increase in the mean annual temperature and slight decrease in the annual precipitation amount. We calculated the increase in potential evapotranspiration based on the temperature change. The change in precipitation amount and seasonal distribution and increase in evapotranspiration would lead to decline in runoff on annual level, with the maximum decrease in the summer month.

**Key words:** climate change, regional climate models, downscaling, water balance, alpine catchment.

## Introduction

Mountains are generally located in remote regions and are susceptible to the impacts of a changing climate; thus, they are interesting locations for the early detection and study of the signals of climatic change and its impacts on hydrological and ecological systems (Beniston, 2006).

An increase in temperature during the 20th century is well documented on both global and regional scales (e.g. Folland, 2001). Recently, general circulation models (GCMs) have become an important tool in the assessment of climate change. These numerical-coupled models represent various earth systems, including the atmosphere, oceans, land surface and sea-ice, and offer considerable potential for the study of climate change and variability. However, they remain relatively coarse in resolution and are unable to resolve significant subgrid scale features (Grotch and MacCracken, 1991) such as topography, clouds and land use. Bridging the gap between the resolution of climate models and regional and local scale processes represents a considerable problem for assessments of the impact of climate change, including the application of climate change scenarios to hydrological models. One of the main approaches to bridge this gap refers to dynamical downscaling including the use of regional climate models (RCMs) (Fowler et al., 2007). RCMs use large-scale and lateral boundary conditions from GCMs to produce higher resolution outputs. These are typically resolved at the  $\sim 0.5^\circ$  latitude and longitude scale and parameterize physical atmospheric processes. Thus, they are able to realistically simulate regional climate features such as orographic precipitation (e.g. Frei et al., 2003).

The present study focuses on an estimation of future hydrological change in Tatra Mts. lakes (Slovakia) under different regional climate change projections. Our main research objective is the application of the dynamically downscaled data from one RCM (RCAO from the Rossby Centre) from two atmospheric GCMs – HadAM3 and ECHAM4/OPYC3, to our study site. This aim also includes an effort to evaluate the uncertainties in the simulation of precipitation and temperature data for a control period (1961–1990) by comparison with measured data. We then use the change between control (1961–1990) and predicted (2071–2100) periods in the simulated data in order to estimate the possible shift in the water balance at the study site.

## Materials and methods

The Skalnate Lake basin was selected as a study site, because of the availability of long-term daily temperature and precipitation data. The lake is situated on the SE slope of the Tatra Mts. above timberline, with 103 ha catchment ranging from 1754 to 2632 m a.s.l. The geology is formed by crystalline bedrock with shallow podsollic soils (depth varies from 0.2 to 0.6 m) with a high content of stones. The land surface consists mostly of the lake, alpine meadows, rock formations and debris cones. The vegetation consists of dry tundra with dominant species of *Calamagrostis villosa*, *Festuca picta*, and *Luzula luzuloides* with patches of dwarf pine (*Pinus mugo*). The percentage of rock (bare or covered with lichens, particularly, *Rhizocarpon*, *Acarospora oxytona*, and *Dermatocarpon luridum*) increases with elevation (Krecek et al., 2006).

The investigated area can be characterized by the climate type 'Dfc' (subarctic climate) of the Köppen classification system (Henderson-Sellers and Robinson, 1989). The mean annual air temperature over the investigated area varies from  $-3.7$  to  $2.3$  °C, and precipitation from 1,320 to 1,560 mm (Lajczak, 1996).

Daily mean temperature and daily precipitation amount were available from the Skalnate Lake meteorological station for the period from 1961–2005. We also processed monthly mean temperature data and monthly precipitation amounts from a station in the town of Tatranska Lomnica for the same period (1961–2005). This station is located down the slope from the lake, at an elevation of 820 m a.s.l. The data for Skalnate Lake were provided by the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Science, and for Tatranska Lomnica by the Slovak Hydrometeorological Institute.

Simulated monthly mean temperatures and precipitation amounts were downloaded from the PRUDENCE project (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects) <http://prudence.dmi.dk>. The data were obtained as the result of dynamical downscaling by RCM-RCAO using large-scale lateral boundary conditions from two GCMs: HadAM3 and ECHAM4/OPYC3-driven simulations, each run with the A2 and B2 emission scenarios (representing possible future emissions scenarios, see the PRUDENCE website for details).

This results in datasets for a control period from 1961–1990 and a predicted period from 2071–2100, available for 50 x 50 km grids. Monthly mean air temperature and precipitation amounts were used for the grid including the Tatra Mts., with center at  $49^{\circ} 4' 16''$  N and  $19^{\circ} 52' 1''$  E. The average elevation of this grid was 915 m a.s.l.

Measured instrumental climate data were homogenized and daily values converted to monthly means. Monthly data were evaluated by time-series analysis: time series were decomposed into two components seasonal fluctuation and residuals based on following formula (1)

$$y = \alpha + \beta \sin(2\pi t) + \gamma \cos(2\pi t) + \varepsilon, \quad (1)$$

where  $t$  represents time and  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ , a  $\varepsilon$  are parameters of the model (Crawley, 2002).

The standard F-statistic was used to test significance of upward or downward trends in residuals. The potential evapotranspiration calculation was based on temperature data using the empirical formula of Hamon (2) described in e.g. Shaw (1991).

$$PE_m = 2,98N_m \left( \frac{e_d}{T_a + 273,3} \right), \quad (2)$$

where  $N_m$  is absolute maximum of daily sunshine,  $e_d$  vapour pressure deficit a  $T_a$  – mean monthly temperature. Vapour pressure deficit was calculated with formula (3) described in Dingman (2002)

$$e_d = 611 * e^{(17.3*T)/T(+273.3)}, \quad (3)$$

where  $T$  is mean monthly temperature.

The Pearson correlation was applied to test the strength and direction of the linear relationship between simulated and measured monthly precipitation and monthly temperature means. We compared the time series from Tatranska Lomnica with simulated data, since we supposed that the elevation of the Tatranska Lomnica station should better represent the averaged simulated data, especially in case of precipitation.

Since no correlation was found between simulated and instrumental precipitation data for the control period, we were unable to directly apply standard statistical methods (e.g. linear regression) to the future forecast. Thus, we calculated the multiplicative factors for precipitation and additive factors for temperature data.

These factors were obtained from the model datasets as the differences between the thirty-year monthly mean for each month of the year during the control period and the predicted period. Factors were then applied to measured data from Tatranska Lomnica in order to estimate the future changes in temperature and precipitation at the site.

We calculated the lapse rate and precipitation gradient between Tatranska Lomnica and Skalnate Lake from observed data, including the period from 1961–2005. These were then applied to converted data from Tatranska Lomnica (estimating temperature and precipitation in the period 2071–2100), in order to obtain possible shifts in the water balance at the Skalnate Lake catchment.

## Results and discussion

Monthly mean temperatures from Skalnate Lake exhibited a significant trend during the period from 1961–2005, with a total increase of 1.1 °C during this observed period.

The results show increases in May, July and August. Rising trends in December and January, and in summer and winter at the seasonal level (table 1 and 3), were also notable.

In Tatranska Lomnica there was a significant trend in monthly mean temperatures during the period from 1961–2005 as well, but in comparison to Skalnate Lake the total increase was much lower – 0.5 °C for the observed period. No significant trend was found for mean annual temperature. Temperature increased significantly only in August and in summer at the seasonal level (Table 1 and 3).

Our findings confirm many recent studies referring to warming on regional scales in central Europe (e.g. Salinger, 2005). The significance of climate change response at Skalnate Lake in comparison to results from Tatranska Lomnica located on the same slope, could indicate that higher elevation locations are more sensitive to climate change. This result would be in agreement with findings from Diaz and Bradley (1997), who focused on a comparison of maximal and minimal temperature in mountains and lowlands. However, it is contrary to the results of Austí-Panareda and Thompson (2002) reconstructing temperature time series at high elevation mountain lakes. They pointed out a resemblance in trend patterns in lowlands and mountains, even though there are considerable differences between mountain and lowland climates. A possible explanation for their conclusion is the method used, based on transforming lowland data with local lapse rates to data at high elevation sites.

In precipitation data from Skalnaté Lake, there was a significant upward trend in monthly and annual amounts, with total increase of 176 mm during the observed period. Annual precipitation amount was  $1323 \text{ mm} \pm 204 \text{ mm SD}$ . We confirmed increases in April and seasonally in spring (Tables 2 and 3).

A significant change was found in precipitation data from Tatranska Lomnica only in the month of July. A total increase of 57 mm was seen in July for the observed period 1961–2005. The average value for April was  $121 \text{ mm} \pm 54 \text{ mm SD}$ . We could not confirm any other change on a yearly, monthly or seasonal basis (Tables 2 and 3).

The measured precipitation increase at Skalnaté Lake is in contrast to model predictions, since future climate estimations based on use of the GCM shows that in the area of central Europe precipitation should rather tend to decrease or should not shift dramatically (e.g. Hurrell and Van Loon, 1997; Hesselbjerg et al. 2007).

Table 1. Linear trend in temperature 1961–2005 ( $^{\circ}\text{C}/\text{month}$ ).

	Jan ( $^{\circ}\text{C}$ )	Feb ( $^{\circ}\text{C}$ )	Mar ( $^{\circ}\text{C}$ )	Apr ( $^{\circ}\text{C}$ )	May ( $^{\circ}\text{C}$ )	Jun ( $^{\circ}\text{C}$ )	Jul ( $^{\circ}\text{C}$ )	Aug ( $^{\circ}\text{C}$ )	Sep ( $^{\circ}\text{C}$ )	Oct ( $^{\circ}\text{C}$ )	Nov ( $^{\circ}\text{C}$ )	Dec ( $^{\circ}\text{C}$ )
TL	–	–	–	–	–	–	–	0.03	–	–	–	–
SK	0.05*	–	–	–	0.04	–	0.05	0.04	–	–	–	0.04

Table 2. Linear trend in precipitation 1961–2005 ( $\text{mm}/\text{month}$ ).

	Jan (mm)	Feb (mm)	Mar (mm)	Apr (mm)	May (mm)	Jun (mm)	Jul (mm)	Aug (mm)	Sep (mm)	Oct (mm)	Nov (mm)	Dec (mm)
TL	–	–	–	0.6*	–	–	1.3	0.03	–	–	-0.5*	–
SK	–	–	–	0.8	–	–	–	–	–	–	–	–

The significance levels of the linear trends are denoted by ( $p < 0.05$ ),  $*(p < 0.1)$ , (–) indicates that the trend is not significant at the  $p < 0.1$  level.

Table 3 Linear trend in temperature and precipitation 1961–2005 – spr = spring (MAM), sum = summer (JJA), aut = autumn (SON), win = winter (DJF), M = months, Yr = year.

	Temperature						Precipitation					
	Spr ( $^{\circ}\text{C}$ )	Sum ( $^{\circ}\text{C}$ )	Aut ( $^{\circ}\text{C}$ )	Win ( $^{\circ}\text{C}$ )	M ( $^{\circ}\text{C}$ )	Yr ( $^{\circ}\text{C}$ )	Spr (mm)	Sum (mm)	Aut (mm)	Win (mm)	M (mm)	Yr (mm)
TL	–	0.02	–	–	0.0009	–	TL	–	–	–	–	–
SK	–	0.04	–	0.04	0.002	0.02	SK	0.6	–	–	–	0.03* 3.83*

The significance levels of the linear trends are denoted by ( $p < 0.05$ ),  $*(p < 0.1)$ , (–) indicates that the trend is not significant at the  $p < 0.1$  level.

A strong relationship was found between instrumental time series data from Tatranska Lomnica and simulated temperature data from the models for the control period 1961–1990. Correlation coefficients were 0.93 for HadAM3 and 0.92 for ECHAM4/OPYC3, and the temperature data showed a similar seasonal distribution pattern. However, there was significant shift in absolute values of long-term monthly means, since the model calculated much higher temperatures, especially for summer months, than observed ones, with differences up to  $4^{\circ}\text{C}$ .

Contrary to temperature data, there was no significant relation between instrumental time series precipitation data from Tatranska Lomnica and simulated precipitation data from models for the control period from 1961–1990. Correlation coefficients were 0.11 for HadAM3 and 0.15 for ECHAM4/OPYC3. Precipitation data exhibit much higher mean monthly yields and the simulated data had a different seasonal distribution pattern. The second peak in the ECHAM4/OPYC3 control period in October is notable (fig. 1).

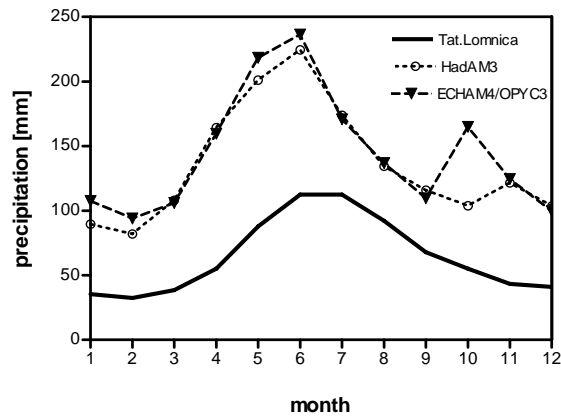


Fig. 1. Simulated and instrumental monthly means of precipitation in the control period 1961–1990.

The application of scenario-based data always includes uncertainties concerning the confidence of the computed response. A simple method of evaluation consists of testing how well the model simulates present climate, and comparing climate changes with systematic errors. This method works well for temperature responses, since the relation between radiative forcing and temperature is rather straightforward: greenhouse gas increase produces warming (Déqué, 2005). This is consistent with our findings, since the temperature data correlate well. Therefore, we can assume that the indirect application of simulated data to instrumental values can provide relevant information about the future, although the simulated temperatures for similar elevation were much higher in comparison to measured ones during the control period.

The use of simulated precipitation data is more uncertain, since the bias-response comparison does not work for precipitation (Déqué, 2005). The comparison of control period data from models with instrumental measured data exhibited wide differences in seasonal pattern and precipitation amount, making the data difficult to use directly. This indicates that even higher resolution from model data can not involve all local scale influences. However, even though the approximation used in order to obtain an estimation of future precipitation is quite rough, it can still provide useful information.

The models estimate an increase of annual mean of temperature from 2.6 up to 5.8 °C. Summer months (June–September) contribute most significantly to this increase, but a noticeable increase of temperature is supposed even for the period from December to March, with expected change from 2.3 up to 6 °C (Fig. 2a).

Estimated values for the predicted period indicate that we can expect just minor changes in the annual amount of precipitation (1–14.5%), but the seasonal distribution of precipitation may change markedly (Fig. 2b). Higher precipitation can be expected during the winter period from December to March (12–30%) while it will probably decrease in the summer months from June – September (19–33%).

The mean annual value of evapotranspiration was 254 mm for the control period 1961–1990, which agrees with published data by Tomlein (1985), who reported the range of mean annual evapotranspiration in the Tatra Mts. from 250 to 300 mm, with a negative gradient of -18 mm per 100 m of elevation. The increase of predicted evapotranspiration varied between 17% and 32% (fig. 2d).



The models predicted a drop in annual discharge from 12% to 35%, with the maximum (down to 90%) during summer months. An increase of discharge is supposed during the winter period (up to 50%, fig. 2d).

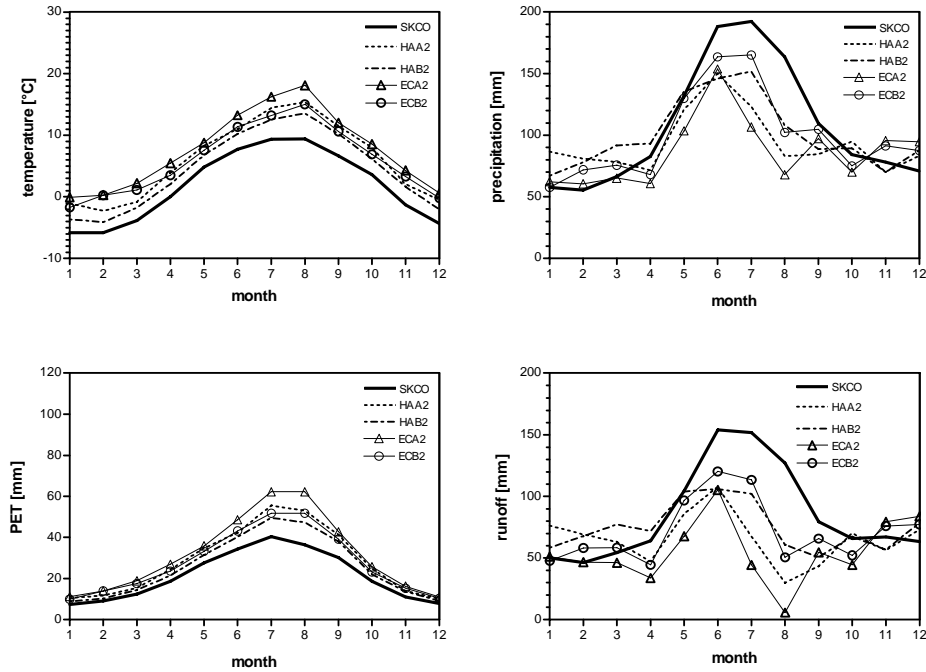


Fig. 2abcd: Monthly means of temperature, precipitation, PET and runoff estimated for the period from 2071–2100. HAA2 and HAB2 prediction based on scenarios A2 and B2 from model HadAM3, ECA2 and ECB2 – prediction based on scenarios A2 and B2 of the model ECHAM4/OPYC3, SKCO – measured (or calculated based on measured) data in Skalnate Lake in control period from 1961–1990.

Despite the rough estimation of runoff based on the regional climate predictions, it is clear that hydrological conditions in lakes could be seriously affected, especially in the summer. An estimated decrease in runoff of up to 90% would dramatically affect shallow lakes with a small drainage area, and could cause a change in their status from permanent to temporary lakes.

## Conclusion

We confirmed significant upward trend in temperature and there was also found significant increase in annual precipitation in Skalnate Lake.

No significant correlation was found between the measured and simulated precipitation data in the control period 1961–1990, but there was a strong correlation ( $r = 0.9$ ) in the temperature data. The models predict an increase in the mean annual temperature of 2.5 to 5.9 °C. A noticeable change is expected in the winter period – a rise in temperature above the freezing point during some months. The estimated decrease in annual precipitation amount is from 1–14%, but there is an expected change in the seasonal distribution of precipitation. The estimated annual increase in evapotranspiration is 17–32%. The predicted drop in annual runoff ranges from 12 to 35%, with a maximum decrease of up to 90% during the summer months.

This preliminary study shows that based on regional model predictions, we can expect significant changes in hydrological regime. This could remarkably affect biota, causing shifts in community composition or influencing recovery processes from acidification.

### Acknowledgments

The authors would like to thank Geophysical Institute Slovak Academy of Science and Slovak Hydrometeorological Institute for providing valuable climate data.

### References

- Agustí-Panareda, A., Thompson, R. (2002). Reconstructing air temperature at eleven remote alpine and arctic lakes in Europe from 1781 to 1997 AD. *Journal of Paleolimnology* 28: 7–23.
- Beniston, M. (2006). Mountain weather and climate: A general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia* 562: 3–16.
- Crawley, M. J. (2002). *Statistical computing. An introduction to data analysis using S-Plus*. John Wiley & Sons, Chichester, 761 pp.
- Déqué, M., Jones, R. G., Wild, M., Giorgi, F., Christensen, J. H., Hassell, D. C., Vidale, P. L., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., Kucharsky F., van den Hurk, B. (2005). Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Climate Dynamics* 25: 653–670.
- Diaz, H., Bradley, R. (1997). Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change* 36: 253–279.
- Dingman, S. L. (2002). *Physical hydrology* 2nd edition. Prentice Hall, New Jersey: 643 pp.
- Folland, C. K., et. al. (2001). Observed climate variability and change, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton, chap. 2, s. 99–181, Cambridge Univ. Press, New York.
- Fowler H. J., Blenkinsop, S., Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology* 27: 1547–1578.
- Frei C., Christensen, J. H., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R. G., Vidale, P. L. (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models: evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research* 108 (D3): 4124, DOI:10.1029/2002JD002287.
- Grotch S. L, MacCracken, M. C. (1991). The use of general circulation models to predict regional climatic change. *Journal of Climate* 4: 286–303.
- Henderson-Sellers, A., Robinson, P. J. (1989). *Contemporary climatology*. Longman House, Harlow, 439 pp.
- Hesselbjerg, J., Christensen, O., Christensen, B. (2007). A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change* 81: 7–30.
- Hurrell, J. W., van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic change* 36: 301-326.
- Krecek, J., Turek, J., Ljungren, E., Stuchlik, E., Sporka, F. (2006). Hydrological processes in small catchments of mountain headwater lakes: The Tatra Mountains. *Biologia*, Bratislava, 61/18: 1-10.
- Lajczak, A. (1996). Hydrology. In: Z. Mirek, Z. Glowacinski, K. Klimek and H. Piekos-Mirkowa (eds), *The nature in the High Tatras National Park* The Office of the High Tatras National Park, Zakopane-Krakow (Poland), 169–196. (In Polish).
- Salinger, M. J. (2005). Climate variability and change past: present and future – an overview. *Climatic Change* 70: 9–29.
- Shaw, E. M. (1991). *Hydrology in practice*. Chapman & Hall, London, 539 pp.
- Tomlain, J. (1985). Mapping evapotranspiration on the territory of Slovakia for 1951–1980. *Meteorological Bulletin* 38: 140–145.



# Charakteristiky odtoku v období tání v experimentálních povodích v Jizerských horách

Šimon Bercha, Libuše Bubeníčková, Jan Jiráček, Pavla Řiřicová  
Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4

## Abstrakt

Příspěvek se zabývá porovnáním výpočtu zásob vody ve sněhové pokrývce před obdobím tání spolu s celkovým odtokem, který byl naměřen v závěrových profilech jednotlivých povodí během období tání. Pro posouzení byla použita data z období 2005 a 2006, která byla výjimečně bohatá na sněhové srážky. Rozdíly mezi maximální vodní hodnotou sněhu, srážkami v období tání a celkovým odtokem mohou charakterizovat specifické poměry povodí, což může být velmi užitečné pro hydrologické předpovědi v této oblasti.

**Klíčová slova:** vodní hodnota sněhu (SVH), koeficient odtoku, tání, simulace odtoku.

## Úvod

Hlavním cílem práce bylo porovnat výsledky výpočtu zásob vody ve sněhové pokrývce před obdobím tání s celkovým odtokem, který byl měřen v závěrových profilech jednotlivých povodí během období tání. Pro posouzení byla použita data z období 2005 a 2006, která byla výjimečně bohatá na sněhové srážky. Rozdíly mezi maximální vodní hodnotou sněhu (navíc s připočtením srážek spadlých v období tání) a celkovým odtokem mohou charakterizovat specifické poměry sedmi experimentálních povodí v Jizerských horách, což může být užitečné pro odhadnutí očekávaných přítoků do vodních nádrží a pro hydrologické předpovědi v podhůří Jizerských hor. Článek se detailněji věnuje experimentálním povodím Uhlířská a Jezdecká.

## Experimentální povodí v Jizerských horách

V důsledku rozsáhlého odlesnění Jizerských hor byla na začátku 80. let 20. století založena síť experimentálních povodí ČHMÚ. Pravidelná měření a sběr dat slouží k vyhodnocení změn podmínek odtoku v měnícím se prostředí. Výzkum je zaměřen do sedmi experimentálních povodí (Uhlířská, Blatný rybník, Kristiánov, Smědava I a II, Jizerka a Jezdecká) s plochou povodí od 1,87 km<sup>2</sup> do 10,6 km<sup>2</sup>, které se nacházejí v nadmořské výšce od 700 m do 1100 m. Povodí Jezdecká a Uhlířská jsou součástí mezinárodního projektu ERB.

## Výpočet maxima vodní hodnoty sněhu (SVH) před začátkem jarního tání v letech 2005 a 2006

Klimatické stanice Desná Souš a Bedřichov přehrada, které patří do základní pozorovací sítě ČHMÚ, se nacházejí v Jizerských horách v nadmořských výškách 772 a 777 m. Měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu na těchto stanicích není příliš reprezentativní pro vyšší partie Jizerských hor, které dosahují až 1126 m n. m. Data z těchto dvou stanic byla nedostatečná pro výpočet vodních zásob ve sněhové pokrývce. Předpověď objemu přítoku během tání do vodních nádrží v Jizerských horách byla tedy značně nepřesná. Z tohoto důvodu se započalo v povodí přehrady Josefův Důl koncem 70. let s pravidelným měřením charakteristik sněhové pokrývky. Podrobná síť měřících profilů se později rozšířila i do sedmi experimentálních povodí ČHMÚ. Od roku 1991 existuje v experimentálních povodích stabilní síť 28 sněhových profilů, jejichž nadmořská výška se pohybuje od 756 do 997 m. Párové profily, kde je měřena sněhová pokrývka na mýtině a v lese, se nacházejí na osmi lokalitách. Ze všech profilů jsou sbírána data v pravidelných týdenních intervalech.

Maximum výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SVH) v celé oblasti Jizerských hor bylo v roce 2005 naměřeno v polovině měsíce března – 14. 3. 2005. K tomuto datu byla v prostředí GIS vytvořena mapa vodní hodnoty sněhu pro celou oblast Jizerských hor. K 14. 3. 2005 byla průměrná hodnota SVH pro

povodí Uhlířská 492 mm a pro povodí Jezdecká 701 mm. V následujícím roce 2006 připadlo datum maxima výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SVH) v celé oblasti Jizerských hor opět na polovinu března. K 13. 3. 2006 byla průměrná hodnota SVH pro povodí Uhlířská 569 mm a pro povodí Jezdecká 685 mm.

### Klimatické a hydrologické charakteristiky během období tání v letech 2005 a 2006

Období tání v roce 2005 trvalo celkově 47 dní ve dnech od 16. 3. do 1. 5. V roce 2006 trvalo tání 54 dny ve dnech od 26. 3. do 18. 5. Základní specifický odtok před začátkem tání byl v obou letech obdobný – na Uhlířské  $8 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$  a na Jezdecké  $10,3 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ . Průměrná maximální vodní hodnota sněhu na povodí byla v obou letech nižší na Uhlířské, než na Jezdecké. V roce 2005 byla průměrná maximální SVH Uhlířské jen 70 % hodnoty Jezdecké (492 mm oproti 701 mm) a v roce 2006 83 % (569 mm oproti 685 mm). Úhrn srážek v období tání v roce 2005 byl zhruba 50 % ve srovnání s rokem 2006. Celková zásoba vody v roce 2005 a v roce 2006 byla na Uhlířské 559 a 697 mm, na Jezdecké 773 a 810 mm. Odtokové koeficienty se výrazně nelišily: Uhlířská 0,636 v roce 2005 a 0,660 v roce 2006 a Jezdecká 0,688 a 0,749 (tab. 1).

Tabulka 1: Klimatické a hydrologické charakteristiky během období tání v letech 2005 a 2006 (Pobříšlová et al, 2007).

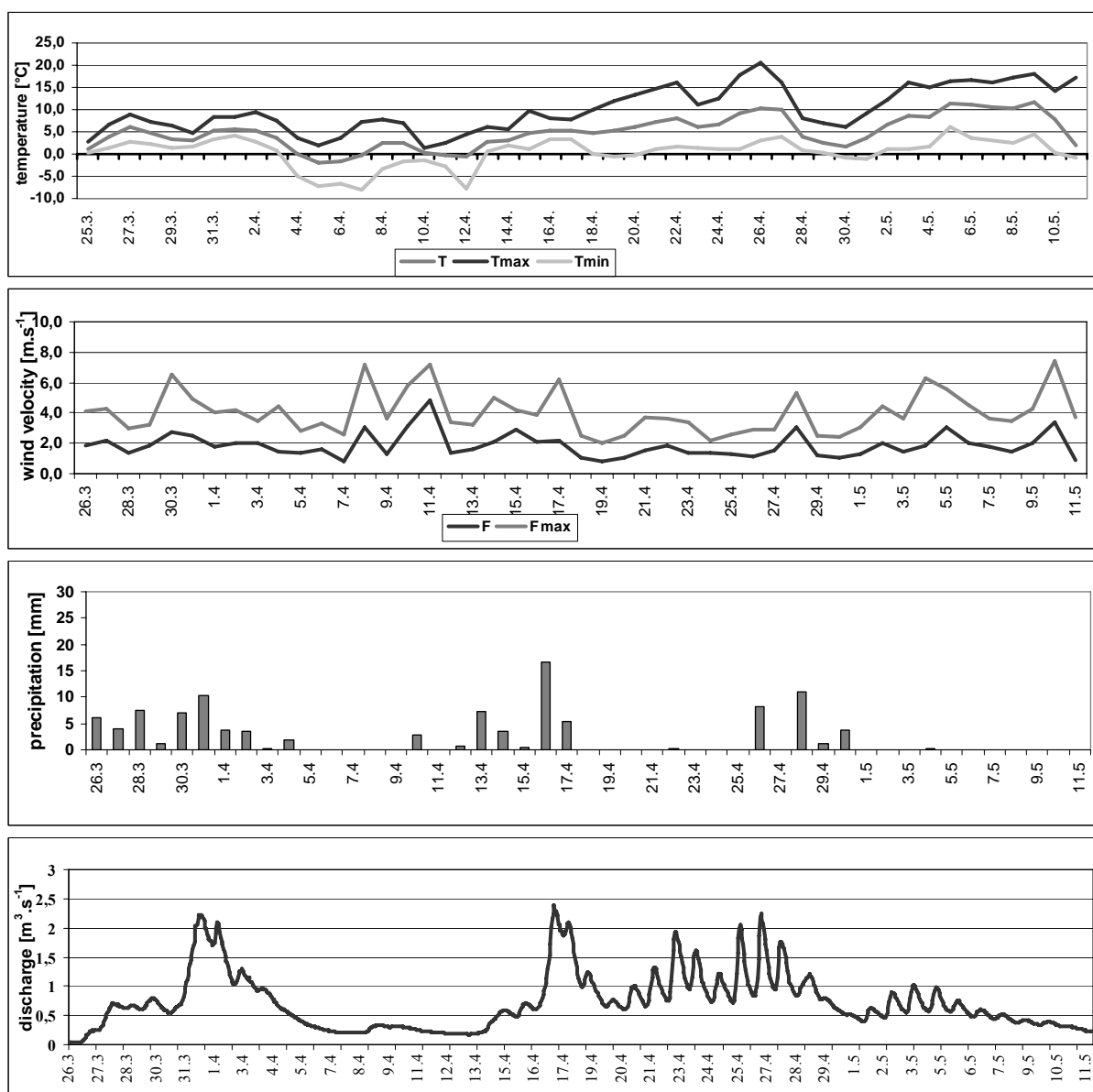
Povodí	Plocha povodí (km <sup>2</sup> )	Období zvýšeného odtoku	Prům. SVH (mm)	Srážky (mm)	Celk. vodní zásoby (mm)	Odtok (mm)	Odtokový koeficient
2005							
Uhlířská	1,87	16.3. – 1.5.	492	66,6	558,6	355	0,636
Jezdecká	4,75		701	72,3	773,3	532	0,688
2006							
Uhlířská	1,87	26.3. – 8.5.	569	128,0	697,0	460	0,660
Jezdecká	4,75		685	125,3	810,3	607	0,749

Vůči roku 2005 se odtokové koeficienty v roce 2006 mírně zvětšily – na Uhlířské o 4 % a na Jezdecké o 9 %. Jednalo se zřejmě o důsledek většího objemu srážek v průběhu tání. Se studiem zimních období v experimentálních povodích se započalo teprve nedávno. V nejbližší době budou zpracována i ostatní zimní období ve všech sedmi experimentálních povodích a výsledky tak budou moci sloužit k důkladnější analýze.

*Zvýšené průtoky v období tání v roce 2005.* Zvýšené průtoky se v experimentálních povodích objevily v druhé polovině března a na začátku dubna. Úhrny srážek nebyly tak vysoké, tání sněhu bylo způsobeno hlavně vysokými teplotami vzduchu v kombinaci s poměrně silným větrem ve vyšších partiích. Maximální průtoky v období tání v roce 2005 dosáhly na Uhlířské hodnoty  $0,9 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  a na Jezdecké  $3,4 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (hodnoty půlleté vody jsou  $1,7$  a  $4,6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ).

*Zvýšené průtoky v období tání v roce 2006.* Zvýšené průtoky, které se vyskytly na konci března a začátku dubna byly způsobeny hlavně intenzivním táním sněhu v kombinaci s náhlým vzrůstem teplot vzduchu a relativně bohatými srážkami. Maximální průtoky v období tání v roce 2006 dosáhly na Uhlířské hodnoty  $0,8 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  a na Jezdecké  $2,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ . Průběh průtoků v období tání v roce 2006 je znázorněn na dolním grafu na obr. 1.

Na obr. 1 jsou rovněž zobrazeny klimatické charakteristiky z období tání (26. 3. – 11. 5.) v roce 2006. Chod teplot byl v obou povodích Uhlířské a Jezdecké obdobný. Průměrná teplota byla téměř po celé období kladná, s výjimkou týdne od 4. do 12. 4. Průměrná rychlost větru se pohybovala mezi  $1 - 4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , s maximálními hodnotami do  $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . V období tání v roce 2006 byl na obou povodích téměř totožný úhrn srážek – 128 mm na Uhlířské a 125 mm na Jezdecké.



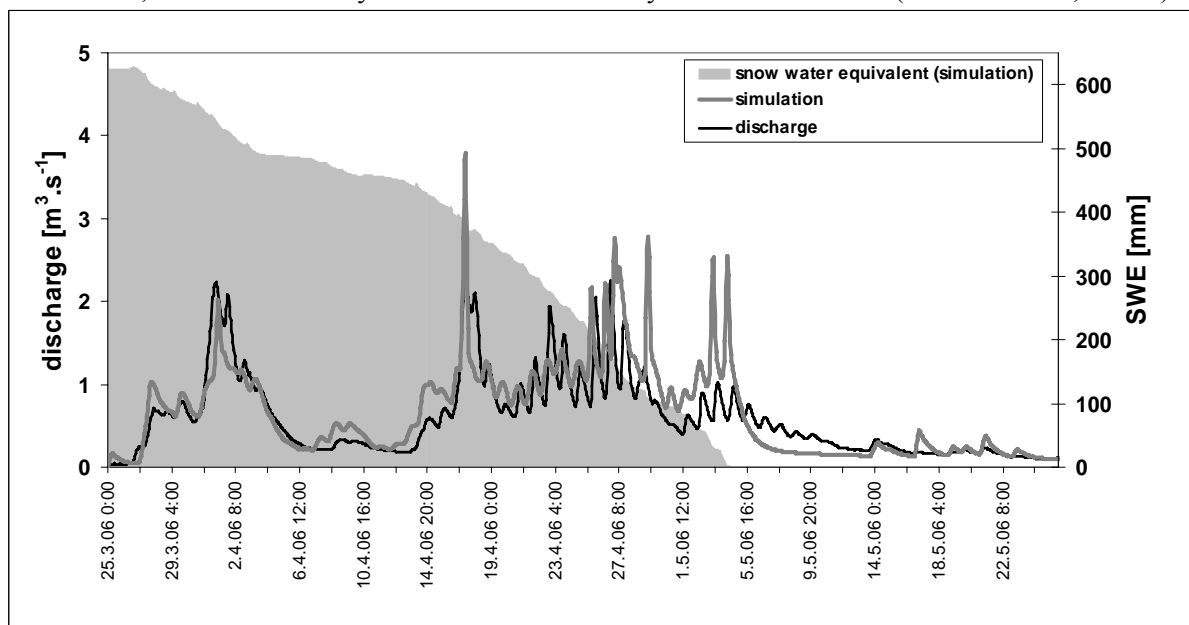
Obr. 1: Jezdecká 2006 – průběh klimatických charakteristik a průtoků v období tání 2006. Na prvním grafu je znázorněn chod teplot – průměrné, maximální a minimální. Na druhém grafu je znázorněna rychlost větru – průměrná a maximální. Na třetím grafu jsou denní úhrny srážek a na čtvrtém grafu je vykreslen průběh průtoků (Pobřislová et al., 2007).

### Modelování povodňových vln v experimentálním povodí Jezdecká

Předpovědní hydrologické centrum ČHMÚ používá pro povodí řeky Labe předpovědní hydrologický systém AquaLog. Průtoky Černé Desné v povodí Jezdecká nejsou operativně počítány systémem AquaLog každý den – velikost tohoto povodí je příliš malá ve srovnání s ostatními. Na druhou stranu data z Jezdecké s více jak 20 lety historie pozorování jsou důležitá pro kalibraci systému. Relativně úspěšná simulace systémem AquaLog v povodí Jezdecké v zimním období v březnu 2005 a 2006 byla podmíněna především rozšířeným měření vodní hodnoty sněhu (SVH). Rekordní hodnoty výšky sněhu a vodní hodnoty nebyly sice v letech 2005 a 2006 v Jizerských horách dosaženy, avšak patřily k nadprůměrným sezónám. SVH byla v obou letech podobná, maximální hodnoty se pohybovaly okolo 700 mm. Na obr. 2 je znázorněn průběh simulace průtoků v roce 2006 v povodí Jezdecké. Typická je výrazná první kulminační vlna a následné kolísání průtoků v závislosti na denním chodu



teplot a srážkách. Příčinné srážky a teplota vzduchu byly nižší na začátku první vlny v roce 2005 než v roce 2006, ale v roce 2005 byla hodnota kulminace vyšší než v roce 2006 (Řiřicová et al., 2006b).



Obr. 2: Povodí Jezdecká – simulace průtoku v období tání v roce 2006.

## Závěr

Rozdíly mezi maximální vodní hodnotou sněhu (navíc s připočtením srážek spadlých v období tání) a celkovým odtokem během období tání mohou popsat specifický charakter sedmi experimentálních povodí v Jizerských horách, což může být velmi užitečné pro hydrologické předpovědi nejen v této oblasti. Pro posouzení byla použita data z období 2005 a 2006, která byla výjimečně bohatá na sněhové srážky. Odtokové koeficienty z období tání v roce 2005 a 2006 byly porovnávány v povodích Uhlířské a Jezdecké. Odtokový koeficient se v roce 2006 v povodí Uhlířské zvýšil oproti roku 2005 z 0,636 na 0,688 (nárůst o 4 %) a v povodí Jezdecké se zvýšil z 0,660 na 0,749 (nárůst o 9 %). Jednalo se zřejmě o důsledek většího objemu srážek v průběhu tání. Pro věrohodný výpočet odtokových koeficientů jsou velmi důležitá vstupní data ze stabilní sítě 28 sněhových profilů, které jsou měřeny v pravidelných týdenních intervalech (Řiřicová et al., 2006a). Naměřená data slouží také pro kontrolu a kalibraci vodní hodnoty sněhu vypočtené modelem SNOW 17, který je součástí předpovědního modelu Aqualog. Tento model slouží na předpovědním pracovišti ČHMÚ pro každodenní hydrologickou předpověď v povodí Labe. Účelnost tohoto postupu se dlouhodobě osvědčuje při povodních v období tání. Model SNOW 17 byl kalibrován na povodí Černé Desné se závěrovým profilem Jezdecká. V případě, že vstupní data jsou dostatečně kvalitní, prokazuje model velmi dobrou schopnost předpovědět dynamiku akumulace a tání sněhové pokrývky.

## Literatura

- Řiřicová, P., Bercha, Š., Němec, L., Skalák, P. (2006a): Zhodnocení spolehlivosti a účinnosti systému měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty, včetně systémů dálkové detekce srážek (radary, satelity). In: Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR. Praha, ČHMÚ, kap. 1.4.
- Řiřicová, P., Bercha, Š., Jiráček, J., Bubeníčková, L. (2006b): Modelling of Flood Waves in the Jezdecka Experimental Basin. 11th International Conference Experimental and Representative Basins (ERB). 19-22.9.2006. Poster. Praha, ČHMÚ.
- Pobříšlová, J., Jiráček, J., Hancvencl, R. (2006): Hydrologická ročenka 2005 – experimentální povodí Jizerské hory. Jablonec nad Nisou, ČHMÚ, 65 s.
- Pobříšlová, J., Jiráček, J., Vajskebr, V. (2007): Hydrologická ročenka 2006 – experimentální povodí Jizerské hory. Jablonec nad Nisou, ČHMÚ, 65 s.

# Vyhodnocení odtoků z malých lesnatých povodí v oblasti Moravskoslezských Beskyd

Milan Bíba, Zuzana Oceánská, Zdeněk Vícha, Milan Jařabáč  
Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i., 252 02 Strnady 136

## Úvod

V roce 1954 byl v Moravskoslezských Beskydech zahájen lesnicko-hydrologický výzkum srážkově-odtokových vztahů ve čtyřech malých lesnatých povodích, z nichž ve dvou tento úkol stále pokračuje. Při oponentním řízení počátkem šedesátých let bylo řešiteli uloženo, aby v povodí Červík (CE), protože se v něm tok přirozeně dělí na dvě části, byly postaveny dílčí měrné žlaby (CE-A, CE-B). Tím byl rozšířen výzkumný úkol o oddělené hodnocení srážkově-odtokového procesu v CE-A s 3x proti normálu zrychlenou porostní obnovou rozdílně od CE-B, které zůstávalo po celou dobu měření zachovávané v těžebním klidu pro objektivní prokázání rozdílů v odtocích zrychlením těžeb.

Námět pro rozšíření toho výzkumu byl původním, protože dříve nebyly v ČR provedeny obdobné experimenty. Podle vzoru povodí Sperbel- a Rappengraben zahájil Válek (1926) měření v malých povodích s velmi rozdílnou lesnatostí Kýchová a Zděchov ve Vsackých Beskydech, která pokračovala 30 let bez porostních obnov. Později byla v ČR zakládána jiná výzkumná povodí, nejprve v Moravskoslezských Beskydech, potom i v jiných oblastech výrazně postižovaných průmyslovými imisemi. Práce v terénu ukázaly, že lesnicko-hydrologický výzkum je náročnějším, než se předpokládalo. Zato naměřená data jsou objektivnějšími pro návrhy účelných opatření než teoreticko-fiktivní formulace srážkově-odtokových vztahů v lesnatých povodích.

Tok bystřiny Červík (CE) v Moravskoslezských Beskydech ústí do vodárenské nádrže Šance dokončené v roce 1970. Experimentální povodí CE tvoří jeho horní část s prameniště této bystřiny. Měrný žlab je 2,5 km nad ústím CE do nádrže. Blízko nad žlabem je soutok obou větví CE-A a CE-B, na nichž byly po roce 1962 postaveny dodatečně dílčí měrné žlaby.

Tab. 1: Základní taxační data v CE.

Dřevina		jehličnaté	z toho sm	listnaté	z toho bk	celkem
zastoupení dle plochy v %	1.1. 1966	94,00	90,70	6,00	5,50	100,00
	1.1. 2005	81,95	80,66	18,05	17,30	100,00
zastoupení dle hmoty v %	1.1. 1966	99,10	96,70	0,90	0,90	100,00
	1.1. 2005	91,55	91,40	8,45	8,12	100,00
průměrné stáří	1.1. 1966	71	72	37	41	70
	1.1. 2005	50	50	40	10	70
zásoba v m <sup>3</sup> /ha	1.1. 1966	449	453	69	69	426
	1.1. 2005	291	295	117	122	261

## Stručný popis povodí Červíku

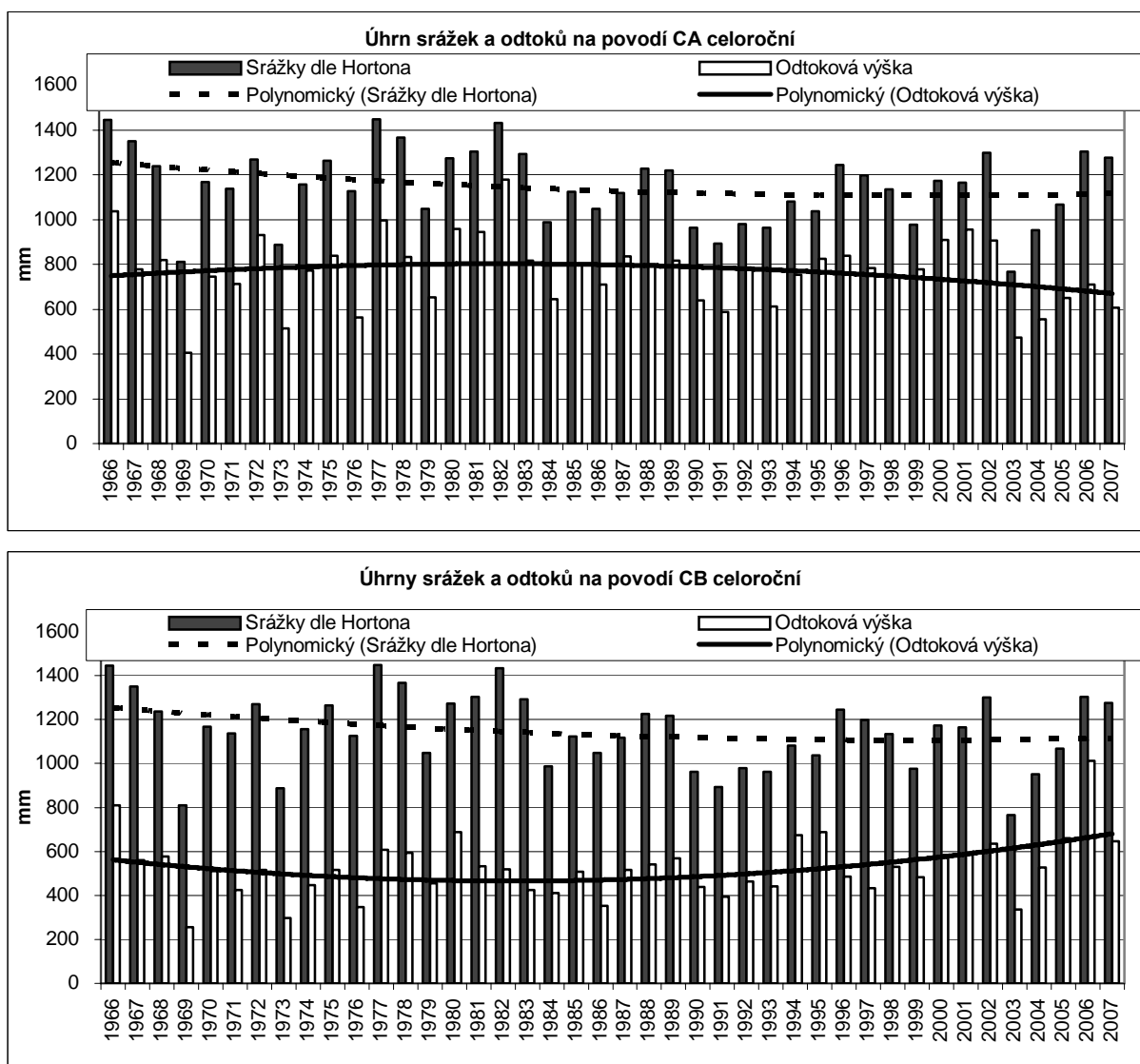
Povodí CE je mezi 18°22'52'' – 18°24'27'' vých. zem. šířky a 49°26'40'' – 49°27'30'' sev. délky. V podloží má pevnější pískovec proložený jílovitými břidlicemi a jílovci. Povrch je kryt převážně hnědou lesní půdou ve vrstvě do 1 m. Leží ve výšce 640 – 961 m n.m. s průměrným sklonem 30,4 % a s E expozicí. Nad žlabem CE má plochu 1,85 km<sup>2</sup> v níž jsou podpovodí CE-A s 0,8824 km<sup>2</sup> a CE-B s 0,8425 km<sup>2</sup>. Jejich podrobnější hydrogeologický průzkum nad úrovní 640 m n. m. nebyl proveden. V geografických charakteristikách nejsou příliš rozdílnými; reprezentují tzv. zadní hory za vyšším, předním, beskydským hřebenem. Před počátkem porostních obnov po roce 1965 byly v CE-A postaveny lesní cesty 1L v délce 3,5 km a 2L 2 km s průměrnou hustotou 29,73 m/ha. Hluboké erozní rýhy na cestách ani mimo v porostech vlivem zbudování cest nevznikly. Povodí CE je 100 % lesnaté – k 1.1. 2005 tam byla holina jen 0,04 ha (Holuša 2001).

Do roku 1986 nebyly všechny porosty obnoveny v CE-A, jak bylo v metodice výzkumu a v LHP. V letech 1966 – 1982 bylo obnoveno 96 % jeho plochy, malý zůstatek je však pro záměr nepodstatný. Nepodařilo se zcela změnit druhovou skladbu – sm za bk na 1/3 plochy povodí, z důvodu nedostatku sazenic bk. Na CE-B se hospodařilo bez úmyslných těžeb, ojediněle musela být vyklizena kalamitní hmota.

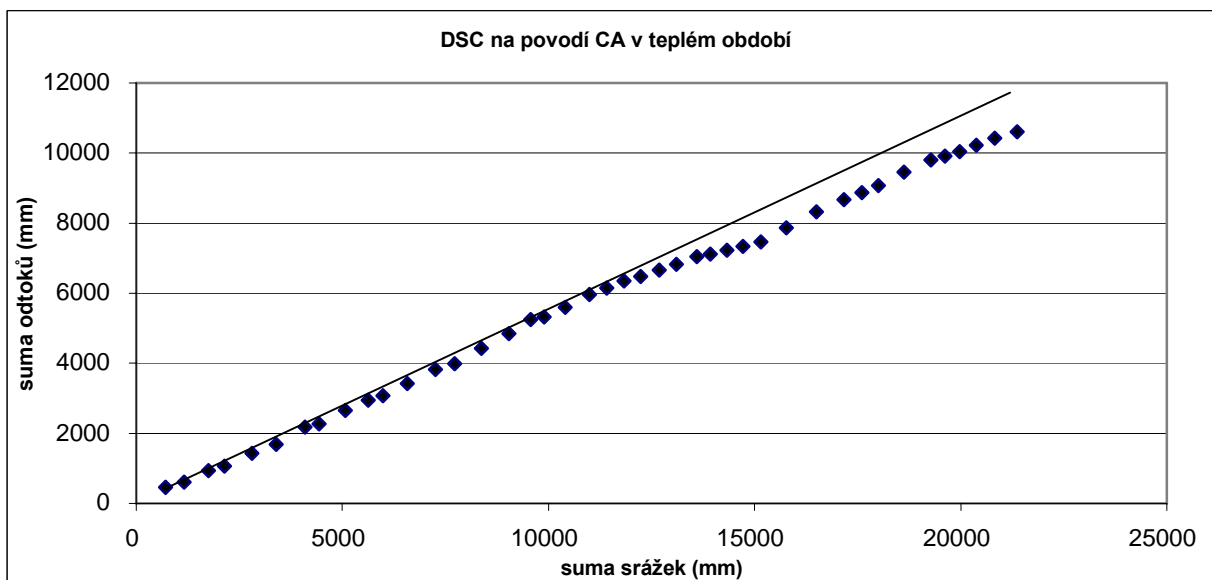
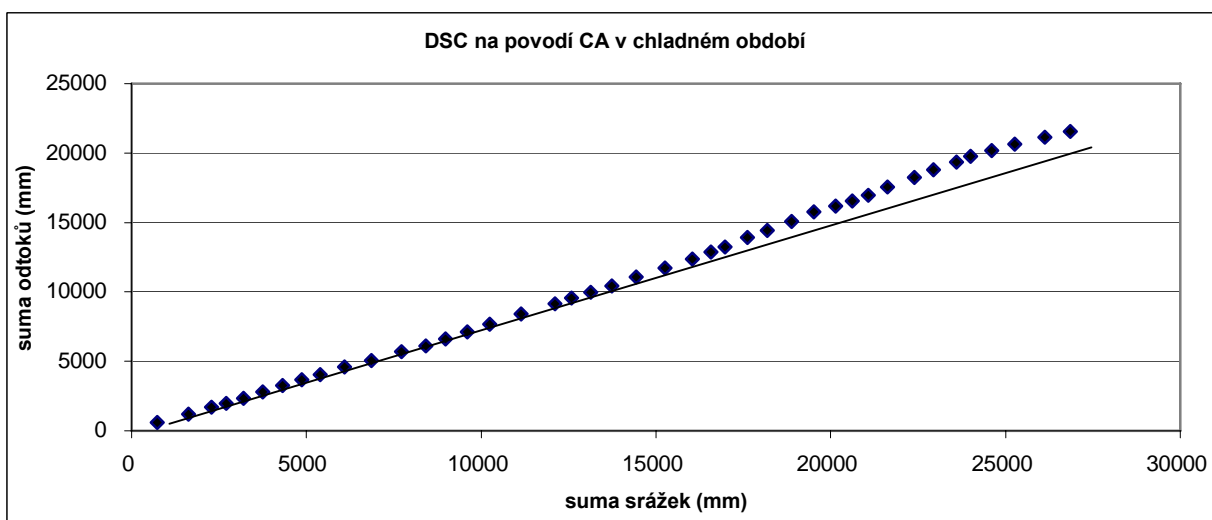
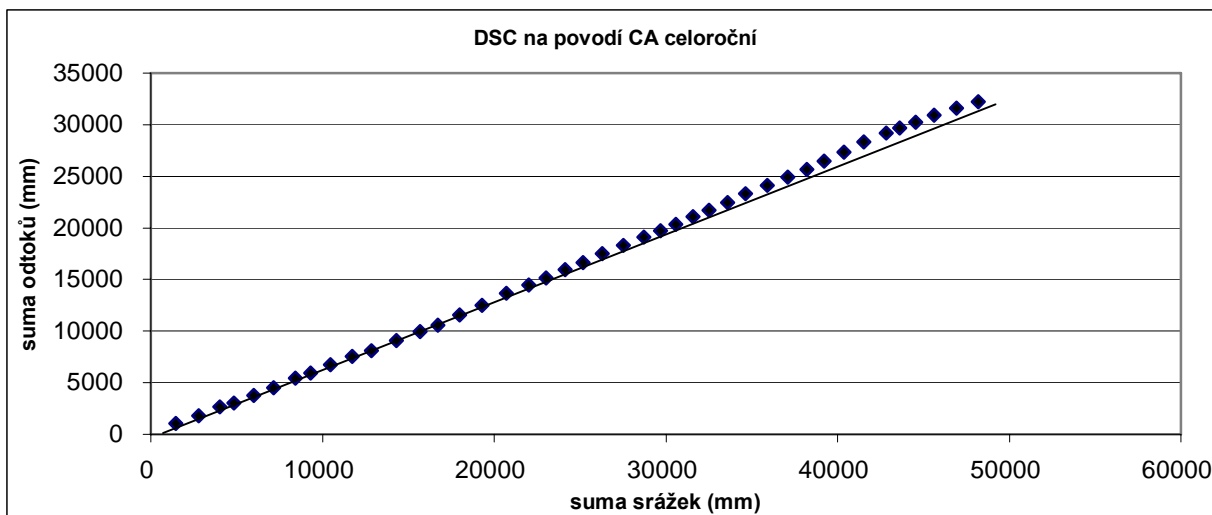
Tab. 2: Plošné rozdělení CE k 1.1. 2005 podle věkových stupňů.

Věkový stupeň	1	2	3	4	5	6	7	8	≥ 9
plocha porostu v ha	11,91	11,91	53,83	24,26	9,58	1,62	4,66	35,70	22,4

Z přehledu vybraných taxačních dat (tab. 1) je zřejmé, že porostní obnovy v CE-A, porost 441 A-D na rozdíl od CE-B s porostem 444 A-F uložené Lesními hospodářskými plány pro decennia 1966 – 1975, 1976 – 1985, 1986 – 1995, 1966 – 2005, přes objektivní příčiny bránící jejich perfektnímu splnění, byly časově nadnormálními; jimi byl splněn dílčí záměr výzkumného úkolu v CE. Plošné rozdělení CE k 1.1. 2005 podle věkových stupňů značí časový postup obnovy (tab. 2).



Obr. 1: Roční úhrny srážek a odtoků (mm) za celou dobu pozorování na povodí CE-A a CE-B.



Obr. 2: Dvojité součtové čáry (DSC) z dat srážek a odtoků celoročně, v chladném (listopad až červen) a teplém období (červenec až říjen) na povodí CE-A.

## Roční úhrny srážek a odtoků v CE-A a CE-B

Počátku měření v CE-A a CE-B předcházela kalibrace povodí CE bez obnovních prací v letech 1954 až 1965. V jejím průběhu i následně byly měřeny srážkové úhrny měsíčně čtyřmi totalizátory, z nichž tři stojí na rozvodnici povodí. Totalizátory 1 a 3 měří srážky v dílčím povodí CE-A a 2 a 4 v CE-B. Denní úhrny a průběhy dešťů jsou od počátku měřeny klasicky a zapisovány denně u měrných žlabů pozorovatelkou. Pro řešení úkolu bylo měření s uplatněním plošného podílu reprezentativnosti totalizátorů (podle Hortona) v měsíčních úhrnech přiměřeným, ale následně se potvrdilo, že pro rozbor dešťů v kratších časových obdobích, zejména pro jejich intenzity, je nutné měřit lijáky důkladněji, a v kritické době zaznamenávat data až v minutových intervalech po 24 hodin. Proto po katastrofální povodni 5. – 9. července 1997 byla měření doplněna digitálním přístrojem u měrného žlabu CE. Pro měření průtoků pod CE-A a CE-B byly postaveny dílčí měrné žlaby a budky limnigrafů. Původní s plováky byly po roce 1997 doplněny digitálními ultrazvukovými sondami zaznamenávající data do paměti tří žlabů v minutových intervalech.

## Závěry a doporučení

Od počátků měření průtoků vody v CE, CE-A a CE-B se předpokládala výrazná změna režimu odtoků porostní obnovou se statistikou potvrzenými rozdíly. Ze záznamů od 1.10. 1966 do 31.10. 2007 byly vypsány časové řady průměrných denních průtoků ve třech měrných žlabech, jejich ovlivnění hodnoceno dvojitou součtovou čarou (DSČ). Je založena na rozboru párové závislosti mezi postupnými součty srovnávaných časových řad (Dyck, 1976). U homogenních a konzistentních řad je DSČ lineární. Při vychýlení bodů se předpokládá lidské ovlivnění odtoků s předpokladem vyloučení chyb a přírodních vlivů (Chlebek, Jařabáč, 2006). Linearita DSČ byla posouzena graficky vnesením bodů úhrnů odtoků. Homogenitu časové řady lze posoudit F-testem. Pro povodí CE-A byla data graficky znázorněna pro srážky a odtoky (obr. 1) a DSČ (obr. 2) se změnou režimů, v CE a CE-B se ovlivnění neprojevila. V povodích CE, CE-A a CE-B porostní obnovy po roce 1966 i v následujících letech ovlivnily úhrnné odtoky teplých období statisticky prokazatelně jen od roku 1988 v CE-A, v jiných ne. Podrobnější rozbor kratších časových období, zejména průtokových vln statistickými metodami, bude následovat.

Měření srážkově-odtokového procesu v malém beskydském povodí CE a CE-B ukazují, že roční obnovní účinky v odtocích se průkazně neprojevily. Mírná změna se projevila v CE-A. Poznaček je nutno verifikovat dlouhým měřením souvisejících prvků prostředí i v jiných malých povodích za určených podmínek na úkor instrukcí bez hydrologických dat. Výsledky toho experimentu v povodí CE i v jeho částech A a B však mohou být netradičními, a proto se nedoporučuje jejich prosazení do lesnicko-vodohospodářské politiky v beskydské oblasti ani na větších územích bez další verifikace. Pro objektivní hodnocení srážkově-odtokového procesu v malých lesnatých povodích jsou vždy nezbytné dosti dlouhé časové řady naměřených dat postihujících místní vztahy prvků prostředí. Rozkolísanost klimatu, která je aktuální, a pejorativní ovlivňování srážkově-odtokového procesu v prameništích hor i pahorkatin vodě škodícími činnostmi lidí, vyžadují věnovat jim trvalou pozornost. V rámci lesnicko-hydrologického výzkumu v beskydských experimentálních povodích bude třeba se více zaměřit na kratší časové úseky související s rozkolísanostmi dešťů působících povodňové vlny ku prospěchu ochrany životního prostředí i společnosti.

## Literatura

- Dyck, S. (1976): *Angewandte Hydrologie*. Teil I, Berlin, VEB Verlag f. Bauwesen: 528 s.
- Holuša, J. et al. (2001): *Oblastní plán rozvoje lesů*. Přírodní lesní oblast 40, Moravskoslezské Beskydy, ÚHÚL Frýdek – Místek: 225 + příl.
- Chlebek, A. (1987): *Malá Ráztoka a Červík – Vyhodnocení 32letých řad měření srážek a odtoků*. VÚLHM Jiloviště – Strnady, Atestační práce: 109 s.
- Chlebek, A. – Jařabáč, M. (2006): *Srážky a odtoky v beskydských experimentálních povodích v teplých obdobích roků 1954 – 2003*. Sborník Beskydy, MZLU v Brně: 9 – 14.
- Válek, Z. (1977): *Lesní dřeviny jako vodohospodářský a protierozní činitel*. SZN Praha.

# Odhad nejistot v hydrologickém modelování

Šárka Blažková, Keith Beven

<sup>1</sup>Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, v.v.i., Podbabská 30, 160 00 Praha 6

<sup>2</sup>Lancaster Environment Centre, Lancaster University, Lancaster LA1 4YQ, UK and Geocentrum, Uppsala University, 73256 Uppsala, Sweden

## Abstrakt

Příspěvek diskutuje současný stav odhadu nejistot v hydrologickém modelování, tj. zejména výhody a nevýhody použití statistických metod na jedné straně a jiných metod, jako je např. fuzzy logika a GLUE na straně druhé. Cílem GLUE je identifikovat všechny modely (hypotézy), které věrohodně vysvětlují pozorovaná data. Predikční meze vypočtené z takové množiny modelů by měly být robustní i na jiném úseku vstupních dat než na kterém byl model kalibrován.

**Klíčová slova:** nejistoty, GLUE, srážkoodtokové modelování.

## Úvod

Nejistotám se v poslední době věnuje velká pozornost, jak ve výzkumu, tak v rozhodování o otázkách životního prostředí. Bývá obtížné sjednotit terminologii mezi jednotlivými vědními obory a rozhodovací sférou. V tomto příspěvku se věnujeme nejistotám při hydrologickém modelování, které zahrnují nejistoty ve vstupních datech, v datech pro validaci, ve struktuře modelu a v parametrech modelu a chyby z nesouměřitelnosti měřených a modelovaných hodnot.

Příspěvek čerpá zejména z nové knihy Bevena (2008, v tisku) „Environmental Modelling: An Uncertain Future?“, která rozebírá různé přístupy při různém množství disponibilních dat od situací, kdy žádná data nejsou k dispozici, např. přístup Info-Gap (Ben Haim, 2006), až po metody vyžadující data, na nichž je možno kalibrovat hydrologické modely. Výhody a nevýhody statistických metod a jiných metod, jako je fuzzy logika a metoda GLUE, jsou detailně rozebrány zejména s ohledem na příklady z praxe. Metoda GLUE je ukázána na případu frekvenčního modelování povodní.

## Zdroje chyb

Věnujme se v detailu zdrojům chyb a nejistot v procesu modelování (e.g. Beven, 2005). V libovolném bodě v prostoru nebo čase  $(x,t)$  je

$$O(x,t) + \varepsilon_O(x,t) + \varepsilon_C(\Delta x, \Delta t, x, t) = M(\theta, \varepsilon_\theta, I, \varepsilon_I, x, t) + \varepsilon_M(\theta, \varepsilon_\theta, I, \varepsilon_I, x, t) + \varepsilon_r \quad (1)$$

kde  $O$  je a vektor pozorování,  $M$  je vektor modelovaných hodnot,  $\theta$  je vektor parametrů modelu,  $I$  je vektor vstupů a okrajových podmínek,  $\varepsilon_O$  je chyba pozorování,  $\varepsilon_C(\Delta x, \Delta t, x, t)$  je chyba z nesouměřitelnosti pozorovaných proměnných ve vztahu k modelovaným proměnným závislá na časových a prostorových měřících  $(\Delta x, \Delta t)$ ,  $\varepsilon_\theta$  je matice chyb v parametrech,  $\varepsilon_I$  je matice chyb ve vstupech a okrajových podmínkách,  $\varepsilon_M(\theta, \varepsilon_\theta, I, \varepsilon_I, x, t)$  je chyba modelu,  $\varepsilon_r$  je náhodná chyba.

Při praktické aplikaci jediné, co je k dispozici, jsou residua:

$$\varepsilon(x,t) = O(x,t) - M(\theta, \varepsilon_\theta, I, \varepsilon_I, x, t) \quad (2)$$

Z (1) a (2) vyplývá, že residua  $\varepsilon(x,t)$  mohou být vyjádřena jako

$$\varepsilon(x,t) = \varepsilon_M(\theta, \varepsilon_\theta, I, \varepsilon_I, x, t) - \varepsilon_C(\Delta x, \Delta t, x, t) - \varepsilon_O(x,t) + \varepsilon_r \quad (3)$$

Je nepravděpodobné, že první tři členy na pravé straně rovnice (3) by byly svou podstatou náhodné. Budou zahrnovat různé epistemické (=gnoseologické) chyby (chyby poznání). V tom spočívá zásadní problém odhadu nejistot. Je zřejmé, že tyto různé členy na pravé straně nemohou být desagregovány z jediné pozorované řady residuí  $\varepsilon(x,t)$ , pokud neuděláme nějaké velmi silné předpoklady. Obvyklý předpoklad ve statistice je, že se všemi členy na pravé straně můžeme zacházet jako s jedinou řadou chyb měření a můžeme ji vyjádřit příslušným statistickým modelem (např. aditivním, s průměrem nula, Gaussovským, autokorelovaným náhodným modelem).

Pravděpodobnostní vyjádření residuí  $\varepsilon(x,t)$  může často být užitečnou aproximací, ale je třeba mít na paměti, že je to jen aproximace úplného rozboru různých zdrojů chyb a nejistot. Vyjádřit chybu modelu  $\varepsilon_M(\theta, \varepsilon_0, I, \varepsilon_1, x, t)$  jako aditivní člen v (1) je formálně správné v každém  $(x,t)$ , což však neznamená, že tato funkce je jednoduchá. Odhad modelu  $M$  závisí na chybách v parametrech, vstupech a okrajových podmínkách a tato závislost je komplikovaná a nelineární. Je tomu tak i když, v hypotetickém případě, předpokládáme, že model je formálně správný. Ve skutečných aplikacích však správnost modelu předpokládat nemůžeme. Potom chyby modelu budou v nelineárních interakcích s chybami v parametrech, vstupech a okrajových podmínkách, takže zavedou do tohoto členu nestacionaritu a heteroskedasticitu (mění se rozptyl).

Potíže se separováním účinků těchto různých zdrojů chyb vytvářejí prostor pro různé reprezentace nejistot v různých metodologiích. Je to problém analogický k výběru určité struktury modelu pro předpovědi: protože o žádném modelu není možno prokázat, že je formálně správný v reálných aplikacích, existuje prostor pro různé struktury modelů. Obdobně o žádné metodologii odhadu nejistot není možno dokázat, že je formálně správná v reálných aplikacích, takže jsou možné různé metody poskytující odhady nejistot odhadu. Uživatelé těchto odhadů by měli jasně uvést učiněné předpoklady a vysvětlit, jakou informaci odhady přinášejí.

### Frekvenční statistika

Zásadními předpoklady této analýzy je výběr modelu, který se prokládá, a předpoklady o residuích, které definují funkci věrohodnosti (zejména, že rezidua jsou stacionární a že všechny ostatní chyby pozorování mohou být implicitně obsaženy v celkových residuích, jak je tomu v (2)). Uvedená analýza může být objektivní v tom smyslu, že pokud jsou předpoklady o residuích správné, jsou pravděpodobnosti předikovaných výsledků správně odhadnuty. Běžné předpoklady jsou, že rezidua jsou nevychýlená (mají průměr nula), mají Gaussovo rozdělení s konstantním rozptylem a jsou nezávislá.

### Bayesovská statistika

Bayesův teorem může být definován ve tvaru: Mějme danu množinu možných modelů  $M$  (tj. kombinaci struktur a sad parametrů) a množinu pozorování  $O$ . Potom pravděpodobnost modelu  $M$  podmíněná pozorováním  $O$  je dána

$$L_p(M|O) = L_o(M) L(O|M) / C \quad (4)$$

Kde  $L_o(M)$  je nějaká apriorní pravděpodobnost definovaná v rozmezí možných modelů,  $L(O|M)$  je věrohodnost, že budou simulována pozorovaná data na základě dané hypotézy (tj. modelem  $M$ ),  $C$  je normalizující konstanta zajišťující, že kumulace hustoty aposteriorní pravděpodobnosti  $L_p(M|O)$  je jedna.

Bayesův teorem představuje formu statistického poznávacího procesu. Při aplikaci na modely poskytuje rigorózní základ pro vyjádření stupně potvrzení různých predikcí modelu, vyjádřených jako pravděpodobnosti, pokud komponenty (4) mohou být odpovídajícím způsobem definovány. V principu může apriorní pravděpodobnost být definována modelářem na základě expertního posouzení, minulých zkušeností nebo subjektivního úsudku. Měla by být důležitá pouze pokud je k dispozici jen velmi omezené množství dat. Je tomu tak proto, že s tím, jak přibývá důkazového materiálu o věrohodnosti modelu opakovanou aplikací (4), věrohodnost  $L(O|M)$  dominuje nad apriorní věrohodností.



K formálnímu použití Bayesova teorému je zapotřebí věrohodnostní funkce (likelihood function)  $L(O|M)$ , která je závislá na předpokladech o charakteru reziduí. Příkladem může být situace, kdy model má konstantní střední vychýlení (bias)  $\mu$  a residua jsou autokorelovaná (autokorelace prvního řádu s koeficientem  $\rho$ ).

$$O = M(\Theta, I) + \mu + \varepsilon_t + \rho\varepsilon_{t-1} \quad ; \quad \varepsilon = N[\mu, \sigma_\varepsilon]$$

Funkce věrohodnosti má potom tvar

$$L(\varepsilon | M(\Theta, I)) = (2\pi\sigma^2)^{-T/2} (1 - \rho^2)^{1/2} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} \left\{ (1 - \rho^2)(\varepsilon_1 - \mu)^2 + \sum_{t=2}^T [\varepsilon_t - \mu - \rho(\varepsilon_{t-1} - \mu)]^2 \right\}\right]$$

Je tedy třeba určit tři statistické parametry,  $\mu$ ,  $\rho$  a  $\sigma_\varepsilon$ .

Předpoklady, na jejichž základě je odvozena věrohodnostní funkce, mohou a mají být kontrolovány a případně změněny. Jestliže se ukáže, že předpoklady jsou platné, potom Bayesovský přístup poskytuje objektivní odhad nejistot, i když podmíněný výběrem struktury modelu a struktury chyb.

### Fuzzy množiny

Jinou cestou vyjádření variability, která se neomezuje na náhodné nejistoty je použití fuzzy množin. Místo toho, aby daná hodnota byla jednoznačně zařazena do určité množiny hodnot (crisp set), je hodnotě dána funkce příslušnosti v rozmezí od 0 do 1, která vyjadřuje stupeň příslušnosti v daném kontextu. Hodnoty funkce příslušnosti nejsou ekvivalentní pravděpodobnostem. Aby se tento rozdíl zdůraznil, jsou často výstupy z fuzzy analýzy nazývány relativní možnosti (relative possibilities). Fuzzy proměnné zavedl Zadeh (1965). Mohou být použity k definování nejistot ve vstupech, hodnotách parametrů, při hodnocení výstupů modelu ve srovnání s pozorováním. Mohou být kombinovány flexibilnějším způsobem než pravděpodobnosti.

### GLUE – odhad nejistot s využitím zobecněné věrohodnosti

GLUE – Generalised Likelihood Uncertainty Estimation (Beven, Binley 1992) je metodologie odhadu nejistot, která může být použita bez definování formální struktury chyb. Pracuje s mnoha akceptovatelnými modely (sadami parametrů modelu) – viz dále tezi o ekvifinalitě – a se složitými a nestacionárními řadami chyb, které jsou běžné při aplikacích environmentálních modelů na skutečných datech. S chybami určitého modelu se zachází implicitně tím, že se předpokládá, že charakteristiky chyb spojené s modelem při kalibraci budou „podobné“ při predikci. Jak predikce, tak řada chyb, která je v ní implicitně obsažena, jsou váženy mírou věrohodnosti, která vyjadřuje stupeň víry (belief – ve smyslu přesvědčení, názoru na) v model (a jeho residua) jako užitečný simulátor studovaného systému. V rámci GLUE je možno používat formální metody věrohodnosti, přičemž stupeň víry může být vyjádřen jako pravděpodobnost a předpokládaný model chyb může být zahrnut do analýzy (Romanowicz 1996). Nevýhodou použití modelu chyb je, že model chyb kompenzuje strukturální chyby modelu a málo vhodný hydrologický model může tedy být považován za vyhovující, místo toho, aby byly hledány možnosti zlepšení jeho struktury.

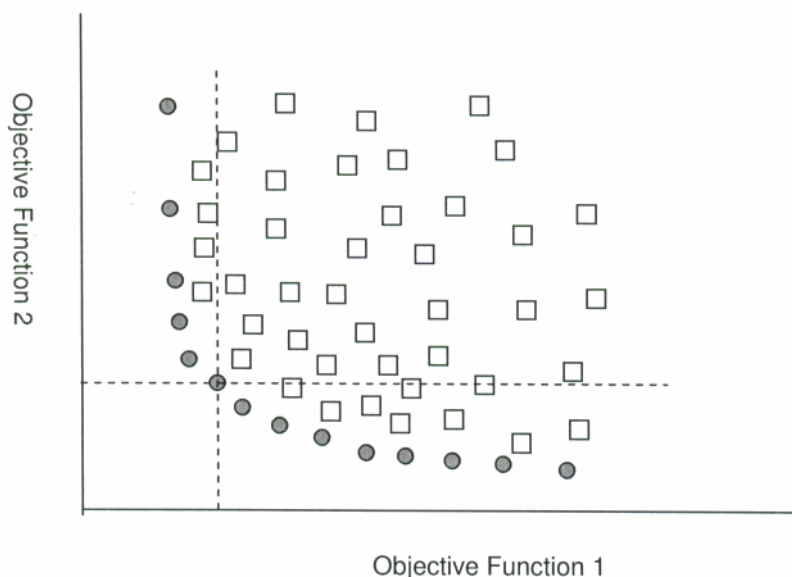
### Ekvifinalita

Jedním z problémů při analýze nejistot v environmentálním modelování je, že při nejistotách ve vstupech a pozorovaných datech o výstupních veličinách (průtocích) může být obtížné rozlišit mezi různými modelovými představami o systému, který modelujeme (o povodí). To je často interpretováno jako obtíž nalézt nejlepší model systému a hovoří se o mnohoznačnosti, neidentifikovatelnosti (non-uniqueness, ambiguity nebo non-identifiability). Budeme-li však uvažovat o modelech jako o hypoté-

zách o tom, jak systém pracuje, dojdeme k závěru, že nejlepší model nemusí existovat. Spíš existuje mnoho modelů, které dávají přibližně stejně akceptovatelné predikce, které je obtížné od sebe rozlišit. To je teze ekvifinality (von Bertalanffy 1968; Beven 1993, 2006), která je v základech GLUE, jak byla poprvé nastíněna v práci Beven a Binley (1992), jako rozšíření Generalised Sensivity Analysis Hornbergera a Speara (1981). GLUE je založena na velkém množství Monte Carlo realizací modelové struktury a hodnot parametrů, z nichž podle zvoleného kritéria (kritérií) vybereme přijatelné (behavioural) simulace (sady parametrů).

### **Efektivnost hledání přijatelných simulací**

Technicky je možné najít globální optimum v parametrickém prostoru, je však docela dobře možné, že výsledné parametry budou záviset struktury modelu, na úseku kalibračních dat, kritériu hodnocení simulací a počátečním rozmezí hodnot parametrů. Často je model hodnocen podle více než jednoho kritéria. Potom, v důsledku různých zdrojů chyb v modelovacím procesu obecně nebude platit, že optimální model podle jednoho kritéria bude optimální i podle jiného. Musí tedy nevyhnutelně dojít ke kompromisu, přičemž zlepšení podle jednoho kritéria je zapláceno zhoršením podle jiného. Výsledkem je Paretovská optimální množina modelů (sad parametrů), které všechny leží na Paretovské frontě (Pareto front nebo frontier), což je plocha v prostoru kritérií, na níž hodnota žádného kritéria nemůže být dále zlepšena bez zhoršení hodnoty jiného kritéria (obr. 1).



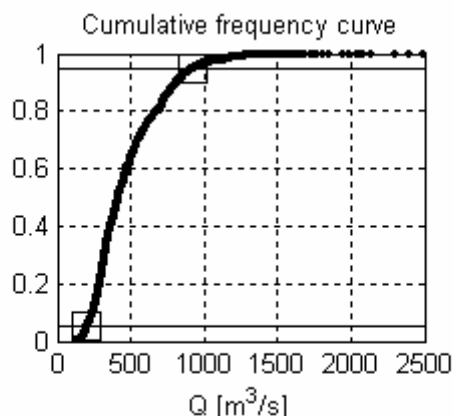
Obr. 1: Pojem Paretovského optima representovaný dvěma cílovými funkcemi. Každý bod representuje jednu sadu parametrů modelu. Menší hodnoty znamenají lepší přiléhavost (minimalizace). Šedé kroužky představují modely (sady parametrů), které jsou na Paretovské frontě (Beven 2008).

Obdobně však jako optimum podle jediného kritéria se mohou modely na Paretovské frontě měnit s kalibračním úsekem dat. Proto v metodologii GLUE pracujeme i s modely, které jsou za Paretovskou frontou a dávají přijatelné výsledky, což zlepšuje robustnost řešení.

### **Příklady měřítka věrohodnosti v rámci GLUE pro hydrologické modelování**

Jak již bylo výše naznačeno, v rámci GLUE lze použít mnoho různých měřítek věrohodnosti, včetně formálních Bayesovských věrohodnostních funkcí (založených na statistických modelech pro strukturu chyb), jednodušších kritérií jako koeficient determinace pro simulaci hydrogramu (nazývaný též Nash-Sutcliffe criterion), sumy absolutních chyb mezi modelovanými a pozorovanými ordinátami nebo kvantily čáry překročení nebo fuzzy měřítek. Vypočtené věrohodnosti jsou nejdříve použity pro odmítnutí nevyhovujících (non-behavioural) struktur modelu a/nebo sad parametrů a potom jsou pou-

žity jako váhy při konstrukci kumulativních rozdělení z vyhovujících (behavioural) simulací (obr. 2). V případě frekvenčního modelování (kde vstupem do srážkoodtokového modelu je modelovaná řada srážek) kumulativní rozdělení vyjadřují nejistotu na příslušném kvantilu čáry překročení.



Obr. 2: Kumulativní frekvenční křivka pro dobu opakování 1000 let; vodorovné čáry ukazují 5 a 95% predikční meze (Blazkova, Beven 2004).

Konstrukce měřítka věrohodnosti pro čáru překročení povodní závisí na tom, jaká data jsou k dispozici. Existuje-li řada srážek a průtoků v hodinovém kroku, je možné provést odhad nejistot na těchto datech, tj. nalézt sady parametrů, které dobře souhlasí s pozorovanými průtoky (behavioural simulations) a odmítnout simulace, které nesouhlasí. Tento postup použili Cameron et al. (1999) na datech řeky Wye. Obvyklejší je situace, kdy existuje řada ročních maxim a řada denních průtoků. Potom je možné simulace posuzovat podle čáry překročení ročních maximálních průtoků vypočtené z pozorovaných dat a podle čáry trvání průtoků. Měřítka věrohodnosti je možno různým způsobem kombinovat. Cameron et al. (1999) měl jedno kritérium pro model deště, druhé pro srážkoodtokový model a z nich konstruoval kombinované měřítko tak, že oběma přisoudil stejnou váhu

$$CM = \exp \left\{ l(\rho) + \frac{1}{nd} \sum_{i=1}^{nd} [l_s(\Theta_i)] \right\}$$

kde  $nd$  je počet tříd trvání dešťů,  $l_s(\Theta)$  je normalizační koeficient pro  $l(\Theta)$  zajišťující stejné měřítko s  $l(\rho)$ ,

$$l(\rho) = \sum_{i=1}^{19} \left\{ -\log \alpha_s + (-1/k_s - 1) \log [1 + k_s (y_i - u_s) / \alpha_s]^{-1/k_s} \right\}$$

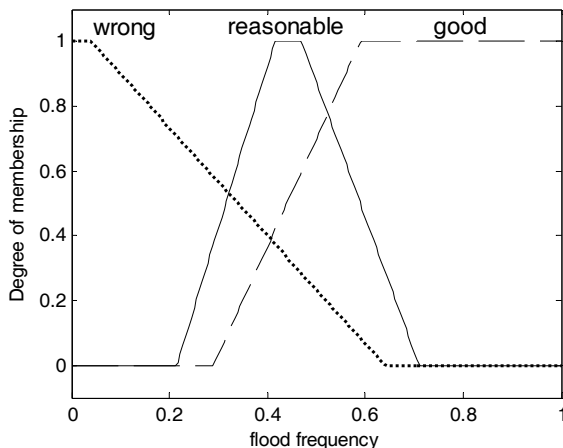
kde  $\alpha_s$ ,  $k_s$  a  $u_s$  jsou parametry měřítka, tvaru a polohy pro GEV (generalized extreme value) simulované řady,  $y_i$  je kulminace z proložení rozdělení pozorovanou řadou. Sumace jde od 1 do 19, protože 19 z 21 pozorovaných kulminací má pravděpodobnost nepřekročení menší než nebo rovnu 0.9 (10-letá doba opakování),

$$l(\Theta)_{du} = \sum_{i=1}^{np} \left\{ -\log \sigma + (-1/\kappa - 1) \times \log [1 + \kappa (x_i - u) / \sigma] \right\}$$

kde  $du$  třída trvání deště,  $x_i$  je epizoda v příslušném horním okraji rozdělení,  $np$  je počet epizod v tomto okraji,  $\kappa$ ,  $u$  a  $\sigma$  jsou parametry tvaru, polohy (nebo prahu) a měřítka.

Jinou možností je zahrnutí parametrů srážkového modelu do analýzy nejistot společně s parametry modelu odtoku, což poskytuje odhad nejistot kombinované simulace srážkové a odtokové řady.

V pracích Blazkova a Beven (2002, 2004) byla pro formulaci měřítek věrohodnosti použita fuzzy teorie. Při hodnocení modelovaných čar překročení povodní ve vztahu k čarám překročení vypočteným z pozorovaných dat byly definovány tři množiny lingvisticky popsané jako ‘wrong’, ‘reasonable’ a ‘good’, podle (převrácené hodnoty) sumy absolutních odchylek mezi modelovanými a „pozorovanými“ čarami překročení. Modelovaná frekvenční křivka tak může patřit v různém stupni do všech tří množin (obr. 3).



Obr. 3: Příklad funkcí příslušnosti (popsaných lingvisticky) pro vyhodnocení simulací frekvence povodní ve srovnání s frekvencí odvozenou z pozorovaných dat.

Toho je využito jako vstupu do fuzzy systému kombinujícího přiléhavost modelované čáry překročení s dalšími kritérii, např. čarou trvání průtoků a čarou překročení maximálních ročních vodních hodnot sněhu. K tomu se konstruují pravidla, která vypadají např. takto

if F is good and D is reasonable and S is reasonable then L is good

kde F, D a S jsou přiléhavosti čáry překročení povodní, čáry trvání průtoků a čáry překročení maximálních vodních hodnot sněhu, L je věrohodnost (likelihood). Výsledkem použití pravidla je také funkce příslušnosti (v systému Mamdani). Výstupy všech pravidel jsou potom agregovány za použití např. sumace a potom defuzzifikovány s použitím např. těžiště obrazců. Výsledkem je číslo bez nejistoty (crisp number), představující váhu simulace.

Jestliže na povodí není k dispozici ani srážková ani průtoková řada, je možno k výběru přijatelných simulací použít regionální odhad čáry překročení povodní a čáry trvání průtoků jako v práci Blazkova a Beven (2002), kde byla frekvence povodní na pozorovaném povodí počítána jako na nepozorovaném. Na experimentálních povodích, kde se zajímáme o prostorové predikce, se simulace posuzují jak z hlediska průtoků v závěrovém profilu povodí, tak z hlediska srovnání dynamiky nasycených ploch přispívajících k přímému odtoku.

V práci Blazkova et al. (2002) bylo hodnoceno nasycování starého odvodňovacího příkopu v blízkosti závěrového profilu povodí Uhlířská a dynamika nasycených ploch transektu v horní části povodí. Funkce věrohodnosti měly tvar

$$L_i^D = 1 / (0,0001 + \sum \text{PDAJSC})$$

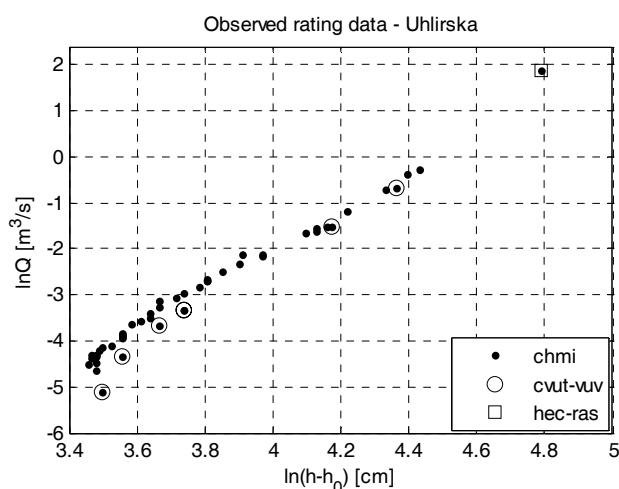
$$L_i^T = 1 / \sum (\text{PSATBC/CIT} - \text{OSP/PIT})$$

kde L jsou věrohodnosti, index D označuje příkop, T označuje transekt, ATB je topografický index, PDAJSC – predicted deficit at just saturated cell, PSATBC – predicted saturated ATB cells, CIT – cells in transect, OSP – observed saturated points, PIT – points in transect.

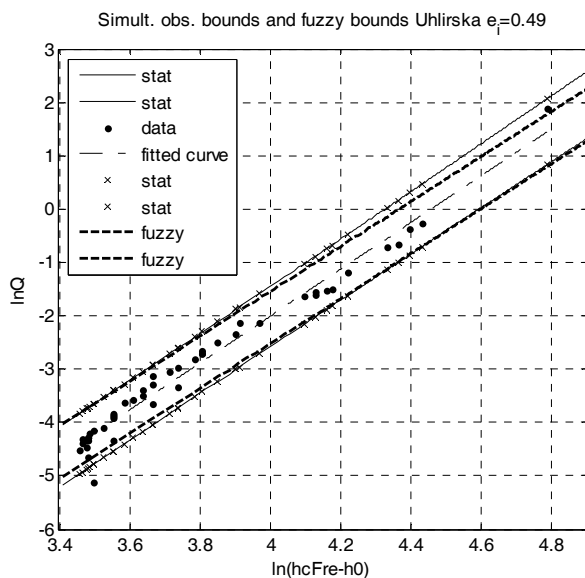
## Současný vývoj metodologie GLUE

Věrohodnost simulací je v současné době posuzována podle toho, zda simulovaná veličina leží uvnitř mezi akceptovatelnosti (Beven 2006), založených na efektivní chybě pozorování. U průtoků lze odhad efektivní chyby založit na nejistotách plynoucích z konstrukce konsumční křivky. U nás je v současné době rozpracováno řešení pro povodí Uhlířská v Jizerských horách, kde používáme metodu fuzzy regrese HBS1 (Hojati et al. 2005). Obr. 4 ukazuje jednotlivé body vztahu mezi stavy a průtoky, zjištěné různým způsobem a obr. 5 predikční meze (v logaritmickém zobrazení) identifikované statistickým způsobem a fuzzy metodou.

Toto rozšíření metody GLUE prochází v současné době vývojem, při němž je třeba odpovědět na řadu otázek týkajících se zacházení s nejistotami. Jednou z nich je problém jak definovat „efektivní chybu pozorování“ u nesouměřitelných veličin. Odpovědi mohou přijít z pozorování a modelování na malých experimentálních povodích.



Obr. 4: Pozorované hodnoty pro sestavení konsumční křivky získané různými způsoby.



Obr. 5: Proložení konsumční křivky statistickou metodou a fuzzy metodou (HBS1).

## Poděkování

Výzkum je podpořen MŽP v rámci výzkumného záměru „Voda“.

## Literatura

- Ben-Haim, Y, 2006, Info-Gap Decision Theory, 2nd Edition, Academic Press: Amsterdam.
- Beven, KJ, 1993, Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling, *Adv. Water Resour.*, 16:41–51.
- Beven, KJ, 2006, A manifesto for the equifinality thesis, *J. Hydrology*, 320:18–36.
- Beven, KJ, 2005, On the concept of model structural error, *Water Science & Technology*, 52:165–175.
- Beven, KJ, 2008, *Environmental Modelling: An Uncertain Future?*, Routledge: London.
- Beven, KJ, Binley, AM, 1992, The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, *Hydrol. Process.*, 6:279–298.
- Blazkova, S, Beven, KJ, 2002, Flood Frequency Estimation by Continuous Simulation for a Catchment treated as Ungauged (with Uncertainty), *Water Resources Research* 38(8), 10.1029/2001WR000500.
- Blazkova, S, Beven, KJ, 2004, Flood frequency estimation by continuous simulation of subcatchment rainfalls and discharges with the aim of improving dam safety assessment in a large basin in the Czech Republic, *J. Hydrology*, 292:153–172.
- Blazkova, S, Beven, KJ, Kulasova, A, 2002, On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information. *Hydrological Processes*, 16:441–458.
- Cameron, D, Beven, KJ, Tawn, J, Blazkova, S, Naden, P, 1999, Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty), *J. Hydrology*, 219:169–187.
- Hojati, M, Bector, CR, Smimou K, 2005, A simple method for computation of fuzzy linear regression. *European Journal of Operational Research*, 166:172–184.
- Hornberger, GM, Spear, RC, 1981, An approach to the preliminary analysis of environmental systems, *J. Environmental Management*, 12:7–18.
- Romanowicz, R, Beven, KJ, Tawn, J, 1996, Bayesian calibration of flood inundation models, in MG Anderson, DE Walling & PD Bates, (Eds.) *Floodplain Processes*, 333–360.
- Von Bertalanffy, L, 1968, *General Systems Theory*, Braziller: New York.
- Zadeh, L, 1965, Fuzzy Sets, *Control*, 8:338–353.

# Vliv využití vegetačního krytu na energetické toky a evapotranspiraci na příkladu dvou malých povodí

Jakub Brom<sup>1,2</sup>, Jan Procházka<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoř aplikované ekologie, Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Studentská 13, 370 01 České Budějovice

<sup>2</sup>ENKI o.p.s. Dukelská 145, 379 01 Třeboň

## Abstract

The impact of a land use to energy fluxes and evapotranspiration in case of the two small catchments: In this study we evaluated energy balance and evapotranspiration of a herbaceous wetland and a drained semi-intensive pasture using seasonal meteorological measurement and a remote sensing. We assessed data from the growing season 2007. The results showed that seasonal amount of net solar radiation was higher in the wetland. Contrary to our assumption, the monthly sums of the latent heat used for evapotranspiration was higher in the pasture. We suppose this was due to higher mean wind speed and higher advection of warmer and dryer air in the pasture and due to locally specific characteristics of the stand. Evaporative fraction and latent heat flux of two small catchments (Mlýnský – pasture; Horský – wetland, forest) were compared using remote sensing technique (Landsat 5 TM; 25<sup>th</sup> July, 2007). The analysis of the remote sensing data showed higher latent heat flux in the Horský catchment. The mown meadows with lower latent heat flux were apparent on the satellite images in both studied catchments. Higher values of latent heat flux were recorded in the forest of the Horský catchment. Latent heat flux was similar in wetlands, pastures and other herbaceous vegetation. The analysis of evaporative fraction of the catchments did not show conspicuous differences. The only marked difference was observed for the mown meadows. According to the results, we suggest that the dynamic of the energy dissipation processes were more intense in the pasture than in the wetland during the studied period. The defining role in the energy transformation was played in particular by mown meadows (heating) and forests (cooling). According to our results we may conclude that landscape management has an important impact on the solar energy transformation in the ecosystems.

**Key words:** energy balance, evapotranspiration, evaporative fraction, land use, wetland, pasture, remote sensing.

## Úvod

Vegetační kryt hraje významnou roli v energetické bilanci povrchu. Prostřednictvím výparu vody ze svého povrchu aktivně disipuje značnou část přicházející energie do formy latentního tepla výparu, která je dále distribuována na Zemském povrchu (Pokorný et al. 2007). To je důležité zejména z hlediska tvorby vodního cyklu (Ripl 2003).

To, jak bude Zemský povrch schopen disipovat solární energii, závisí na řadě vlivů. V naší kulturní krajině je asi nejzásadnějším faktorem, který určuje schopnost povrchu a vegetačního krytu disipovat solární energii, hospodářská činnost člověka. Člověk aktivně ovlivňuje vegetační kryt hospodářskými zásahy, jako je např. kosení, pasení, zpracování orné půdy, vysazování lesa atd., a tím mění prostorovou distribuci solární energie a jejích následných forem (latentní teplo výparu, zjevné teplo). Důsledkem těchto změn jsou nebo mohou být změny ve srážkově-odtokových poměrech v povodích (např. Piao et al. 2007, Wattenbach et al. 2007), změny v odnosu látek z povodí (Procházka et al. 2008), změny mikro- až mezoklimatických poměrů oblasti (např. Gordon et al. 2003, Makarieva et al. 2006, Sivakumar 2007) a následně též změny biodiverzity atd.

Cílem této práce bylo 1) vyhodnotit sezónní rozdíly v energetické bilanci a v evapotranspiraci dvou různě obhospodařovaných lokalit, odvodněné polointenzivní pastviny a bylinného mokřadu; 2)



porovnat dvě povodí s různým způsobem obhospodařování prostřednictvím evaporační frakce a toku latentního tepla výparu pomocí dálkového průzkumu Země.

## Materiál a metody

Zájmové území se nachází v jihovýchodní části Šumavy (Česká republika) a je součástí jihovýchodního cípu hraničního hřebene Trojmezenské hornatiny označovaného jako Svatotomášské pohoří (Czudek et al. 1972). Z geologického hlediska lze zájmové území zařadit k moldanubiku (Chábera 1978). Dominantní postavení zde mají hnědé půdy kyselé (kambizem) (Hanák, Klimeš 1996).

Území patří do oblasti chladné, klimatický okresek mírně chladný s průměrnou roční teplotou 5.5 °C a s ročním úhrnem srážek 910 mm. Během vegetačního období je průměrná teplota 11.2 °C a srážky 550 mm, maximum srážek je posunuto do letního období, minimum srážek je v lednu a zejména v únoru, průměrný počet dnů se sněhovou pokrývkou je 110, s průměrným maximem sněhové pokrývky 0.70 m (Haková, Procházka et al. 1998, Pecharová et al. 1999).

V rámci sledovaného území byla vybrána dvě srovnatelná malá povodí, lišící se vegetačním pokryvem a způsobem využití (Procházka et al. 2001). Povodí Mlýnského potoka bylo v minulosti systematicky odvodňováno, potok napřímen, vydlážděn a zahlouben. Povodí pokrývají z 90 % polointenzivní pastviny. Povodí Horského potoka je více než z poloviny pokryto lesními porosty, zůstaly zde však z minulosti plochy bezlesí extenzivně obhospodařované a navíc zde vznikla plošně významná území přirozené sukcese (mokřady a mezofilní lada). Obě povodí jsou srovnatelná rozlohou (ca 200 ha), expozicí, nadmořskou výškou (800 – 1 000 m n. m.) a klimatickými podmínkami, liší se jen ve způsobu využití území.

Na povodí Mlýnského potoka v rámci bezlesí převládají druhově bohatší extenzivně obhospodařované pastviny sv. *Cynosurion* a druhově chudé polointenzivně obhospodařované trvalé travní porosty (TTP). Na sledované části povodí Horského potoka jsou zastoupeny druhově bohatá společenstva mokřadních luk a pramenišť podsv. *Calthion* a podsv. *Filipendulenion*. Vegetační mapové podklady jsou uvedeny v pracích Haková (2003) a Brom a Procházka (2007).

Na území povodí Mlýnského potoka byly sledovány meteorologické charakteristiky extenzivní až polointenzivní odvodněné pastviny, na území povodí Horského potoka byl sledován mokřadní biotop, který lze charakterizovat jako mozaiku bylinných společenstev sv. *Calthion* a roztroušených keřových porostů *Salix aurita* L.

Na obou sledovaných lokalitách byla během sezóny 2007 provedena mikrometeorologická měření, na základě kterých byly vypočteny charakteristiky energetické bilance stanoviště. Pro měření byly využity meteorologické stanice Fiedler-Mágr elektronika pro ekologii, ČR. Stanice zaznamenávaly teplotu a relativní vlhkost vzduchu ve 2 m a v 0.3 m nad povrchem (čidla T+RV, přesnost ± 0,1 °C, resp. 2 %), teplotu půdy v 0.1 a 0.2 m pod povrchem (čidla Pt 100, přesnost 0,1 °C), objemovou vlhkost půdy (Virrib, přesnost ± 1 % obj.) a celkovou čistou radiaci netradiometrem NR Lite (Kipp&Zonen, přesnost ± 10 %) v intervalu 15 minut. Doplnkově bylo provedeno kontinuální měření teploty na povrchu půdy pomocí záznamníků L0141 Comet System, ČR, osazených teplotními čidly Pt 1000 (přesnost ± 0,2 °C). Relativní vlhkost byla měřena Rh+T sensory se sintrovou krytkou (přesnost ± 2.5 % v rozsahu 5 až 95 % relativní vlhkosti). Data byla zaznamenávána záznamníkem R3121 Comet System, ČR.

Energetické toky byly vypočteny na základě rovnice energetické bilance (Penman 1948):

$$Rn = G + H + LE \quad (1)$$

kde  $Rn$  je čistá radiace ( $W.m^{-2}$ ),  $G$  je tepelný tok do půdy ( $W.m^{-2}$ ),  $H$  je zjevné teplo ( $W.m^{-2}$ ),  $LE$  je latentní teplo výparu ( $W.m^{-2}$ ) –  $L$  je skupenské teplo výparu vody ( $J.g^{-1}$ ),  $E$  je evapotranspirace (mm). Tok čisté radiace byl měřen přímo pomocí netradiometru, tok tepla do půdy byl vypočten podle Cejtina (1956, cituje Novák 1995):

$$G = \frac{C}{\Delta t} S^T \quad (2)$$

kde  $C$  je objemové teplo půdy ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $\Delta t$  je časový rozdíl mezi měřeními a  $S^T$  je veličina charakterizující teplotní profil půdy.

Tok latentního tepla byl vypočten metodou Bowenova poměru (Penman 1948, Monteith, Unsworth 1990):

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (3)$$

kde  $\beta$  je Bowenův poměr (Bowen 1926), což je poměr mezi zjevným teplem a latentním teplem výparu, který je možno vyjádřit jako poměr gradientu teploty ke gradientu tlaku vodní páry:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta t}{\Delta e} \quad (4)$$

kde  $\gamma$  je psychrometrická konstanta ( $kPa.^\circ C^{-1}$ ),  $\Delta T$  je rozdíl teplot ( $^\circ C$ ) 2 m nad porostem a na povrchu porostu a  $\Delta e$  je tlak vodní páry ( $kPa$ ) v těchto výškách. Hodnoty tlaku vodní páry  $e$  jsou vypočteny z hodnot relativní vlhkosti vzduchu a tlaku nasycených vodních par podle Bucka (1986).

Tok zjevného tepla byl vypočten jako rozdíl na základě rovnice (1).

Tok tepla pro potenciální evapotranspiraci byl vypočten podle Priestleye a Taylora (1972):

$$LE_p = \alpha \frac{\varepsilon}{\varepsilon + \gamma} (Rn - G) \quad (5)$$

kde  $\alpha$  je konstantou podle Priestley a Taylora (1972) a  $\varepsilon$  je směrnice tlaku nasycených vodních par k teplotnímu gradientu. Priestley-Taylorova  $\alpha$  je rovna přibližně hodnotě 1,26 (Priestley, Taylor 1972, Eichinger et al. 1996, Oke 2006). Hodnota 1,26 byla použita i v naší práci.

Evapotranspirace (aktuální i potenciální;  $ET$ ) byla vypočtena jako podíl toku latentního tepla ke skupenskému teplu výparu vody pro daný časový úsek.

Pro vlastní hodnocení jsou uvedeny pouze měsíční sumy spotřebované energie v jednotlivých procesech a úhrny aktuálního a potenciálního výparu.

Zpracování podkladů dálkového průzkumu Země (DPZ) bylo provedeno pomocí software Idrisi 15: The Andes, pro účely této práce byla analyzována data z družice Landsat 5 TM (© Eurimage), z termínu 25.6. 2007, 9:50 SEČ. Hodnocena byla evaporativní frakce povrchu a tok latentního tepla.

Evaporativní frakce je ve své podstatě podílem množství energie spotřebované na výpar a energie, která je na povrchu dostupná pro výpar a tok zjevného tepla (Lhomme, Elguero 1999). V případě, že je pro výpočet  $LE$  použita metoda Bowenova poměru, po úpravě dostáváme (Kaimal, Finnigan 1994):

$$EF = \frac{LE}{Rn - G} = \frac{1}{1 + \beta} \quad (6)$$

Tok latentního tepla byl vypočten na základě Bowenova poměru podle rovnice (3). Detaily k výpočtu  $Rn$  a  $G$  jsou uvedeny v práci Brom, Procházka (2007).

Vlastní praktický výpočet hodnot evaporativní frakce a toku latentního tepla výparu v prostorové škále byl proveden na základě kombinace družicových a meteorologických dat z pozemního měření. Ve výpočtu byla využita data:

- Teplota povrchu sledovaného území získaná zpracováním termálního kanálu družice Landsat 5 TM.
- Teplota vzduchu ve 2 m získaná z meteorologických stanic. Zde předpokládáme mezoklimatický efekt na teplotu vzduchu, tedy, pro celé území byla zvolena průměrná hodnota teploty vzduchu pro obě stanice (rozdíl teploty mezi stanicemi byl  $0,2^\circ C$ ).

- Vlhkost povrchu – byla vypočtena na základě výpočtu indexu Tasseled Cup Wetness, kdy relativní škála byla upravena tak, že maximální hodnota představovala 100 % relativní vlhkosti povrchu.
- Vlhkost vzduchu ve 2 m. Zde jsme předpokládali úzkou vazbu relativní vlhkosti na danou lokalitu a pro zjednodušení jsme využili stejných hodnot jako pro povrch porostu.
- Globální radiace.
- Podklady vegetačního mapování (poskytl Dr. Hakrová).

Všechny mapové podklady byly zpracovány v souřadnicovém systému S-JTSK.

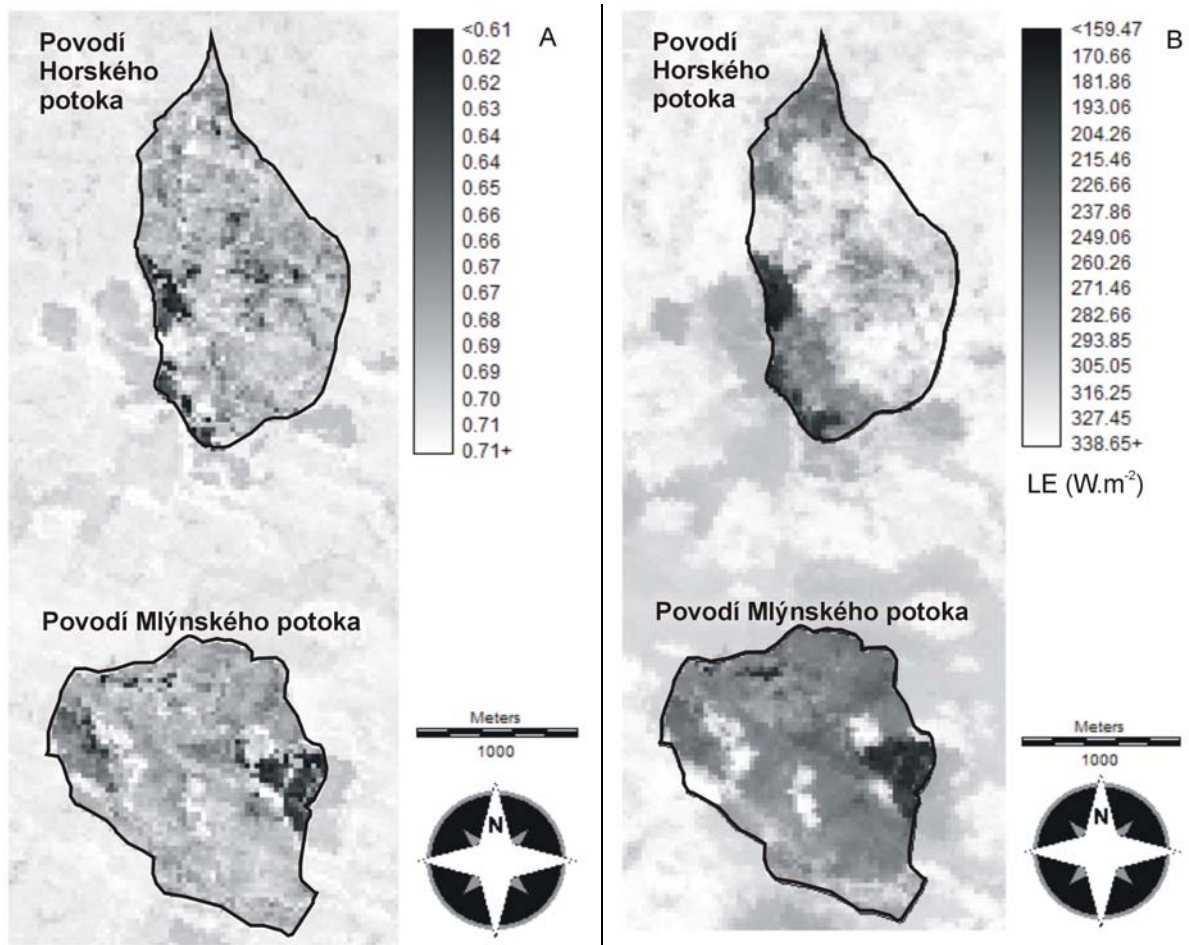
## Výsledky

Měsíční sumy příkonu energie využití v jednotlivých složkách energetické bilance stanoviště ukazují (tabulka 2), že větší úhrn celkové čisté radiace vykazovala mokřadní lokalita, naopak suma energie spotřebovaná na výpar byla větší na pastvině, a to v průběhu všech sledovaných měsíců. Tok tepla do půdy byl na obou stanovištích v souhrnu zanedbatelný. Suma energie spotřebované na tok zjevného tepla byla ve všech případech větší v mokřadu. Údaji o množství spotřebované energie na výpar odpovídá množství odpařené vody ze sledovaných lokalit. Na pastvině v povodí Mlýnského potoka byl zjištěn větší měsíční úhrn odpařené vody než v mokřadu. Pro měsíce srpen a září je tento rozdíl nepatrný. Trend potenciálního výparu byl na sledovaných lokalitách opačný, v mokřadu byl zjištěn větší objem potenciálního výparu než na pastvině.

Tabulka 2: Měsíční úhrny jednotlivých energetických toků na sledovaných lokalitách ( $\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$ ) a úhrny aktuálního a potenciálního výparu (mm). Ml – povodí Mlýnského potoka, pastvina; Ho – povodí Horského potoka, mokřad. Červnová data jsou pouze od 16.6. 2007.

Toky, výpar	Lokalita	Červen	Červenec	Srpen	Září
Celková čistá radiace ( $R_n$ ; $\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$ )	Ml	47.2	89.8	68.0	33.4
	Ho	47.5	93.2	74.7	39.3
Tok tepla do půdy ( $G$ ; $\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$ )	Ml	0.3	0.3	0.3	-0.7
	Ho	-0.3	-0.1	0.1	0.0
Tok latentního tepla výparu ( $LE$ ; $\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$ )	Ml	35.4	71.6	54.9	26.9
	Ho	25.3	61.1	53.8	25.2
Tok zjevného tepla ( $H$ ; $\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$ )	Ml	11.5	17.9	12.9	7.2
	Ho	22.5	32.1	20.8	14.0
Aktuální výpar ( $ET$ ; mm)	Ml	52.0	105.4	80.7	39.3
	Ho	40.3	90.0	79.1	36.9
Potenciální výpar ( $ET_p$ ; mm)	Ml	61.9	123.8	93.1	43.2
	Ho	66.1	129.9	102.4	49.6

Hodnoty evaporativní frakce pro aktuální a potenciální výpar jsou vyjádřeny analýzou družicové scény z Landsatu 5 TM (obr. 2). Z vyhodnocení družicového snímku vyplývá, že v případě evaporativní frakce zde výrazně vystupují především kosené louky (tmavou barvou), kde je na výpar spotřebováno přibližně 60 % dostupné energie, zatímco v případě lesních porostů je to kolem 70 %. V porovnání celých povodí bylo zjištěno, že průměrná evaporativní frakce byla pro povodí Horského potoka 0,67, pro povodí Mlýnského potoka 0,68. Obě povodí se statisticky lišila na hladině pravděpodobnosti 5 % (Mann-Whitěuv U test;  $U = 2045760$ ,  $Z = 14,53$ ). V případě toku latentního tepla výparu se mimo kosených luk na druhém konci škály odlišují též lesní porosty. Bylinná společenstva se s výjimkou kosených luk chovala podobně. Průměrné hodnoty toku latentního tepla výparu byly pro povodí Horského potoka  $289,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  a pro povodí Mlýnského potoka  $252,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Obě povodí se statisticky lišila na hladině významnosti 5 % (Mann-Whitěuv U test;  $1122685$ ,  $Z = -34,64$ ).



Obr. 2: Evaporativní frakce (A) a tok latentního tepla (B) pro povodí Horského a Mlýnského potoka, 25.6. 2007, 9:50 SEČ. Na snímku A představují tmavé oblasti především kosené louky, světle lesy a mokřady, šedě jsou to v povodí Mlýnského potoka extenzivně využívané pastviny. Na snímku B jsou oproti snímku A patrné výrazné světlé plochy představované lesními porosty.

## Diskuse

Hodnocení energetické bilance na sledovaných stanovištích ukázalo poněkud překvapivý výsledek. Oproti předpokladu většího množství odpařené vody v mokřadu bylo zjištěno, že v průběhu sezóny 2007 se odpařilo více vody na odvodněné pastvině, a to i přes fakt, že v mokřadu byl naměřen větší objem celkové čisté radiace (dáno větším albedem a větším tokem dlouhovlnné radiace na pastvině; porovnej např. se Schneider, Eugster 2007). Jako možné důvody vysokých hodnot ET na pastvině lze uvažovat nelimitovaný dostatek vody pro evapotranspiraci po celé sledované období, vliv proudění větru, působení advekce a lokální vliv stanoviště.

V rámci sezóny 2007 lze celkem reálně uvažovat o dostatku vody pro evapotranspiraci na obou stanovištích vzhledem k humidnímu charakteru obou lokalit. Srážky byly pravidelně rozloženy do celého sledovaného období a nedošlo k výraznějšímu deficitu vody v půdě.

Jako významný se též jeví vliv proudění vzduchu. Na pastvině byla zjištěna přibližně dvojnásobná průměrná rychlost větru než v mokřadu (viz Procházka, Brom 2006, Brom, Procházka 2007), to znamená, že energetický dodatek v podobě proudění větru byl na pastvině zhruba dvojnásobný než v mokřadu. Větší rychlost proudění vzduchu na pastvině je zřejmě důsledkem menší aerodynamické drsnosti povrchu pastviny, kde na velkých plochách může docházet k plnému rozvoji turbulentního proudění.

S prouděním větru je spojeno působení advekce, tedy přísunu suchého vzduchu z okolních ploch. Vzhledem k charakteru sledovaných povodí, lze předpokládat výraznější vliv advekce v povodí Mlýnského potoka, tedy na pastvině. Společně s prouděním vzduchu a advekcí se zároveň zvětšuje vodní sytostní doplněk na dané ploše a zvyšuje se tak síla, s jakou je odnímána voda z povrchu.

Vliv stanoviště zde mohl též sehrát svou roli, kdy v případě povodí Mlýnského potoka byla meteorologická stanice vzhledem k pastvě umístěna na okraj pastviny ve spodní části údolí. Významný vliv mohlo mít též vertikální proudění vzduchu a údolní efekt proudění (Geiger et al. 2003) a vliv samotného potoka.

Lze tedy konstatovat, že měřená část odvodněné pastviny se díky výše uvedeným vlivům projevuje dynamičtěji než mokřad. To znamená, že má-li odvodněná plocha k dispozici dostatek vody (srážky, potok) v půdním horizontu pro evapotranspiraci, dojde k rychlejšímu odparu vody než v mokřadu.

Hodnocení evaporativní frakce prostřednictvím dálkového průzkumu Země ukázalo, že sledovaná povodí vykazovala jistou heterogenitu. Výrazně zde vystoupily především kosené louky s malou biomasou, kde byla úroveň evaporativní frakce nízká. Opačný trend vykazovaly do jisté míry lesní porosty. Pastviny a ostatní lokality s bylinnou vegetací se projevíly velice podobně. Vlastní intenzita výparu vyjádřená jako tok latentního tepla byla odlišná od úrovně evaporativní frakce díky heterogenitě celkové čisté radiace v prostoru. Ze snímku 2 B je patrné, že se od ostatních ploch odlišují též lesní porosty, kde byl tok latentního tepla největší. Ze srovnání hodnot toku latentního tepla výparu zjištěných prostřednictvím pozemního měření a prostřednictvím DPZ, že hodnoty zjištěné dálkovým průzkumem byly poněkud nižší. V případě pastviny to bylo o cca  $38 \text{ W.m}^{-2}$  ( $242$  a  $280 \text{ W.m}^{-2}$ ), v případě mokřadu o  $29 \text{ W.m}^{-2}$  ( $280$  a  $309 \text{ W.m}^{-2}$ ). Rozdíl mezi hodnotami je dán metodickými nedostatky na obou úrovních měření a chybu měření považujeme za snesitelnou.

Z výsledků sledování vyplývá, že v krajinném měřítku má na distribuci solární energie zásadní vliv obhospodařování ploch, v našem případě pastva, kosení luk a lesnický management.

## **Závěr**

Rozbor energetické bilance mokřadního společenstva a pastviny, vypočtené z kontinuálně měřených meteorologických dat v průběhu sezóny 2007, ukázal, že v mokřadním společenstvu byl větší podíl celkové čisté radiace. Na pastvině bylo spotřebováno větší množství energie na výpar než v mokřadu a naměřený výpar byl tedy na pastvině oproti předpokladu větší. Zde se pravděpodobně projevila řada vlivů, jako je nelimitované množství vody pro evapotranspiraci na obou stanovištích během sezóny, vliv proudění vzduchu, advekce a lokální vlivy stanoviště. Na základě těchto zjištění můžeme konstatovat, že na pastvině probíhala přeměna energie na výpar s větší dynamikou než v mokřadu.

Analýza družicového snímku ukázala, že v povodí Horského potoka byl tok latentního tepla výparu větší než v povodí Mlýnského potoka. Zde se výrazně projevíly na jedné straně kosené louky nízkými hodnotami, na straně druhé lesní porosty s nejvyššími hodnotami toku latentního tepla. Ostatní bylinná vegetace (mokřady, pastviny) se projevíly podobně. Rozbor evaporativní frakce neukázal výrazný rozdíl mezi povodími. Vegetační kryt se projevoval do značné míry podobně, s výjimkou kosených ploch, kde byly hodnoty opět nejnižší.

Celkově lze shrnout, že energetické přeměny byly dynamičtějši na pastvině než v mokřadu a určující roli na sledovaných povodích hrály zejména kosené louky a lesní porosty. Lze konstatovat, že hospodářský management má výrazný vliv na distribuci solární energie v krajinném krytu.

## **Poděkování**

Práce byla finančně podpořena z projektu MŠMT MSM 6007665806 a NPV II 2B06023. Za poznámky k textu a úpravu angličtiny děkujeme Alžbětě Rejškové.

## Literatura

- Bowen, I. S. (1926): The ratio of heat losses by conduction and by this magnitude and the diminution of the aerodynamic evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27: 779 – 787.
- Brom, J., Procházka, J. (2007): Rozdíly v mikroklimatu a energetických tocích mezi mokřadem a odvodněnou pastvinou. *Aktuality Šumavského výzkumu III. Sborník příspěvků z konference*, Srní 4. – 5. 10. 2007. p. 16 – 19.
- Brom, J., Procházka, J. (2007): Srovnání radiční bilance stanovišť na Šumavě jako parametru hodnocení zemědělského hospodaření v horských a podhorských oblastech. *Závěrečná zpráva grantu IG ZF JU 13/08. Zemědělská fakulta Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích.*
- Buck A. L. 1981: New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *J. Appl. Meteorol.* 20: 1527 – 1532.
- Czudek, T. a kol. (1972): *Geomorfologické členění ČSR.* Geografický ústav ČSAV, Brno.
- Eichinger, W. E., Parlange, M. B., Stricker, H. (1996): On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley-Taylor coefficient. *Water Resource Research* 32: 161 – 164.
- Geiger, R., Aron, R. H., Todhunter, P. (2003): *The climate near the ground.* 6<sup>th</sup> edition. Rowman & Littlefield Publishers, Inc., Lanham, Maryland.
- Gordon, L., Dunlop, M., Foran, B. (2003): Land cover change and water vapour flows: learning from Australia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences* 358 (1440): 1973 – 1984.
- Haková, P. (2003): *Studium podmínek pro podporu druhové diverzity travních porostů.* Disertační práce, Jihočeská universita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, České Budějovice.
- Haková, P., Procházka, J. a kol. (1998): *Projekt MŠMT VS 96 072, Průběžná zpráva, II. Odborná část.* LAE ZF JU, České Budějovice.
- Hanák, P., Klimeš, F. (1996): *Optimální způsob hospodaření a využití bezlesí pravobřeží části Lipna.* Dílčí závěrečná zpráva k úkolu 20/95. ZF JU, České Budějovice.
- Chábera, S. (1978): *Přehled geologické stavby a nerostného bohatství Jižních Čech.* Pedagogická fakulta, České Budějovice.
- Kaimal, J. C., Finnigan, J. J. (1994): *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement.* Oxford University Press, Oxford.
- Lhomme, J. P., Elguero, E. (1999): Examination of evaporative fraction diurnal behaviour using a soil-vegetation model coupled with a mixed-layer model. *Hydrology and Earth System Sciences* 3 (2): 259 – 270.
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G., Li, B. L. (2006): Conservation of water cycle on land via restoration of natural closed-canopy forests: implications for regional landscape planning. *Ecological Research* 21 (6): 897 – 906.
- Monteith, J. L., Unsworth, M. (1990): *Principles of environmental physics.* 2<sup>nd</sup> edition. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Novák, V. (1995): *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania.* Veda, SAV, Bratislava.
- Oke, T. R. (2006): *Boundary layer climate.* 2<sup>nd</sup> edition. Routledge, Taylor&Francis Group, London.
- Pecharová, E., Pokorný, J., Procházka, J., Haková, P. (1999): Odhad množství sluneční energie vázané v nadzemní biomase ve volné přírodě. In: Jirka, V. (ed.) (1999): *Sluneční energie – Využití ve skleníku s optickými rastry.* Třeboň, 23 – 25.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. (London), Ser. A*, 193: 120 – 145
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., de Noblet-Ducoudré, N., Labat, D., Zaehle, S. (2007): Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO<sub>2</sub> on global river runoff trends. *Proceedings of The National Academy of Sciences of The United States of America* 104 (39): 15242 – 15247.
- Pokorný, J., Rejšková, A., Brom, J. (2007): Úloha makrofyt v energetické bilanci mokřadů. *Zprávy České botanické společnosti* 42. *Materiály* 22: 47 – 60.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evapotranspiration using large scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81 – 92.

- Procházka, J., Hakrová, P., Pokorný, J., Pecharová, E., Hezina, T., Wotavová, K., Šíma, M., Pechar, L. (2001): Vliv hospodaření na vegetaci a toky energie, vody a látek v malých povodích na Šumavě. *Silva Gabreta* 6: 199 – 224.
- Procházka, J., Brom, J. (2006) Energetická a chemická účinnost krajiny – metodický nástroj pro hodnocení krajinných funkcí, výzkumná zpráva GA ZF JU, IG 08/06, 2006, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, České Budějovice.
- Procházka, J., Brom, J., Pechar, L., Štichová, J., Pokorný, J. (2008): Changes in concentrations of dissolved solids in precipitation and discharge water from drained pasture, natural wetland and spruce forest during the years of 1999- 2006 in Šumava mountains, Czech Republic. Vymazal, J. (ed.): *Wastewater Treatment, Plant Dynamics and Management*. Springer Science + Business Media B. V. 39 – 51. (v tisku).
- Ripl, W. (2003): Water: the bloodstream of the biosphere. *Philosophical Transaction. The Royal Society of London* B358: 1921 – 1934.
- Schneider, N., Eugster, W. (2007): Climatic impact of historical wetland drainage in Switzerland. *Climatic Change* 80: 301 – 321.
- Sivakumar, M. V. K. (2007): Interaction between climate and desertification. *Agricultural and Forest Meteorology* 142: 143 – 155.
- Wattenbach, M., Zebich, M., Hatterman, F., Gotschalk, P., Goemann, H., Kreins, P., Badeck, F., Lasch, P., Suckow, F., Wechsung, F. (2007): Hydrological impact assessment of afforestation and change in tree-species composition – A regional case study for the Federal State of Brandenburg (Germany). *Journal of Hydrology* 346: 1 – 17.

# Proměnlivost vodního režimu v zalesněných experimentálních povodích

Josef Buchtele, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

## Úvod

Pro vodní režim v povodí jsou jedním z dominantních faktorů klimatické poměry. Ty vytvářejí podmínky pro vývoj vegetační pokrývky v ročním cyklu, ale také jejich změn v rozpětí řady desetiletí. Vznikají tím podmínky pro proměnlivost evapotranspirační potřeby a vyplývají z toho případné výkyvy či oscilace jiné než je kolísání aktuálních zásob vody v povodí. Znamená to, že změny vegetační pokrývky, které jsou předmětem pozornosti - u nás především v souvislosti s odlesněním vynuceným v důsledku kyselých dešťů - jsou příčinou kolísání a/nebo tendencí v evapotranspiračním procesu. Důsledkem je ovlivnění vodní bilance v krátkodobém i dlouhodobém časovém měřítku.

V předkládaných hodnoceních vodního režimu v několika experimentálních povodích je pozornost věnována hodnocení vodní bilance za využití modelů srážkoodtokového procesu. Cílem realizovaných simulací s využitím modelů je získat představy o citlivosti povodí na přirozené impulzy [6] a umělé zásahy v povodí. Těmto snahám již předcházela implementace srážkoodtokového modelu pro některá ze sledovaných povodí [2], [3]. Při posuzování významu dlouhodobého vývoje vegetace je nutné brát v úvahu údaje o zemědělské produkci [7], v případě lesního porostu o přírůstku dřevní hmoty. Obvykle se předpokládá, že při identifikaci parametrů modelu pro simulace srážkoodtokového procesu může být postačující mít k dispozici řady 5 – 10 roků dlouhé, v nichž se vyskytly extrémní situace obojího druhu, tj. povodňové případy a výrazná suchá období. Věrohodné simulace lze pochopitelně získat, jsou-li pro kalibrace modelu dostupná data z období s přirozeným vodním režimem. Z tohoto hlediska ovšem může být situace komplikovaná protože v povodích s významným vodohospodářským charakterem se může stát takový předpoklad obtížný, jak dokumentuje případ povodně v srpnu 2002.

Jako příklad antropogenního ovlivnění vodního režimu lze uvést povodeň v roce 2002, během níž se projevil zřetelně význam rybníční soustavy v Třeboňské pánvi z 14 – 16. století. Tehdejší úpravy vedly ke změnám vodního režimu, který je pro současnost chápán většinou jako přirozený stav. Že se jedná o značný vliv je dokumentováno tím, že srážky na povodí tří hlavních přítoků do vodní nádrže Orlík byly srovnatelné, přičemž kontrolovaná plocha povodí Lužnice je  $P \approx 4000 \text{ km}^2$  a plochy Vltavy a Otavy jsou cca 2800 – 3000  $\text{km}^2$ . Zatímco  $Q_{\max}$  v Bechyni na Lužnici bylo jen cca  $650 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , v Českých Budějovicích a Písku bylo  $Q_{\max} > 1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

## Data a použité modely

Data a povodí použitá pro simulace srážkoodtokového procesu jsou uvedeny v tab. 1. Jedná se o lesní experimentální povodí s plochami povodí v rozmezí  $P = 1 - 5 \text{ km}^2$ . Pro simulace byly k dispozici denní časové řady dlouhé 15 – 50 roků.

V simulacích byl aplikován koncepčně bilanční model SAC-SMA (Sacramento Soil Moisture Accounting) [4], který byl uplatněn pro uváděná povodí již v předchozích experimentech [3]. Druhým užitým modelem je BROOK'90 model, vyvinutý v U.S. Forest Service, značně fyzikálně strukturovaný, který vyžaduje podrobné údaje o půdních vlastnostech a vegetačních charakteristikách povodí. S tímto modelem byly uskutečněny simulace pro povodí z tab. 1 s výjimkou povodí Jezeří.

Kalibrace byly provedeny ve dvou alternativách: většinou z celého období, které bylo k dispozici, s předpokladem přibližně vyrovnané vodní bilance za toto období, a jednak na základě 5 – 10 leté časové řady, především z počátečního období monitoringu odtoků, o kterém bylo možné předpokládat, že se během něho nevyskytly změny nebo jen nepatrné ovlivnění vodního režimu.



Tabulka 1: Základní charakteristiky povodí.

Povodí	Plocha [km <sup>2</sup> ]	Období roky	H <sub>min</sub> [m n.m.]	H <sub>max</sub> [m n.m.]	Odtok [l.s <sup>-1</sup> ]	Srážky [mm.rok <sup>-1</sup> ]
Liz (Šumava)	0.99	1984 - 2006	828	1024	8,5	840
Jezeří (Krušné hory)	2.61	1993 - 2006	475	924	19,2	841
Lysina (Doupovské hory)	0.27	1989 - 2005	829	949	2,1	896
Pluhův Bor (Doupovské hory)	0.22	1991 - 2005	690	904	0,5	864
Červík (Beskydy)	1.85	1953 - 2001	640	960	37,9	1125
Malá Ráztoka (Beskydy)	2.08	1953 - 2001	602	1084	60,0	1243

Výsledky kalibrací, tj. charakteristiky těsnosti simulací, jsou uvedeny v tab. 2, v níž R je koeficient korelace mezi  $Q_{\text{poz}}$  a  $Q_{\text{sim}}$ ,  $\Delta$  značí rozdíl mezi  $Q_{\text{poz}}$  a  $Q_{\text{sim}}$ , abs. dif. je absolutní standardní měsíční chyba a RMSE představuje průměrnou kvadratickou měsíční chybu. Pro povodí Červík v Beskydech byly vyšetřovány tyto charakteristiky rovněž pro dílčí časové úseky, během nichž docházelo především k nižší evapotranspiraci v souvislosti s provedeným odlesněním.

Tabulka 2: Přesnost simulací modelem SAC-SMA.

Povodí	R	$\Delta$	abs. dif. (%)	RMSE (%)
Liz (Šumava)	0.8192	0.08	18.07	27.95
Jezeří (Krušné hory)	0.9030	0.42	22.00	37.58
Lysina (Doupovské hory)	0.8354	0.55	21.89	32.13
Pluhův Bor (Doupovské hory)	0.8153	-0.98	27.06	41.82
Červík (Beskydy)	0.7452	0.06	24.82	37.41
Malá Ráztoka (Beskydy)	0.8549	-0.05	23.99	35.89

Důvodem pro uplatnění simulací srážkoodtokového procesu je skutečnost, že dvojná součtová čára srážek a odtoků není přiměřeně citlivá na vlivy změn evapotranspirace [3]. Také porovnání průměrných čar překročení z různých období je limitované tím, že časové řady z monitoringu odtoků jsou často relativně krátké. Využití regionálního vyhodnocení dlouhodobé vodní bilance, které lze uplatnit v poměrně husté staniční síti národní hydrologické služby, není možné při nepočetných, resp. od sebe značně vzdálených, experimentálních povodí.

### Výsledky a diskuze simulací

Výběr povodí pro tato hodnocení nebyl nahodilý, ale orientovaný na to, aby byly získány výsledky, které mohou být příspěvkem k výstupům z výzkumného projektu zaměřeného na analýzy vlivu předpokládaného klimatického oteplení. Predikce budoucího vývoje vodního režimu je vyšetřována analýzou tendencí v dosavadním vývoji, přičemž se v jednotlivých povodích mohou ve vývoji projevat odlišné tendence. Jejich společným rysem je fakt, že významnou roli má vývoj evapotranspirace, což je determinováno do značné míry stavem, resp. vývojem, vegetační pokrývky. Při simulacích pro povodí s postupně se vyvíjejícími změnami může poskytnout určitou představu porovnání čar překročení pozorovaných a simulovaných průtoků jak ilustruje obr. 1, ovšem bez podrobnějšího časového průběhu změn.

Charakteristiky míry shody mezi měřenými a simulovanými odtoky pro 6 sledovaných povodí jsou uvedeny v tab. 2. Pro všechna povodí s výjimkou povodí Červík byly provedeny kalibrace srážkoodtokového modelu SAC-SMA na základě dat z celého sledovaného období. Totéž bylo provedeno i pro povodí Červík, ale byly získány také preciznější údaje z tohoto povodí, tj. z kalibrace podle dat z počátečního období 1953 – 66 a potom následovaly simulace pro tři další více než desetiletá období. Tento odlišný přístup byl užít, protože v povodí Červík a Ráztoka docházelo ke změně lesní pokrývky těžbou, převážně v období let 1965 – 1985. Podle údajů v tab. 2 je komplikované činit zcela jednoznačné závěry o úspěšnosti kalibrací, resp. shodě, mezi měřenými a

simulovanými odtoky ( $Q_{\text{poz}} - Q_{\text{sim}}$ ) vzhledem k tomu, že jednotlivé charakteristiky vykazují rozdílné tendence při porovnávání různých povodí.

Překvapivě nejvyšší koeficient korelace mezi  $Q_{\text{poz}}$  a  $Q_{\text{sim}}$  je dosažen pro povodí Jezeří v Krušných horách, a to i při několika značných diferencích  $dQ = Q_{\text{poz}} - Q_{\text{sim}}$  u výrazných odtokových vln. Podařilo se výstižně simulovat průtoky v počátečním období. Z tohoto hlediska pravděpodobně úplnějšími údaji jsou charakteristiky abs. dif. a RMSE, které byly docíleny nejpříznivější pro povodí Liz na Šumavě. Pro toto povodí jsou v obr. 3 uvedeny hlazené průběhy odtoků a příčinných srážek (dešťových, resp. tajícího sněhu), s hlazením  $n = 92$  dnů (3 měsíce). Jejich účelem je také přispět k představám o možném trendu, resp. výkyvech, ve vodním režimu [1], [5] vzhledem k tomu, že jsou jedny z nejdělsích řad v souboru sledovaných povodí. Kolísání diferencí mezi pozorovanými a simulovanými odtoky ( $dQ = Q_{\text{poz}} - Q_{\text{sim}}$ ) lze sledovat v obr.3 jako zřetelné, kde jsou uvedeny také součtové hodnoty, tj. akumulované diference (sum  $dQ$ ). Při docílené vyrovnané vodní bilanci při simulacích jsou patrné dvojitě výraznější výchylky v diferencích  $dQ$  kolem r. 1995 a v r. 2002, na které mají vliv pravděpodobně jednak škody způsobené na lesním porostu, změna metody měření průtoků v hydrologickém roce 1994 a nestabilita koryta, zejména v období povodně v srpnu 2002.

Pro povodí Jezeří jsou podobné grafy v obr. 4. Situace Jezeří je složitější jednak tím, že je to povodí v oblasti Krušných hor s lesy silně poškozenými kyselými srážkami a kromě toho několik stejných registrovaných kulminačních průtoků je deformováno i možným vstupem „cizí“ povrchové vody. Docílená vyrovnaná vodní bilance a získaný tvar grafu akumulovaných diferencí nelze proto považovat za spolehlivé.

Shodně jako pro povodí Liz a Jezeří byly pro další povodí vyšetřeny průběhy diferencí  $dQ$  a sum  $dQ$  (viz obr. 5 a 7). Jedná se o povodí Lysina a Pluhův Bor u Teplíc v Doupovské vrchovině a Červík a Ráztoka v Beskydech. Pro povodí Lysina a Pluhův Bor je provedeno porovnání obojích grafů. Podobné průběhy vykazují grafy  $dQ$ , indikující přijatelný výsledek simulací. Na rozdíly v tvaru grafů sum  $dQ$  pravděpodobně může mít vliv předpoklad o vyrovnané vodní bilanci za celé období vzhledem k tomu, že jde o povodí v blízkosti pásma poškozených lesů v severozápadních Čechách.

Vliv postupné těžby v lesích se projevuje na rozdílných průbězích čar překročení  $Q_{\text{poz}}$  a  $Q_{\text{sim}}$  prezentovaných v obr. 1. Oba užitá modely (BROOK'90 a SAC-SMA Model) poskytují srovnatelné výsledky jak je patrné z obr. 2. Simulace pro povodí Červík pro čtyři samostatné dekády při upravované evapotranspiraci, z níž vyplývá vyrovnaná vodní bilance. V obr. 6 je uveden její roční cyklus, z něhož je zřejmá snížená úroveň evapotranspirace po odlesnění. V obr. 7 jsou porovnávány diference  $dQ$  s průběhem těžby dřeva. Z toho lze usuzovat, že ke konci prezentovaného období se začíná projevovat účinek opětovného zalesňování, spojený se zarůstáním těchto ploch náhradním vegetačním krytem.

## **Závěr**

Průběh diferencí mezi pozorovanými a simulovanými odtoky představuje možný prostředek pro zjišťování trendu a/nebo kolísání či změn ve vývoji vodního režimu povodí, v němž se uplatňuje modelování srážkoodtokového procesu. Užitý postup umožňuje zjišťovat důsledky dlouhodobého vývoje vegetační pokrývky povodí a následných změn evapotranspirace.

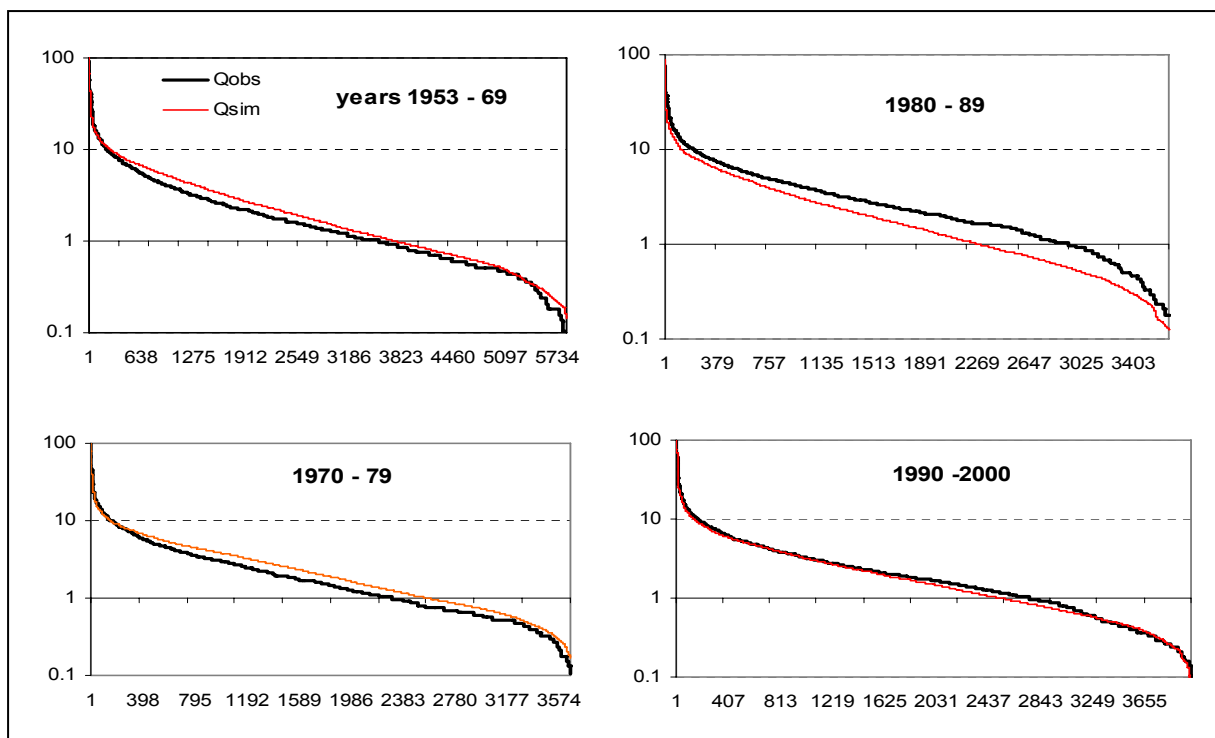
## **Poděkování**

Výsledky byly získány s podporou AVČR (VZ ÚH AVČR AV0Z20600510), EU Integrated Project NeWater Contract No. 511179, MŽP ČR (SP/1a6/151/07) a MŠMT ČR (MEB 0808114). Za poskytnutá data a cenné informace děkují autoři Pavlu Krámovi a Milanu Jařabáčovi.

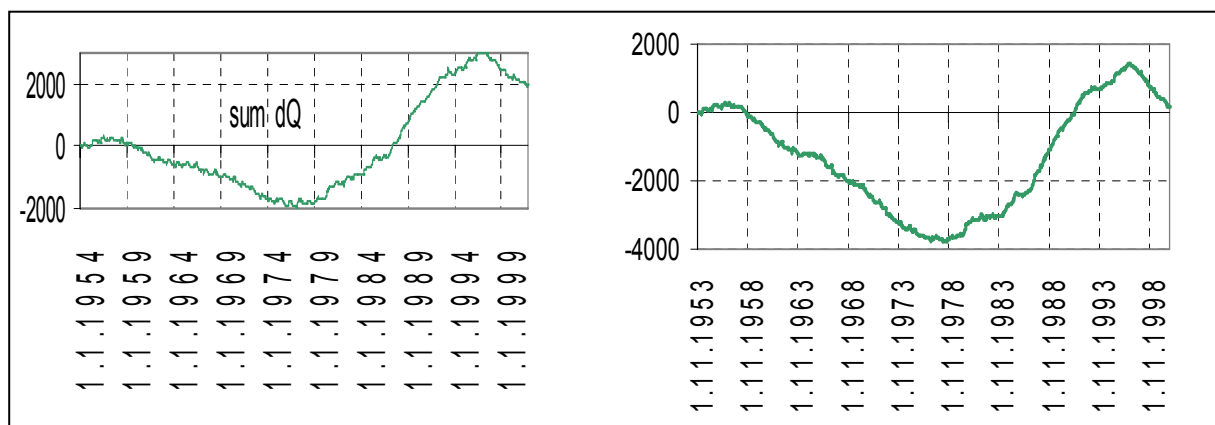
## **Literatura**

[1] Beer, J. (2005): Solar variability and climate change, Global Change NewsLetter, No. 63.

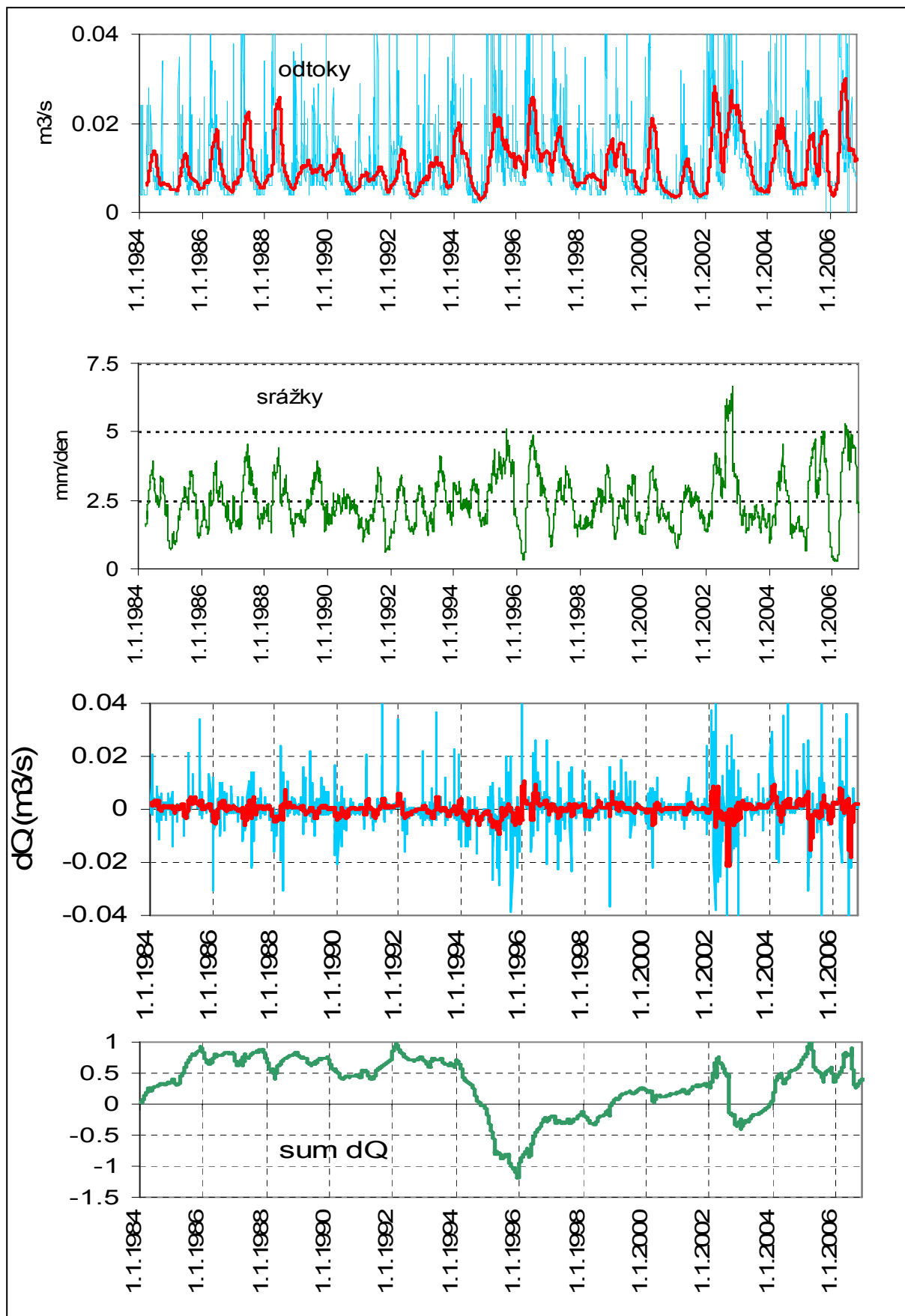
- [2] Buchtele, J., Buchtelová, M. (2006) : K poznatkům z dlouhodobých řad sledování povodňového režimu v povodí Vltavské kaskády. Vodní hospodářství, 56, 11.
- [3] Buchtele, J., Buchtelová, M., Fořtová, M. (2006): Simulace srážkoodtokového procesu pro povodí českého Labe s využitím stoleté řady denních údajů. Workshop ČVTS Praha Extrémní hydrologické jevy v povodích, 81 – 91.
- [4] Burnash, R.J.C. (1995): The NWS River Forecast System - Catchment modelling. In: Singh, V.P. (ed.) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publ. ISBN 0-918334-91-8.
- [5] Caspary, H. J. (2000): Increased risk of river flooding in southwest Germany caused by changes of the atmospheric circulation across Europe, Konf. On advances in flood research, PIK Rep. # 65.
- [6] Jelínek, J. (1985): Větrná a kůrovcovitá kalamita na Šumavě r. 1868–78, Lesprojekt.
- [7] Keller, R. (1970): Water balance of German federal republic. Symp. On world water balance, Reading, IAHS/UNESCO Publ. No. 92.



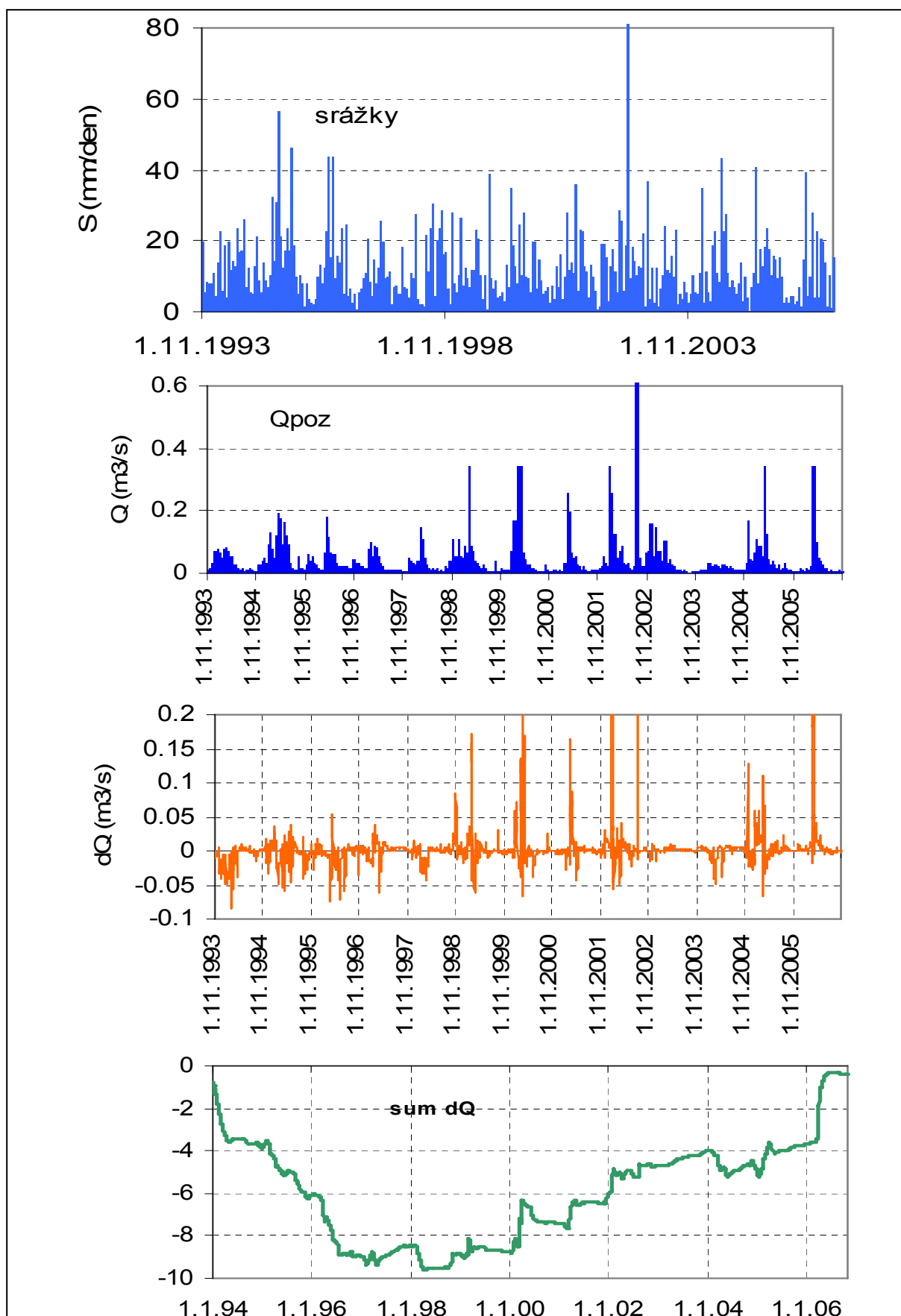
Obr.1: Čáry překročení měřených a simulovaných odtoků  $Q(m^3s^{-1})$  povodí Ráztoka v Beskydech za období až 5734 dnů, před lesní těžbou, v jejím průběhu a po ukončení.



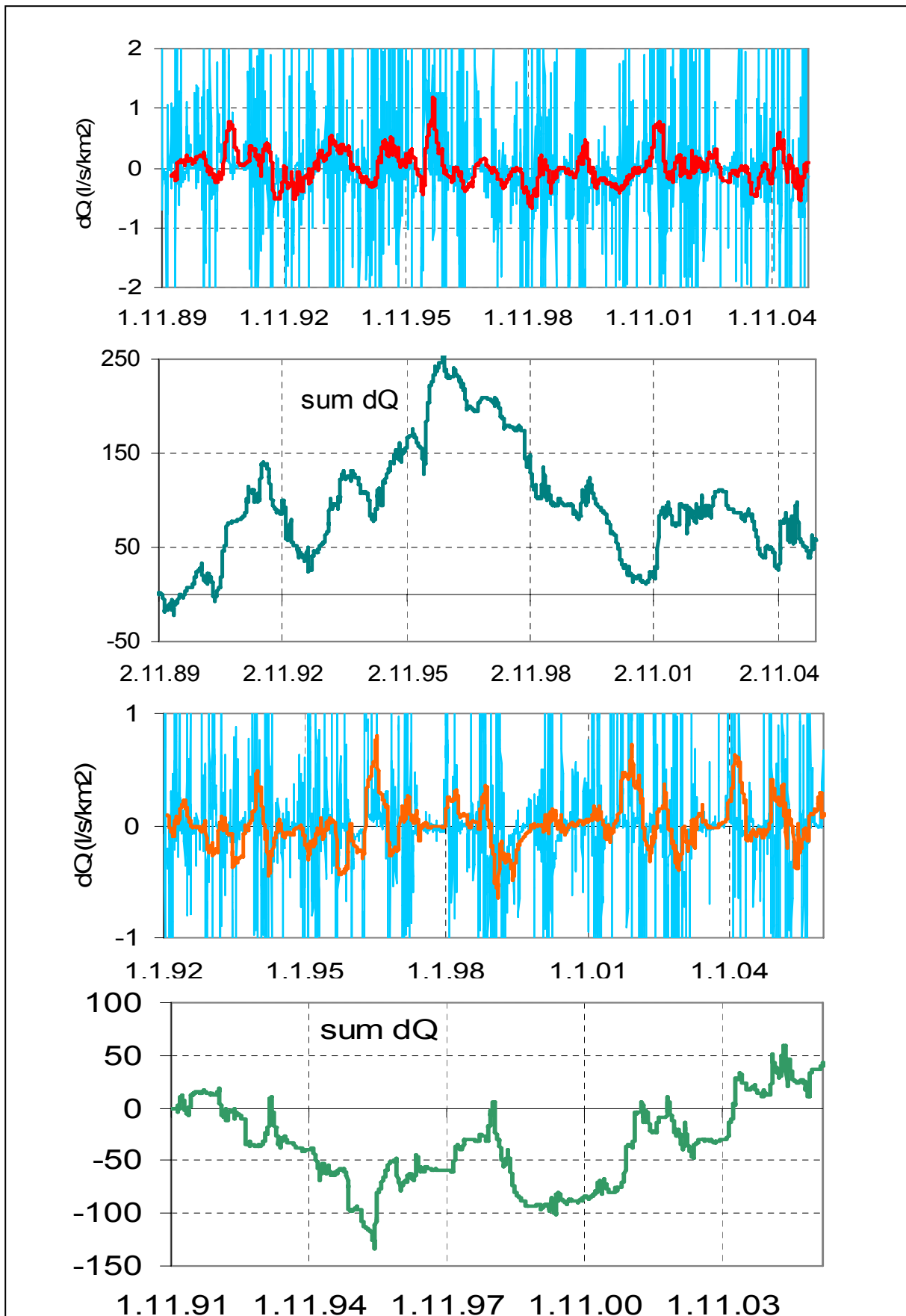
Obr. 2: Akumulované odchylky (sum dQ) pro povodí M. Ráztoka v Beskydech při simulacích dvěma různými modely srážkoodtokového procesu (vlevo BROOK '90, vpravo SAC-SMA Model).



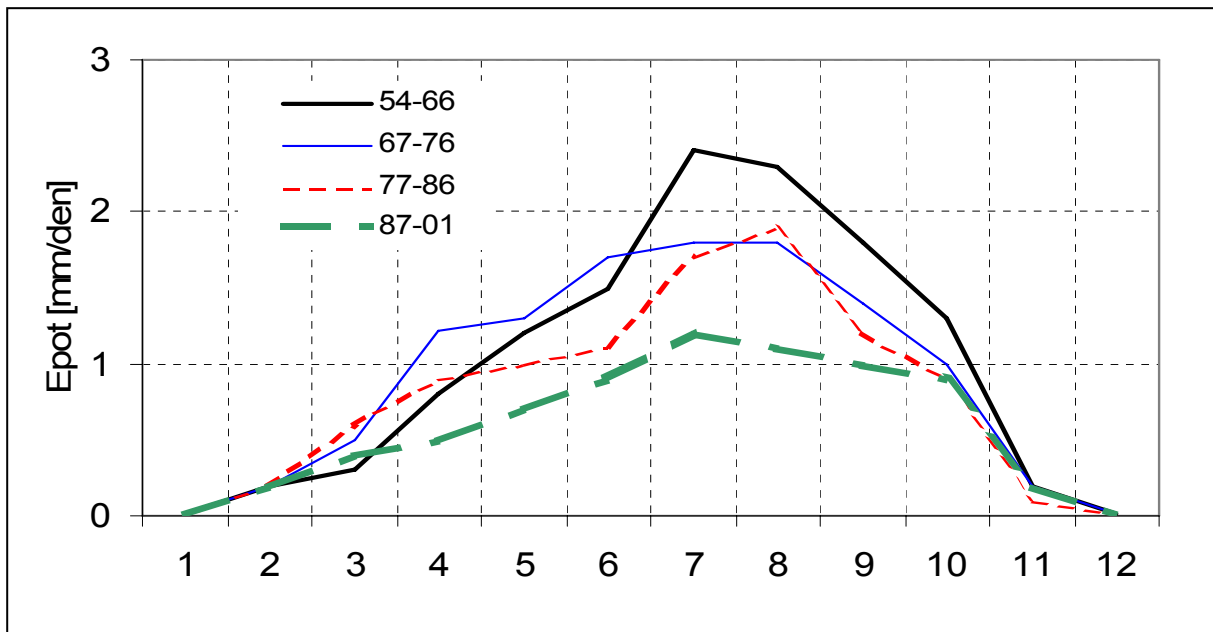
Obr. 3: Denní odtoky a srážky na povodí Liz s vyhlazením  $n = 92$  (3 měsíce) a v dolní části odchytky  $dQ = Q_{poz} - Q_{sim}$  a akumulované odchytky.



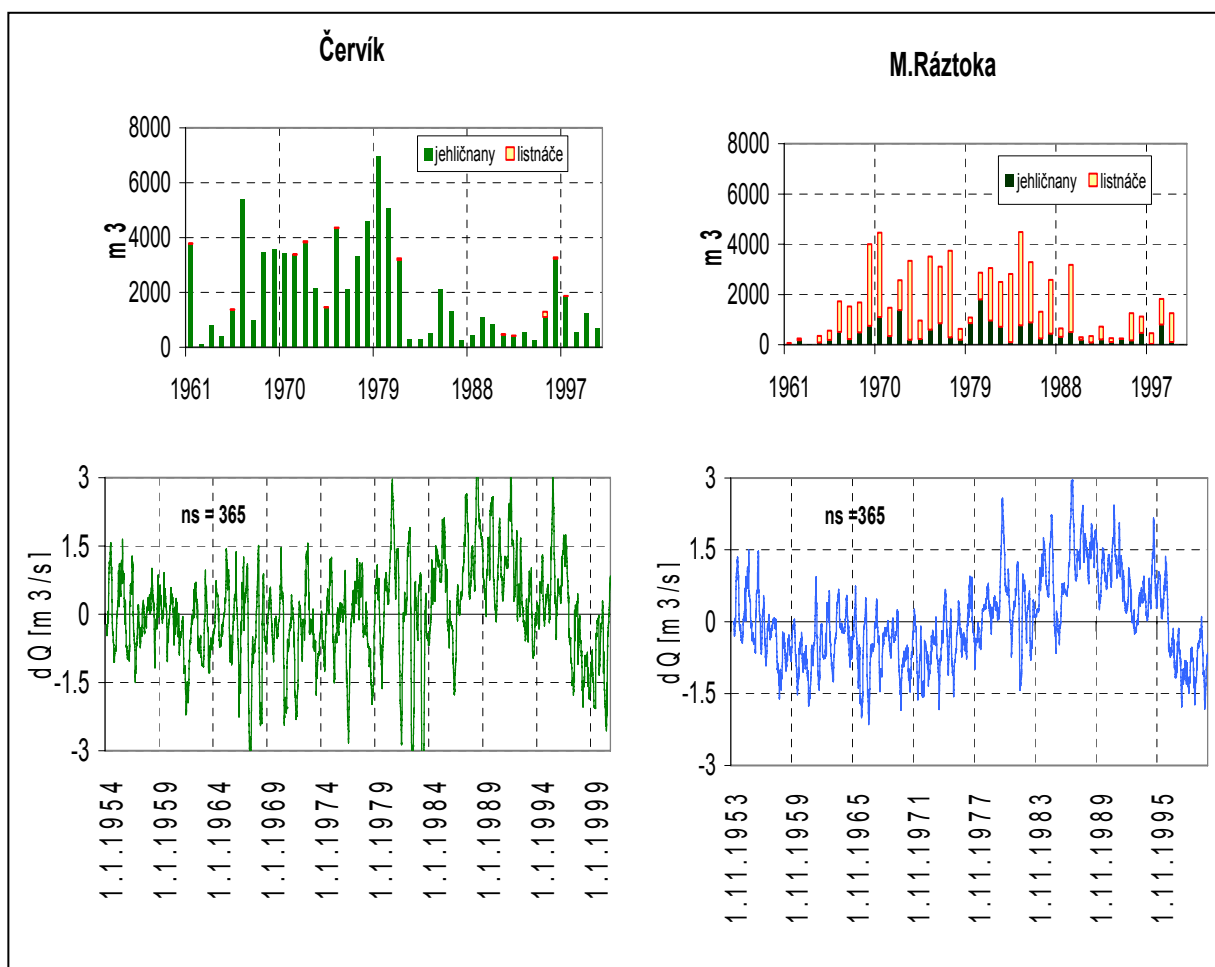
Obr. 4: Denní srážky a odtoky na povodí Jezeří a v dolní části odchyly  $dQ = Q_{poz} - Q_{sim}$  a akumulované odchyly.



Obr. 5: Diference  $dQ$  a  $\text{sum } dQ$  podle modelu SAC-SMA v povodí Lysina (horní polovina obrázku) a Pluhův Bor (spodní polovina obrázku).



Obr. 6: Modelem SAC-SMA stanovená evapotranspirace pro různá období na povodí Červík v Beskydech.



Obr. 7: Průběh diferencí  $dQ = Q_{\text{poz}} - Q_{\text{sim}}$  a těžby dřeva v povodí Červík a Malá Ráztoka v Beskydech.

# Výskum hydrických funkcií lesov a ich využitie v hydrológii

Vladimír Čaboun, Zuzana Sitková

Národné lesnícke centrum – Lesnícky výskumný ústav, T.G. Masaryka 22, 960 92 Zvolen

## Abstrakt

Príspevok prináša základné informácie o vedecko-výskumných aktivitách v oblasti výskumu, klasifikácie a uplatňovaní funkcií drevín a ich spoločenstiev (najmä lesa) v krajine Slovenskej republiky so zameraním na hydrická funkcie a možnosti ich využitia. Základným cieľom výskumnej úlohy je vedecké zhodnotenie doterajších poznatkov o funkčných účinkoch lesa v reálnych ekologických, lesohospodárskych a socio-ekonomických podmienkach jednotlivých regiónov Slovenska s využitím najnovších poznatkov súčasnej ekológie a ekonomiky prírodných zdrojov. Na základe uvedeného je vytvorené nové triedenie, klasifikačný systém funkcií lesov a ich využitia ľudskou spoločnosťou. V príspevku je uvedený metodický prístup k hydrickým funkciám drevín a ich spoločenstiev v krajine s cieľom ich využitia v hydrológii, ale aj ďalších hospodárskych a sociálnych aktivitách. Vzájomný vzťah medzi hydrológiou, hydrickými funkciami lesa a ich využitím je veľmi tesný, z čoho vyplýva aj nutnosť ďalšej spolupráce.

**Kľúčové slová:** hydrické funkcie lesa, klasifikácia funkcií lesa, využitie hydrických funkcií drevín.

## Úvod

Vzájomný vzťah medzi lesom a odtokom vody z povodia, predovšetkým výskytom povodňových prietokov, bol už začiatkom 20. storočia potvrdený experimentálnym výskumom. Už prvé výsledky výskumu potvrdili priaznivý vplyv lesa na odtok vody, prejavujúci sa vo vyrovnávaní odtokových extrémov, predovšetkým v znižovaní extrémne veľkých, povodňových prietokov. Rozdielnosť stanovištných podmienok i samotných lesných porastov a rôzne metódy skúmania však podmienili rozdielnosť názorov na niektoré výsledky lesnícko-hydrologického výskumu i rozdielne názory na ovplyvňovanie jednotlivých zložiek kolobehu vody lesom.

V rokoch 1999 – 2002, pri riešení projektu „Ekologické zmeny lesného prostredia a ich vplyv na funkčný potenciál horských lesov Slovenska“ bola pozornosť venovaná aj získaniu informácií a experimentálnych podkladov pre hodnotenie vodohospodárskej funkcie horských lesov ako nevyhnutného predpokladu pre ich oceňovanie v hierarchii verejnoprospešných funkcií lesov.

V rokoch 2001 – 2004 pri riešení etapy VTP „Vplyv rastlinných spoločenstiev na odtokové pomery z povodia“ bolo našim hlavným cieľom získanie informácií a experimentálnych podkladov pre hodnotenie vplyvu rastlinných (hlavne lesných) spoločenstiev na vodnú bilanciu a odtokové pomery na príklade modelového povodia potoka Predmieranka a rieky Kysuca.

V období rokov 2005 – 2007 pri riešení projektu APVV „Výskum vodnej bilancie lesných ekosystémov s ohľadom na očakávané klimatické zmeny“ sme sa snažili získať základné poznatky o vodnej bilancii drevín a ich ekosystémov, ktoré sú podkladom pre zhodnotenie schopnosti vysporiadať sa s očakávanými prognózovanými zmenami klímy.

V súčasnosti 2006 – 2009 riešime projekt „Výskum a klasifikácia funkcií lesov a ich využívania v krajine“. Hlavným cieľom výskumnej úlohy je vedecké zhodnotenie najnovších poznatkov o funkčných účinkoch lesa v reálnych ekologických, lesohospodárskych a sociálno-ekonomických podmienkach s využitím poznatkov ekológie, environmentalistiky a ekonomiky prírodných zdrojov.



## Teoreticko-metodické východiská

Napriek tomu, že problematika funkcií lesov bola riešená najmä v 70 – 80-tych rokoch 20. storočia, problematika funkcií drevín a ich spoločenstiev v krajine nebola v nových ekologických a socio-ekonomických podmienkach Slovenska doteraz uspokojivo komplexne riešená. Moderný ekologický prístup k lesu a jeho funkciám v krajine musí zohľadniť najnovšie poznatky ekosystémového výskumu lesa. Takýto pohľad na lesné ekosystémy musí nevyhnutne zohľadňovať dlhodobý časový faktor prinášajúci rôznu dynamiku zmien ekologických, ekonomických i sociálnych podmienok, ale najmä iný pohľad na funkcie lesa a ich využívanie. Z tohto pohľadu sa javí podstatne efektívnejšia a pragmatickejšia cesta funkčnej integrácie a nie cesta účelovej diferenciacie a prioritizácie niektorej z funkcií, ako je to v súčasnosti.

Výmera lesa na Slovensku je 2 006 172 ha čo je takmer 42 % územia SR (rok 2007, Zelená správa 2007). Okrem uvedenej výmery sa na Slovensku eviduje 39 tis. ha poľnohospodárskych pozemkov pokrytých lesnými drevinami, 48 tis. ha poľnohospodárskej pôdy nevhodnej na poľnohospodársku produkciu a 250 tis. ha máloproduktívnych trávnatých porastov. Ak pripočítame plochu brehových porastov, remízok, parkov, záhrad, stromov okolo líniových stavieb, jednotlivo i hlúčikovito rastúcich roztrúsených drevín a ich spoločenstiev vo vidieckej i urbanizovanej krajine, zistíme, že dreviny a ich spoločenstvá sa vyskytujú a perspektívne sa budú vyskytovať na viac, ako polovici územia našej republiky.

V našom metodickom prístupe sú jasne a striktno od seba odlišené a odčlenené **funkcie drevín a ich spoločenstiev v krajine** (ponímané ako vplyvy, či pôsobenie na jednotlivé zložky životného prostredia) od **využívania týchto funkcií** (vplyvov) človekom, záujmovými skupinami, alebo celou spoločnosťou za odplatu (finančnú náhradu) (Čaboun, 2007).

Z ekosystémového prístupu k triedeniu funkcií lesov, mimo les rastúcich drevín a ich spoločenstiev v krajine vyplýva, že rozlišujeme **základné funkcie** drevín a ich spoločenstiev v krajine pôsobiace na abiotické zložky životného prostredia (vzduch, vodu, pôdu) a na biotické zložky (rastliny, živočíchy, mikroorganizmy, človek). Takto dreviny a ich spoločenstvá v krajine plnia edafickú, atmosferickú, hydrickú a litickú funkciu v oblasti abiotických zložiek ekosystému a v oblasti pôsobenia na biotické zložky ekosystému, sa uplatňuje fytobiotická, zoobiotická, mikrobiotická a antropická funkcia. Inými slovami povedané, ide o **kvalitu a kvantitu vplyvu** drevín a ich spoločenstiev na pôdu, klímu, vodu, horniny, rastliny, živočíchov, mikroorganizmy a na človeka.

Tieto funkcie sú ďalej členené na jednotlivé parciálne funkcie. Konkrétne **hydrické funkcie** delíme na *retenčnú funkciu*, teda vplyv na zadržiavanie zrážkovej vody, *akumulačnú* hydrickú funkciu – vplyv na hromadenie vody, *retardačnú funkciu* – vplyv na spomaľovanie odtoku, *regulačnú* hydrickú funkciu – vplyv na vyrovnanosť odtoku vody, *vodoochrannú funkciu*, zahrňujúcu vplyv drevín a ich spoločenstiev na kvalitu a hygienu vody vrátane mútnosť tokov a následného zanášania nádrží a priradili sme sem aj všetky *niválne funkcie*, teda vplyv drevín a ich spoločenstiev na kvalitu, kvantitu a pohyb snehu. Miera a intenzita vplyvu závisí od množstva faktorov, medzi ktorými zohrávajú dominantné postavenie ekologické podmienky a štruktúra lesa, resp. sledovaného ekosystému. Pritom máme na mysli štruktúru druhovú, vekovú a priestorovú, ktorá s ďalšími ukazovateľmi je tesne naviazaná na ekologickú rovnováhu a ekologickú stabilitu predmetného ekosystému.

Veľmi dôležitou a neoddeliteľnou súčasťou výskumu je popri hodnotení a kvantifikácii funkcií, teda vplyvu jednotlivých druhov drevín a ich spoločenstiev na jednotlivé zložky ekosystému, aj spôsob a forma pôsobenia v rôznych podmienkach. Toto je významné najmä z hľadiska aplikácie – cieľného využívania funkcií lesa, resp. drevín v krajine. Komplex uvedených funkcií, chápaných ako komplex vplyvov, ktoré môže skupina ľudí, jednotlivci, alebo aj ľudská spoločnosť v konkrétnych podmienkach parciálne, alebo integrované využívať na hospodárske, alebo sociálne účely.

Z potenciálnej možnosti integrovaného využitia funkcií drevín a ich spoločenstiev vyplýva, že do oblasti využívajúcich funkcie lesov, ako aj iných spoločenstiev drevín v krajine, v hospodárskej oblasti

patri lesné hospodárstvo, vodné hospodárstvo, poľovníctvo, poľnohospodárstvo, energetika, potravinárstvo, stavebníctvo, chemický priemysel, kozmetika, farmácia a pod. Podobne môžu byť funkcie lesa využívané v sociálnej oblasti, teda pre rekreáciu, liečenie, hygienu, pri ochrane prírody, tvorbe a ochrane životného prostredia, pre vedu a výskum, výchovu a vzdelávanie, estetiku a umenie, z kultúrno-historického hľadiska a pod. Uvedené triedenie funkcií lesa tvorí základnú informačnú bázu pre možnosť využitia funkcií drevín a ich spoločenstiev v krajine ľudskou spoločnosťou. Vzhľadom na trhový mechanizmus je teda potrebné vytvoriť čo najširšiu ponuku možností využitia funkcií drevín a ich spoločenstiev a postupne vytvárať aj legislatívne návrhy riešenia finančnej odplaty za využívanie funkcií lesa v hospodárskej i sociálnej sfére.

Z uvedeného vyplýva, že výskum hydrických funkcií lesov môže byť úspešne využívaný aj v hydrológii ako vednej disciplíny zaoberajúcej sa zákonitosťami časového a priestorového rozloženia a obehu vody na Zemi vrátane jej fyzikálnych, chemických a biologických vlastností. Naopak hydrologické poznatky sú pre nás kľúčom pre stanovenie a kvantifikovanie hydrických funkcií drevín a ich spoločenstiev v krajine a ich účelného využitia v rôznych oblastiach ľudskej činnosti.

Naším cieľom je vytvorenie klasifikačného systému hodnotenia potenciálu funkcií lesov a hodnotenia reálneho plnenia funkcií lesa rastúceho v rôznych stanovištných podmienkach a typoch krajiny s rôznym využívaním a stupňom antropického pozmenenia. Dôraz bude kladený na reálny stav lesa, jeho súčasnú druhovú, vekovú a priestorovú štruktúru, ekologickú stabilitu, zohľadňujúcu nielen historický vývoj a súčasný stav, ale aj jeho predpokladaný vývoj, očakávané globálne i regionálne (najmä klimatické) zmeny a antropogénne vplyvy, ako aj celospoločenské požiadavky a záujmy majiteľov lesov.

## **Materiál a metódy**

Nadalej pokračujeme v zabezpečovaní údajov pre modelovanie vplyvu očakávaných globálnych klimatických zmien na vodnú bilanciю lesných drevín a ich ekosystémov, ako aj v získavaní exaktných meraných údajov, poznatkov a kvantifikácii dôsledkov klimatickej zmeny na vodnú bilanciю a lesy Slovenska. Z hľadiska získavania dôležitých bezprecedentných exaktných údajov bol teplotne extrémny rok 2007 veľmi významný.

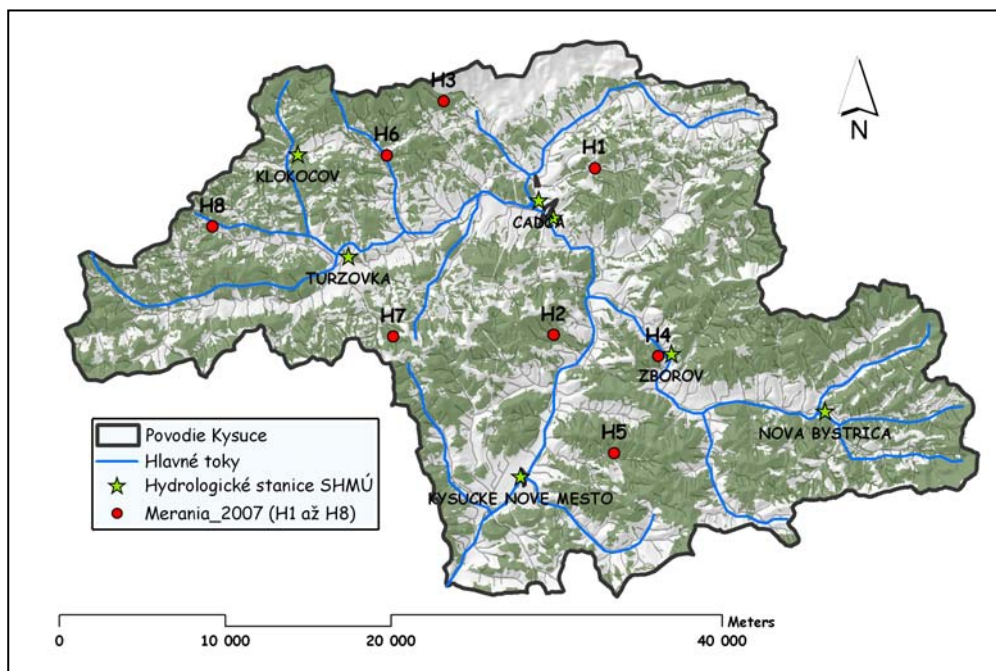
Z hľadiska spätného overenia si výsledkov výskumu získaných pomocou rôznych modelov, sú získanie exaktné poznatky o vodnej bilanciï drevín a ich ekosystémov veľmi dôležité, nakoľko sú podkladom pre zhodnotenie schopnosti lesných drevín odolávať, alebo vysporiadať sa s prognózovanými zmenami klímy. Dôležitým čiastkovým cieľom je získanie exaktných údajov o kvantite a distribúcii zrážok v rôznych typoch lesných ekosystémov na základe meraní na modelových lokalitách.

Pre potreby výskumu sa využívajú aj plochy zaradené ako trvalé monitorovacie plochy (TMP) druhej úrovne. Východiskom pre metodické postupy riešenia je Manuál ICP Forests. Sumárne zrážky, priemerná intercepcia porastu, ako aj odber lyzimetrických vôd boli zisťované na základe dvojtýždenných zberných intervalov počas vegetačných období rokov 2001 – 2007. Odbery boli zabezpečené a spracovávané z trvalej výskumnej monitorovacej plochy (TVMP) Čifáre, ktorá sa nachádza v nadmorskej výške 225 m a rastie tu dub cerový, TVMP Svetlice a Turová – 570 m n. m., drevina buk, TVMP Poľana, 850 m n. m., zastúpenie drevín buk 70 %, smrek 20 %, jedľa, javor, jaseň 10 %, TVMP Grónik – 875 m. n. m. so 100 % zastúpením smreka, TVMP Tatranská Lomnica – 1150 m n. m., smrek 60 %, smrekovec 40 % a TVMP Lomníštá dolina v 1250 m výške s 95 % zastúpením smreka a 5 % zastúpením buka, javora a jarabiny.

S predpokladanými negatívnymi klimatickými zmenami očakávame výraznejšie presychanie pôd, ktoré sa v našich prírodných pomeroch doteraz najčastejšie vyskytovalo približne do 500 m n. m. (1. až 3. lesný vegetačný stupeň). Vzhľadom na očakávaný pokles zásoby disponibilnej vody v pôde, sa bude negatívne presychanie pôdy posúvať vyššie a doterajšia rozkolísanosť zrážok i teplot bude narastať! Aby sme mohli uvedené zmeny v dynamike vlhkosti lesných pôd presnejšie prognózovať (vzhľadom k existenčným limitom hodnotených drevín) je potrebné najprv čo najpresnejšie poznať predovšetkým ich normálne priebehy a následne porovnávať s dopadmi klimaticky extrémnych rokov.

Z uvedených dôvodov bolo potrebné získať a zhodnotiť základné kvantitatívne údaje o rozdielnom vlhkosťnom režime lesných pôd v rokoch 2004 až 2007.

Ďalšou výskumnou aktivitou v rámci riešenia funkcií lesa je zámer modelovať hydrologické procesy vo vybraných lesných ekosystémoch (povodiach) reprezentatívnych pre celé územie Slovenska s následnou klasifikáciou a diferenciaciou podľa významnosti z hľadiska plnenia hydrickej funkcie lesa. K uvedenému účelu boli využité nástroje na GIS-báze založeného hydrologického modelu SWIM (Soil and Water Integrated Model, Krysanova – Wechsung, 2000). Základnou priestorovou jednotkou, u ktorej sa v koncepcii SWIMu predpokladá uniformné hydrologické správanie je hydrotop, t.j. časť subpovodia s jedinečným vegetačným krytom (land use) a typom pôdy.



Obr. 1. Modelové povodie Kysuce, poloha hydrologických staníc a hydrotopov s terénnymi meraniami v roku 2007.

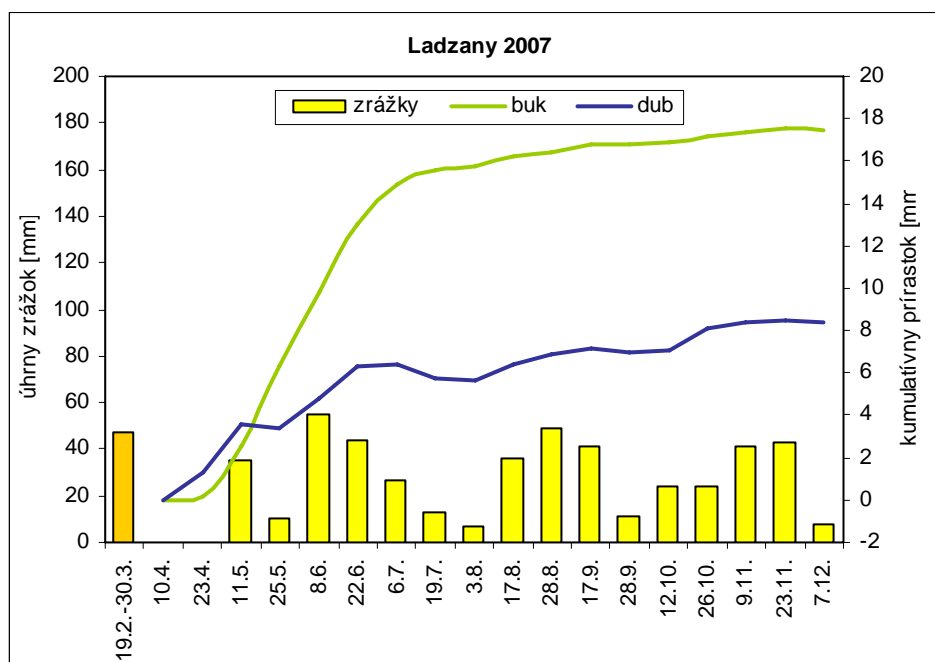
V prvom roku riešenia sa stalo predmetom nášho výskumného záujmu povodie rieky Kysuce s výmerou približne 850 km<sup>2</sup> a s dominantným zastúpením smreka v drevinovom zložení lesných porastov. V roku 2007 bol v spolupráci s pracovníkmi Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR zrealizovaný prvý finálny výstup z hydrologického modelu záujmového územia Kysúc pre obdobie rokov 1995 až 1999. Vstupnými údajmi do modelu bol celý komplex informácií i exaktných údajov, od základných mapových podkladov (DEM, mapy subpovodí, pôd a vegetačného krytu), cez datové rady klimatických a hydrologických údajov až po detailnejšie parametre pôdných horizontov a informácie o rotácii a spôsobe obhospodarovania poľnohospodárskych plodín.

Za účelom parametrizácie hydrologického modelu na lokálne podmienky povodia boli v roku 2007 realizované vlastné merania vlhkosti pôdy v smrekových porastoch a meteorologických prvkov na blízkej voľnej ploche (úhrny zrážok, radiácia, teplota a vlhkosť vzduchu). Vlhkosť pôdy bola meraná v 3 kontrolných sondách (A, B, C) v dvoch hĺbkach (v 15 a 45 cm). Pre meranie vlhkosti pôdy boli použité senzory pôdnej vlhkosti EC-10 (Decagon Devices, Inc., WA, USA) pracujúce na princípe merania dielektrickej konštanty pôdy, ktoré boli napojené na datalogger Minikin TV (EMS Brno). Výrobca uvádza presnosť čidiel  $\pm 4$  % bez kalibrácie a presnosť  $\pm 1-2$  % v prípade kalibrácie na špecifické pôdne podmienky. Údaje boli zaznamenávané s hodinovým krokom.

Cieľom meraní bolo čo najoptimálnejšie vystihnúť variabilitu pôdy, terénu, klimatických podmienok a vegetačného krytu a tak dosiahnuť čo najlepšiu reprezentatívnosť získaných výsledkov pre modelové územie. Na základe uvedeného kritéria boli terénne merania situované do ôsmich plošne najzastúpenejších hydrotopov v povodí rieky Kysuce (hydrotopy H1 až H8 na obr. 1). Výsledky priamych terénnych meraní budú využité ku kalibrácii hydrologického modelu povodia Kysuce aktualizovaného pre rok 2007. Paralelne sa plánuje v tomto roku začať nové merania a zostaviť hydrologický model pre ďalšie povodie, ktoré bude reprezentovať bukových a dubových lesných porastov.

## Výsledky a diskusia

Na problematiku hodnotenia dynamiky vlhkosti v lesných pôdach SR 1.–3. lesného vegetačného stupňa v rokoch 2004 a 2005, ktorá bola prezentovaná v roku 2006 (Ištoňa, Čaboun, 2006), bola spracovaná a prezentovaná problematika odrazu zmeny klímy na presychanie pôd v 2. až 5. vegetačnom stupni v rokoch 2004 – 2006, podobne ako problematika kvantity podkorunových zrážok v rôznych typoch lesných ekosystémov, na medzinárodnej konferencii v roku 2007 (Ištoňa, Čaboun, 2007). Na základe exaktných výsledkov sme zistili štatistiky veľmi významné rozdiely obsahov v letných mesiacoch podľa lesných vegetačných stupňov, resp. nadmorskej výšky. Zvyšovaním teploty pôdy počas vegetačného obdobia dochádza k úbytku pôdnej vlhkosti, zväčšuje sa evapotranspirácia, ale pri priaznivej klíme úbytok vody dopĺňujú zároveň atmosférické zrážky.

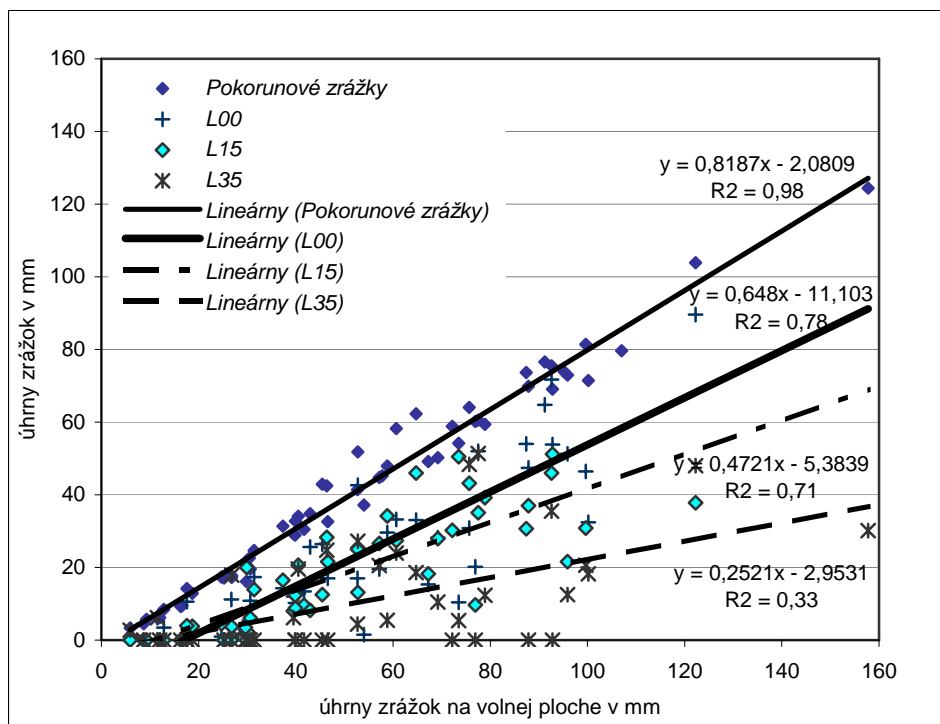


Obr. 2. Kumulovaný priemerný prírastok na obvodě buk a dub v porovnaní s množstvom zrážok počas roka 2007 na TMP Ladzany.

Veľká evapotranspiračná spotreba vody drevín v porastoch od júna (nižšie lvs) a júla (vyššie lvs) sa premieta do zrýchleného poklesu obsahu vody so zníženou dostupnosťou na najnižšie hodnoty už koncom júna resp. júla ktorá pretrváva v auguste a v septembri, prípadne i dlhšie (aj november) ak je suchá jeseň, aká bola v roku 2005 a 2006. Najnižšie hodnoty vlhkosti pôdy v oboch rokoch boli zistené koncom augusta a začiatkom septembra a to najmä v slt FQ, kde poklesla vlhkosť až pod 10 %, čo zásobu vody presúva do hodnoty hydrolimitu bodu vädnutia a dreviny majú nedostatok prístupnej vody. Podobne v uvedených mesiacoch poklesla vlhkosť pôdy na minimum aj v slt Fp nst (3. lvs) a Ft (4. lvs), avšak jej hodnota ostala tesne pod 20 %, čo odpovedá len zníženej dostupnosti prístupnej vody. Výsledky z plochy na Mláčiku – slt FAc nst (5. lvs) dokazujú, že aj na týchto stanovištiach počas leta dochádza k jej poklesu, ale cca 25 až 40 %-ný obsah pôdnej vlhkosti považujeme za dobrý.

Na extrémne suchý rok 2007 nereagovali ani v najsuchších lokalitách jednotlivé dreviny rovnako. Ako príklad uvádzam naše merania z Ladzian (2. lvs), kde sme získali veľmi prekvapivé, ale významné výsledky. Kým buky počas roka rástli a hrúbkovo prirastali bez väčších výkyvov, duby veľmi citlivo reagovali na nedostatok zrážok (obr. 2). Uvedenú skutočnosť je možné vysvetliť rozdielnou stratégiou drevín pri využívaní zrážok.

Ukážka výsledkov hodnotenia procesu intercepcie a priesaku zrážkovej vody cez vrstvu nadložného humusu a pôdy v horskom smrekovom poraste v povodí rieky Kysuce je uvedená na obr.3. Rozdiel medzi hornými dvomi regresnými priamkami určuje množstvo vody, ktoré je transformované do zásoby vody (zvýšenia obsahu vody) vo vrstve nadložného humusu a do povrchového odtoku. Podpovrchový odtok v hĺbke 15 a 35 cm je znázornený prerušovanými regresnými priamkami.



Obr. 3. Transformácia zrážok v dospelom smrekovom poraste v období rokov 2001 – 2006 na lokalite Grónik (875 m n. m. povodie Kysuca). Porovnanie množstva zrážok po prechode korunami porastu, na povrchu minerálnej pôdy, 15 cm pod povrchom pôdy a 35 cm pod povrchom pôdy (Čaboun, Konôpka 2006).

Ako už bolo uvedené ďalším zámerom je tvorba hydrologického modelu a výskum vodnej bilancie v povodiach s rôznym prevládajúcim typom lesných porastov (smrek, buk, dub). Vzhľadom na aktuálnosť problému a paralelne prebiehajúci výskum odumierania smrečín na nepôvodných stanovištiach v oblasti severného Slovenska sme sa v prvom roku riešenia hydrických funkcií lesa zamerali na smrekové spoločenstvá v povodí rieky Kysuce. V rámci predloženého príspevku uvedieme aspoň časť výsledkov zo spomenutých výskumných aktivít.

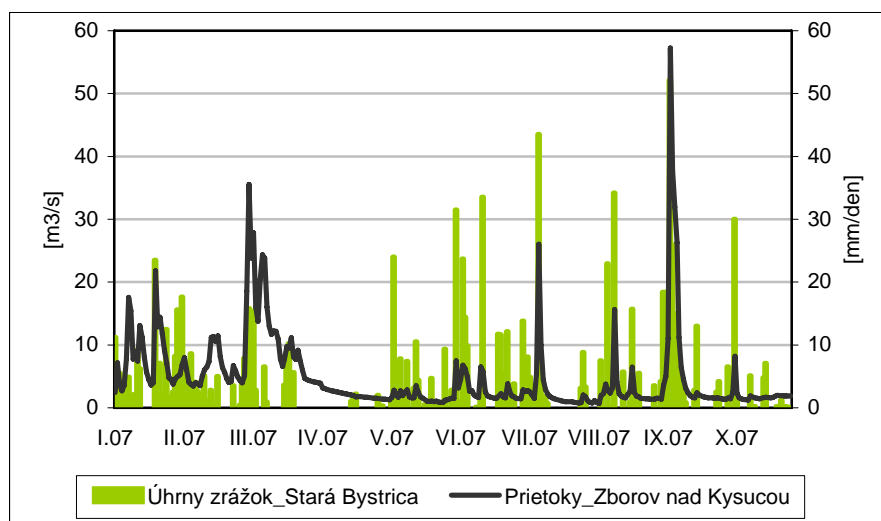
Základné hydrologické charakteristiky skúmaného povodia Kysuce v kalendárnom roku 2007 sú uvedené v tabuľke 1. Vidíme, že ročný špecifický odtok sa v roku 2007 pohyboval v danom území od 16 do 22 l. s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>. Celková suma odtoku za rok je tesne závislá od výmery konkrétneho subpovodia, z ktorého je povrchová voda odvádzaná. Najvyššia hodnota, 516 miliónov m<sup>3</sup>, bola zistená na vodomernej stanici Kysucké Nové Mesto, na ktorej bol zároveň zaznamenaný aj najvyšší maximálny prietok v roku 2007, a to 7. septembra o 8:45 hodine. Údaje o priemerných denných prietokoch z uvedených hydrologických staníc budú použité k aktualizácii hydrologického modelu územia.

Tabuľka 1. Údaje z hydrologických staníc povodia Kysuce v roku 2007 (spracované podľa dát SHMÚ).

Vodomerná stanica	Tok	plocha povodia	dĺžka toku	nadmorská výška*	ročný odtok	ročný špecifický odtok	maximálny prietok v danom čase $Q_{max}$	
		(km <sup>2</sup> )	(km)	(m n.m.)	(mil m <sup>3</sup> )	(l.s <sup>-1</sup> .km <sup>2</sup> )	(m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	dátum
Klokočov	Predmieranka	16	8	552	9	18	6	7. 9. 05:00
Turzovka	Kysuca	194	44	464	108	18	122	7. 9. 05:15
Čadca	Čierňanka	157	1	412	79	16	134	7. 9. 07:15
Čadca	Kysuca	493	29	408	254	16	336	7. 9. 07:30
Nová Bystrica	Bystrica	60	21	544	29	16	18	7. 9. 14:00
Zborov nad Bystricou	Bystrica	218	7	427	154	22	79	7. 9. 06:45
Kysucké Nové Mesto	Kysuca	955	8	346	516	17	438	7. 9. 08:45

\* nadmorská výška nuly vodočtu

Ako príklad vývoja prvkov hydrologickej bilancie je na obr. 4 znázornený priebeh denných úhrnov zrážok v porovnaní s hodnotami priemerných denných prietokov nameranými na hydrologickej stanici Zborov nad Kysucou (427 m n. m.) v období január až október 2007. Úhrny zrážok boli namerané na zrážkomernej stanici Stará Bystrica, ktorá sa nachádza v blízkosti nad hydrologickou stanicou Zborov na toku Bystrica. V súlade s informáciou o  $Q_{max}$  v tabuľke 1 vidíme aj na obr. 4 prudký vzostup prietoku po intenzívnych zrážkach na začiatku septembra 2007 ako aj pokles denných prietokov v súvislosti s dlhším obdobím sucha v jarných mesiacoch (apríl, máj).

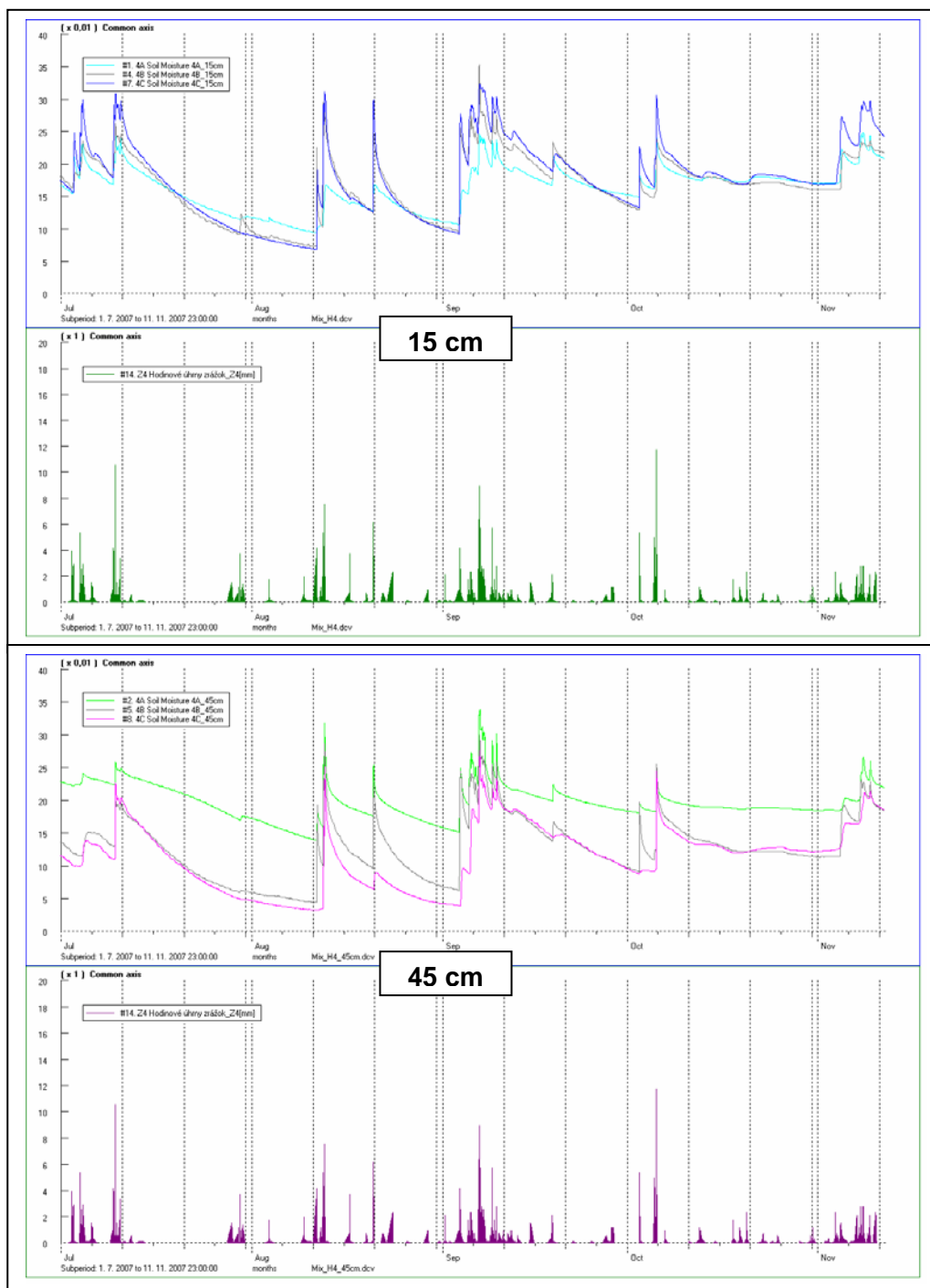


Obr. 4. Priebeh denných úhrnov zrážok (mm) v porovnaní s hodnotami priemerných denných prietokov (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) nameranými na hydrologickej stanici Zborov nad Kysucou v období január až október 2007.

V blízkosti hydrologickej stanice Zborov nad Kysucou sa nachádzal jeden z ôsmich vybraných hydrotopov, na ktorom bola v roku 2007 meraná pôdna vlhkosť a niektoré ďalšie meteorologické prvky. Uvedená lokalita (H4) s nadmorskou výškou 560 m n. m. zastupuje hydrotop s dospelým smrekovým dvojjetážovým porastom s pôdnym typom – kambizem modálna. Vzhľadom na skutočnosť, že objemová vlhkosť pôdy bola meraná v troch nezávislých sondách (A, B, C), bolo možné vyhodnotiť tiež variabilitu dynamiky pôdnej vlhkosti v rámci každého hydrotopu osobitne a to v dvoch rôznych



hĺbkach (15 a 45 cm). Na ukážku uvádzame paralelný priebeh hodnôt objemovej vlhkosti pôd v jednotlivých sondách spolu s priebehom zrážkových úhrnov na lokalite Zborov nad Kysucou (obr. 5).



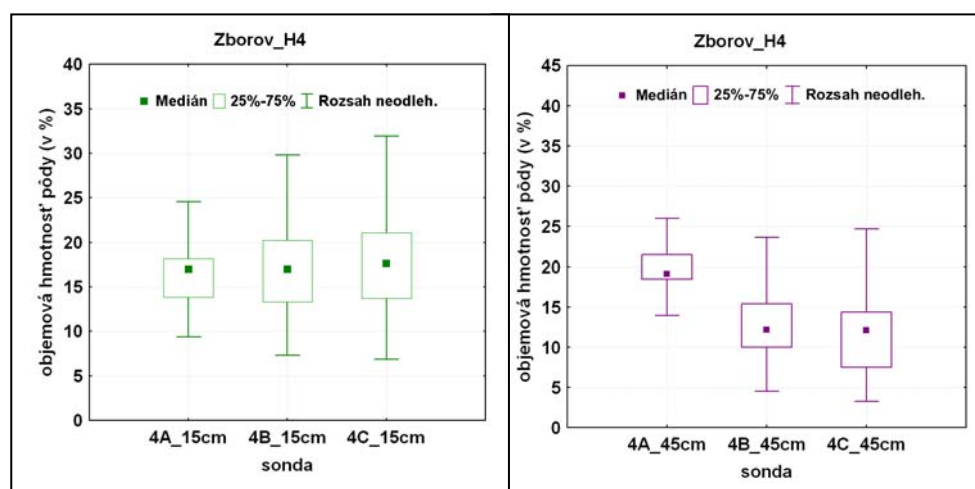
Obr. 5. Porovnanie priebehu objemovej vlhkosti pôdy (%) a hodinových úhrnov zrážok (mm) v hĺbke 15 cm (hore) a 45 cm (dole) na hydrotope H4 – Zborov nad Kysucou.

Z vizuálneho posúdenia kriviek sú zrejmé odozvy vzrastu pôdnej vlhkosti po zrážkových udalostiach avšak na potvrdenie vzájomného vzťahu vlhkosti pôdy a úhrnov zrážok bude potrebná hlbšia štatistická analýza časových sérií. Problematické je stanovenie časového úseku, za ktorý k reakcii vo vlhkosti pôdy dôjde. Ten je závislý od mnohých faktorov. Jednak od východiskovej nasýtenosti pôdy vodou, ďalej od fyzikálnych a hydrofyzikálnych vlastností pôdy na každom hydrotope, ktoré určujú akým

spôsobom pôda s dodanou vlhkosťou ďalej hospodári, ale napríklad aj od momentálneho priebehu ostatných meteoprvkov na danom hydrotope. Nemenej významné sú tiež konkrétne porastové a stanovištné charakteristiky.

Hodnoty objemovej vlhkosti pôdy v hĺbke 15 cm sa na tejto lokalite pohybovali v rozpätí od 6,9 – 36 %, a to v období od júna do novembra 2007. V hlbšom pôdnom horizonte (45 cm) vykazovali merania jednak väčšiu variabilitu medzi jednotlivými sondami, jednak tiež veľmi nízke absolútne hodnoty objemovej vlhkosti pôdy najmä v prvej polovici augusta (variačné rozpätie od 2 – 37 %).

Na obr. 6 vidíme štatistické spracovanie nameraných údajov pôdnej vlhkosti v obidvoch hĺbkach merania (rozpätie, medián a 25-, resp. 75-percentil) pre hydrotop H4 (Zborov). Na základe rozloženia štatistických charakteristík je možné posúdiť, ktoré sondy sú v rámci sledovaného hydrotopu reprezentatívne, príp. naopak, v ktorých miestach bola pri meraní zachytená určitá „mikrostanovištná“ odchýlka, a bude ich potrebné z validácie modelu vylúčiť.



Obr. 6. Štatistické charakteristiky hodnôt objemovej vlhkosti pôdy nameraných v hĺbkach 15 cm a 45 cm na lokalite H4 – Zborov nad Kysucou (560 m n. m.).

V súvislosti s výskumom dynamiky a variability vody v pôde vo všetkých ôsmich hydrotopoch v povodí Kysuce môžeme potvrdiť zložitost' celého problému pôdnej hydrologie a pokúsiť sa naďalej pokračovať v jeho riešení cestou spresňovania hydrologického modelu územia.

## Podakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou Agentúry na podporu výskumu a vývoja, projekt Výskum vodnej bilancie lesných ekosystémov s ohľadom na očakávané klimatické zmeny APVT-27-023304 a s podporou rezortnej výskumnej úlohy Výskum a klasifikácia funkcií lesov a ich využívania v krajine.

## Literatúra

- Čaboun, V., 2003: Vplyv lesných ekosystémov na odtokové pomery z povodia. Výskum vplyvu antropogénnych faktorov na vodné systémy. VÚVH Bratislava, (elektronická forma), 17 str.
- Čaboun, V., 2007: New solution and classification of forest functions and the resulting priorities. International symposium : Bottlenecks, Solutions, and Priorities in the Context of Functions of Forest Resources, The 150th Anniversary of Forestry Education in Turkey, Istanbul 17 – 19 October 2007, p. 253 – 261.
- Čaboun, V., Konôpka, M., 2006: Kvalita podkorunových zrážok v rôznych typoch lesných ekosystémov. Bioklimatológia a voda v krajine, medzinárodná vedecká konferencia. Zborník referátov na CD nosiči, Bratislava, ISBN 80-89186-12-2, 9 str.



- Čaboun, V., Mind'áš, J., Priwitzer, T., Zubřík, M., Moravčík, M., 2007: Vplyv globálnej klimateckej zmeny na lesy Slovenska. Správa pre priebežnú oponentúru úlohy výskumu a vývoja. NLC – LVÚ Zvolen, 75 str.
- Čaboun, V., Mind'áš, J.: Vodná bilancia a hydrické funkcie lesných ekosystémov v krajine. Funkcia energetickej a vodnej bilancie v bioklimatických ekosystémoch. Zborník príspevkov, SPU v Nitre (elektronická forma), 7 str.
- Istoňa, J., Čaboun, V., 2007: Odraz zmeny klímy na presychanie pôd v 2. až 5. vegetačnom stupni (v rokoch 2004 a 2006) "BIOCLIMATOLOGY AND NATURAL HAZARDS" International Scientific Conference, Poľana nad Detvou, Slovakia, September 17–20, 2007, CD zborník referátov, ISBN 978-80-228-17-60-8.
- Istoňa, J., Čaboun, v., 2006: Hodnotenie dynamiky vlhkosti v lesných pôdach SR 1.–3. lesného vegetačného stupňa v rokoch 2004 a 2005. Bioklimatológia a voda v krajine, medzinárodná vedecká konferencia. Bioklimatológia a voda v krajine, medzinárodná vedecká konferencia – Strečno. Zborník referátov na CD nosiči, Bratislava, ISBN 80-89186-12-2, 8 str.
- Krysanova, V., Wechsung, F., 2000. SWIM – User Manual. Version SWIM-8. 239 p.
- Správa o lesnom hospodárstve v Slovenskej republike 2007 – Zelená správa, MP SR, Bratislava, 164 str.

# Influence of litter on initial water transport in soil under forest stand

Jozef Capuliak<sup>1</sup>, Marian Homolák<sup>1</sup>, Štefan Aschenbrenner<sup>1</sup>,  
Yousif Abdel Rahman Ahmed<sup>1</sup>, Richard Kráľovič<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departement of natural environment, Faculty of forestry,  
T.G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen, Slovakia

<sup>2</sup>Departement of computer science, ETH Zurich, Universitätstrasse 6, 8092 Zurich, Switzerland

## Abstract

The aim of this work was to find out the influence of a leaf litter on infiltration process in forest soil, what has impact on environmental function of soils as e.g. filter, recycling chemical materials. The dye tracer Brilliant Blue FCF was applied to visualise the water flow and to determine the quality and quantity of infiltration. The set of small research plots ( 1 x 1 m) was placed in natural beech – fir forest stand and in managed spruce forest stand, where the dye tracer was applied ( 1 kg per plot ) on the top of soil. The natural precipitation was used as irrigation method. After 100 mm of precipitation, 5 to 7 vertical soil profiles were excavated and photographed. Using image analysis the pictures of the soil profile were processed in program R. Our work revealed differences of water flow in soil under fir – beech forest and spruce forest. The sort of upper layer of soil – the litter – had a big influence on the pattern of water flow. In natural fir – beech forest the infiltration was irregular and in spruce stand mainly regular. In the first case, the leaves plays big role. This knowledge is relevant from the viewpoint of forest management aimed at the water management and mitigation function.

**Key words:** leaf litter, forest soils, environmental functions of soils, irregular infiltration, image analysis in program R.

## Abstrakt

Náš príspevok sa zaoberá vplyvom pokrývkového humusu na infiltráciu zrážkovej vody do lesnej pôdy, čo ovplyvňuje environmentálne funkcie pôdy, medzi ktoré patrí filtračná, pufrčná, akumulčná funkcia. Na zviditeľnenie pohybu infiltrujúcej vody sme použili potravinárske farbivo Brilliant Blue FCF, ktoré nám umožnilo detekovať kvalitu a kvantitu infiltračných stôp a dráh v pôde. Boli založené výskumné plochy o výmere 1x1 meter v prírode blízkom bukovo jedľovom lese a smrekovom hospodárskom lese na lokalite Pod Dudášom v pohorí Poľana. Obidva lesné porasty sa nachádzali vo vzdialenosti 100 metrov od seba v rovnakej nadmorskej výške okolo 1100 m. Pôdne a klimatické vlastnosti stanovišťa boli zhodné a plochy sa odlišovali len drevinovým zložením. Na povrch každej plochy sme aplikovali v práškovej forme farbivo Brilliant Blue FCF. Po spadnutí 100 mm podkorunových zrážok sme vykopávali pôdne profily, ktoré sme následne fotografovali. V nami vytvorenom programe v jazyku R sme vyhodnotili snímky pôdnych profilov. Vyhodnocovali sme plochu zafarbenia ako aj intenzitu zafarbenia profilov farbivom Brilliant Blue. Zistili sme rozdielnu infiltráciu v pôdach pod bukovo – jedľovým porastom a smrekovým porastom. Najväčší vplyv na tvar infiltrácie mal druh pokrývkového humusu. V bukovo – jedľovom poraste bukové lístie vytváralo akoby strechu a zrážková voda vnikala na povrch pôdy len na niekoľkých bodoch. Tak vznikala nepravidelná infiltrácia v horných pôdnych horizontoch, kde bolo pozorované prevládajúce preferované prúdenie, pri ktorom infiltrujúca voda obchádza podstatnú časť pôdy a úzkymi dráhami rýchlo klesá do spodných vôd. V smrekovom poraste naproti tomu sme mohli pozorovať pravidelnú infiltráciu. Tento poznatok je významný z pohľadu lesov, ktorých prvoradou funkciou je vodoochranná funkcia. Vodoochranná funkcia pôd je výskytom preferovaného prúdenia oslabená a tak napríklad voda so zníženým pH ( kyslé zrážky) nedokáže byť účinne neutralizovaná a preniká do spodných vôd.

**Kľúčové slová:** lesná opadanka, lesná pôda, environmentálne funkcie pôdy, nerovnomerná infiltrácia.

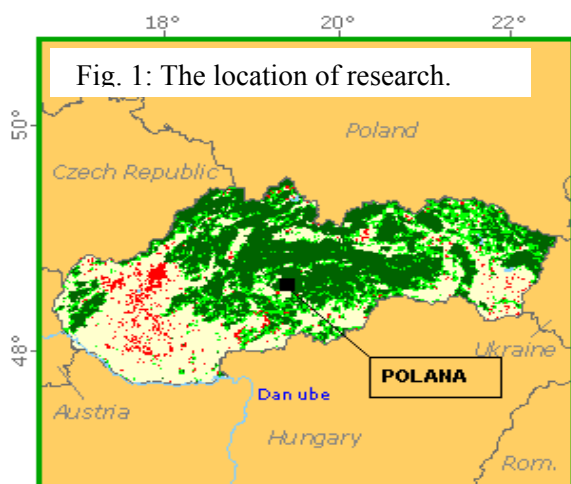
## 1. Introduction

Although the influence of vegetation on the distribution of water that reaches the surface of hill slope soils (as throughfall) has been studied in many ecosystems the influence of the leaf litter layer on initiating infiltration and solute transport pathways in non-agricultural hill slope soils has not received much attention (Campbell et al. 2003). In this paper we would like to present our results with focus on the influence of litter on initialling infiltration and solute transport pathway.

## 2. Material and Methods

### 2.1 Experimental site

Our experiment was carried out at Poľana Mountains at the place called Pod dudášom (48° 38' northern latitude, 19 ° 28' eastern longitude) in Central Slovakia. We selected this plot because it was suitable for our experiment. There is a spruce forest stand and also natural beech – fir forest stand situated on a 30% slope with north aspect. The soil was classified as a cambisols with clay loam soil texture. Its elevation ranges from 1000 to 1100 m. The locality belongs into cold subtype of mountainous climate. Mean annual temperature remains about 3.0 degrees centigrade. Annual precipitation ranges from 950–1100 mm.



### 2.2 Tracer experiment

In both forest stand, 3 research plots (1 x 1 m) were established and the dye tracer Brilliant Blue FCF was applied on the top of leaf litter as a source to obtain information about spreading with high spatial resolution (1 kg of Brilliant Blue was used). The natural precipitation was used as the irrigation method. After 100 mm of precipitation, 5 to 7 vertical soil profiles were excavated perpendicularly in 10 or 20 cm intervals and photographed. The face of the soil profile was cleaned by paintbrush and scissors to avoid shadows caused by small roots and roughness.

The images have to be calibrated to obtain absolute concentration Brilliant Blue FCF from the stained flow region. Small disturbed soil samples of one to three grams were scraped off the surface of the

profile. The sample locations were marked and the soil profile was photographed a second time. Brilliant blue concentrations were obtained by extracting the Brilliant Blue in laboratory.



Fig. 3: Food dye tracer Brilliant blue.



Fig. 4: Cleaning of soil profile by scissors.



Fig. 5: The soil profile after excavation.



Fig. 6: The soil sample location were marked by white points (the same profile).

### 2.3 Calibration Samples in Laboratory

The soil samples were dried for 15 hours at 80 °C. From each soil sample 0.5 g was weighed into a extraction column. The columns were put on a vacuum vessel. 10 ml of a 4 to 1 volume ratio of water and acetone was added as an extraction solvent, and the vessel was evacuated with a low pressure of about -600 hPa. A larger fraction of Brilliant Blue was extracted by the mixture of the water and acetone than would be extracted by water alone. The extract was filtered through a 0.45  $\mu\text{m}$  filter. The concentration of Brilliant Blue was measured spectrophotometrically at a wavelength of 630 nm (Forrer 1997).

### 2.4 Image analysis

After taking digital photographs of individual profiles, we perform the following steps to evaluate the spatial concentration of the brilliant blue: 1. Geometric correction, 2. White-balance and exposure correction, 3. Calibration, 4. Evaluation of the dye concentration. We implemented the processing framework in GNU R and C, with the help of the ImageMagick image processing library.

1. *Geometric correction*: In this step, we correct the perspective distortion of the individual profiles. The content of the calibration frame is mapped to a rectangle of 500 x 500 pixels, i.e. it is significantly downscaled. This is important to reduce the chromatic noise, which would otherwise have strong negative impact on the concentration evaluation. In this step, we use the ImageMagick image processing library.

2. *White-balance and exposure correction*: We use the edges of the calibration frame to normalize the exposure and white-balance of the profile images. For every pixel of the profile image, we interpolate the color representing neutral grey using the 4 nearest pixels on the 4 edges of the frame, and divide the color of the pixel by the interpolated color. This step is implemented in C and called from the main R script.

3.–4. *Calibration and concentration evaluation*: We have based our evaluation algorithm on the Kubelka-Munk theory, which has been used for analysis of the soil color properties. (Ciani et al. 2005). According to this theory, the visible color of an object depends on the absorption and scattering optical coefficients (denoted as K and S, respectively).

More precisely, the following relationship between the fraction of reflected light R of a given wavelength and the optical coefficients K, S for the same wavelength holds:

$$\frac{K}{S} = \frac{1 - R^2}{2R}$$

Furthermore, the optical coefficients of a mixture of several pigments are linear combinations of the optical coefficients of the individual pigments: let  $K_i, S_i, \eta_i$  be the optical coefficients and concentration of the i-th pigment and  $K, S, \eta$  be the optical coefficients and concentration of the dye, then it holds that

$$\frac{K_1\eta_1 + \dots + K_n\eta_n + K\eta}{S_1\eta_1 + \dots + S_n\eta_n + S\eta} = \frac{1 - R^2}{2R}$$

As a first approximation, we assume that the scattering coefficients are constant and normalized to 1, hence we can simplify the previous equation to  $K_1\eta_1 + \dots + K_n\eta_n + K\eta = (1 - R^2)/(2R)$ .

For every pixel, its red, green, and blue color values correspond to reflectances in three different spectral regions, hence we can deal with values K and  $(1 - R^2)/(2R)$  as with three-dimensional vectors. If there were at most three different pigments in the soil, the dye concentration  $\eta$  could be uniquely computed as some multiple of the distance of the point  $(1 - R^2)/(2R)$  from the plane formed by the points  $K_1 \dots K_n$ . Hence,  $\eta$  could be expressed as a linear combination of the coordinates of  $(1 - R^2)/(2R)$  plus some constant (denote the vector) of the coefficients used in such linear combination, together with the appropriate constant, as  $\alpha$ . This leads us to the second approximation: we assume that the points  $K_1 \dots K_n$  are roughly located in a plane in the three-dimensional RGB space of optical coefficients. We use the measured calibration samples with known concentrations  $\eta$  to estimate the vector  $\alpha$  using the least squares method. After determining the vector, we can compute the dye concentration for every pixel of the soil profile image.

In the description of our method above, we omitted one technical detail: the reflectance vector R is not directly equal to the RGB vector of the corresponding pixel. We need to estimate the overall exposure, i.e. to multiply the vector with some appropriate constant. We also apply a black-point correction, i.e. correcting R by an additive constant. Both the multiplicative and additive constant is found by non-linear optimization routines of GNU R.



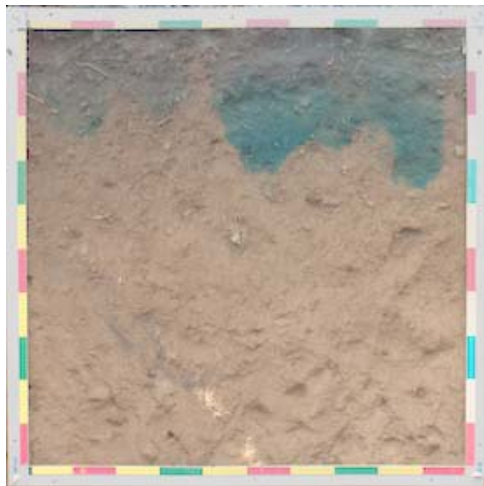


Fig. 7: Image after geometric correction of profile number 5 in beech – fir stand.

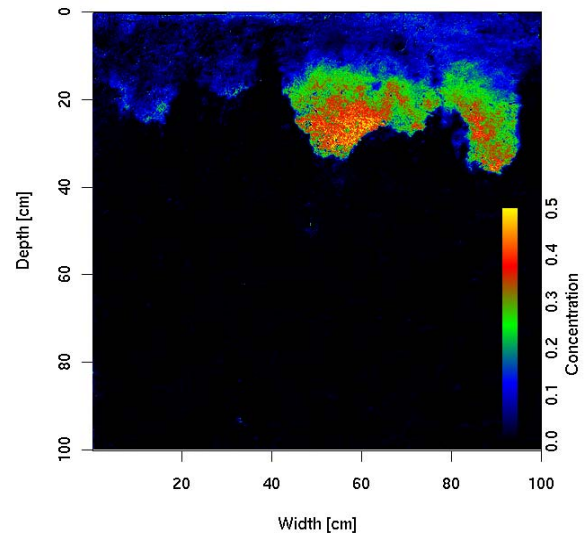


Fig. 8: Brilliant Blue concentration distribution after Image analysis of profile number 5 in beech – fir stand.

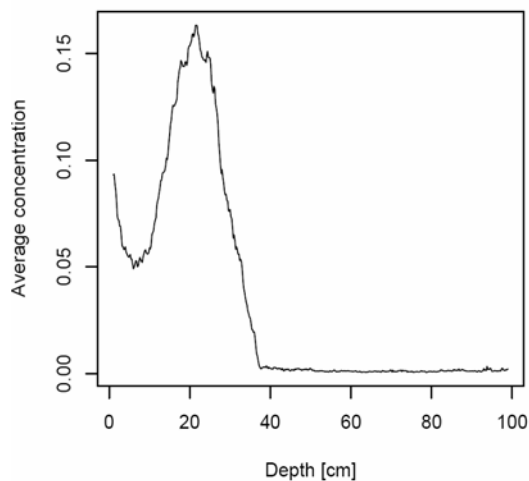


Fig. 9: Vertical concentration distribution of Brilliant Blue of profile number 5 in beech – fir stand.

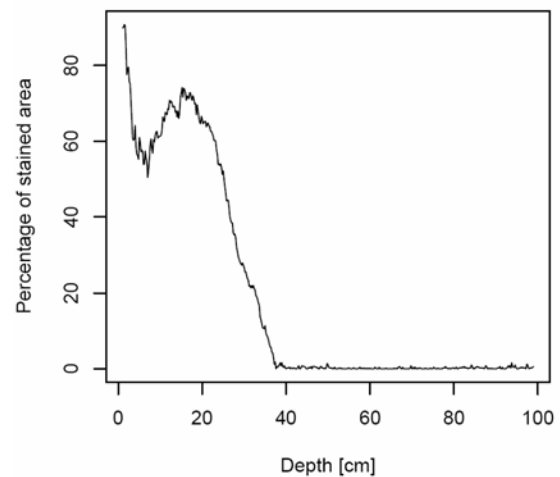


Fig. 10: Percentage of stained area of soil profile by Brilliant Blue of profile number 5 in beech – fir stand.

### 3. Results

Our experiment took place within summer months of July and August 2007. We calculated the vertical concentration distribution and percentage of stained area of soil profile by Brilliant Blue, what is given in Table 1 and 2. Due to the fact that we developed method described in previous section only very recently, the results presented in Table 1 and Table 2 are based on a slightly different method of image processing in program DyeEye. However, our experiences with both methods show that their results are reasonably similar.

Table 1: Percentage of stained area of soil profiles in natural beech – fir stand in different depth. There were excavated 20 profiles on 3 plots (1 x 1 m).

Depth	0–10cm	10–20cm	20–30cm	30–40cm	40–50cm	50–60cm	Profile
Beech – fir 1	14.39	5.24	11.11	29.35	14.77	78.83	25.61
Beech – fir 2	22.48	6.87	13.59	44.70	7.61	0.00	15.87
Beech – fir 3	36.20	10.48	37.31	57.87	23.60	0.00	27.57
Beech – fir 4	29.18	24.05	39.03	35.89	74.52	0.00	33.78
Beech – fir 5	50.70	41.23	34.48	22.55	71.48	0.00	36.74
Beech – fir 6	60.93	35.04	35.12	11.34	49.50	0.00	31.99
Beech – fir 7	66.52	49.89	40.06	26.81	32.59	0.00	35.98
Beech – fir 8	51.61	41.02	47.51	20.95	31.63	0.00	32.12
Beech – fir 9	6.80	10.69	42.05	62.36	0.00	0.00	20.32
Beech – fir10	16.07	30.30	41.84	53.11	0.00	0.00	23.55
Beech – fir 11	20.90	4.22	22.35	52.80	0.00	0.00	16.71
Beech – fir 12	17.65	5.34	24.35	50.12	0.00	0.00	16.24
Beech – fir 13	33.46	4.92	22.63	41.16	0.00	0.00	17.03
Beech – fir 14	19.34	9.62	24.37	44.59	0.00	0.00	16.32
Beech – fir 15	23.95	8.56	26.13	41.65	0.00	0.00	16.71
Beech – fir 16	61.06	35.37	35.00	7.84	0.00	0.00	23.21
Beech – fir 17	65.15	50.46	43.07	30.95	0.00	0.00	31.60
Beech – fir 18	10.43	8.59	40.50	58.99	0.00	0.00	19.75
Beech – fir 19	11.19	8.03	41.30	61.43	0.00	0.00	20.33
Beech – fir 20	10.39	9.11	41.26	60.85	0.00	0.00	20.27
Average	31.42	19.95	33.15	40.76	15.28	3.94	24.09

Graph 1: The graph shows percentage share of dye tracer in different depth.

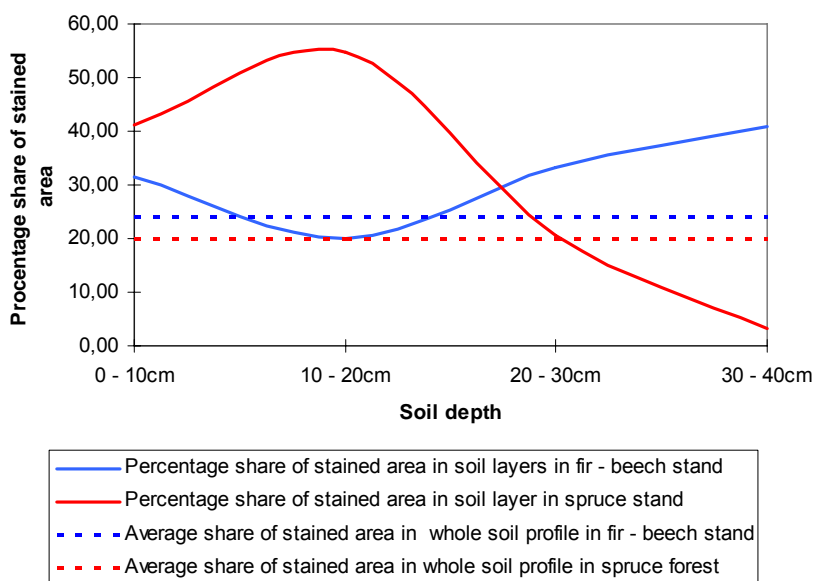


Table 2: Percentage of stained area of soil profiles in spruce stand in different depth. There were excavated 23 profiles on 3 plots (1 x 1 m).

Depth	0–10cm	10–20cm	20–30cm	30–40cm	40–50cm	50–60cm	Profile
Spruce 1	22.53	56.85	3.62	0.28	0.00	0.00	13.88
Spruce 2	39.58	31.15	3.32	1.02	0.00	0.00	12.51
Spruce 3	42.69	71.35	64.85	30.34	0.00	0.00	34.87
Spruce 4	36.55	85.73	53.35	10.99	0.00	0.00	31.10
Spruce 5	31.80	39.15	15.39	0.39	0.00	0.00	14.46
Spruce 6	26.68	59.26	1.97	0.75	0.00	0.00	14.78
Spruce 7	20.01	46.52	8.32	0.60	0.00	0.00	12.57
Spruce 8	20.18	43.19	20.04	1.85	0.00	0.00	14.21
Spruce 9	50.47	73.67	19.76	0.49	0.00	0.00	24.06
Spruce 10	27.94	27.68	12.39	7.10	0.00	0.00	12.52
Spruce 11	48.96	53.99	16.55	0.61	0.00	0.00	20.02
Spruce 12	41.70	53.94	3.96	1.53	0.00	0.00	16.85
Spruce 13	50.81	43.27	10.57	0.65	0.00	0.00	17.55
Spruce 14	76.80	65.78	6.60	0.81	0.00	0.00	25.00
Spruce 15	86.29	70.79	6.54	1.80	0.00	0.00	27.57
Spruce 16	45.22	73.57	55.27	7.10	0.00	0.00	30.20
Spruce 17	29.10	60.76	18.84	0.73	0.00	0.00	18.24
Spruce 18	43.06	31.18	1.20	0.83	0.00	0.00	12.71
Spruce 19	62.88	63.53	27.47	0.01	0.00	0.00	25.65
Spruce 20	41.40	44.54	33.46	3.17	0.00	0.00	20.43
Spruce 21	37.50	57.65	19.27	0.22	0.00	0.00	19.11
Spruce 22	29.87	65.61	62.00	3.94	0.00	0.00	26.90
Spruce 23	35.40	39.47	9.10	0.10	0.00	0.00	14.01
Average	41.19	54.72	20.60	3.28	0.00	0.00	19.97

#### 4. Conclusions

Detailed image analysis of dye patterns of water transport in soil under managed spruce forest stand (*Picea abies* L.) and natural beech – fir forest stand (*Fagus sylvatica* L. – *Abies alba* L.) revealed the influence of litter on pattern of water transport. In particular, there were statistical differences between the two stands in terms of their effect on water infiltration in soil. From the viewpoint of ecological function of soil, it is better if matrix flow predominate in soil. In case that preferential flow occurs, the water bypasses the mail volume of soil during the infiltration and goes down very rapidly to the ground water. This decreases the buffer and mitigation function of its, because only small part of soil volume participates on water transport (Jurani 1996). Our results confirm, that it is very suitable if spruce forest stands grow around the dams or around water resources, because these forest stands and mainly their litter enables matrix flow occurrence in soil.

#### References



- Antal, J. 1993: Hydrológia. Vysokoškolské skriptum, VŠP Nitra, 217 ss.
- Barron, J., Torrent 1986: Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour, *Journal of Soil Science*, 1986 (37), 499–510.
- Bedrna, Z., 2002: Environmentálne pôdoznalectvo. vydavateľstvo VEDA, 352 ss.
- Beven, K.J., Germann, P. 1982: Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18, 1311–1325.
- Campbell, C. G., Garrido, F., Ghodrati, M. 2003: Role of leaf litter in initialing tracer transport pathways in a woodland hillslope soil, *Journal of hydrology*.
- Ciani, K.-U. Goss, R.P., Schwarzenbach 2005: Light penetration in soil and particulate minerals, *European Journal of Soil Science*, (56), 561–574.
- Durner, W. 1991: Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierten Böden Bayreuther bodenkundliche Berichte. Band 20, 180 ss.
- Dyson, J.S., White, R.E. 1989: The effect of irrigation rate on solute transport in soil during steady water flow. *Journal of Hydrology*, 107, 1989, 19–29.
- Flury, M. 1993: Transport of Bromide and Chloride in sandy and loamy field soil. Dissertation ETH On, 10185, Zürich, 136 ss.
- Flühler, H. 1990: Konzepte und Grundlagen der Bodenphysik. ETH Zürich, 305 ss.
- Forrer, I. 1997: Solute transport in an Unsaturated field soil. Diss. ETH No. 12476, Zürich, 129 ss.
- Juráni, B. 1996: Environmentálna charakteristika vybraných pôd Slovenska. Habil. práca, PriF Univerzity Komenského Bratislava, 58 ss.
- Kasteel, R., Vogel, H.J., Roth, K. 2002: Effect of non-linear adsorption behavior of Brilliant Blue in a field soil. *European Journal of Soil Science*, June 2002, 53, 231–240.
- Korpeľ, Š., 1989: Pralesy Slovenska. Veda, Bratislava, 238 ss.
- Kutílek, M. 1966: Vodohospodárska pedológia. SNTL, Praha/Bratislava, 276 ss.
- Lichner, E., Majerčák, J., Slaboň, S., Štekauerová, V. 1994: Prenos rozpustených látok v pôde. VEDA, Bratislava, 120 ss.
- Lichner, E., Holko, L. 2001: Indikátorové metódy v hydropedológii a hydrológii povodí. Veda, Bratislava, 102 ss.
- Miyazaki, T. 1993: Water flow in soils. Marcel Dekker INC, New York, 296 ss.
- Novák, V. 1995: Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania, VEDA, Bratislava, 260 ss.
- Papánek, F. 1978: Teória a prax funkčne integrovaného lesného hospodárstva. Príroda, Bratislava, 218 ss.
- Pichler, V. 2007: Densita bukových porastov ako nástroj regulácie hydrických a environmentálnych funkcií pôd. Technická univerzita vo Zvolene, 50. ss.
- Šály, R. 1978: Pôda základ lesnej produkcie. Príroda, Bratislava, 235 ss.
- Weiler, M., Scherrer, S., Naef, F. 2002: A process based assessment of the potential to reduce flood runoff by land use change. *Journal of hydrology*, 74–79 ss.
- Weiler, M., Naef, F., Leibundgut, Ch. 1998: Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and a physically-based numerical hillslope model. IAHS Publ. No. 248 ss.

# Látkové toky v povodí ICP-IM CZ01 Košetice

Jaroslava Červenková, Jan Čech  
Český hydrometeorologický ústav, Observatoř Košetice, 394 22 Košetice

## Úvod

Observatoř Košetice byla založena jako stanice specializovaná na zabezpečení účasti České republiky v mezinárodních programech monitoringu kvality přírodního prostředí. V současné době jsou na observatoři realizována měření pro potřebu následujících mezinárodních programů a projektů:

- ICP-IM (International Cooperative Programme on Integrated Monitoring of Air Pollution Effects on Ecosystems)
- EMEP (Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of Long-range Transmission of Air Pollutants in Europe)
- GAW/WMO (Global Atmosphere Watch)
- EUSAAR (European Supersites for Atmospheric Aerosol Research)
- ACCENT (Atmospheric Composition Change – The European Network of Excellence).

Observatoř je charakterizována následujícími geografickými souřadnicemi: 49°35' severní šířky, 15°05' východní délky, nadmořská výška 534 m. Podrobná fyzicko-geografická charakteristika je prezentována v (1). Výběru lokality observatoře byla věnována mimořádná pozornost. Prioritní bylo dodržení kritérií daných dlouhodobými cíli mezinárodních programů, zohledněna byla využitelnost dílčích měření v systému monitorovacích sítí ČHMÚ i pro návazné práce jiných organizací. Lokalita byla vybírána jako komplex, vhodný pro reprezentaci České republiky v mezinárodních programech či integrovaného monitoringu kvality přírodní složky životního prostředí. Dvacet let monitoringu jednoznačně prokázalo správnost výběru observatoře Košetice jako lokality reprezentující regionální úroveň kvality ovzduší a srážek v České republice.

## Program ICP-IM

ICP-IM je vícesložkový mezinárodní monitorovací program. Jeho cílem je poznání látkové bilance a výměny látek v malých zalesněných povodích v neimpaktní oblasti. Lokalitami ICP-IM tedy musí být malá zalesněná povodí v pozadových oblastech. Obecným cílem ICP-IM bylo původně hodnocení a prognóza stavu a změn terestrických a sladkovodních ekosystémů v dlouhodobé perspektivě především s ohledem na vliv znečištění ovzduší (zejména síra a dusík). V současné době se zájem ICP-IM rozšířil i na ekologické dopady přízemního ozonu, těžkých kovů a POPs. Observatoř Košetice zajišťuje účast ČR v tomto programu od roku 1990, měření jsou realizována v povodí malého lesního přítoku Anenského potoka a pochopitelně zejména v areálu OBK. Od roku 2002 je součástí ICP-IM i druhá česká stanice Lysina, provozovaná ČGS.

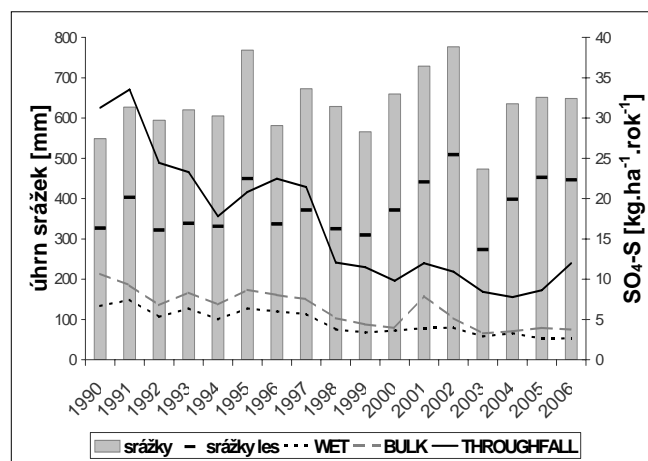
## Monitoring atmosférické depozice na observatoři Košetice

Termín atmosférická depozice lze definovat jako přestup látek z atmosféry na zemský povrch. Celková depozice sestává z depozice mokré a suché. Monitoring atmosférické depozice má na observatoři dlouhou tradici. V současné době je realizována poměrně široká škála měření atmosférické depozice:

- WET-ONLY – mokrá depozice. Odběr je realizován pouze když padají srážky. Frekvence odběru je denní.
- BULK – mokrá depozice a gravitační depozice větších částic. Odběr je prováděn nepřetržitě do plastových lahví s frekvencí týdně a měsíčně.
- THROUGHFAL – podkorunová depozice. Stejně měření jako BULK, lokalizované pod lesním porostem. Výsledky mohou u některých polutantů, hlavně pak u síry suplovat informace o suché depozici. Vzorky jsou odebírány měsíčně.

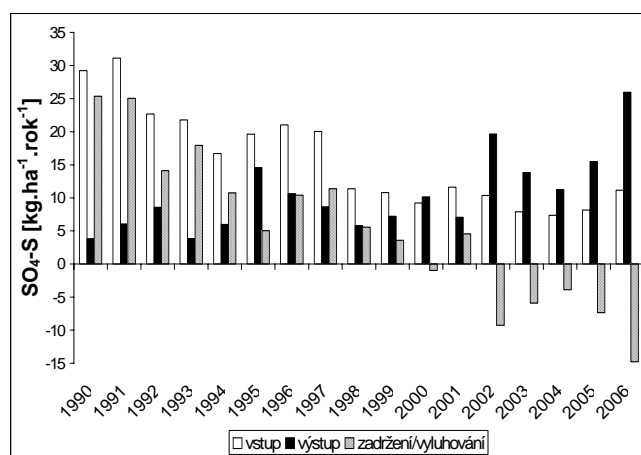
## Trendy atmosférické depozice a látkové toky v lesním povodí

Výrazný pokles emisí síry v 90. letech se promítl do snížení koncentrací sloučenin síry v ovzduší a následně i depozice síry na regionální úrovni. Největší pokles byl zaznamenán u podkorunové depozice. Na počátku 90 let minulého století byla registrována podkorunová depozice síry mezi 30 – 35 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup> (obr. 1). V průběhu 90 let se depozice kontinuálně snižovala a v závěru sledovaného období se pohybovala kolem 10 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>. Pokles podkorunové depozice je především důsledkem snížení suché depozice. Mírný pokles hodnot depozice síry byl registrován rovněž u měření „bulk“ a „wet-only“ (ta je více ovlivněna dálkovým přenosem).



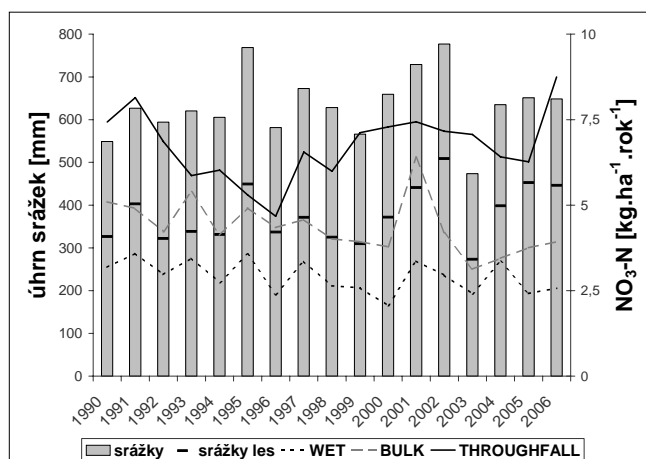
Obr. 1: Trend depozice SO<sub>4</sub>-S ( Košetice 1990 – 2006).

Zřetelné snižování emisí síry se projevuje také v látkové bilanci povodí (obr. 2). Se snižující se depozicí SO<sub>4</sub>-S zároveň dochází k nárůstu množství síry, které se z povodí uvolňuje. V 90. letech vstupuje do povodí prostřednictvím srážek průměrně 20,5 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup> síranů a odtok z povodí je 7,5 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>. Akumulace v povodí činila ročně přibližně 12,5 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>, tedy 63,5% síranů se akumulovalo v povodí, pravděpodobně adsorbci na povrch půdních částic. Průměrný vstup síry do povodí prostřednictvím srážek se od roku 2000 do konce sledovaného období snížil na 9,5 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup> a odtok naopak vzrostl v průměru ze 7,5 na 14,5 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>. To může souviset s vyčerpáním adsorbční kapacity půdy a postupem síranů dál do povrchových vod.



Obr. 2: Látková bilance SO<sub>4</sub>-S v lesním povodí (Košetice 1990 – 2006).

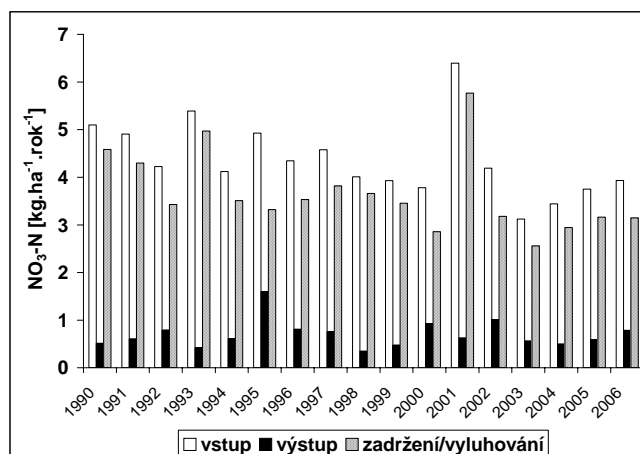
Dusík je významný biogenní prvek a je jednou z limitujících živin pro vegetaci. Jeho nadbytek však vede k poměrně značnému okyselení prostředí. Dusík se v současné době stává hlavním zdrojem acidifikace a nahrazuje v této roli sloučeniny síry. Podkorunová depozice sloučenin dusíku výrazně klesala pouze v první polovině devadesátých let minulého století, (obr. 3). Od roku 1996 je již patrný naopak spíše vzestupný trend. Příčinou zvýšení podkorunové depozice dusíku je pravděpodobně nárůst suché depozice v důsledku zvyšujících se emisí dusíků z mobilních zdrojů. U depozice „wet“ i „bulk“ na volné ploše v průběhu 90. let nebyl detekován žádný významnější trend.



Obr. 3: Trend depozice NO<sub>3</sub>-N v lesním povodí (Košetice 1990 – 2006).

Látková bilance dusíku ukazuje velkou spotřebu tohoto prvku vegetací, dochází k využití v průměru 84% celkového množství NO<sub>3</sub>-N z depozice srážek (obr. 4). Pokud dusík není zcela spotřebován mikroorganismy a vegetací, nitrifikace v půdách vede k tvorbě dusičnanů a následnému okyselení půd a vod.

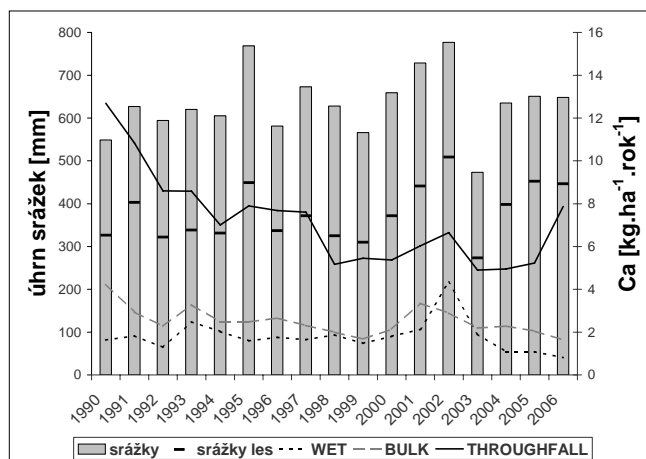
Roční chod z hlediska obsahu dusíku v povrchových vodách vykazuje typické maxima v jarních měsících, tedy v předvegetačním období kdy rostliny ještě nejsou schopny tento prvek využívat a odtok z povodí je vysoký, minima se objevují v létě a na podzim.



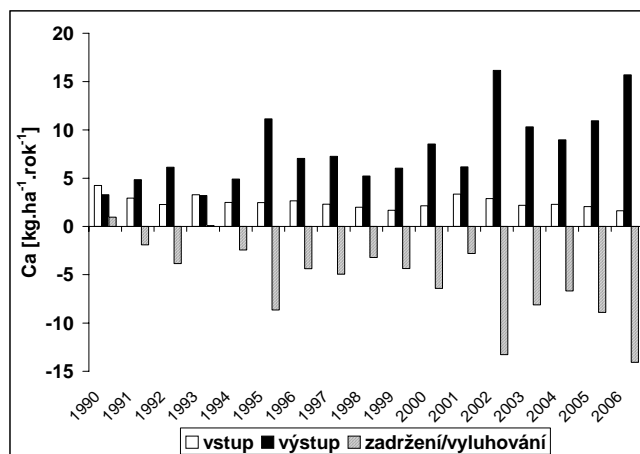
Obr. 4: Látková bilance NO<sub>3</sub>-N v lesním povodí (Košetice 1990 – 2006).

Vývoj podkorunové depozice vápníku představuje pokles ze 13 kg·ha<sup>-1</sup> ročně na začátku 90. let na 4 – 8 kg·ha<sup>-1</sup> ročně v období po roce 2000 (obr. 5). Naopak u depozice „bulk“ ani „wet“ na volné ploše nebyl zaznamenán žádný trend. Látkovou bilanci vápníku v povodí znázorňuje obr. 6. Z hodnocení pH srážkových vod na observatoři Košetice je patrný výrazný vzestupný trend v období 1990 – 2003

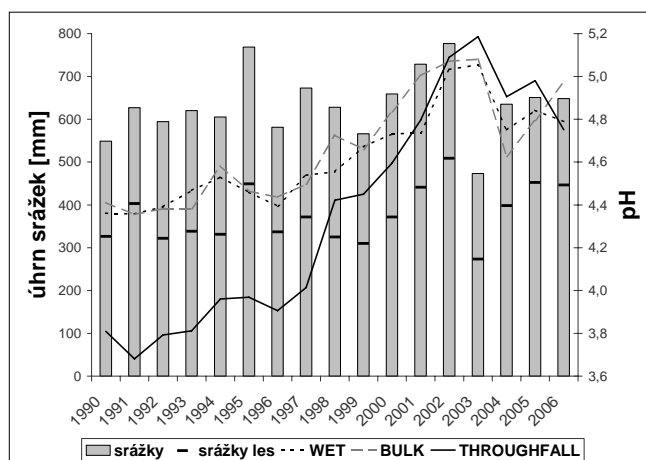
(obr. 7). Nejvýraznější nárůst je registrován u podkorunových srážek, kde se z výchozí úrovně kolem 3,8 na počátku devadesátých let minulého století hodnota pH vyšplhala na 5,2 v roce 2003. Méně výrazný, ale kontinuální nárůst je patrný i u depozice na volné ploše.



Obr. 5: Trend depozice Ca (Košetice 1990 – 2006).



Obr. 6: Látková bilance Ca v lesním povodí (Košetice 1990 – 2006).



Obr. 7: Trend pH ve srážkách (Košetice 1990 – 2006).

## **Závěry**

Významný pokles emisí síry v 90. letech se promítnul do snížení depozice síry na regionální úrovni. Největší pokles byl zaznamenán u podkorunové depozice, což se projevuje také v látkové bilanci povodí. Se snižující se depozicí SO<sub>4</sub>-S zároveň dochází k nárůstu množství síry, které se z povodí uvolňuje.

Dusík se v současné době stává hlavním zdrojem acidifikace a nahrazuje v této roli sloučeniny síry.

Do roku 2003 se zvyšovala hodnota pH ve srážkové vodě, nejvýraznější vzestup je registrován u podkorunových srážek.

## **Literatura**

1. Váňa, M., Holoubek, I. et al. (2007): Košetice Observatory – 20 years. ČHMÚ Praha. ISBN 978-80-86690-46-9.
2. Váňa, M., Dejmal, K. (2004): Trendy atmosférické depozice na české stanici GAW a EMEP Košetice. In: Atmosférická depozice, 29 – 30.6.2004, s. 103 – 110. ISBN 80-02-01659-9.



# Využití laboratorního simulátoru deště pro studium charakteristik povrchového odtoku a vodní eroze v měřítku malého povodí

Tomáš Dostál, Karel Vrána, Pavla Schwarzová, Jana Veselá, Martin Pavel, Alena Jakubíková  
ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství,  
Thákurova 7, 166 29 Praha 6

## Abstract

Exact determination of an amount of runoff, infiltration, runoff velocity, soil loss, etc. makes possible laboratory rainfall simulator of the Department of Irrigation, Drainage and Landscape Engineering, Faculty of Civil Engineering, CTU Prague. From obtained experiment values was measured amount and velocity of surface runoff infiltration and soil loss of the different soil and were calculated soil loss steady state values, as an important indicator of erosion soil properties and the erodibility value, as soil immunity against erosion factors incidence. These are input parameters to mathematics simulation models of rainfall-runoff relations and may be used for classification of soil and water erosion as an implication of extreme hydrologic phenomenon.

**Klíčová slova:** vodní eroze, srážkoodtokové vztahy, erodovatelnost půdy, laboratorní dešťový simulátor.

## Úvod

Za „malé povodí“ je z hydrologického hlediska považována krajina o rozloze v řádech desítek km<sup>2</sup> příslušející toku, jež ji odvodňuje. Chování srážky na tomto území, respektive jejích dopadů na tomto území, je řešeno mnohem podrobněji než v případě pohledu globálního. Ohrožení malého povodí ať již povodní či klimatickým suchem je v porovnání s větším povodím zatíženo mnohem výraznějšími výkyvy na daném území i jinou vahou jednotlivých faktorů. Jedním z těchto faktorů je množství a rychlost povrchového odtoku, jakožto důležitá součást hydrologického cyklu v malém povodí, který má za následek výrazné procesy vodní eroze. V souvislosti s tímto negativním jevem v krajině se kolektiv pracovníků Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství (dále jen KHMKI) již několik let zabývá problematikou erozní ohroženosti půdy jak pro malá tak velká měřítka pohledu. Poznávání jednotlivých zákonitostí chování půdy na krátkém svahu je testováno od roku 2002 pomocí experimentálních dešťových simulací na Laboratorním dešťovém simulátoru Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství (dále jen DS KHMKI).

Význam testování půd pomocí dešťových simulátorů, jak terénních tak i laboratorních, je všeobecně znám a popsán v řadě publikací, např. Janeček a kol. [1]. Základní výhodou těchto zařízení je možnost uskutečnit a opakovat velké množství experimentů, které není možné v přirozených podmínkách bez čekání na příslušný přirozený déšť požadovaných parametrů v reálném čase získat. Naopak, za základní nevýhodu, zejména u laboratorních dešťových simulátorů, lze považovat neschopnost zajistit zcela identické podmínky půdního vzorku jako jsou v krajině. A to i při použití malého „neporušeného“ vzorku, případně vzorku jenž byl dostatečně dlouhou dobu ponechán v přírodních podmínkách. Přesto však lze s použitím kompromisů a verifikací i na laboratorních dešťových simulátorech formulovat zákonitosti procesu vytváření povrchového odtoku v krajině a veličin s ním souvisejících, např. dobu koncentrace a kulminace u povodňových událostí na malých hydrologických povodích.

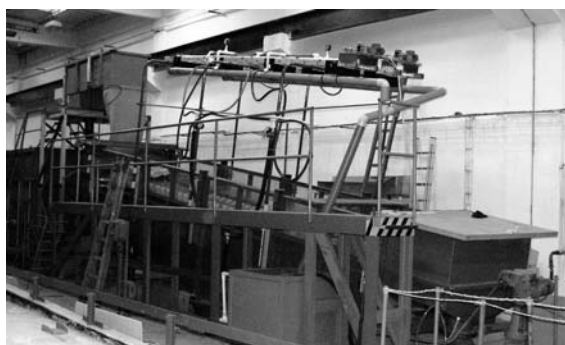
## Materiál a metody – stručné základní údaje DS KHMKI a dosavadní přehled testovaných půd

Zmiňovaný laboratorní dešťový simulátor (obr. 1) se již několik let nachází ve vodohospodářské hale Fakulty stavební ČVUT Praha. Umístěním na hydraulickém sklopném žlabu umožňuje simulovat sklony půdního povrchu od 2° od 8° a pomocí řídicího počítače vytváří intenzity jemného až přívalového deště o intenzitě 30, 40, 50 a 60 mm.h<sup>-1</sup>. Zařízení je v ČR unikátní a od jeho zprovoznění v roce



1999 je metodika měření postupně kalibrována a zdokonalována. Podrobný popis metodiky je uveden např. v Dostál a kol. [2].

Pro chování srážko-odtokových veličin na půdách ve svahu je obecně platná řada teoretických zásad. Od roku 2002, kdy byla testována první jílovitohlinitá zemina z lokality Horoměřice, již došlo na DS KHMKI ke třem experimentálním „setům“, tj. k testování vždy jednoho půdního vzorku periodicky v průběhu roku. Zemina odebraná v terénu je po dopravě umístěna do erozního kontejneru, jehož délka je 4 m a šířka je 0,9 m (obr. 2). V tomto kontejneru porušený půdní vzorek mocnosti 15 cm nejprve konsoliduje a následně je zhruba v týdenním intervalu zadešťován simulacemi různých intenzit při různých sklonech. Proces vysýchání a opakovaného zadešťování, vytváření krusty, následná změna chování po nakypření, sledování infiltrace v průběhu srážky a vývoj rychlostí povrchového odtoku, to vše jsou procesy, které tým pracovníků na DS KHMKI sleduje, zaznamenává a vyhodnocuje. Po provedení jednoho setu měření na vzorku zeminy z Horoměřic (v r. 2002 až 2003) došlo k testování písčitohlinité půdy z lokality Třebšín (v r. 2004 až 2006), následně byla v letech 2006 až 2007 testována hlinitopísčité půdy z lokality Neustupov. Konečně poslední set měření (dosud probíhající) 2007 až 2008 se týká opět jílovitohlinité zeminy, tentokrát však z lokality Klapý na Litoměřicku. Dosavadní výsledky jsou uvedeny například v publikaci Schwarzová a kol [3]. Přehled základních charakteristik jednotlivých půd použitých pro měření uvádí tab.1.



Obr. 1: Laboratorní dešťový simulátor KHMKI.

Obr. 2: Naplněný erozní kontejner s kontrolním vzorkem.

Tabulka 1: Srovnání fyzikálně-chemických charakteristik dosud testovaných zemín z lokalit Horoměřice, Třebšín, Neustupov a Klapý.

Půdní druh	klasifikace dle Nováka	Jílovitohlinitá půda Horoměřice Odběr: 04/2003	Písčitohlinitá půda Třebšín Odběr: 05/2004	Hlinitopísčité půdy Neustupov Odběr: 06/2006	Jílovitohlinitá půda Klapý Odběr: 05/2007
Jíl	<0,002 mm	25 %	5 %	4 %	30 %
prach	0,002 – 0,063	58 %	60 %	41 %	54 %
písek	0,063 – 2,000	17 %	35 %	55 %	16 %
štěrk	>2,0 mm	7 %	20 %	16 %	3,9 %
humus	C <sub>ox</sub> *1,724	3,0 %	2,4 %	2,7 %	3,8 %
Půdní reakce	~	slabě alkalická	slabě kyselá	slabě kyselá	slabě alkalická
Propustnost	z hlediska fyzikálních vlastností	velmi nepropustná	propustná	málo propustná	velmi nepropustná

Zeminy testované v erozním kontejneru DS KHMKI byly vždy pečlivě voleny. Zemina z Horoměřic umožnila první test nově zkonstruovaného zařízení a ověření platnosti teoretických závislostí. Písčitohlinitá půda v lokalitě Třebsín (na experimentálních plochách VÚMOP Praha v Třebsíně) byla testována přirozenými srážkami i terénním dešťovým simulátorem VÚMOP Praha. V lokalitě se půda nachází na svahu podobných parametrů jaké umožňuje DS KHMKI a nabízí tak porovnání dosažených hodnot v terénu a v laboratoři. Půda z Neustupova byla vybrána s cílem laboratorně stanovit charakteristiky erozních veličin pro měrné povodí KHMKI, kde se v budoucnu plánuje založení experimentálních ploch katedry. A konečně zemina z Klapý, opět intenzivně zemědělsky využívané lokality jako všechny předchozí, je testována v terénních podmínkách od roku 2006 i terénním dešťovým simulátorem VÚZT Praha Ružyně pod vedením doc. Hůly.

Testování úrodných zemědělských půd, umístěných v krajině na svažitéch pozemcích, je prováděno z důvodu rizika významné erozní činnosti vlivem nedostatečně chráněného půdního povrchu vegetací v průběhu roku. Zejména po dešťových událostech jsou tyto plochy těžištěm erozní činnosti v povodí a odnosu cenné ornice do níže položených svodných prvků (údolnic, příkopů, toků, nádrží atd.). Každá testovaná zemina, pro kterou byly zjišťovány základní srážko-odtokové parametry (vznik a průběh povrchového odtoku během deště, vznik a průběh smyvu půdy v průběhu deště, vznik a průběh infiltrace v průběhu deště a ustálená rychlost povrchového odtoku), vykazovala odlišnosti experimentálního charakteru. Společným cílem však bylo získat pomocí laboratorního dešťového simulátoru potřebná data pro výpočet erodovatelnosti půdy, tj. náchylnosti půdy k erozi, které by bylo možné dále využít jako vstupy pro matematické simulační modely používané na KHMKI, viz Koláčková, [4]. Spolu s charakteristickými vlastnostmi vybraných půd tak bude moci vzniknout „katalog testovaných půd v experimentálních podmínkách laboratorního dešťového simulátoru“, jako obdoba používané databáze v SRN s významem zejména pro studium hydrologie malých povodí.

## Výsledky a diskuse

Chování jednotlivých srážko-odtokových veličin pro prognózy erozních a povodňových jevů má obecné zákonitosti, které jsou v podmínkách testování na laboratorním dešťovém simulátoru ověřovány. Přesto však řada měřených veličin vykazuje mírné změny i dle parametrů „na kterých by neměla záviset“ (např. obecně povrchový odtok není závislý na sklonu testované půdy atp.). V průběhu experimentů dochází tedy ke sledování řady veličin, z nichž jsou vyhodnocovány zejména:

- a) Podmínky odběru zeminy a následná konsolidace půdního vzorku v erozním kontejneru
- b) Počátek vzniku povrchového odtoku a jeho vývoj v průběhu simulace
- c) Rychlost ustáleného povrchového odtoku a její závislost na intenzitě srážky a sklonu půdního povrchu
- d) Množství půdního smyvu a jeho vývoj v průběhu simulace
- e) Vývoj vlhkosti půdního vzorku v průběhu setu experimentů
- f) Sledování infiltrace v průběhu srážky v jednotlivých etážích půdního vzorku
- g) Vytváření krusty na povrchu půdního vzorku a následná změna chování srážko-odtokových parametrů po jeho nakypření

Předmětem této publikace jsou body a) až d).

### a) Odběr zeminy

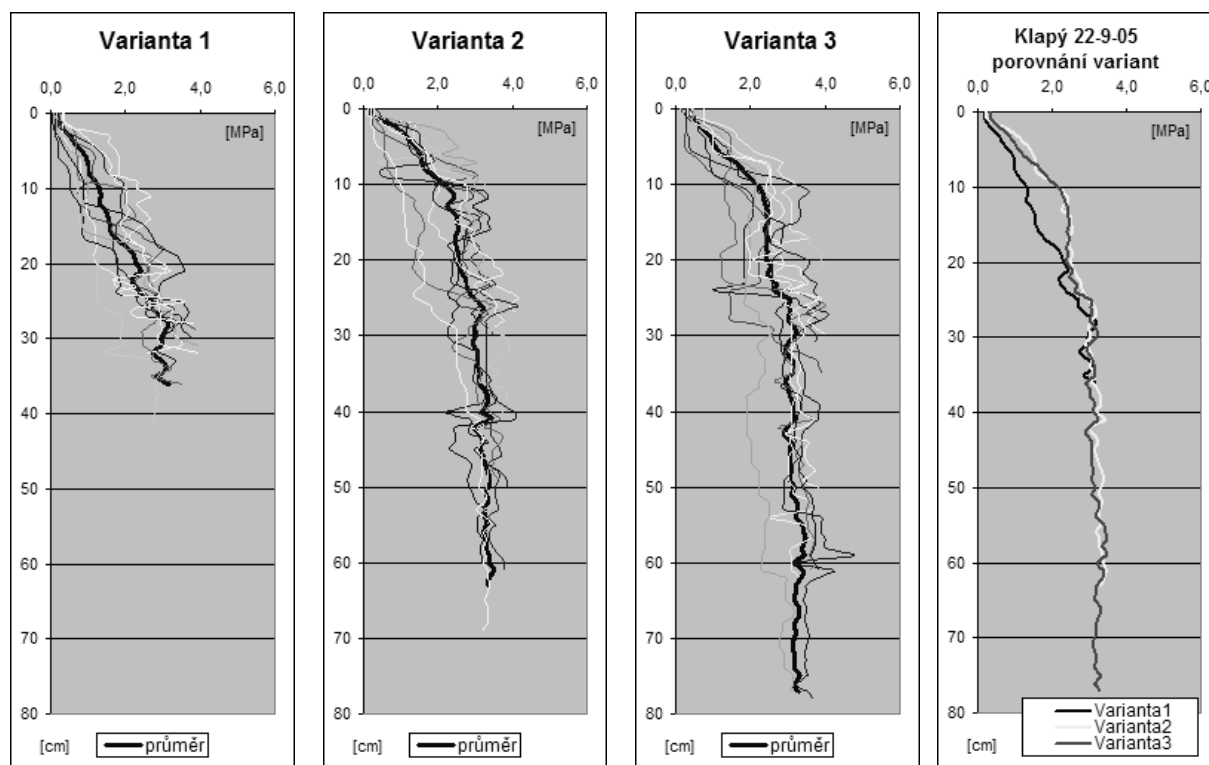
Předmětem testování v erozním kontejneru je vždy reprezentativní vzorek orniční vrstvy, která je typická pro danou zemědělskou oblast. Odběr zeminy probíhá vždy na konci jara/začátku léta, neboť je snaha o zajištění standardních terénních podmínek pro získání kypré avšak nepřemokřené půdy. Odběr půdy byl zpočátku prováděn ručně, ve snaze o maximální šetrnost k půdní struktuře vzorku a vzhledem k mělké vrstvě jeho odběru. V případě nutnosti odběru půdy mimo konkrétní lokalitu (např. na experimentální ploše), dochází k odebrání půdy v její těsné blízkosti (případ půd z Třebsína, Neustupova). Na těchto „sousedních“ pozemcích dochází nejprve k šetrnému sejmutí travního drnu. Objemová hmotnost půdy je dokumentována pomocí neporušených půdních vzorků a poté je zemina odebírá-

na ručním kypření a nakládána na valník nákladního automobilu. Pro v pořadí čtvrtý set experimentů (zemina z lokality Neustupov) byl půdní vzorek prvně získán pomocí nakladače s profesionální obsluhou, jež nám garantovala mechanizovaný a přesto šetrný odběr zeminy. Sloupnutí travního drnu bylo provedeno nakladačem mělce a rovnoměrně, tj. byl dodržen odběr povrchové vrstvy zeminy do hloubky pouze cca 15 cm. S ohledem na zachování přirozené struktury půdy nebylo při odběru použito mechanizací po ploše odběru vzorku. Přehled vybraných odběrových charakteristik pro dosud testované vzorky půd uvádí tab. 2.

Tabulka 2: Přehled odběrových charakteristik pro dosud testované vzorky půd.

Půdní vzorek	Půdní druh	Objemová hmotnost ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )		Vlhkost (% obj.)	
		Odběrová hmotnost v terénu	Počáteční hmotnost vzorku po konsolidaci	Odběrová vlhkost v terénu	Počáteční vlhkost vzorku po konsolidaci
Třebsín	Písčitohlinitá	1180	1120	31,8	32,3
Neustupov	Hlinitopísčítá	1358,7	1295	34,4	36,8
Klapý	Jílovitohlinitá	1349,1	1047	32,7	39,2

Významná z hlediska hydrologických jevů v krajině je nejen povrchová vrstva půdy (její koeficient hydraulické vodivosti), ale též struktura spodnějších vrstev půdního profilu. Společně zajišťují dobré vsakovací schopnosti půdy zejména na počátku srážky, velikost zadrženého objemu vody (podíl na transformaci povodňové vlny) a pozdější vytváření povrchového/podpovrchového odtoku. Proto byly v lokalitě odběru vzorku zeminy v Klapý prováděny též penetrace statickým ručním penetrem Eijkelkamp. Prostřednictvím pořízených penetrogramů bylo nahlédnuto do ulehlosti hlubších vrstev půdy (tento typ penetrometru měří do hloubky 80 cm) a též bylo zjišťováno případné technologické ztuhnutí půdního profilu v závislosti na způsobu obdělávání půdy.



Obr. 3: Penetrogramy pro půdu z lokality Klapý.

Dne 22.9. 2005 byly v odběrové lokalitě testovány tři varianty obdělávání půdního povrchu – klasická orba do hloubky 22 cm (varianta 1), ochranné kypření do hloubky 10 cm (varianta 2) a ochranné kypření do hloubky 15 cm (varianta 3). Z obr. 3 je patrné srovnání prostupnosti statickým ručním penetrometrem za stejných vlhkostních podmínek pro všechny tři varianty obdělávání zemědělské půdy a též hodnoty dosahovaných penetračních odporů v MPa v jednotlivých hloubkách průniku. Podrobnější informace o výsledcích testování lze najít např. v práci Soukupové [5].

#### b) Vznik a vývoj povrchového odtoku

Po dostatečné konsolidaci půdního vzorku v erozním kontejneru jsou hodnoty objemové hmotnosti a vlhkosti blízké podmínkám terénního odběru. Nastává zahájení setu experimentů zhruba s týdenní periodicitou. Zásadní veličinou, na kterou je zaměřena pozornost na DS KHMKI, je povrchový odtok a jím odnášený půdní smyv. Ztráta cenné ornice z mírně svažitých zemědělsky obdělávaných pozemků může být tímto zařízením velice podrobně simulována. Erozní kontejner šíře 0.9 a délky 4 m umožňuje vytváření plošného a postupně i do malých rýžek soustředěného povrchového odtoku, sledování množství smyvových částic i texturních změn granulometrickou analýzou odtoku a do budoucna například také simulaci vlivu ochranného mulčování.

Na obr. 4 je zachycen charakteristický vývoj povrchového odtoku pro vzorek jílovitohlinité zeminy z lokality Klapý v gramech smyvů za minutu. Uvádí vliv různých intenzit simulovaného deště na množství produkovaného povrchového odtoku pro konstantní sklon erozního kontejneru 4°. Patrná je odlišnost zejména křivek pro měření č.1 (první testování na čerstvě zkonsolidovaném vzorku) a pro měření č. 10 (nakypřený půdní povrch do hloubky 5 cm). V legendě jednotlivých křivek je vždy uveden sklon půdního povrchu/stav povrchu bez úprav nebo kypřený/intenzita simulovaného deště/pořadí měření v setu od naplnění erozního kontejneru.

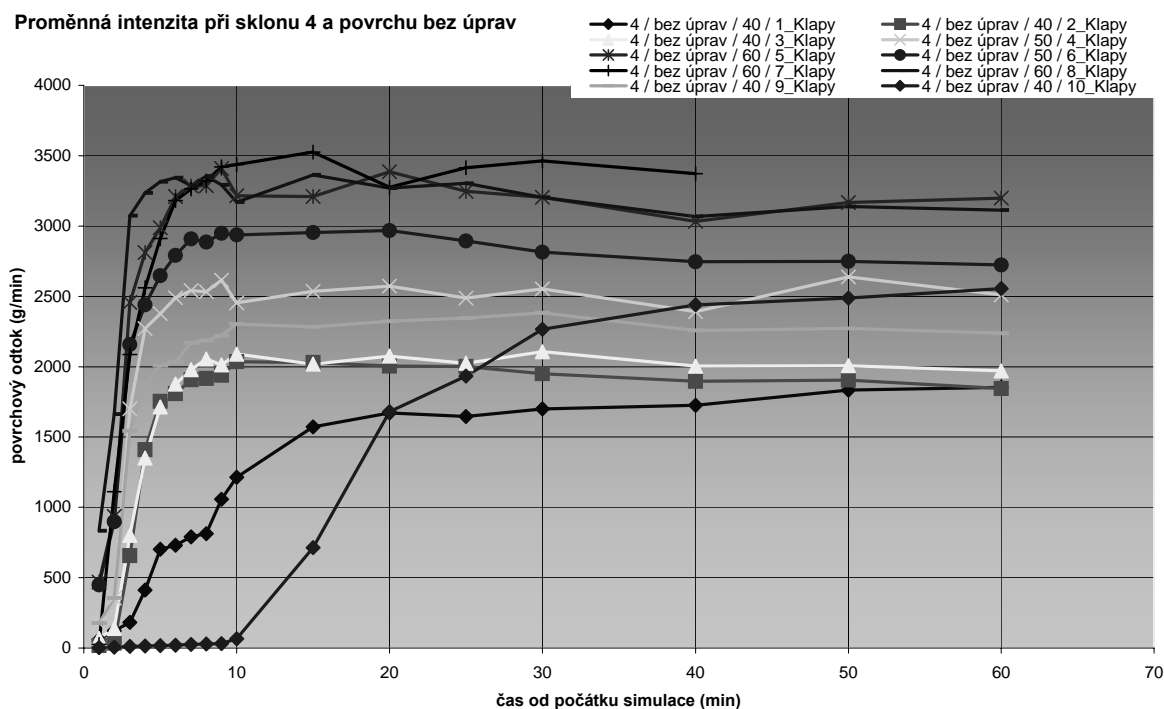
Z hlediska hydrologických jevů v krajině je významnou též doplňková křivka ke křivce vývoje povrchového odtoku – křivka průběhu infiltrace srážkové vody do půdy. Jejím nejvyšším bodem (horní hranicí) je konstantní hodnota skutečně naměřené intenzity simulovaného deště v průběhu experimentu. Stejně jako u průběhu povrchového odtoku i u infiltrace dochází po několika minutách srážky k ustálení hodnot. Z obr. 4 je patrná ustálená hodnota povrchového odtoku pro zeminu z lokality Klapý, která nastává po desáté až dvacáté minutě od počátku měření.

Během dešťové simulace je též sledován čas „vzniku povrchového odtoku“. Za něj je na DS KHMKI považováno první dosažení souvislého množství povrchového odtoku do měrné nádoby, vzdálené 1,3 m od přelivné hrany erozního kontejneru a je jím stanoven reálný počátek erozních jevů. Sledován je též vliv rozdílné drsnosti (krustovaný/kypřený povrch) na množství a zpoždění povrchového odtoku. Vzhledem velkému množství dat a proměnných, které směřují ke stanovení doby koncentrace jsou v tab. 3 uvedeny časy vzniku povrchového odtoku pouze orientačně pro jednotlivé půdy a podrobná analýza pozorovaného povrchového odtoku je předmětem samostatné studie.

#### c) Rychlost ustáleného povrchového odtoku

Významná veličina pro erozní a transportní procesy na povrchu půdy je rychlost povrchového odtoku. Na erozním kontejneru délky 4 m je měřena postupně v 7 dílčích půlmetrových úsecích (první, nejvýše položený úsek kontejneru není měřen), vždy v ustálených podmínkách plošného povrchového odtoku. Pro kontrolu dat je rychlost měřena v několika opakovaných, zpravidla čtyřech, až do konce simulace, tj. většinou do 60. minuty. Výsledná hodnota rychlosti pro danou simulaci (pro konkrétní podmínky sklonu půdního povrchu, drsnosti a intenzity deště) je stanovována jako průměrná po vyloučení výrazně odchylnějších měření.

Jako tracer – stopovací médium – je úspěšně používáno barvivo Rhodamin Blue. Pro jílovitohlinitou půdu z lokality Klapý poprvé docházelo k nutnosti zvážit použití i jiných stopovacích médií díky velké sorpci barviva zeminou s velkou sorpční mohutností. Měření rychlosti povrchového odtoku proto vyžadovalo vyšší dávky traceru pro dostatečné sledování jeho drah.



Obr. 4: Graf vývoje povrchového odtoku v čase simulované srážky.

Tabulka 3: Časy vzniku povrchového odtoku pro dosud testované vzorky půd.

Půdní vzorek	Půdní druh	Vznik povrchového odtoku na erozním kontejneru	
		Povrch vzorku bez úprav (m.s <sup>-1</sup> )	Povrch vzorku kypřený (m.s <sup>-1</sup> )
Třebsín	písčitohlinitá	0:57 až 1:49	1:46 až 5:25
Neustupov	hlinitopísčitá	0:47 až 1:12	2:30 až 4:05
Klapý	jílovitohlinitá	0:56 až 1:41*)	1:13 až 8:00 *)

\*) hodnoty uvedené pro zeminu Klapý obsahují s ohledem na dosud neukončené testování pouze měření na sklonu žlabu 4°

Tabulka 4: Výsledné hodnoty rychlostí povrchového odtoku pro dosud testované vzorky půd.

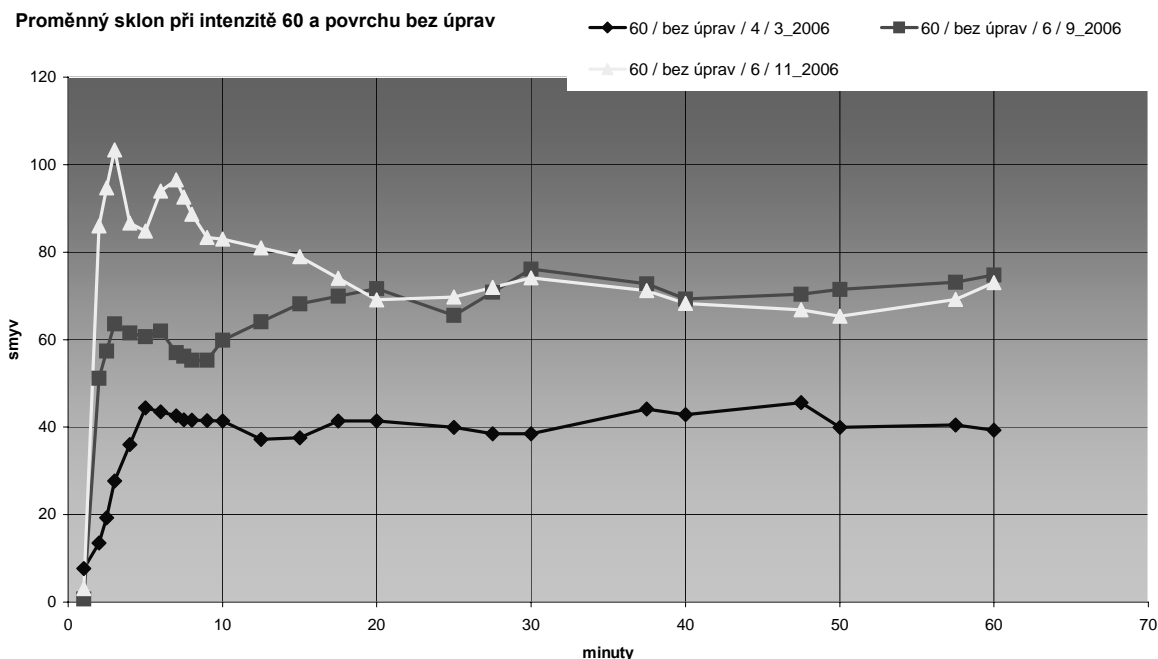
Půdní vzorek	Výsledné hodnoty rychlosti povrchového odtoku Povrch vzorku bez úprav (m/s)	Výsledné hodnoty rychlosti povrchového odtoku Povrch vzorku kypřený (m/s)
Třebsín	0,048	0,049
Neustupov	0,046	0,054
Klapý	0,032 *)	0,023 *)

\*) hodnota uvedená pro zeminu Klapý obsahuje s ohledem na dosud neukončené testování pouze měření na sklonu žlabu 4°

Fakt, že nejvíce ovlivňuje rychlost povrchového odtoku intenzita simulovaného deště však pro dosud testované půdy (Třebosín, Neustupov i Klapý) nebyl jednoznačně prokázán. Zdrojová data (měření rychlosti povrchového odtoku v jednotlivých úsecích) jsou nerovnoměrná po délce kontejneru a v současné době jsou statisticky vyhodnocována pomocí Normálního rozdělení v další dílčí studii. Z tab. 4 je vidět, že jednoznačně prokazatelné nebylo ani zpomalení rychlosti povrchového odtoku vlivem nakypření půdního povrchu (zvýšení drsnosti) pro všechny dosud testované půdy. Naopak, v některých případech (zejména u simulací vyšších intenzit) docházelo k rychlejšímu „vyhlazení“ nakypřeného povrchu a tím k vyšším rychlostem povrchového odtoku v ustálených podmínkách a to i v dalších následujících simulacích.

#### d) Velikost půdního smyvu a jeho vývoj v průběhu simulace

Z hlediska hydrologie malých povodí způsobuje ztráta půdy zejména zmenšení kapacity retenčních prostorů a zhoršení kvality recipientů. Charakter ztrát závisí především na půdním druhu, který je určen zrnitostním složením půdy. Jemné částice, které jsou nejnáchylnější k odnosu, též bohužel reprezentují nejúrodnější část půdy. Podle jednotlivých půdních druhů se výrazně lišily i křivky vývoje půdního smyvu z laboratorních simulací. Množství částic vymytých z půdy v průběhu ročního setu experimentů bylo určeno z rozdílu texturních frakcí stanovených před začátkem prvního a po ukončení posledního experimentu.



Obr. 5: Srovnání vývoje půdního smyvu pro intenzitu 60 mm/h, proměnlivý sklon a půdní vzorek Neustupov.

Na obr. 5 je ukázka vývoje půdního smyvu pro vzorek zeminy z lokality Neustupov. Hodnoty smyvu jsou opět uváděny v gramech za minutu pro celou plochu erozního kontejneru a v průběhu simulace dochází opět cca ve 20. minutě k jejich ustálení. Křivka dosahující nejnižších hodnot smyvu reprezentuje podmínky sklonu 4° a následující dvě sklon 6°. Ve všech případech se jedná o intenzitu simulovaného deště 60 mm.h<sup>-1</sup> a výsledky potvrzují výrazný vliv sklonu na půdní smyv. Trojice křivek byla vybrána záměrně, neboť zachycuje vliv nakypření půdního vzorku i vliv jeho „stárí“ na nárůst hodnot půdního smyvu na počátku srážky. Rozdíl mezi křivkami z devátého a jedenáctého experimentu vystihuje porušení půdního povrchu kypřením před experimentem č. 10. Je tedy zřejmé, že průběh křivky půdního smyvu se pro kypřené podmínky půdního vzorku podle půdního druhu projevuje s klesající tendencí ještě v několika následujících simulacích.

## **Závěr a budoucí experimenty**

Laboratorní dešťový simulátor KHMKI umožňuje detailní pohled na chování srážko-odtokových veličin na krátkém svahu. Zaměřuje se na sledování jevů a procesů, které jsou v přírodních podmínkách hůře postihnutelné. Intenzity přívalových srážek, ale i krustované půdní povrchy vlivem procesu vysychání jsou opakovaně simulovány pro erozně nejvíce ohrožené půdní druhy v ČR. Pro testované půdní druhy byly stanoveny závislosti povrchového odtoku a ztráty půdy na intenzitě deště a sklonu svahu. Výpočtem hodnot erodovatelnosti půdy pro matematický simulační model WEPP přispívá Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství Fakulty stavební ČVUT k poznatkům o vodním režimu povodí a důsledcích hydrologických extrémů.

## **Poděkování**

Tento výzkum byl financován z výzkumného záměru VZ 02 CEZ MSM 6840770002 Revitalizace vodního systému krajiny a měst zatíženého významnými antropogenními změnami.

## **Literatura**

- [1] JANEČEK, M. a kol., 2002: Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV Praha, 201s., ISBN-85866-85-8.
- [2] DOSTÁL, T. a kol: Závěrečná zpráva projektu COST – 1P04OC634.001 „On- and Off-site Environmental Impacts of Runoff and Erosion, ČVUT Praha, 2008.
- [3] SCHWARZOVÁ, P., DOSTÁL, T., VRÁNA, K., VESELÁ, J.: Experimentální stanovování erozních charakteristik pomocí dešťových simulátorů, In: Extrémní hydrologické jevy v povodích. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery 2005. ČVUT Praha, Fakulta stavební, ČSVHVTS. Praha, listopad 2005, str. 161–168, ISBN: 80-01-03325-2.
- [4] KOLÁČKOVÁ, J., 2005: Stanovení erodovatelnosti půdy experimentálními metodami. Doktorská disertační práce, ČVUT v Praze, 56 s.
- [5] SOUKUPOVÁ, L., 2005: Testování penetrolgeru na strukturních a nestrukturních půdách. Diplomová práce, ČVUT v Praze, 70 s.

# Numerical study of the ponded infiltration experiment under different experimental conditions

Jaromír Dušek, Michal Dohnal, Tomáš Vogel  
Department of Hydraulics and Hydrology, Faculty of Civil Engineering CTU,  
Thákurova 7, 166 29 Prague, Czech Republic

## Abstract

One of the most important properties of porous medium, affecting the flow regime in the soil profile, is the topsoil saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ). Laboratory-determined  $K_s$  often fails to characterize properly the respective field value; the  $K_s$  lab estimation requires labor intensive sampling and fixing procedures, difficult to follow in highly structured and stony soils. Thus simple single- or double-ring ponded infiltration experiments are frequently performed in situ to obtain the required field scale information. In the present study, several important effects, affecting the infiltration rate during the infiltration experiments, are analyzed using three-dimensional axisymmetric finite-element model S2D. The examined effects involve: (1) the diameter of the infiltration ring, (2) the depth of water in the ring, (3) the depth of the ring insertion under the soil surface, and (4) the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall. The analysis suggests that the ring insertion depth influences the infiltration rate significantly. The simulated infiltration rates also exhibit high sensitivity to the shape of the finite-element mesh near the ring wall.

**Keywords:** infiltration, ring infiltrometer, depth of insertion, head of ponding, soil hydraulic properties, porous media, axisymmetric three-dimensional numerical model.

## Introduction

The topsoil saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ) is one of the most important properties of porous medium affecting the flow regime in the soil profile. Laboratory-determined  $K_s$  often fails to characterize properly the respective field value; the  $K_s$  lab estimation requires labor intensive sampling and fixing procedures, difficult to follow in highly structured and stony soils. Thus simple double- or single-ring ponded infiltration experiments are frequently performed in situ to obtain the required field scale information.

The infiltration experiment may be performed using suction mini-disk infiltrometer or ponded infiltration into inserted ring. The water supply from the infiltrometer inevitably causes a three-dimensional character of water regime in the soil profile. Capillary forces dominate at the beginning of the field infiltration experiment. As the infiltration rate approaches a quasi steady-state condition, gravity forces become also important.

From the disk steady-state infiltration rate it is possible to determine the hydraulic conductivity using analytical solutions (Ankeny et al., 1991). Transient infiltration data can be used as well to accomplish this goal; however the inverse procedures must be invoked (e.g. Ramos et al., 2006). The inverse analysis was used to obtain  $K_s$  from field ponded infiltration experiment e.g. by Vogel and Císlerová (1993).

Recently, several studies on the geometrical setup of the single- or double-ring infiltration experiments (e.g. the depth of water in the ring, the ring diameter and the ring insertion) were published. Chowdary et al. (2006) analyzed in situ the geometrical setup of the infiltration aiming at proper design and management of field irrigation systems. Three-dimensional numerical studies of the field infiltration experiments were carried out by e.g. Reynolds and Elrick (1990) and Wu and Pan (1997). Wu and Pan (1997) attempted to develop a generalized infiltration solution and evaluated the respective geometrical effect on infiltration curve. Reynolds and Elrick (1990) defined an effective shape factor which assesses the geometrical setup of the infiltration experiment; in their study the shape factor was



used to calculate field  $K_s$ . Numerical studies of the infiltration experiment were also conducted e.g. by Šimůnek (1988) and Touma et al. (2007).

The objective of this paper is to evaluate numerically four different factors that determine the infiltration rates during the field infiltration experiments and the resulting values of the saturated hydraulic conductivity. The analyzed factors involve: (1) the diameter of the infiltration ring, (2) the depth of water in the ring, (3) the depth of the ring insertion under the soil surface, and (4) the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall.

## Material and methods

The mathematical modeling comprised of three-dimensional axisymmetric simulations carried out by a two-dimensional code S2D (Vogel et al., 2000). The modified van Genuchten model (Vogel et al., 2001) was used for the parameterization of unsaturated hydraulic conductivity function.

The governing partial differential equation called Richards' equation is assumed in the following form

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla h) + \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla z) \quad (1)$$

where  $h$  is the soil water pressure head [L],  $\mathbf{K}$  is the hydraulic conductivity tensor [L T<sup>-1</sup>],  $C$  is the specific capacity [L<sup>-1</sup>],  $z$  is the vertical coordination oriented upward, and  $t$  denotes time [T]. The conductivity tensor was assumed to be isotropic, i.e. the conductivity is defined at any particular location and time by a single scalar value.

Table 1 shows the hydraulic parameters used for the simulation experiments. In this study, we used a homogeneous soil profile. The soil belongs to the Cambisol group.

Table 1. Parameters of the modified van Genuchten model.

Depth	$\theta_r$	$\theta_s$	$h_s$	$\alpha$	$n$	$K_s$
cm	–	–	cm	cm <sup>-1</sup>	–	cm h <sup>-1</sup>
0 – 150	0.01	0.461	-3.42	0.083	1.111	5.0

The pressure head of  $h = -1000$  cm was supposed in the entire two-dimensional region as the initial condition. The 2D finite-element mesh (see Figure 6) rotates along the left vertical boundary, thus creating three-dimensional axisymmetric domain with dimensions of 200 x 150 cm. The height of the domain was chosen so that the lower boundary does not affect the infiltration rate at the soil surface. A Dirichlet boundary condition with prescribed value of pressure head was used for the flooded area of the infiltration ring. The horizontal bottom face was treated as a unit hydraulic gradient boundary. All other faces were assumed to be impermeable boundaries.

The numerical experiments closely examine the effects of the following conditions on water infiltration: (1) the diameter of the infiltration ring, (2) the depth of water in the ring, (3) the depth of the ring insertion under the soil surface, and (4) the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall. The individual and combined effects were analyzed in detail by three-dimensional axisymmetric simulations performed by a two-dimensional numerical model S2D.

The geometry of the infiltration experiment is depicted in Figure 1. In the subsequent simulation runs, the diameter of the infiltration ring varied from 35.7 cm to infinity ( $D = 35.7, 61.8, \infty$ ). The ring diameter of infinite length was imitated by one-dimensional water flow simulation using HYDRUS model (Vogel et al., 1996). The depth of water  $H$  in the ring was alternatively assumed as 0, 5, and 10 cm respectively. The depth of the ring insertion  $I$  under the soil surface was supposed to be 0, 5, 10,

and 20 cm below the soil surface respectively. Finally, the impact of the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall was tested by using two different meshes.

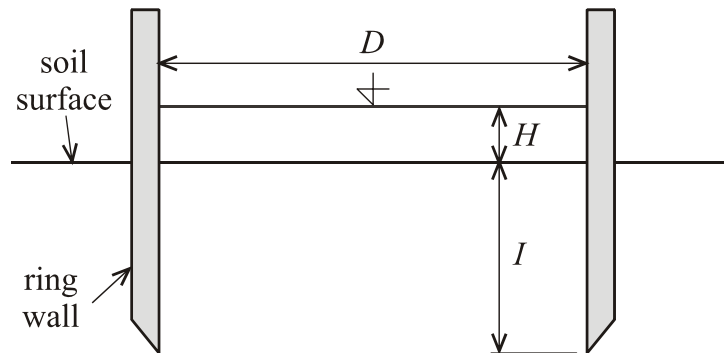


Figure 1. Schematic of the single ring infiltration experiment. Symbol  $D$  stands for the diameter of the ring,  $H$  the depth of water in the ring, and  $I$  denotes the depth of the ring insertion under the soil surface.

## Results and discussion

Figure 2 illustrates the effect of changing the diameter of the infiltration ring by showing the infiltration rate vs. time throughout the infiltration experiment. Only the one-dimensional simulation rates (marked as  $D = \infty$  in Figure 2) asymptotically approach the value of saturated hydraulic conductivity. For the three-dimensional scenarios, steady-state infiltration rate is higher than  $K_s$ . This is caused by the three-dimensional character of the wetting front. The smaller the diameter of the ring higher the steady-state infiltration rate. By further increasing the ring diameter, the 3D simulation results will converge to the “ $D = \infty$ ” infiltration curve. A similar trend of the infiltration rates in response to varying  $D$  is also predicted for other combinations of  $H$  and  $I$  (not shown in this paper).

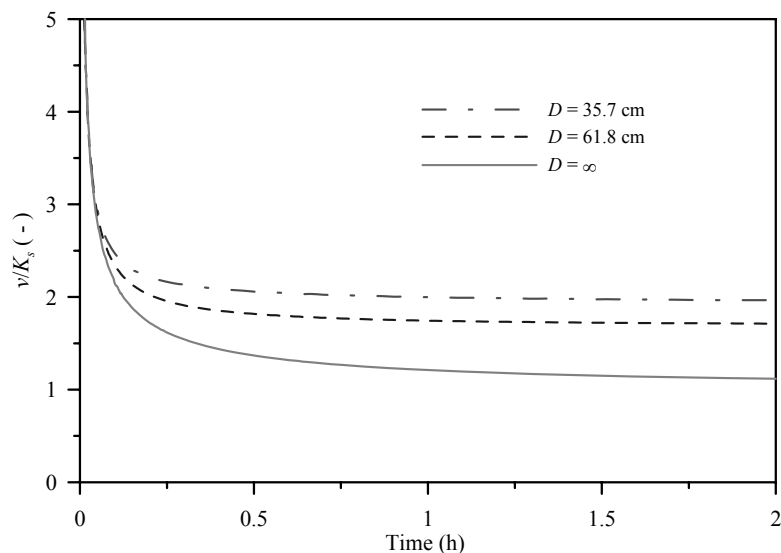


Figure 2. The effect of changing the ring diameter  $D$ . The depth of water in the ring  $H = 5$  cm, the depth of the ring insertion  $I = 5$  cm. The ring diameter of infinite length corresponds to one-dimensional water flow simulation ( $D = \infty$ ).

In Figure 3, the effect of varying the depth of water  $H$  in the ring is shown. From the figure, it seems obvious that higher water level maintained in the ring delivers larger infiltration rates due to greater

pressure gradient. Again, a similar trend of the infiltration rates in response to varying  $H$  is simulated for other combinations of  $D$  and  $I$  (not shown here).

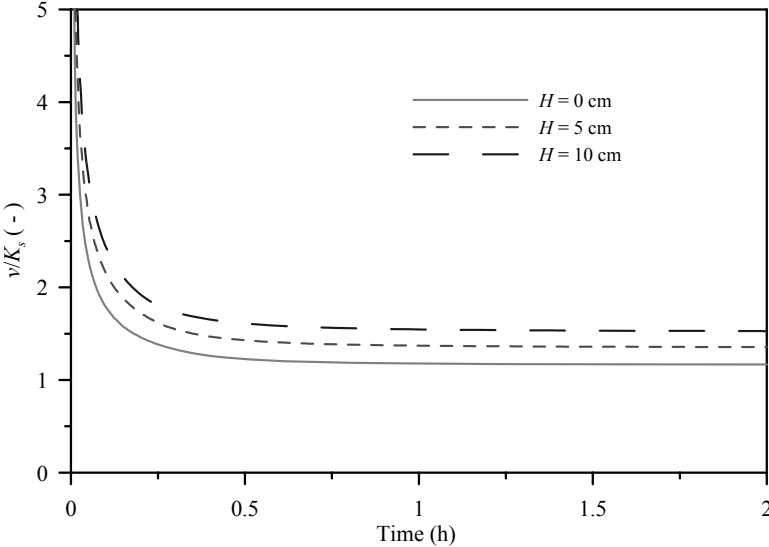


Figure 3. The effect of changing the depth of water  $H$  in the ring. The ring diameter  $D = 61.8$  cm, the depth of the ring insertion  $I = 20$  cm.

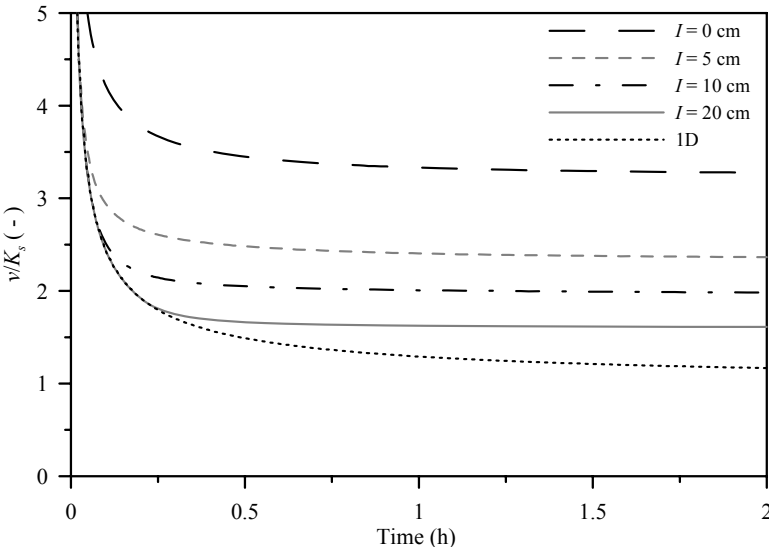


Figure 4. The effect of changing the depth of the ring insertion  $I$ . The depth of water in the ring  $H = 10$  cm, the ring diameter  $D = 35.7$  cm.

The effect of changing the depth of the ring insertion on the infiltration rate is shown in Figure 4. Substantial deviations among the simulations with different  $I$  are predicted. It is obvious that if the ring insertion is not considered in the mathematical modeling of the ponded infiltration a significant overestimation of the infiltration rates is obtained. The error in prediction increases with the depth of the ring insertion under the soil surface. For our particular case study, the difference between inserted and non-inserted ring simulation was as high as  $3K_s$ . The effect of the depth of the ring insertion is intensified for greater depths of water in the ring  $H$ . As one can expect the effect of the insertion depth becomes less important for larger sizes of the infiltration ring.

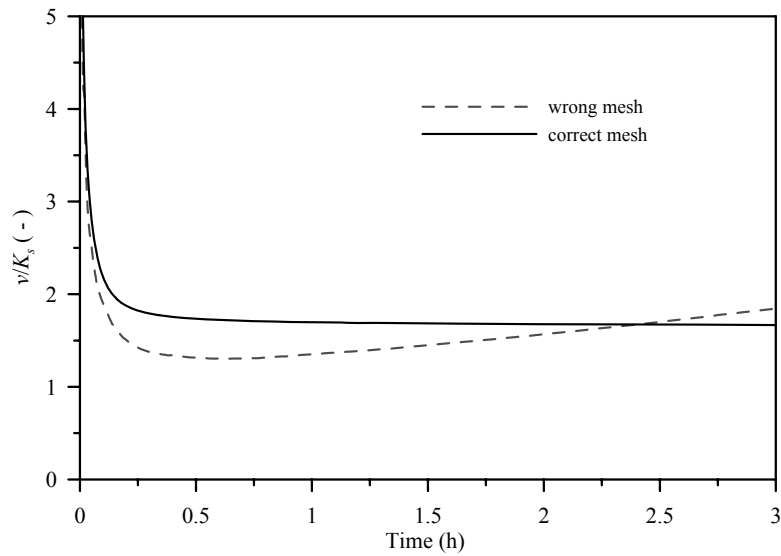


Figure 5. The effect of changing the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall. The results for the simulations using “wrong” and “correct” computational meshes are shown. Scenario with  $D = 35.7$  cm,  $H = 5$  cm, and  $I = 10$  cm.

The effects of changing the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall are shown in Figure 5 and Figure 6. Figure 5 depicts the simulated infiltration rate (for  $D = 35.7$  cm,  $H = 5$  cm, and  $I = 10$  cm) as a function of time for the scenario with two different finite-element computational meshes. The two simulation scenarios are referred to as “wrong mesh” and “correct mesh”, respectively. The correct mesh was constructed as the finite mesh of irregular triangular elements in contrast to wrong mesh. In addition, minimum allowed element angle for correct mesh was specified so that the element anisotropy was small. The simulated infiltration rates exhibit high sensitivity to the shape of the finite-element mesh near the ring wall (Figure 5).

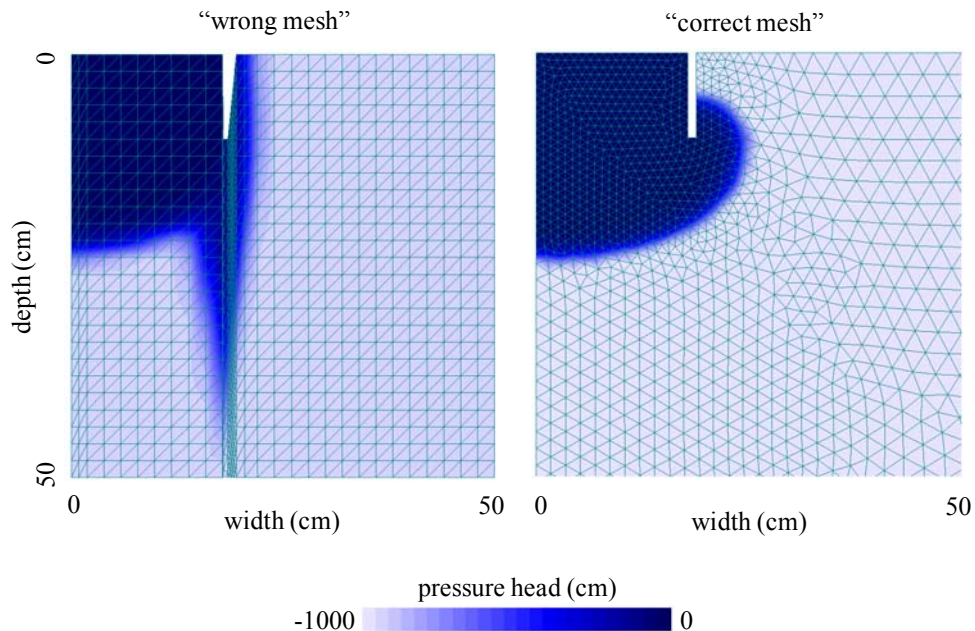


Figure 6. A 2D pressure head field assuming “wrong” and “correct” finite-element computational mesh. The simulation scenario:  $D = 35.7$  cm,  $H = 5$  cm, and  $I = 10$  cm.

A 2D cross-section of the pressure head field below the ring at  $t = 20$  min is shown in Figure 6. The detail is based on the “wrong” and “correct” finite-element meshes, which are shown as well. Note that the computational elements near the ring wall exceed some recommended height-to-width ratio (mesh anisotropy) due to mesh deformation. The mesh anisotropy induced the development of “finger-like” water flow along the ring wall.

## Conclusions

In this study, four important effects, determining the infiltration rate and water flow regime during ponded infiltration experiments, and the subsequent evaluation of the surface hydraulic properties, were analyzed. The effects include: (1) the diameter of the infiltration ring, (2) the depth of water in the ring, (3) the depth of the ring insertion under the soil surface, and (4) the size and the shape of the finite-element mesh near the ring wall.

The results of the numerical study confirm that the three effects related to the geometry of the experimental setup significantly influence water flow in the soil profile. The depth of the ring insertion under the soil surface was found to be the most important geometrical factor. Neglecting the ring insertion in the numerical modeling of the ponded infiltration experiment may lead to false or biased conclusions, e.g. when the modeling is used to verify various methods for determination of sorptivity and/or hydraulic conductivity. As far as the mathematical modeling of the ponded infiltration experiment is concerned, a special attention should be paid to the design of the finite-element mesh and to the proper parameterization of the soil hydraulic properties near saturation.

## Acknowledgment

Funding for this research has been provided by the Grant Agency of the Czech Republic (#526/08/1016) and by Ministry of the Environment of the Czech Republic (#SP/2e7/229/07).

## References

- Ankeny, M. D., Mushtaque, A., Kaspar, T., Horton, R. (1991), Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity, *Soil Science Society of American Journal*, 55, 467–470.
- Chowdary, W. M., Rao, M. D., Jaiswal, C. S. (2006), Study of infiltration process under different experimental conditions, *Agricultural Water Management*, 83, 69–78.
- Ramos, T. B., Goncalves, M. C., Martins, J. C., van Genuchten, M. Th., Pires, F. P. (2006), Estimation of Soil Hydraulic Properties from Numerical Inversion of Tension Disk Infiltrometer Data, *Vadose Zone Journal*, 5, 684–696.
- Reynolds, W. D., Elrick, D. E. (1990), Ponded infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow, *Soil Science Society of American Journal*, 54, 1233–1241.
- Šimůnek, J. (1988), Infiltrace – numerická simulace, *Vodohospodářský časopis*, 36, 407–420.
- Touma, J., Voltz, M., Albergel J. (2007), Determining soil saturated hydraulic conductivity and sorptivity from single ring infiltration tests, *European Journal of Soil Science*, 58, 229–238.
- Vogel, T., Císlarová, M. (1993), A scaling-based interpretation of a field infiltration experiment, *Journal of Hydrology*, 142, 337–347.
- Vogel, T., Huang, K., Zhang, R., van Genuchten, M. Th. (1996), The HYDRUS code for simulating One-Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably-Saturated Media, Version 5.0, Research Report No. 140, U.S. Salinity Lab., ARS, USDA, Riverside, CA.
- Vogel, T., Gerke, H.H., Zhang, R., van Genuchten, M. Th. (2000), Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *Journal of Hydrology*, 238, 78–89.
- Vogel, T., van Genuchten, M. Th., Císlarová, M. (2001), Effect of the shape of soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, *Advances in Water Resources*, 24, 133–144.
- Wu, L., Pan, L. (1997), A generalized solution to infiltration from single-ring infiltrimeters by scaling, *Soil Science Society of American Journal*, 61, 1318–1322.

# Rozpustné a nerozpustné polutanty ve vzorcích vody z mlh a námraz

Jaroslav Fišák<sup>1</sup>, Valeria Stoyanova<sup>2</sup>, Pavel Chaloupecký<sup>1</sup>, Daniela Řezáčová<sup>1</sup>, Tsenka Tsacheva<sup>2</sup>,  
Temenuzhka Kупenova<sup>3</sup>, Miko Marinov<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav fyziky atmosféry AVČR, v.v.i., Praha, Česká republika

<sup>2</sup> Institute of Physical Chemistry, BAS, Sofia, Bulgaria

<sup>3</sup> Institute of Nuclear Research and Nuclear Energetics, BAS, Sofia, Bulgaria

## Úvod

Jednou složkou mokré depozice, která vstupuje do povodí je depozice ze srážek z mlh a námraz. Voda z mlh a námraz obsahuje mimo rozpustné polutanty i složky nerozpustné. Ty se pak ukládají v půdě a některé sloučeniny se při vhodných podmínkách mohou stát rozpustnými a být postupně vyplavovány.

Vztahu mezi mlhami (oblačností) a znečištěním je věnována pozornost v řadě zemí na celém světě. Jako příklad lze uvést práce: Acker et al. (2002); Aikawa et al. (2005); Borys et al. (2000); Bower et al. (2000); Facchini et al. (1992); Fišák et al. (2002); Fuzzi et al. (1988); Igawa et al. (2002); Wobrok et al. (1994) a další.

V únoru až červnu 2006 byly na observatoři Milešovka v rámci polního experimentu odebírány vzorky vody z námraz a mlh. Za uvedené období bylo odebráno 6 vzorků vody z námraz (námrazová voda) a 5 vzorků vody z mlh (mlžná voda). Pro oddělení nerozpustných složek ze vzorků byly vzorky před chemickými analýzami filtrovány. K filtraci byly použity nitrocelulosevé membránové filtry s velikostí pórů 0,45 µm. Samostatně byly chemicky analyzovány kapalné vzorky a vysušené filtry se zachycenými nerozpustnými složkami. Kapalné vzorky byly analyzovány laboratoří České geologické služby v Praze, filtry s nerozpustnými složkami byly analyzovány v laboratoři Ústavu fyzikální chemie Bulharské akademie věd (Institute of Physical Chemistry - BAS).

Na tomto nevelkém souboru jsme se pokusili nalézt rozdíly v koncentracích rozpustných a nerozpustných znečišťujících látek zachycených v námraze a v mlze. Pro stanovení sektoru transportu vzduchových částic pro jednotlivé odběry (vzorky) byly použity zpětné trajektorie vypočítané pomocí NOAA Hysplit modelu (Draxler and Rolph, 2003; Rolph, 2003). Tak byla získána možnost sledovat i rozdíly koncentrací rozpustných a nerozpustných znečišťujících látek při různých směrech přenosů.

## Stanoviště

Milešovka (50° 33' 17,36" N, 13° 55' 57,25" E, 837 m n. m.) leží v bezprostřední blízkosti severočeské hnědouhelné pánve. Severočeská hnědouhelná pánev se řadí mezi nejvíce znečištěné oblasti v České republice. V blízkosti horského masivu Krušných hor, který tvoří severozápadní hranici pánve, je umístěna řada tepelných elektráren. V této oblasti je soustředěn i chemický průmysl. Ke znečištění ovzduší zde rovněž přispívají i velké městské aglomerace: Ústí nad Labem, Most, Litvínov, Chomutov, Teplice, Litoměřice, Lovosice, ale i relativně značně vzdálená Praha.

Blízké okolí Milešovky je z geologického hlediska tvořeno především vulkanoklastiky olivinických bazaltických hornin, místy s vložkami jílovců, diatomitů, uhlí a vápenců. Samotný vrchol Milešovky je z fonolitu (znělec).

## Odběry vzorků

V této práci se zabýváme sledováním koncentrací vybraných složek ve vzorcích odebraných z námraz a mlhy. Je známo, že námrazy se nejčastěji tvoří v mlhách při záporné teplotě blízké 0°C. Pro naše účely budeme rozumět pod pojmem mlžná voda vodu odebranou z mlhy při teplotách nad 0°C, tedy v kapalném skupenství. Vzorky námrazové vody, i když námraza vznikla z mlhy, byly odebrány

v pevném skupenství pasivním odběrovým zařízením. Jedná se o modifikaci Grunowova odběrového zařízení, které je v našem případě chráněno krytem proti padajícím srážkám.

Vzorky mlžné vody byly získávány aktivním odběrovým zařízením, které je popsáno např. v Daube et al. (1987) nebo Tesař et al. (1995).

Tabulka 1: Přehled vzorků.

Typ vzorku	Označení vzorku	Objem vzorku (ml)	LWC (g.m <sup>-3</sup> )	Začátek odběru vzorku (UTC)	Konec odběru vzorku (UTC)	Směr přenosu (sektor)
Námraza	R06-06	70	0.036	9.2.06 19:40	11.2.06 09:00	N
	R06-07	85	0.051	15.2.06 00:00	16.2.06 10:00	S
	R06-08	85	0.095	20.2.06 20:30	24.2.06 09:00	N
	R06-09	95	0.132	9.3.06 04:30	9.3.06 14:00	W
	R06-10	70	0.068	11.3.06 15:30	12.3.06 15:45	N
	R06-11	110	0.061	12.3.06 15:45	15.3.06 12:00	E
Mlha	F06-01	100	0.130	3.5.06 03:30	3.5.06 08:30	S
	F06-02	100	0.100	26.5.06 18:15	27.5.06 00:00	W
	F06-03	95	0.079	3.6.06 21:15	4.6.06 05:30	N
	F06-04	90	0.107	17.6.06 01:15	17.6.06 08:50	W
	F06-05	80	0.062	30.6.06 02:20	30.6.06 10:20	N

V tab. 1 je uveden přehled vzorků námrazy a mlžné vody. Tabulka obsahuje začátek a konec doby odběru, objem vzorku, LWC a sektor, ze kterého jsou vzduchové částice na Milešovku transportovány. LWC bylo vypočteno z vodorovné dohlednosti (VIS) měřené přístrojem PWD 21 (Prezent Weather Detektor) podle vztahu, který byl pro Milešovku odvozen a publikován v Fišák et al. (2006):

$$LWC = 0,0152 \times VIS^{-0,8582} \quad (1)$$

Pro každý vzorek byl stanoven sektor, ze kterého jsou vzduchové částice transportovány. Ke stanovení byly vypočteny zpětné trajektorie za posledních 24 hodin. Čas výpočtu byl vztažen k přibližnému středu doby odběru vzorku. Pro výpočet zpětných trajektorií (dále jen trajektorie) byl využit „HYSPLIT transport and dispersion model“ (Draxler and Rolou, 2003; Rolou, 2003), který je volně dostupný na <http://www.arl.noaa.gov/ready.html>.

Jak je vidět z tab. 1, v případě námrazy byly zastoupeny všechny sektory přenosu. Pro mlhu nebyl odebrán žádný vzorek s přenosem ze sektoru E. Zásadně se však liší doba odběru vzorků mlžné a námrazové vody. Doba odběru vzorků námrazové vody v pěti případech ze šesti přesáhla 24 hodin. Pouze v jednom případě (vzorek označený R06-09) je doba odběru srovnatelná s dobou odběru vzorků mlžné vody. Jistě není bez zajímavosti, že v tomto případě bylo zaznamenáno i maximální LWC při tvorbě námrazy. Průměrná hodnota LWC v mlze (0,096 g.m<sup>-3</sup>) byla vyšší než při tvorbě námrazy (0,074 g.m<sup>-3</sup>).

### Směr přenosu

Vzhledem k malému počtu vzorků bylo rozhodnuto omezit se při hodnocení směru přenosu na hlavní sektory, vymezené hlavními světovými stranami, tedy N (NW – NE), E (NE – SE), S (SE – SW) a W (SW – NW). Při zařazení do sektoru přenosu se vycházelo z vypočtených trajektorií HYSPLIT transport and dispersion modelem, jak již bylo uvedeno dříve. Přehled vzorků a jejich přiřazení k sektorům přenosu přináší tab. 1. Z této tabulky je vidět, že při námraze se nejčastěji vyskytl přenos ze sektoru N

(3 vzorky). Ze zbývajících sektorů se vždy jednalo pouze o 1 vzorek. U vzorků mlžné vody se jednalo v jednom případě o přenos ze sektoru S a ve dvou případech ze sektoru N a W. Jak již bylo uvedeno dříve, nebyl odebrán žádný vzorek při přenosu ze sektoru E.

### Rozpuštěné polutanty (RP)

Tabulka 2 uvádí výsledky chemických analýz RP ve vzorcích mlžné a námrazové vody. Z této tabulky je vidět, že průměrné koncentrace vybraných složek v námrazové vodě, až na  $\text{NH}_4^+$  a  $\text{NO}_3^-$ , jsou vyšší než v mlžné vodě. Vyšší je v námrazové vodě i vodivost. Rovněž je vidět, že námrazová voda vykazuje nižší pH.

Tabulka 2: Koncentrace RP ve vzorcích mlžné/námrazové vody.

Vzorek	$\text{NH}_4^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mn}^{2+}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	pH	Cond. $\mu\text{S}/\text{cm}$
	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	$\mu\text{g}/\text{l}$	mg/l	mg/l	mg/l		
R-06	12,90	1,460	0,27	0,76	1,08	20,0	25,85	20,03	2,06	4,2	133,0
R-07	26,28	7,970	1,35	1,72	4,99	70,0	74,32	45,98	10,71	3,6	381,0
R-08	9,87	0,430	0,12	0,67	0,70	22,0	15,66	16,40	0,70	4,3	104,6
R-09	6,75	0,250	0,05	0,37	0,34	6,0	11,92	10,51	0,29	4,3	80,1
R-10	8,21	0,580	0,13	0,44	1,95	18,0	19,19	22,76	0,79	3,7	173,0
R-11	15,50	2,680	0,19	1,59	2,47	234,0	27,77	48,40	3,79	3,5	272,0
průměr	13,25	2,23	0,35	0,93	1,92	61,67	29,12	27,35	3,06	3,9	190,6
F-01	24,49	1,660	0,32	0,63	1,50	68,0	50,88	32,17	3,66	4,7	214,0
F-02	7,45	1,480	0,23	0,61	0,80	19,0	15,93	15,62	1,95	4,0	119,5
F-03	14,05	2,370	0,32	0,47	0,71	13,0	29,88	21,72	2,83	3,8	184,0
F-04	18,39	1,580	0,33	1,00	1,03	33,0	35,84	25,50	1,32	4,2	176,0
F-05	9,88	0,410	0,08	0,32	0,46	12,0	13,54	16,30	0,67	4,4	93,1
průměr	14,85	1,50	0,26	0,61	0,90	29,00	29,21	22,26	2,09	4,2	157,3

Tabulka 3: Koncentrace RP obsažených v mlžné/námrazové vodě ve vzduchu.

Vzorek	LWC	$\text{NH}_4^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mn}^{2+}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	pH	Cond. $\mu\text{S}/\text{cm}$
	$\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\text{ng}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$		
R-06	0,036	0,464	0,053	0,010	0,027	0,039	0,720	0,931	0,721	0,074	4,2	133,0
R-07	0,051	1,341	0,406	0,069	0,088	0,254	3,570	3,790	2,345	0,546	3,6	381,0
R-08	0,095	0,938	0,041	0,011	0,064	0,066	2,090	1,488	1,558	0,066	4,3	104,6
R-09	0,132	0,891	0,033	0,007	0,049	0,045	0,792	1,573	1,387	0,038	4,3	80,1
R-10	0,068	0,558	0,039	0,009	0,030	0,133	1,224	1,305	1,548	0,054	3,7	173,0
R-11	0,061	0,946	0,163	0,012	0,097	0,151	14,274	1,694	2,952	0,231	3,5	272,0
průměr	0,074	0,979	0,165	0,026	0,068	0,142	4,553	2,150	2,019	0,226	3,9	190,6
F-01	0,130	3,184	0,216	0,042	0,082	0,195	8,840	6,614	4,182	0,476	4,7	214,0
F-02	0,100	0,745	0,148	0,023	0,061	0,080	1,900	1,593	1,562	0,195	4,0	119,5
F-03	0,079	1,110	0,187	0,025	0,037	0,056	1,027	2,361	1,716	0,224	3,8	184,0
F-04	0,107	1,968	0,169	0,035	0,107	0,110	3,531	3,835	2,728	0,142	4,2	176,0
F-05	0,062	0,613	0,025	0,005	0,020	0,029	0,744	0,839	1,010	0,041	4,4	93,1
průměr	0,096	1,420	0,143	0,024	0,058	0,086	2,772	2,793	2,128	0,200	4,2	157,3

Podstatně větší vypovídací schopnost má však koncentrace RP v mlžné/námrazové vodě ve vzduchu. V tab. 3 jsou uvedeny koncentrace vybraných RP ve vzduchu vypočtené z jejich koncentrací ve vzorcích a LWC. Z této tabulky je zřejmé, že průměrné koncentrace RK v ovzduší jsou vyšší při námra-



zách než při mlhách s výjimkou  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$  a  $\text{SO}_4^{2-}$ . Rovněž se ukazuje, že se k sobě značně přiblížily průměrné koncentrace  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Cl}^-$  v ovzduší při epizodách s námrazou a mlhou.

Rovněž nás zajímalo porovnání koncentrací jednotlivých RP v ovzduší při mlze a námraze v jednotlivých sektorech přenosu. Koncentrace RP byly rozděleny podle sektorů přenosu. Pokud z jednoho sektoru bylo odebráno více vzorků, byla vypočtena průměrná hodnota koncentrace pro danou složku. Výsledek přináší tab. 4. Z tab. 3 a 4 je vidět, že i když průměrné koncentrace RP v ovzduší byly při námrazách vyšší než při mlhách, v jednotlivých sektorech přenosu, až na sektor S, tomu bylo obráceně.

Z tab. 4 je vidět, že jak v případě námraz, tak i mlh jsou maxima koncentrací RP v ovzduší dosahována při přenosu ze sektoru S. Minima jsou pak v námrazách dosahována při přenosu ze sektorů N a W. V mlhách byla veškerá minima dosažena při proudění ze sektoru N. Dalším sektorem, ze kterého byl při námrazách transportován vzduch s vysokými koncentracemi znečišťujících látek, byl sektor E. Lze předpokládat, že by tomu bylo podobně i při mlhách. Bohužel v době uskutečnění experimentu nebyla zaznamenána žádná epizoda, při které by došlo k transportu z uvedeného sektoru.

Tabulka 4: Koncentrace vybraných RK v mlžné/námrazové vodě v závislosti na sektorech přenosu.

Sektor	$\text{NH}_4^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mn}^{2+}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	pH	Cond.	
	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\text{ng}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	$\mu\text{g}/\text{m}^3$		$\mu\text{S}/\text{cm}$	
Námraza	N	0,764	0,042	0,009	0,047	0,050	1,201	1,331	1,222	0,060	4,3	105,9
	E	0,946	0,163	0,012	0,097	0,151	14,274	1,694	2,952	0,231	3,5	272,0
	S	1,341	0,406	0,069	0,088	0,254	3,570	3,790	2,345	0,546	3,6	381,0
	W	0,891	0,033	0,007	0,049	0,045	0,792	1,573	1,387	0,038	4,3	80,1
Mlha	N	0,861	0,106	0,015	0,028	0,042	0,886	1,600	1,363	0,133	4,1	138,5
	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	S	3,184	0,216	0,042	0,082	0,195	8,840	6,614	4,182	0,476	4,7	214,0
	W	1,356	0,159	0,029	0,084	0,095	2,716	2,714	2,145	0,168	4,1	147,8

Z tab. 4 je vidět, že v mlze jsou ve všech sektorech přenosu vyšší koncentrace  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$  a  $\text{SO}_4^{2-}$  v ovzduší než v námraze. V námraze vykazoval vyšší koncentrace v ovzduší ve všech sektorech s výjimkou sektoru W iont  $\text{Ca}^{2+}$  (tab. 4).

### Nerozpustné polutanty (NP)

Statisticky bylo stanoveno průměrné chemické složení NP v mlžné/námrazové vodě. Rovněž statisticky byl ze všech zkoumaných mlžných a námrazových epizod stanoven průměr, maximum a minimum objemových procent NP. Výsledky jsou uvedeny v tab. 5 a 6. Průměrné koncentrace NP v závislosti na směru přenosu přináší tab. 7.

Tabulky 5 a 7 obsahují rovněž informace o průměrné velikosti nerozpustných částic. Z tab. 5 je vidět, že částice obsažené v mlžné vodě dosahují větší velikost než v námrazové vodě. Z tab. 7 je vidět, že největší průměrnou velikost dosahují NK v mlžné vodě při přenosu z jižního sektoru. Ukazuje se, že NK obsahují primárně chemické složky fonolitu. Tabulky 5, 6 a 7 obsahují komponenty, které překračují hodnotu 0,1 wt% alespoň v jednom typu vzorku (mlha nebo námraza).

Mimo komponenty typické pro fonolit, který se nachází v okolí místa odběru, byl zaznamenán výskyt Ag, Cr, Gd a Tl. Ve stopovém množství byly zaznamenány i kovy, které nejsou původem z fonolitu, ale mají zřejmě antropogenní původ. I zde mají však větší vypovídací schopnost koncentrace NP v ovzduší. Tento přehled přináší tab. 6.

Tabulka 5: Koncentrace nerozpustných částic v mlžné/námrazové vodě (wt%), MS – průměrná velikost částic (μm).

Prvek	N á m r a z a			M l h a		
	průměr	max.	min.	průměr	max.	min.
C	46,94	48,43	46,27	51,40	57,79	46,19
N				0,29	0,29	0,29
O	42,26	44,40	40,20	41,05	44,26	38,45
Na	0,11	0,19	0,05	0,24	0,50	0,08
Mg	0,14	0,27	0,09	0,11	0,29	0,02
Al	2,15	3,27	1,26	1,54	2,34	0,19
Si	4,20	4,93	3,60	2,36	4,80	0,71
S	0,09	0,28	0,02	0,17	0,29	0,08
Cl	0,02	0,06	0,00	0,22	0,73	0,01
K	0,21	0,35	0,13	0,18	0,40	0,04
Ca	0,17	0,32	0,03	0,80	1,63	0,02
Ti	0,24	0,38	0,10	0,03	0,09	0,01
Cr	0,65	2,47	0,00	0,21	0,38	0,03
Mn	0,04	0,11	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe	2,68	4,80	1,11	0,99	3,16	0,14
Ni	0,16	0,16	0,16	0,02	0,02	0,02
Cu	0,01	0,01	0,01	0,26	0,51	0,03
Zn	0,07	0,15	0,01	0,07	0,14	0,02
Zr	0,67	0,67	0,67			
Ag	0,03	0,03	0,03	0,83	1,63	0,03
Sn	0,27	0,27	0,27			
Gd				0,49	0,49	0,49
Ta	0,01	0,01	0,01			
Tl				0,43	0,43	0,43
Pb	0,26	0,26	0,26			
MS	3,72	4,81	2,85	6,27	10,55	3,80

Složení NP v mlžné vodě je odlišné od námrazové vody. Ve vodě z mlh byla zaznamenána větší velikost částic než ve vodě z námraz viz tab. 5. Z tab. 6 je zřejmé, že většina NP se v mlze vyskytuje ve výrazně větší koncentraci než v námraze. Výjimku tvoří As, Zr, Mo, Sn, Ta a Pb, které v mlžné vodě nebyly zaznamenány.

Z tab. 6 je zřejmé, že v mlze má většina NP, včetně velikosti částice, svůj maximální obsah (velikost) při přenosu z jižního sektoru. Maxima při severním přenosu vykazují As, Zr, Mo, Sn, Ta, Tl a Pb a při západním přenosu Mn. V námraze dosahuje 14 NP z 24 maximum při jižním přenosu. Po pěti NP vykazuje své maximální obsahy při přenosu ze severu (Al, S, K, Mo a Ag) a východu (Cr, Ni, Cu, As a Pb).

### Závěry

Výsledky chemických analýz vedou k závěrům, že při tvorbě námrazy se vyskytují v ovzduší vyšší průměrné koncentrace RP než při mlhách při kladných teplotách vzduchu. Největší koncentrace byly zaznamenány při přenosu ze sektoru S a to jak při mlhách, tak námrazách. V tomto sektoru se vyskytuje nejvíce zdrojů znečištění. Na základě tohoto zpracování je možné konstatovat, že v porovnání s výsledky, které byly publikovány ve Fišák a Řezáčová (2001), dochází ke snížení znečištění při přenosu ze sektoru N, tedy sektoru, který ovlivňují zdroje znečištění z Polska. Uvedené území je součástí tzv. „Černého trojúhelníku“. V při přenosu ze sektoru S se projevují zdroje znečištění z vnitrozemí ČR, které se zde nacházejí.

Tabulka 6: Obsah NP obsažených v nerozpustných částicích v mlžné/námrazové vodě ve vzduchu (pg/m<sup>3</sup>). Chybějící hodnota znamená, že dotyčný NP se v daném typu vzorků nevyskytl.

Prvek	Námraza			Mlha		
	prům	min	Max	prům	min	max
C	0,019218	0,006581	0,027528	5,734347	1,465976	15,637488
N				0,000011	0,000000	0,000054
O	0,000011	0,000004	0,000015	0,003032	0,000703	0,008273
Na	0,000018	0,000011	0,000031	0,012882	0,001290	0,041631
Mg	0,000047	0,000012	0,000124	0,017335	0,000594	0,076754
Al	0,000955	0,000551	0,001271	0,285546	0,008831	0,950009
Si	0,001778	0,000705	0,002443	0,446877	0,028883	1,733070
P	0,000009	0,000005	0,000016	0,006368	0,000278	0,018464
S	0,000034	0,000005	0,000100	0,023025	0,000000	0,090414
Cl	0,000000	0,000000	0,000000	0,000010	0,000000	0,000029
K	0,000034	0,000008	0,000077	0,013080	0,000635	0,051280
Ca	0,000051	0,000008	0,000132	0,033030	0,001013	0,062578
Ti	0,000190	0,000069	0,000315	0,013467	0,000000	0,063107
Cr	0,000512	0,000000	0,002860	0,083275	0,000000	0,413730
Mn	0,000057	0,000010	0,000216	0,000817	0,000000	0,002198
Fe	0,004436	0,000876	0,009945	0,850449	0,018306	3,746108
Ni	0,000037	0,000000	0,000224	0,000433	0,000000	0,002163
Cu	0,000004	0,000000	0,000012	0,153849	0,000000	0,686999
Zn	0,000100	0,000016	0,000278	0,033552	0,000000	0,151388
As	0,000004	0,000000	0,000026			
Zr	0,000190	0,000000	0,001140			
Mo	0,000002	0,000000	0,000011			
Ag	0,000008	0,000000	0,000047	0,517501	0,000000	2,582619
Sn	0,000067	0,000000	0,000404			
Gd				0,116319	0,000000	0,581594
Ta	0,000008	0,000000	0,000051			
Tl				0,012452	0,000000	0,062260
Pb	0,000080	0,000000	0,000483			

Koncentrace RP mohou být ovlivněny odlišným způsobem odběru vzorků pro mlhu (aktivní odběrové zařízení) a námrazu (pasivní odběrové zařízení). Výrazně však bezesporu ovlivňuje výsledky doba odběru vzorků námrazy (viz tab. 1). Je velmi pravděpodobné, že dochází k sublimaci ledových krystalků (při krystalické námraze), případně ledu (u námrazy průsvitné nebo námrazy zrnité), a tím pak k „zahuštění“ vzorku. Tuto domněnku potvrzují i výsledky získané ze zpracování NP, viz následující odstavec.

V případě průměrných koncentrací NP je oproti průměrným koncentracím RP zřejmé, že v mlhách je jejich průměrný obsah výrazně vyšší než v námrazách. Rovněž se ukazuje, že některé NP jsou na stanoviště transportovány pouze z jediného sektoru nebo v určitém období roku. Některé NP se vyskytují pouze při jednom z typů vzorků (mlha nebo námraza). Jako příklad lze uvést Zr, Sn a Ta. Tyto NK byly zjištěny pouze v námraze při jižním přenosu. Pouze při východním přenosu byla u námraz zaznamenána přítomnost As a Pb a při severním přenosu Mo a Ag. Naproti tomu pouze při mlze byly zaznamenány N a Gd při jižním přenosu a Tl při přenosu ze severu.

Výrazně nižší obsah NP v námrazové vodě lze zřejmě vysvětlit skutečností, že v zimním období leží na zemi sněhová pokrývka, která snižuje prašnost. Stejný vliv může mít i zmrzlý povrch půdy.

Tabulka 7: Obsah NP v mlžné/námrazové vodě ve vzduchu (pg/m<sup>3</sup>). Pokud hodnota chybí nebyl dotyčný NP zjištěn. MS – průměrná velikost částic v μm.

prvek	námraza				mlha			
	N	E	S	W	N	E	S	W
C	0,021453	0,016837	0,027528	0,006581	3,486727		15,637488	3,030397
N							0,000054	
O	0,000012	0,000010	0,000015	0,000004	0,001911		0,008273	0,001532
Na	0,000013	0,000030	0,000031	0,000011	0,008700		0,041631	0,002689
Mg	0,000034	0,000040	0,000124	0,000012	0,001737		0,076754	0,003224
Al	0,001138	0,000872	0,000894	0,000551	0,137416		0,950009	0,101445
Si	0,001997	0,001526	0,002443	0,000705	0,141495		1,733070	0,109164
P	0,000008	0,000011	0,000016	0,000005	0,004546		0,018464	0,002141
S	0,000046	0,000019	0,000040	0,000005	0,010947		0,090414	0,001409
Cl	0,000000	0,000000	0,000000		0,000021		0,000003	0,000002
K	0,000049	0,000022	0,000028	0,000008	0,004673		0,051280	0,002387
Ca	0,000030	0,000078	0,000132	0,000009	0,044473		0,032540	0,021833
Ti	0,000229	0,000069	0,000278	0,000107	0,000914		0,063107	0,001199
Cr	0,000002	0,002860	0,000207		0,001323		0,413730	
Mn	0,000034	0,000010	0,000216	0,000016	0,000943			0,001099
Fe	0,004695	0,001709	0,009945	0,000876	0,170581		3,746108	0,082487
Ni		0,000224			0,001082			
Cu	0,000004	0,000009		0,000005	0,005772		0,686999	0,035351
Zn	0,000087	0,000022	0,000278	0,000037			0,151388	0,008186
As		0,000026						
Zr			0,001140					
Mo	0,000004							
Ag	0,000016						2,582619	0,002443
Sn			0,000404					
Gd							0,581594	
Ta			0,000051					
Tl					0,031130			
Pb		0,000483						
MS	3,6	2,8	4,8	3,9	5,4		10,5	5,0

## Poděkování

Výsledky uvedené v tomto příspěvku byly dosaženy ve spolupráci AVČR s BAS. Práce byla podporována též GA AVČR (projekt IAA3042301) a AV ČR (projekt IQS200420562). Autoři děkují NOAA Air Resources Laboratory (ARL) za možnost využít HYSPLIT model na jejich webových stránkách.

## Literatura

- Acker, K., Mertes, S., Moeller, D., Wieprecht, W., Auel, R., Kalass, D. (2002): Case study of cloud physical and chemical processes in low clouds at Mt. Brocken. *Atmospheric Research*, 64, 41 – 51.
- Aikawa, M., Hiraki, T., Shoga, M., Tamaki, M. (2005): Chemistry of Fog Water Collected in the Mt. Rokko Area (Kobe City, Japan) Between April 1997 and March 2001. *Water, Air, and Soil Pollution*, 160, 375 – 393.
- Borys, R. D., Lowenthal, D. H., Mitchell, D. L. (2000): The relationships among cloud microphysics, chemistry and precipitation rate in cold mountain clouds. *Atmospheric Environment*, 34, 2593 – 2602.
- Daube, B., Kimball K. D., Lamar P. A., Weathers K. C. (1987): Two new ground-level cloud water sampler designs which reduce rain contamination. *Atmospheric Environment*, 21, 893 – 900.

- Draxler, R. R., Rolph, G. D. (2003): HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website ([ready/hysplit4.html](http://ready/hysplit4.html)). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Facchini, M.-C., Fuzzi, S., Kessel, M., Wobrock, W., Jaeschke, W., Arends, B. G., et al. (1992): The chemistry of sulfur and nitrogen species in a fog system – A multiphase approach. *Tellus*, 44B, 505 – 521.
- Fišák J., Řezáčová D. (2001): Comparison between pollutant concentration in the samples of fog and rime water collected at the Mílesovka Mt. *Studia geoph. et geod.* 45, 319 – 324.
- Fisak, J., Rezacova D., Elias V., Tesar M., Weignerova V. and Fottova, D. (2002): Pollutant Concentrations in Fog/Low Cloud Water at Selected Sites of the Czech Republic. *Atmospheric Research* ISSN 0169-8095, 64, 75 – 87.
- Fisak, J., Rezacova D. and Mattanen J. (2006): Calculated and Measured Values of Liquid Water Content in clean and polluted environments. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 50, 121 – 130.
- Herckes, P., Chang, H., Lee, T., Collett Jr., J. L. (2005): Air Pollution Processing by Radiation Fogs.
- Igawa, M., Matsumara, K., Okochi, H. (2002). High frequency and large deposition of fog on high elevation forest. *Environmental Science & Technology*, 36, 1 – 6. *Water, Air, and Soil Pollution*, 181, 65 – 75.
- Rolph, G. D. (2003): Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.  
Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>)
- Tesar, M., Elias, V., Sir, M. (1995): Preliminary Results of Characterisation of Cloud and Fog Water in the Mountains of Southern and Northern Bohemia. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 43, 412 – 426.
- Wobrock, W., Schell, D., Maser, R., Jaeschke, W., Georgii, H.-W., Wieprecht, W., Arends, B. G., Möls, J. J., Kos, G. P. A., Fuzzi, S., Facchini, M. C., Orsi, G., Berner, A., Solly, I., Kruisz, C., Svenningsson, I. B., Wiedensohler, A., Hansson, H.-C., Ogren, J. A., Noone, K. J., Hallberg, A., Pahl, S., Schneider, T., Winkler, P., Winiwarter, W., Colvile, R. N., Choulaton, T. W., Flossmann, A. I., Borrmann, S. (1994): The Kleiner Feldberg Cloud experiment 1990. An overview. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 19, 3 – 35.

# Kvantifikácia zásob vody v ílovito-hlinitých pôdach

Milan Gomboš<sup>1</sup>, Július Šútor<sup>2</sup>, Branislav Kandra<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Výskumná hydrologická základňa ÚH SAV, Hollého 42, 071 01 Michalovce

<sup>2</sup>Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

## Abstrakt

Impakt antropogénnej aktivity na vlhkosťné pomery územia sa kvantifikuje zmenami zásob vody vo vymedzenom horizonte zóny aerácie pôdy. Za objektívnu metódu stanovenia zásob vody v zóne aerácie pôdy sa považuje ich výpočet z údajov priameho monitoringu vlhkosti pôdy počas hydrologického roku, resp. vegetačného obdobia. Výpočtový postup je triviálny pre rigidne pôdy. Pre ílovito-hlinité pôdy, vyznačujúce sa zmrašťovaním a napučíavaním, t.j. zmenou objemu v závislosti na vlhkosti, je potrebné poznať ďalšie charakteristiky týchto pôd.

V predkladanom príspevku sa predkladá stanovenie zásob vody v ílovito-hlinitých pôdach s využitím údajov monitorovaných vlhkosti pôdy. Pre tento metodický postup sa využívajú údaje z monitoringu vlhkosti pôdy na lokalitách v území Medzibodrožia (časť Východoslovenskej nížiny v juhovýchodnom cípe Slovenskej republiky).

**Kľúčové slová:** zásoby vody v pôde, monitoring vlhkosti pôdy, dynamika zásob vody v pôde.

## Úvod

Zásoba vody v zóne aerácie pôdy predstavuje disponibilný zdroj vody pre poľnohospodárske a lesné ekosystémy, čím determinuje ich existenciu. Inými slovami, ekosystémy indikujú spoľahlivosť, odolnosť a zraniteľnosť tohoto vodného zdroja územia, pod integrálnym dopadom vplyvu meteorologických javov, vegetačného pokryvu, hladiny podzemnej vody, inžinierskych stavieb a vodohospodárskych úprav, akéhokoľvek druhu a pôvodu, realizovaných v záujmovom území. Zásoba vody v aktívnom horizonte zóny aerácie pôdy sa kvantifikuje v rigidných pôdach priamym monitoringom (Šútor a kol. 2003; Šútor, Rehák, 1999) alebo výpočtovým postupom s využitím vlhkosťnej retenčnej čiary jednotlivých druhov pôd, resp. z hydrolimitov rigidných pôdach v PVK, BZD a BV (Šútor a kol., 2007). V ílovito-hlinitých pôdach sa ich objem mení v závislosti od obsahu ílových minerálov a od momentálnej vlhkosti. Monitoring vlhkosti v ílovito-hlinitých pôdach je zameraný na stanovenie vlhkosti v matici. To znamená, že stanovenie objemovej vlhkosti pôdy je sťahované na objemovú jednotku pôdy v matici (pédoch). Ak sa určuje zásoba vody vo vymedzenom horizonte ílovito-hlinitkej pôdy z údajov monitoringu vlhkosti v matici pôdy potom sa vyžaduje ich redukcia vzhľadom na existenciu puklín. Význam tohoto postupu spočíva v reálnom hodnotení zásob vody v ílovito-hlinitých pôdach pri optimalizácii ich vodného režimu.

## Materiál a metódy

Metodický postup stanovenia zásob vody v ílovito-hlinitých pôdach je založený na:

- organizovanom monitoringu vlhkosti na piatich lokalitách územia Medzibodrožia v roku 2006. Jedná sa o lokality (Somotor, Pribeník, Veľký Kamenec, Zátin a Veľký Horeš),
- na odbere neporušených vzoriek pôdy definovaného objemu vo vybraných lokalitách Medzibodrožia,
- meraní a analýze objemových a vlhkosťných zmien pôdných vzoriek v procese ich vysušovania v laboratórnych podmienkach,
- redukcii stanovených zásob vody vo vymedzenom horizonte pôdy z monitorovaných údajov vlhkosti matrice pôdy.

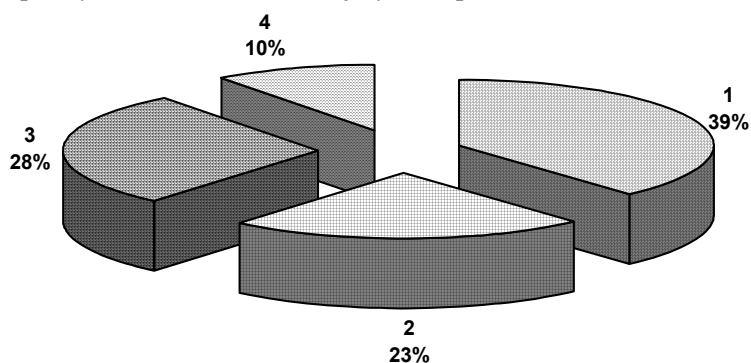
Pôdne pomery na VSN, ktorej organickou súčasťou je aj územie Medzibodrožia, zodpovedajú zložitým geomorfologickým, hydrogeologickým a hydrologickým pomerom, ktoré spôsobujú veľkú pôdnu heterogenitu a to ako z hľadiska druhového, tak i typologického (Bedrna a kol., 1989). Rajonizácia pôdných druhov pôd Medzibodrožia podľa Nováka sa uvádza v monografii Šútor a kol. (1996). Pre

zjednodušenie výpočtu zásob vody v zóne aerácie pôd Medzibrodžia sa pre toto územie vytvorili 4 skupiny pôd. Sú to: 1. Ľahké pôdy (piesočnaté a hlinito piesočnaté pôdy), 2. Stredne ťažké pôdy (piesočnato-hlinité a hlinité pôdy), 3. Ťažké pôdy (ílovito-hlinité pôdy), 4. Veľmi ťažké pôdy (ílovité pôdy a íl). Pre takto vytvorené skupiny pôd budú v ďalšom priradené vlhkosťné retenčné čiary a z nich zodpovedajúce hodnoty hydrolimitov, t.j. PVK, BZD a BV. Výmera pôd týchto skupín a ich % podiel na celkovej výmere pôd Medzibrodžia sa uvádza v tabuľke 1 a na obr. 1.

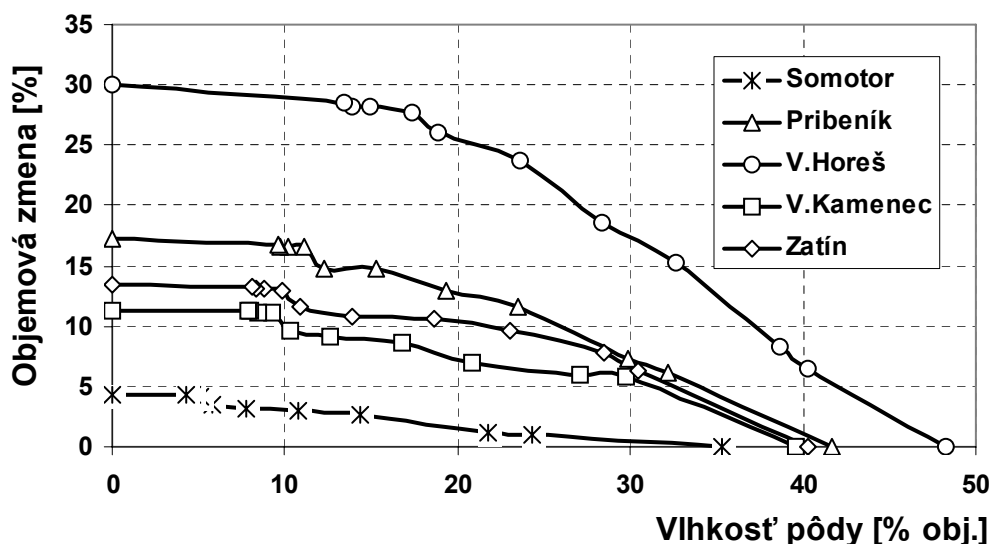
Tabuľka 1: Členenie územia Medzibrodžia podľa pôdných druhov v % z celkovej výmery.

N	Pôdny druh	[ha]	% výmery
1	Ľahké pôdy	2419,87	10,34
2	Stredne ťažké pôdy	6663,02	28,46
3	Ťažké pôdy	5367,37	22,92
4	Veľmi ťažké pôdy	8963,24	38,28
<b>celkom</b>		<b>23413,50</b>	<b>100</b>

Vizualizácia podielu pôdných druhov na celkovej výmere pôd Medzibrodžia sa uvádza na obr. 1.



Obr. 1: Participácia pôdných druhov v percentuálnom vyjadrení na celkovej výmere pôd územia Medzibrodžia.



Obr. 2: Priebeh objemových zmien pôd na monitorovaných lokalitách územia Medzibrodžia v závislosti na ich objemovej vlhkosti (Somotor – I.kat., 34,96 %; Pribeník – 49,65 %; Veľký Kamenec – 50,55 %; Zátin – 56,33 %; Veľký Horeš – 64,11 %).

V súvislosti so zastúpením pôdných druhov v území Medzibodrožia (pozri tabuľku 1 a obr. 1) je potrebné pripomenúť nasledovné.

Pôdy z obsahom ílových minerálov menia svoj objem v závislosti od hodnoty ich obsahu a v závislosti od vlhkosti pôdy. Tento jav je vyvolaný procesom napučovania a zmrašťovania. Na záujmovej lokalite sa spravidla obsah ílových minerálov v čase nemení. Zmena objemu teda závisí len od vlhkosti. Horizontálna zmena sa prejavuje tvorbou puklín a vertikálna zmenou polohy povrchu.

Výskum objemových zmien ílovito-hlinitých pôd (označovaných tiež ako ťažké pôdy) v podmienkach Východoslovenskej nížiny v závislosti na obsahu ílových minerálov (Šútor a kol., 2002 a 2006) sa opiera o stanovenie obsahu ílovej frakcie zrnitostného zloženia, t.j. obsahu častíc I. kategórie (1. + 2. frakcia). S využitím publikovanej metodiky (Šútor a kol., 2002) stanovenia objemových zmien ílovito-hlinitých pôd v závislosti na vlhkosti a obsahu častíc I. kategórie boli objemové zmeny experimentálne určené pre pôdy na monitorovaných lokalitách v Medzibodroží. Výsledky sa uvádzajú na obr. 2.

V dôsledku zmien objemu pôdy v závislosti na vlhkosti a obsahu I. kategórie, dokumentovaných pre pôdy Medzibodrožia na obr. 2, je potrebné stanoviť referenčnú mocnosť výpočtových horizontov. Na obr. 2 krivky závislosti objemových zmien od vlhkosti končia medzi bodom PVK a bodom saturácie (WCs). Zmeny objemu nad bodom PVK sú zanedbateľné. Na základe tohto poznatku, za referenčnú mocnosť výpočtových horizontov sa považuje mocnosť pri vlhkosti PVK. Teda počiatkový (východiskový) výpočtový horizont 80 cm odpovedá objemu pôdy pri vlhkosti PVK. Ak sa pôvodný výpočet robí na tento východiskový horizont, potom pri postupnom znižovaní vlhkosti na hodnotu BZD a BV je potrebné získané hodnoty potenciálnej zásoby vody prenásobiť redukčným koeficientom

zmeny objemu (RKZO). V tabuľke 2 sa uvádzajú zmeny objemu pôdy pre vlhkosti odpovedajúce hydrolimitom v % vzhľadom na uvedený referenčný objem. Výsledné vypočítané hodnoty pre vlhkosti PVK sú akceptované bez zmeny. Zásoby vody pre vlhkosť BZD a BV boli prenásobené redukčným koeficientom.

Tabuľka 2: Hodnoty objemových zmien pôd na monitorovacích stanovištiach Medzibodrožia pri vlhkostiach odpovedajúcich hydrolimitom PVK, BZD a BV.

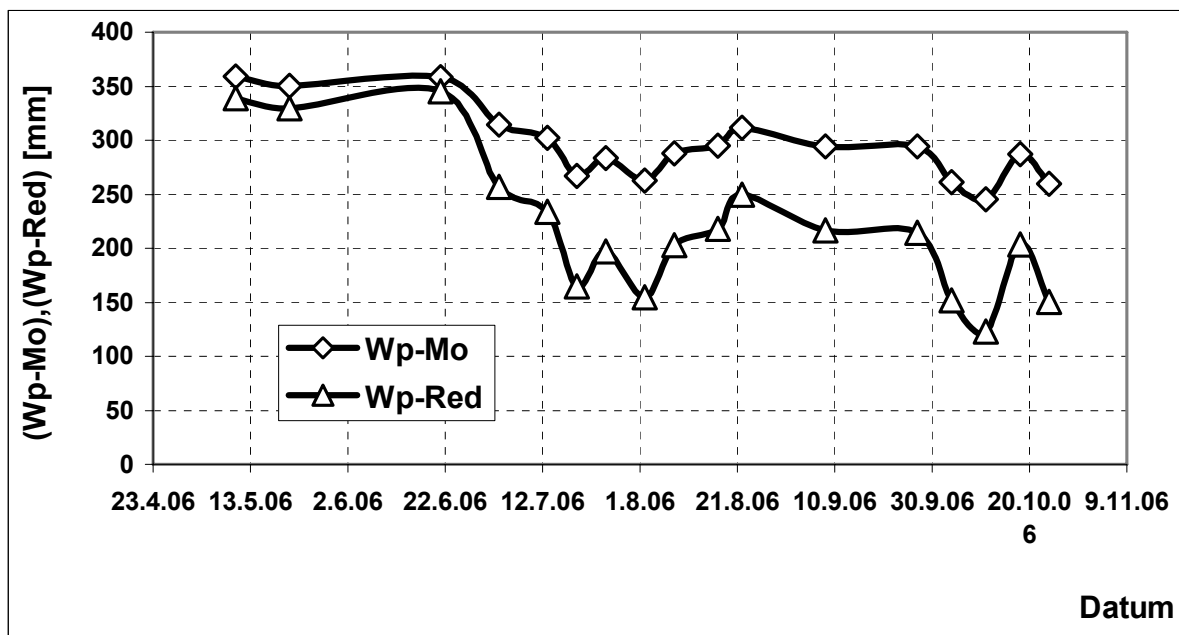
Lokalita	OZ pri hydrolimitoch v [%] a RK					
	PVK	RK	BZD	RK	BV	RK
V.Horeš	Zanedb.	1	10,2	0,89	25,3	0,75
Pribeník	Zanedb.	1	7,4	0,93	13,3	0,87
Zatín	Zanedb.	1	6,1	0,94	10,6	0,89
V.Kamenec	Zanedb.	1	5,4	0,95	6,8	0,93
Somotor	Zanedb.	1	1,5	0,99	3,6	0,97

Legenda: Zanedb. – zanedbateľná zmena objemu, RK – redukčný koeficient.

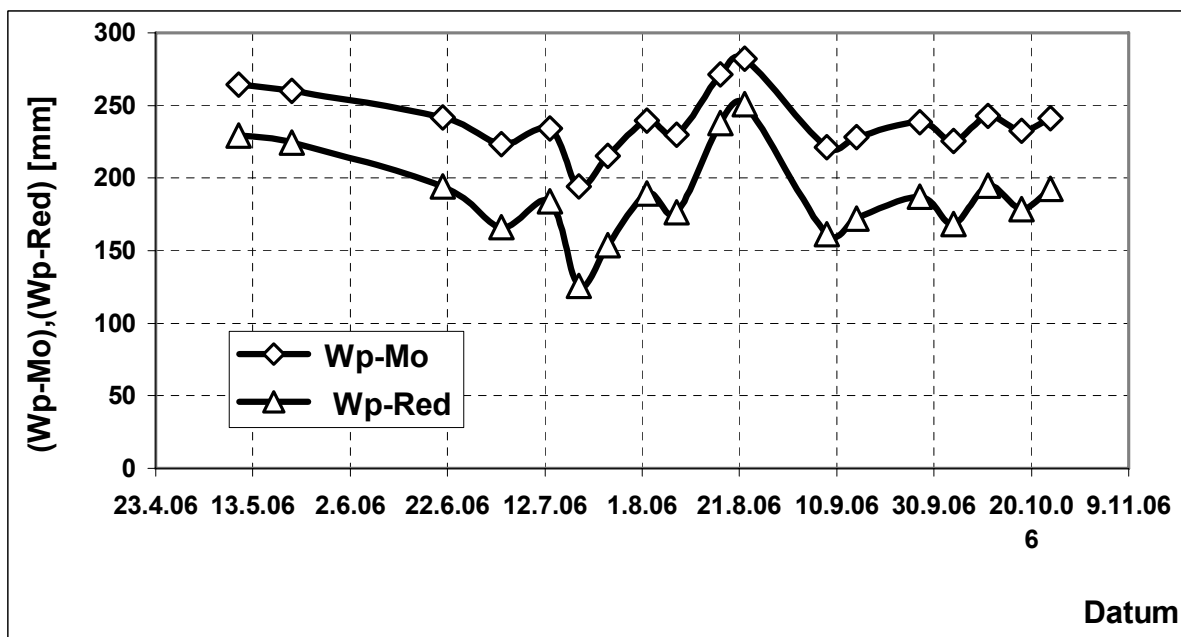
## Výsledky a diskusia

Pre stanovenie zásob vody v zóne aerácie pôdy z údajov monitorovaných vlhkostí pôdy bol v roku 2006 na vybraných lokalitách Medzibodrožia organizovaný ich monitoring s dvojtýždňovou frekvenciou. Meranie bolo robené vážkovou metódou s diskretizáciou pôdneho profilu po 10 cm, od povrchu pôdy až do hĺbky 80 cm. Objemové zmeny pôd na vybraných lokalitách v závislosti od vlhkosti a obsahu ílových minerálov sa uvádzajú na obr. 2. Údaje o objemových zmenách zahrňujú horizontálne a vertikálne zmeny pre každý horizont. Súčet týchto zmien, vzhľadom na referenčný objem odpovedajúci vlhkosti pôdy hydrolimitu PVK (poľná vodná kapacita), kvantifikuje v každom horizonte zásobu vody a objem puklín, resp. zmenu objemu horizontu odpovedajúceho vertikálnej zmene. Chody zásob vody v 80 cm horizonte zóny aerácie pôdy bez uváženia objemových zmien pôdy a s ich uvážením sa pre jednotlivé monitorovacie lokality, t.j. Veľký Horeš, Veľký Kamenec, Pribeník, Zatín a Somotor v grafickom zobrazení uvádzajú na obr. 3 až 7.





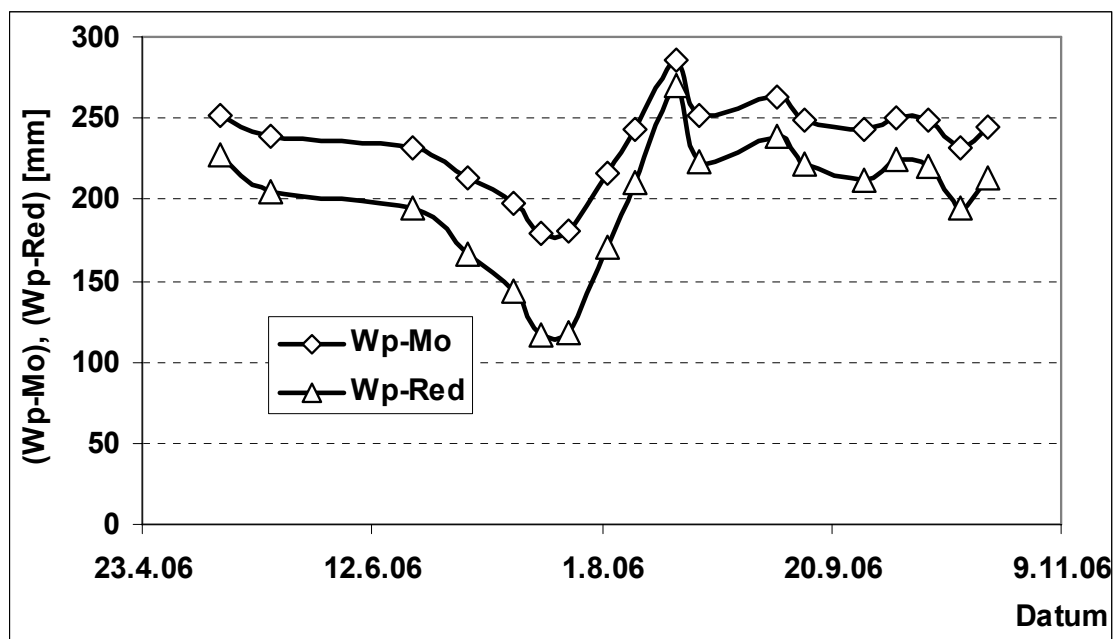
Obr. 3: Chod zásob vody v zóne aerácie pôdy získaný monitoringom (Wp-Mo) a zásoby stanovené ich redukciou (Wp-Red) vzhľadom na objemové zmeny pôdy (obr. 2) na lokalite Veľký Horeš – Medzibodrožie, rok 2006.



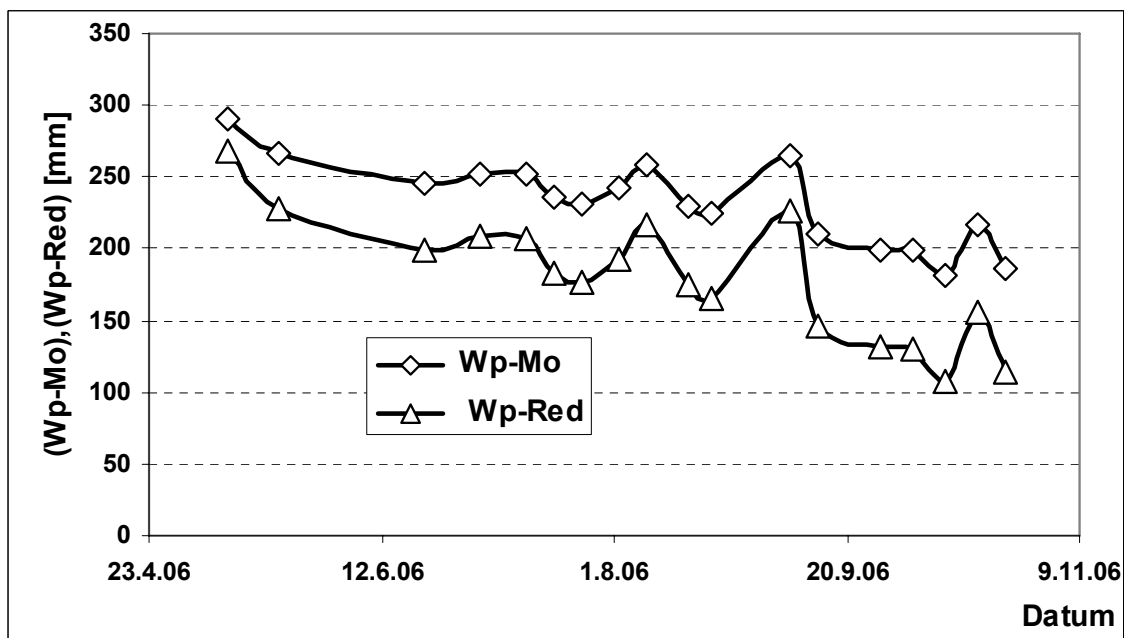
Obr. 4: Chod zásob vody v zóne aerácie pôdy získaný monitoringom (Wp-Mo) a zásoby stanovené ich redukciou (Wp-Red) vzhľadom na objemové zmeny pôdy (obr. 2) na lokalite Veľký Kamenec – Medzibodrožie, rok 2006.

V dôsledku zmien objemu pôdy v závislosti na vlhkosti a obsahu I. kategórie, zdokumentovaných pre pôdy Medzibodrožia na obr. 2, bola stanovená referenčná mocnosť výpočtových horizontov. Na obr. 2 experimentálne získané krivky závislosti objemových zmien od vlhkosti končia medzi bodom PVK a bodom saturácie (WCs). Zmeny objemu nad bodom PVK sú zanedbateľné. Na základe tohto poznatku, za referenčnú mocnosť výpočtového horizontu zóny aerácie pôdy sa považuje jej mocnosť pri vlhkosti PVK. Teda počiatočný (východiskový) výpočtový horizonty 80 cm odpovedá objemu pôdy pri

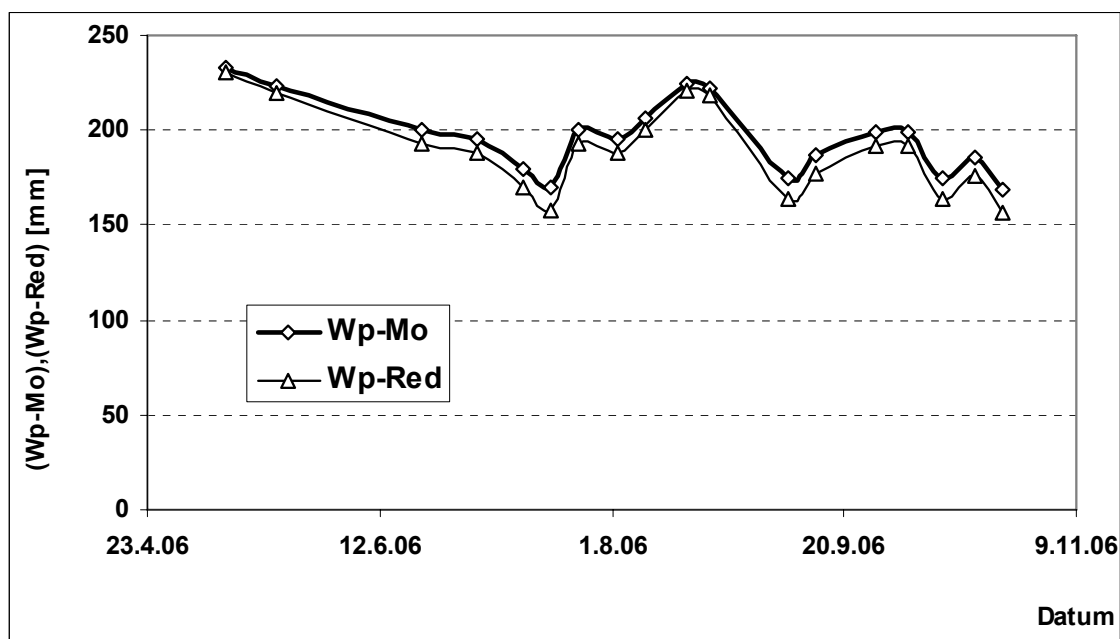
vlhkosti PVK. Chod zásob vody v tomto horizonte získaný z priameho monitoringu chodu objemovej vlhkosti počas monitorovacieho obdobia bez ( $Wp-Mo$ ) a s uvažovaním objemových zmien ( $Wp-Red$ ) sa uvádza na obr. 3 až 7.



Obr. 5: Chod zásob vody v zóne aerácie pôdy získaný monitoringom ( $Wp-Mo$ ) a zásoby stanovené ich redukciou ( $Wp-Red$ ) vzhľadom na objemové zmeny pôdy (obr. 2) na lokalite Pribeník – Medzibodrožie, rok 2006.



Obr. 6: Chod zásob vody v zóne aerácie pôdy získaný monitoringom ( $Wp-Mo$ ) a zásoby stanovené ich redukciou ( $Wp-Red$ ) vzhľadom na objemové zmeny pôdy (obr. 2) na lokalite Zatin – Medzibodrožie, rok 2006.



Obr. 7: Chod zásob vody v zóne aerácie pôdy získaný monitoringom (Wp-Mo) a zásoby stanovené ich redukciou (Wp-Red) vzhľadom na objemové zmeny pôdy (obr. 2) na lokalite Somotor – Medzibodrožie, rok 2006.

## Záver

Kvantifikácia zásoby vody v zóne aerácie ílovito-hlinitých pôd z údajov objemových vlhkosti získaných priamym monitoringom si vyžaduje brať do úvahy fenomén týchto pôd, tj. ich zmrašťovanie a napučovanie. Predkladaný príspevok dokumentuje túto opodstatnenosť na údajoch monitoringu objemovej vlhkosti a ich následnom spracovaní na chody zásob vody v 80 cm horizonte zóny aerácie pre ílovito-hlinité pôdy z lokalít územia Medzibodrožia. Pri tejto kvantifikácii kľúčovým poznatkom sú experimentálne stanovené závislosti objemových zmien pôdy v závislosti od objemovej vlhkosti. Pre lokality Medzibodrožia boli stanovené v laboratórnych podmienkach na neporušených vzorkách pôdy z lokality Somotor – I. kat., 34,96 %; Pribeník – 49,65 %; Veľký Kamenec – 50,55 %; Zátin – 56,33 %; Veľký Horeš – 64,11 %. Výsledky sa uvádzajú na obr. 2. Na základe predložených výsledkov možno konštatovať, že predložená metodika stanovenia zásob vody v zóne aerácie ílovito-hlinitých pôd s uvažovaním objemových zmien potvrdzuje význam takéhoto postu v podmienkach zmrašťujúcich a napučavajúcich pôdach.

**PodĎakovanie:** Táto práca bola podporovaná grantovou agentúrou VEGA (projekty č. 2/6046/26 a 2/0120/28) a APVT (projekt č. APVT-51-019804).

## Literatúra

- Šútor, J., Reháč, Š. (1999): Evaluation of disposable water supply in soil for biosphere in the area of Žitny ostrov. In: Scientific Papers of the Research Institute of Irrigation Bratislava, No 24, pp. 173–187.
- Šútor J., Gomboš, M., Mati, R., Ivančo, J. (2002): Charakteristiky zóny aerácie ťažkých pôd Východoslovenskej nížiny. ÚH SAV Bratislava – OVÚA Michalovce, ISBN 80-968480-8, 215 s.
- Šútor J., Gomboš, M., Mati, R., Tall, A., Ivančo, J. (2006): Voda v zone aerácie pôd Východoslovenskej nížiny. ÚH SAV Bratislava – OVÚA Michalovce, ISBN 80-89139-10-8, 279 s.
- Šútor, J., Gomboš, M., Tall, A., Kandra B. (2007): Potenciálne a monitorované zásoby vody v zóne aerácie pôd v Medzibodroží. Acta Hydrologica Slovaca, Ročník 8, č. 2, s. 182 – 192.

# Analýza zrážkovo – odtokových vzťahov v malých povodiach Vysokých Tatier

Helena Hlavatá<sup>1</sup>, Ladislav Holko<sup>2</sup>, Zdeněk Kostka<sup>2</sup>, Ján Novák<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Slovenský hydrometeorologický ústav, Ďumbierska 26, 041 17 Košice

<sup>2</sup>Ústav hydrológie SAV, Ondrašovská 16, 031 05 Liptovský Mikuláš

## Abstrakt

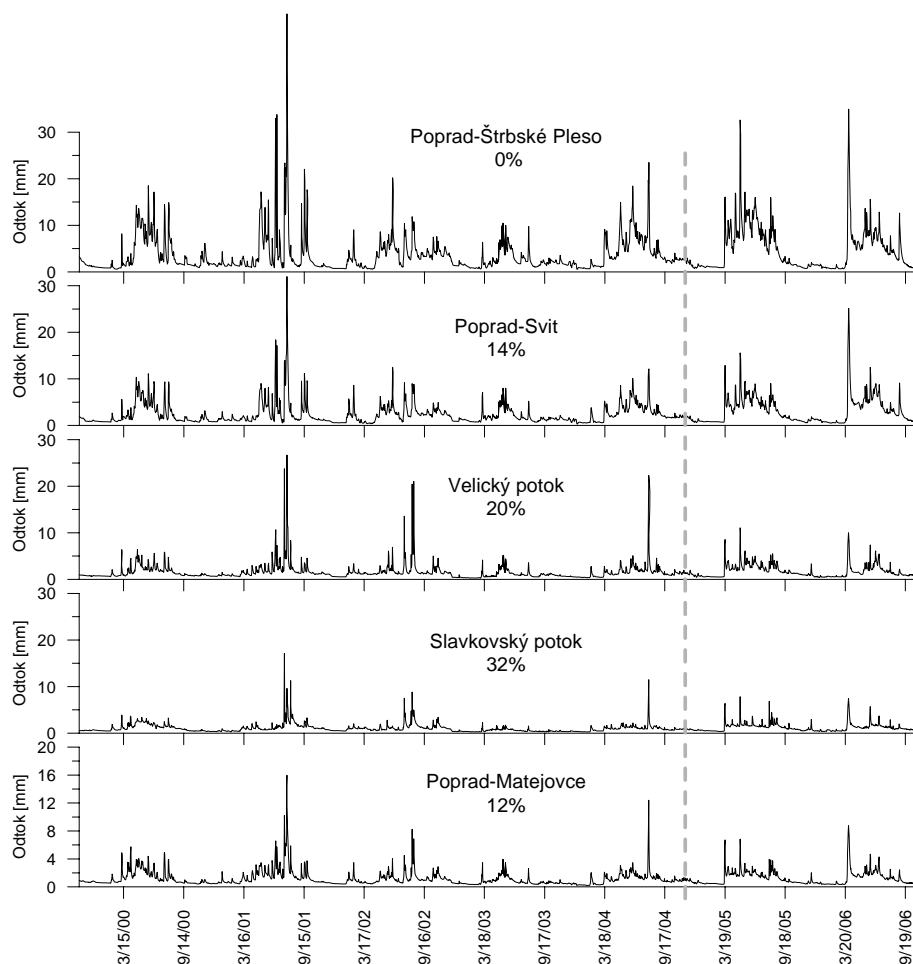
V príspevku sa zaoberáme analýzou dvoch základných prvkov hydrologickej bilancie (zrážok a odtoku) vo vybraných povodiach horného Popradu v hydrologických rokoch 1963 – 2006. Motiváciou bolo zistenie, či je možné indikovať vplyv odlesnenia vyvolaného veternou kalamitou vo Vysokých Tatrách pomocou meraného odtoku. Kalamita nespôsobilá zvýšenie počtu povodní. Merané odtoky a priemerné zrážky na povodie vypočítané z údajov existujúcich zrážkomerných staníc poukazujú len v niekoľkých prípadoch na možný vplyv kalamity na odtokový proces. V niektorých povodiach (Mlynica, Velický potok, Slavkovský potok, Poprad–Matejovce) sa objavili rozdiely medzi medziročnými tendenciami zmien zrážok a odtoku v hydrologickom roku 2005. Pri charakteristikách mesačného odtoku nastala po veternej kalamite viditeľná zmena (rast) len pri minimálnom dennom odtoku v mesiaci v povodí Velického potoka a v povodí Popradu vo Svite. Skúmanie odtokových radov v jednotlivých mesiacoch poukázalo najčastejšie na zmeny v povodí Velického potoka, Slavkovského potoka a v povodí Popradu po Matejovce, kde došlo k rastu marcového a aprílového odtoku. Vyššie uvedené zmeny nepredstavujú v rade hodnôt meraných od 60. rokov 20. storočia extrémne odchýlky a sú pravdepodobne spôsobené kombináciou meteorologických činiteľov (zimy bohaté na sneh 2005 a 2006) s odlesnením. V povodiach Velického a Slavkovského potoka aj v celom povodí Popradu po Matejovce však neboli prekročené hodnoty, ktoré sa vyskytli už v minulosti. V povodí Mlynice koeficient odtoku po roku 2004 poklesol.

**Kľúčové slová:** malé povodia, hydrologická bilancia.

## Úvod

Jednou z často spomínaných obáv vyslovovaných v súvislosti s veternou kalamitou vo Vysokých Tatrách v novembri 2004 bolo zvýšenie počtu povodní v dôsledku odlesnenia veľkého územia. Na základe výsledkov hodnotenia možných zmien odtoku pomocou matematického modelovania (Kostka a Holko, 2005) sme vyslovili záver, že aj keď bola veterná kalamita ojedinelým a významným zásahom do prírodného prostredia, nemala by viesť k zvýšeniu počtu povodní v povodí horného Popradu. Tento záver potvrdili aj doterajšie merania prietoku na tatranských tokoch (obr. 1). Aj keď zimy 2005 a 2006 mali nadpriemerné snehové zásoby a začiatok leta 2005 bol neobyčajne vlhký, na tatranských tokoch neboli zaznamenané prietokové udalosti, ktoré by prevyšovali udalosti zaznamenané v období pred kalamitou. Jednou z pravdepodobných príčin môže byť aj fakt, že aj keď došlo v širokom páse pozdĺž Vysokých Tatier k takmer úplnému zničeniu lesa, vzhľadom na lesnatosť jednotlivých povodí táto zmena postihla len relatívne malé plochy povodia. Škody na lesných porastoch spôsobené vetrom nie sú v oblasti Vysokých Tatier ojedinelé. Zaujímavé informácie publikovali v súvislosti s analýzou veterných pomerov v Tatrách už Konček et al. (1973). Zdôraznili význam silných padavých vetrov na južnej strane Tatier, ktoré sú bežné v nadmorských výškach 1500 – 1600 m n. m. Konštatovali, že veľmi zriedkavé cirkulačné pomery v atmosfére spôsobujú aj výskyt silných padavých vetrov, spôsobujúcich veľké škody aj v nadmorských výškach pod 1000 m n. m. Takéto vetry spôsobili veľké škody na porastoch aj v novembri 1915 a v septembri 1941. Koreň (2005) publikoval detailnejšie informácie o veterných kalamitách v oblasti Tatier. Podľa týchto informácií boli až do novembra 2004 (objem kalamity cca 2,5 mil. m<sup>3</sup>) najničivejšie veterné kalamity v novembri 1915 (0,48 mil. m<sup>3</sup>), v septembri 1941 (0,42 mil. m<sup>3</sup>) a v novembri 1981 (0,295 mil. m<sup>3</sup>). Menšie kalamity sa vyskytujú pravidelne. Výnimočná veľkosť kalamity v roku 2004 súvisí aj s tým, že vďaka ochrane v rámci TANAP-u les pokrýval veľké územie. Veterná kalamita v novembri 2004 nezasiahla len oblasť Vysokých Tatier, ale práve tam bola najrozsiahlejšia. Z vedeckého hľadiska

poskytla mnohým vedným odborom ojedinelú možnosť skúmať reakciu prírodných procesov na extrémnu zmenu krajinej pokrývky. Pokiaľ ide o možnosť skúmania vplyvu rozsiahleho odlesnenia na režim odtoku, v tatranskej oblasti existuje niekoľko dlhých radov prietokových meraní. Merania na Poprade (Matejovce) sa vykonávajú od roku 1921, na Belej (Podbanské) a na Bielom Váhu (Východná) od roku 1922 (Pacl, 1973). Otázkou je, či sú merania prietoku dost' citlivé na zmeny vegetačných pomerov (odlesnenie, zalesnenie). Bosch a Hewlet (1982) uvádzajú, že odlesnenie menšie ako 20 % sa dá ťažko identifikovať meraním prietoku. V povodiach znázornených na obr. 1 sa to týka len povodia Slavkovského a Velického potoka. Pokiaľ ide o vyššie uvedené profily s dlhým radom meraných údajov (Poprad, Belá, Biely Váh), ide o pomerne veľké povodia v ktorých aj v minulosti dochádzalo k postupným významným zmenám krajinej pokrývky (napr. postupné zalesnenie v povodí Belej od druhej svetovej vojny). Predpokladáme, že prípadné zmeny odtokového režimu súvisiace so zmenou krajinej pokrývky sa môžu dať identifikovať skôr v malých povodiach a na údajoch s krátkym krokom merania (denným alebo hodinovým), ako na dlhodobých údajoch. Spracovanie dlhodobých charakteristík je však potrebné pre získanie celkového obrazu o priebehu prvkov hydrologickej bilancie v skúmanom území. Výsledky takejto analýzy publikovali nedávno v súvislosti s voľbou nového hydrologického referenčného obdobia Majerčáková et al. (2007). Na základe rozborov mesačných zrážok a rozdelenia odtoku v roku (porovnávali obdobie 1961 – 2000 s obdobím 2001 – 2006) konštatovali určitú zmenu stability rozdelenia odtoku v roku na tokoch, ktoré boli najviac postihnuté veternou kalamitou.

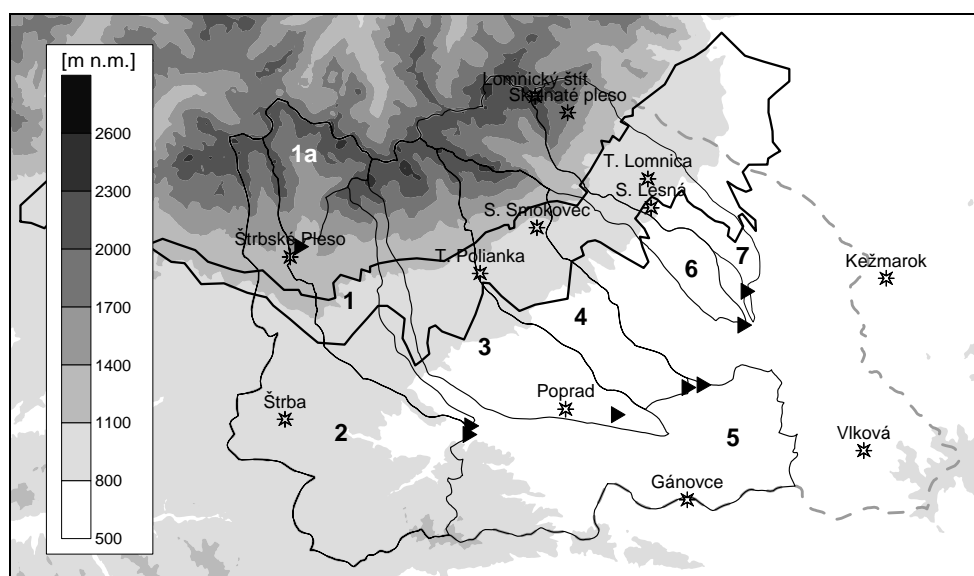


Obr. 1. Denný prietok v povodiach horného Popradu s rôznou plochou povodia a rôznym stupňom odlesnenia spôsobeného veternou kalamitou v hydrologických rokoch 2000 – 2006; prerušovaná sivá čiara znázorňuje dátum veternej kalamity; číslo pod názvom toku reprezentuje úbytok lesnatosti v príslušnom povodí v percentách.

Cieľom tohto príspevku bolo zistiť, či merané údaje o odtoku a zrážkach poukazujú na vplyv odlesnenia vyvolaného veternou kalamitou na zmenu odtokového procesu.

## Metodika a údaje

Práca je založená na analýze radov odtokových a zrážkových údajov z povodia horného Popradu z rôznych hľadísk. Merané odtokové údaje boli vyberané tak, aby bolo možné porovnať čo najdlhšie obdobia vo väčšom počte povodií postihnutých veternou kalamitou. Na základe týchto kritérií sme vybrali obdobie hydrologických rokov 1963 – 2006. Skúmané povodia sú znázornené na obr. 2 a ich základné fyzicko-geografické charakteristiky sú uvedené v tab. 1. Aj keď povodia Studeného a Skalnatého potoka patria do územia postihnutého odlesnením, majú relatívne krátke rady meraní odtoku, takže údaje z týchto dvoch povodií boli použité len pri analýze hydrologickej bilancie v ročnom kroku.



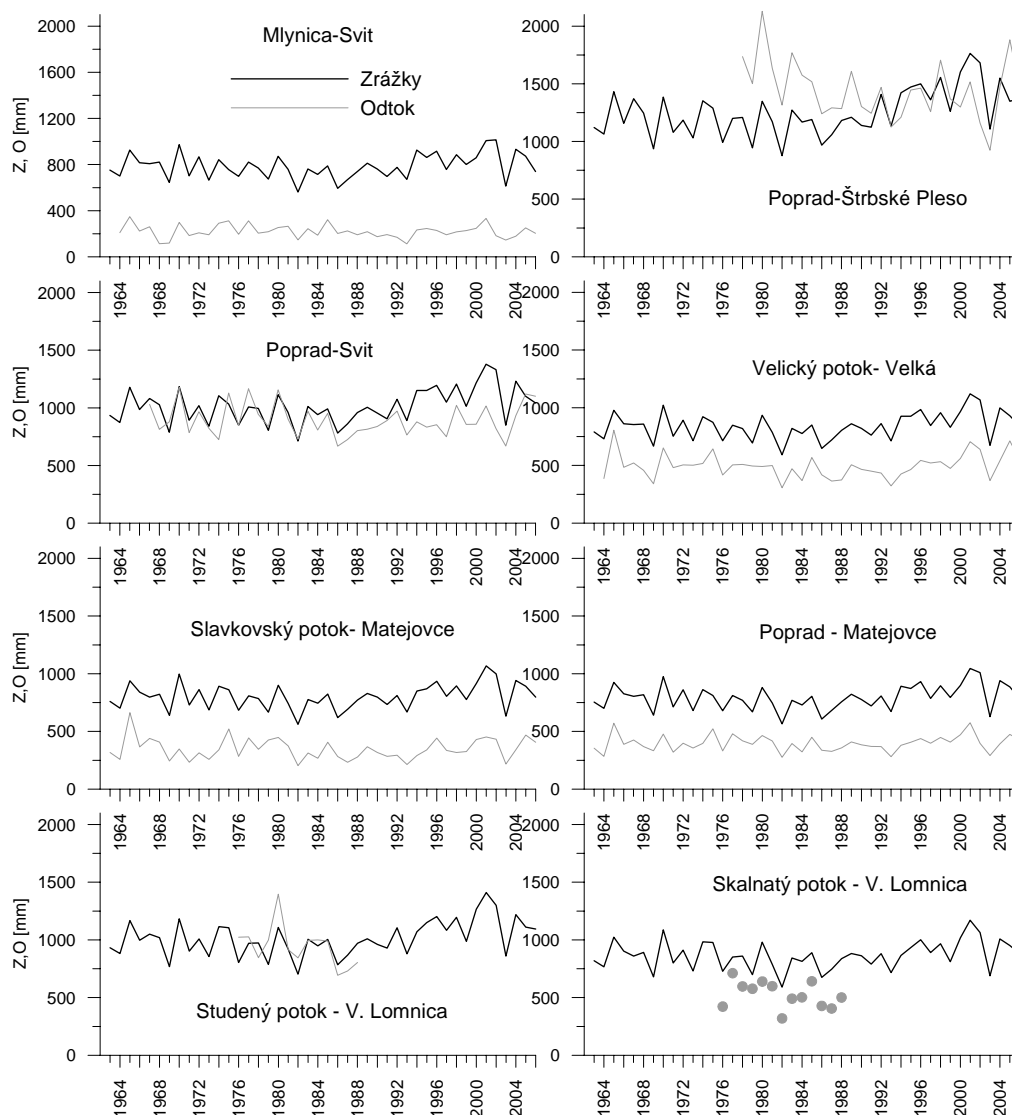
Obr. 2. Povodie horného Popradu po Kežmarok (sivá prerušovaná čiara) a jeho subpovodia (1–Poprad–Svit, 1a–Poprad–Štrbské Pleso, 2–Mlynica, 3–Veľký potok, 4–Slavkovský potok, 5–Poprad–Matejovce, 6–Studený potok, 7–Skalnatý potok), rozmiestnenie zrážkomerov použitých pri výpočte zrážkových úhrnov v povodiach (hviezdičky, názvy staníc) a hranica územia postihnutého veternou kalamitou (hrubá čiara); trojuholníky označujú limnigrafy.

Tab. 1. Niektoré fyzicko-geografické charakteristiky povodií horného Popradu odvodené z podkladov GIS s rozlíšením 50 m.

Povodie	Plocha (km <sup>2</sup> )	Priemerná nadm. výška (m n. m.)	Priemerný sklon (°)	Zníženie lesnatosti spôsobené kalamitou (°)
Mlynica–Svit	83,2375	991	9,2	5
Poprad–Štrbské Pleso	17,055	1841	25,3	0
Poprad–Svit	45,1375	1399	16,0	14
Veľký potok–Poprad Veľká	57,805	1094	9,3	20
Slavkovský potok–Poprad Matejovce	43,1625	1017	8,6	32
Poprad–Poprad Matejovce	315,452	1018	9,2	12
Studený potok–Veľká Lomnica	29,935	1404	17,5	8
Skalnatý potok–Veľká Lomnica	33,6075	1100	11,5	41

Pri analýze odtoku sme porovnávali priebehy ročných, sezónnych a maximálnych hodnôt aj výskyt hodnôt odtokov  $O_{10}$  až  $O_{90}$  ( $O_{10}$  reprezentuje 10 percent najnižších odtokov,  $O_{20}$  reprezentuje 20

percent najnižších odtokov, atď). Okrem toho boli odtokové pomery skúmané aj vo vzťahu k zrážkovým pomerom. V tejto súvislosti bola sledovaná ročná hydrologická bilancia a vzťah zrážok a odtoku v teplej časti roka (jún – september). Na niektoré analýzy bolo potrebné určiť úhrny zrážok v jednotlivých povodiach. Denné úhrny zrážok na povodie boli vypočítané na základe údajov z 12 zrážkomerných staníc (obr. 2) interpolačnou metódou, ktorá pozostáva z kombinácie gradientu s nadmorskou výškou a inverzne váženej vzdialenosti. Váha metódy inverzne váženej vzdialenosti vo výpočte bola 0,3. Z vytvorených denných máp rozdelenia zrážok v povodí horného Popradu s rozlíšením 25 m boli vypočítané denné úhrny zrážok pre jednotlivé povodia. Odtokové pomery merané v jednotlivých povodiach boli kvôli možnosti vzájomného porovnania vyjadrené ako odtoková výška v mm. Na prepočet z meraných prietokov boli použité plochy povodí uvedené v tab. 1.



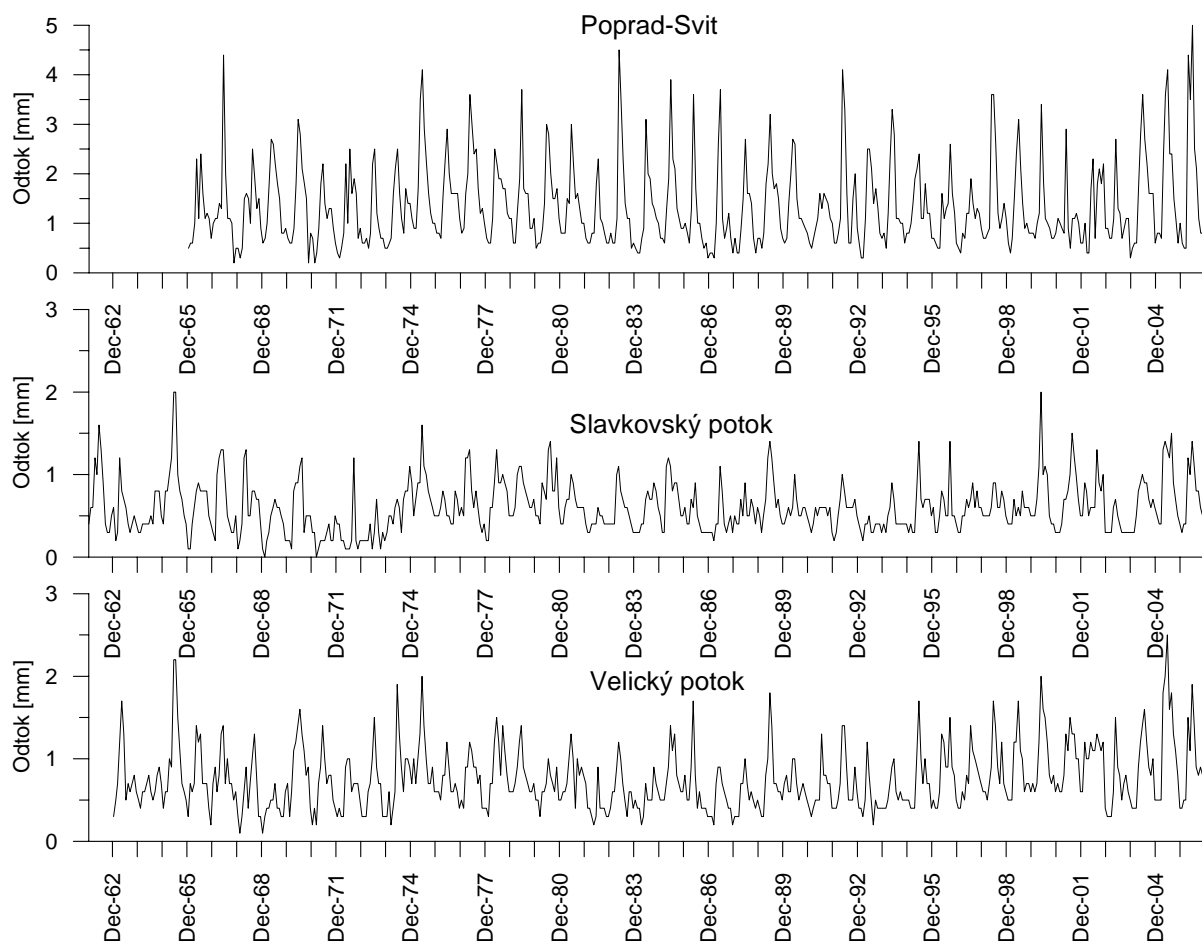
Obr. 3. Ročný odtok a úhrn zrážok (mm) vo vybraných povodiach; Skalnatý potok má iný symbol pre odtok kvôli zvýrazneniu obnovenia meraní v roku 2006.

### Výsledky a diskusia

Merané denné prietoky a zrážky nevykazujú v skúmanom období žiadne výrazné trendy. Výnimkou sú zrážky na stanici Lomnický štít, ktoré majú stúpajúci trend.

Ročné údaje pre povodia sú znázornené na obr. 3, ktorý poskytuje niekoľko informácií. V prvom rade poukazuje na problém s hydrologickou bilanciou v niektorých vyššie položených povodiach. Ide

o povodia Popradu po Svit (vrátane jeho subpovodia po Štrbské Pleso) a povodie Studeného potoka. V týchto povodiach preto nebola vykonaná analýza vzťahu zrážok a odtoku. Aj keď jednou z pravdepodobných príčin môže byť výpočet úhrnu zrážok na povodie, v prípade povodia Popradu po Štrbské Pleso bude treba preskúmať aj merania odtoku, ktoré sú dosť vysoké a v jednom prípade prekračujú až hodnotu 2000 mm za rok. Ak sú merania odtoku správne, vysoký odtok môže poukazovať na vplyv špecifickej polohy povodia (vysoká nadmorská výška, orientácia smerom k prúdeniu vzduchu prinášajúcemu vysoké zrážky). Vplyv tohto subpovodia sa samozrejme prejavuje aj v povodí Popradu po Svit. Kým hydrologická bilancia v týchto povodiach nie je dobrá, v susedných povodiach je reálnejšia. Napriek tomu sú rozdiely medzi zrážkami a odtokom v jednotlivých povodiach dosť odlišné. Všetky tieto výsledky naznačujú, že existujúca štandardná zrážkomerná sieť nie je postačujúca na určenie hydrologickej bilancie vo všetkých povodiach. Problémy nastávajú najmä v malých, vysoko položených povodiach. Aj samotné odtokové údaje poukazujú na odlišné pomery v jednotlivých malých povodiach. Na rozmanitý vývoj vodnosti tokov územia Tatier poukázala aj Majerčáková et al. (2007). Podobná skutočnosť, t. j., že ani všetky dostupné merané údaje nepostačujú na vysvetlenie odlišností hydrologickej bilancie malých povodí v horských oblastiach, bola konštatovaná aj pri štúdiu hydrologickej bilancie v povodiach Západných Tatier a západnej časti Vysokých Tatier (Holko et al., 2001).



Obr. 4. Minimálny denný odtok v danom mesiaci vo vybraných povodiach.

Trendy ročných zrážok a odtoku v skúmaných povodiach nie sú významné s výnimkou stúpajúceho trendu zrážok v povodiach s najväčšou priemernou výškou (Poprad – Štrbské Pleso a Studený potok), ktoré pravdepodobne vyplývajú zo stúpajúceho trendu zrážok na stanici Lomnický štít. V niektorých povodiach (Mlynica, Velický potok, Slavkovský potok, Poprad – Matejovce) sa objavili rozdiely medzi medziročnými tendenciami zmien zrážok a odtoku v hydrologickom roku 2005. V roku 2005 v týchto povodiach oproti roku 2004 zrážky klesli, ale odtoky stúpili. V roku 2006 sa už takéto chody



neobjavili. Mierny rast odtokov v roku 2005 môže byť reakciou na odlesnenie územia, ale môže byť aj prejavom iného rozdelenia zrážok v roku 2005 v porovnaní s rokom 2004 (zima bohatá na sneh).

Na základe denných odtokov sme vypočítali pre každý mesiac celkový mesačný odtok, minimálny a maximálny denný odtok v danom mesiaci. S niekoľkými výnimkami tieto údaje v skúmanom období nevykazovali žiadne trendy. Viditeľná zmena (rast) nastala po veternej kalamite len pri minimálnom odtoku v povodí Velického potoka, v povodí Popradu vo Svite (obr. 4) a pravdepodobne aj v povodí Skalnatého potoka (tu boli merania v roku 1988 prerušené a obnovené až v januári 2006). V povodí Slavkovského potoka, kde bol najväčší úbytok lesa, k viditeľným zmenám v týchto charakteristikách odtoku nedošlo. K zvýšeniu minimálnych odtokov v povodí Velického potoka a Popradu vo Svite došlo na jar 2005, čo môže byť opäť kombinovaný dôsledok zimy s bohatou snehovou pokrývkou a odlesnenia. V povodí Velického potoka už v roku 2006 minimálne odtoky neboli také vysoké, v povodí Popradu po Svit sa v roku 2006 oproti roku 2005 ešte zvýšili. Možnou príčinou je pravdepodobne opäť kombinácia výnimočne dlhej zimy a odlesnenia. Zima v roku 2006 bola výnimočná tým, že okrem dobrých snehových zásob bola studená a snehová pokrývka vydržala až do marca aj v nižších nadmorských výškach. Prvé topenie snehu sa začalo takmer súčasne na celom Slovensku.

Skúmanie odtokových radov v jednotlivých mesiacoch poskytlo tieto výsledky:

- február – celkové mesačné odtoky v povodí Velického potoka ukázali v skúmanom období klesajúci trend; v roku 2005 bol minimálny odtok v povodí Popradu po Matejovce najmenší za celé skúmané obdobie (1962 – 2006), čo súvisí s vývojom snehovej pokrývky počas zimy 2005,
- marec – v povodí Popradu po Svit (aj Popradu po Štrbské Pleso) bol v roku 2005 a aj 2006 výrazný rast celkového mesačného aj maximálneho odtoku oproti predchádzajúcemu obdobiu; maximum v rokoch 2005 a 2006 vzrástlo aj v povodí Velického potoka; výrazný rast celkového mesačného aj maximálneho odtoku nastal v rokoch 2005 a 2006 aj v povodiach Slavkovského potoka a Popradu v Matejovciach, ale hodnoty boli menšie, ako hodnoty namerané v 60. rokoch,
- apríl – nárast minimálneho aj maximálneho odtoku Popradu po Štrbské Pleso a aj celkového mesačného odtoku Popradu po Svit v rokoch 2005 a najmä 2006, výrazný nárast minimálneho odtoku na Velickom potoku a v Poprade v Matejovciach v roku 2005 (mierny pokles v roku 2006),
- máj – mierny rast celkového mesačného odtoku Velického potoka v roku 2005, pokles v roku 2006 a celkový mierne stúpajúci trend minimálneho odtoku v tomto povodí aj v povodí Popradu po Matejovce v období 1962 – 2006,
- jún – klesajúci trend celkového mesačného a minimálneho odtoku Popradu na Štrbskom Plese v období 1977 – 2006, nárast minimálneho odtoku Popradu vo Svite v roku 2005 a najmä 2006, nárast minimálneho odtoku Velického potoka v roku 2005 (pokles v roku 2006),
- júl – klesajúci trend celkového mesačného a minimálneho odtoku Popradu na Štrbskom Plese v období 1977 – 2006,
- august – klesajúci trend celkového mesačného a minimálneho odtoku Popradu na Štrbskom Plese v období 1977 – 2006; nárast minimálneho odtoku v povodí Velického a Slavkovského potoka aj v Poprade v Matejovciach v roku 2005 (následný pokles v roku 2006),
- september – klesajúci trend minimálneho odtoku Popradu na Štrbskom Plese v období 1977 – 2006,
- október – klesajúci trend celkového mesačného a minimálneho odtoku Popradu na Štrbskom Plese v období 1977 – 2006,
- november – klesajúci trend maximálneho odtoku Mlynice v období 1962 – 2006.

Analýza  $O_{10}$  až  $O_{90}$  indikovala len jednu možnú zmenu – v povodí Mlynice došlo k zmenám výskytu  $O_{40}$ , kedy po roku 2000 je početnosť týchto odtokov relatívne vyššia, ako v minulosti (obr. 5). Zatiaľ však nie je možné povedať, či ide o trend.

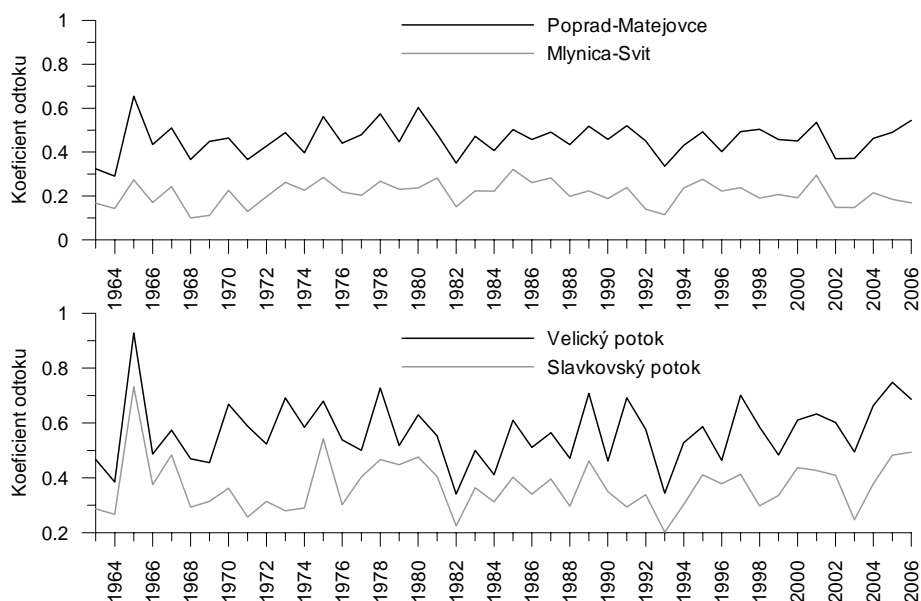
Analýza počtu odtokových udalostí v mesiacoch jún až október 1963 – 2006 nepoukázala na viditeľné zmeny, ktoré by mohli súvisieť s vplyvom veternej kalamity.

Analýza vzťahu medzi zrážkami a odtokom v teplom období (jún až september) vychádzala z predpokladu, že odlesnenie sa môže výraznejšie prejaviť práve v zmene odtokového koeficienta,

resp. korelácii zrážok a odtoku. Aj keď v jednotlivých rokoch suma zrážok a odtoku za jún až september môže byť ovplyvnená rôznou zásobou vody v pôde na začiatku a na konci obdobia, vychádzali sme z predpokladu, že vzťah zrážok a odtoku sa v povodí pohybuje v určitom intervale a výrazná zmena priebehu hydrologických procesov by sa na tomto vzťahu mohla prejaviť. Obr. 6 ukazuje, že po roku 2004 došlo k rastu odtokového koeficienta v povodiach Velického a Slavkovského potoka aj v celom povodí Popradu po Matejovce. V žiadnom povodí však hodnoty neprekročili hodnoty, ktoré sa vyskytli už v minulosti. V povodí Mlynice koeficient odtoku po roku 2004 poklesol.



Obr. 5. Výskyt odtoku  $O_{40}$  v povodí Mlynice v rokoch 1963 – 2006.

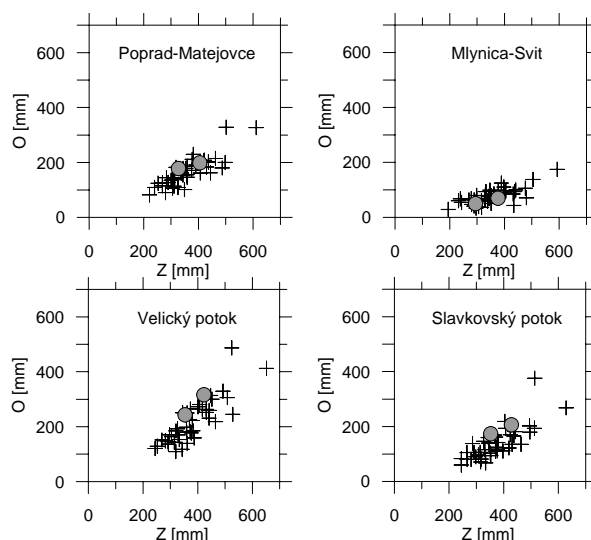


Obr. 6. Kolísanie odtokového koeficientu (jún – september) vo vybraných povodiach.

Vzťah zrážky – odtok (obr. 7) ukázal, že po roku 2004 sa táto charakteristika povodia nevychýlila z intervalu hodnôt, ktoré sa vyskytli v minulosti, aj keď v povodiach, kde došlo k väčšiemu odlesneniu, sa body reprezentujúce leto 2005 a 2006 nachádzajú pri hornej hranici. Predstavuje to relatívne väčší odtok zo spadnutých zrážok, čo sa prejavilo už na hodnote odtokových koeficientov (obr. 6). Body, ktoré sú mimo zhľuku ostatných bodov, predstavujú leta 2001 (všetky povodia znázornené na obr. 7) a 1965 (všetky povodia okrem Mlynice). V roku 2001 bol veľmi vlhký júl, v roku 1965 jún. Odchýlka na strane suchých rokov (malé hodnoty zrážok a odtoku) v povodí Mlynice (obr. 7) predstavuje rok 2003.

## Záver

Analýzy odtokových údajov a hydrologickej bilancie poukázali v niektorých prípadoch na možnú reakciu povodí na odlesnenie spôsobené veternou kalamitou. Neboli však zistené významné odchýlky od charakteristík nameraných v období pred veternou kalamitou. Zaujímavé je, že najviac indícií vplyvu odlesnenia na odtokový režim nebolo zistených pre povodie Slavkovského potoka, kde došlo k najväčšiemu odlesneniu, ale pre povodie Velického potoka. Analýza poukázala na rozmanitosť režimu jednotlivých malých povodí. Na podrobnejšie štúdium zrážkovo-odtokových vzťahov by bolo potrebné rozšíriť zrážkomernú sieť vo vyšších častiach povodí.



Obr. 7. Vzťah sumárnych letných (jún – september) zrážok a odtoku vo vybraných povodiach; sivé body znázorňujú pozíciu rokov 2005 a 2006.

## PodĎakovanie

Práca vznikla vďaka podpore projektov NASA NNG06GC83G, MVTS NASA, a projektu VEGA-2/0079/08.

## Literatúra

- Bosch, J. M., Hewlett, J. D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.*, 55, 3 – 23.
- Holko, L., Parajka, J., Majerčáková, O., Faško, P. (2001): Hydrologická bilancia vybraných povodí Tatier v hydrologických rokoch 1989 1998. *Vodohospodársky časopis*, 49, 3 – 4, 200 – 222.
- Konček, M. Et al. (1973): Klimatické pomery Tatier. *Zborník prác o Tatranskom národnom parku* 15, 239 – 324.
- Koreň, M. (2005): Vetrová kalamita 19 novembra 2004 – nové pohľady a konsekvencie. *Tatry*, ročník XLIV, mimoriadne vydanie, 6 – 28.
- Kostka, Z., Holko, L. (2005): Vplyv veternej kalamity vo Vysokých Tatrách na hydrologický režim povodia horného Popradu. In: *Hydrologie malého povodia 2005*, editori M. Šír, L. Lichner, M. Tesař, L. Holko, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, ISBN 80-02-01754-4, 173 – 179.
- Majerčáková, O., Škoda, P., Danáčová, Z. (2007): Vývoj vybraných hydrologických a zrážkových charakteristík za obdobia 1961 – 2000 a 2001 – 2006 v oblasti Vysokých Tatier. *Meteorologický časopis*, 10, 205 – 210.
- Pacl, J. (1973): *Hydrologia Tatranského národného parku*. *Zborník prác o Tatranskom národnom parku* 15, 181 – 238.

# Priemerná doba prechodu vody v povodiach s rôznou veľkosťou

Ladislav Holko<sup>1</sup>, Martin Šanda<sup>2</sup>, Zdeněk Kostka<sup>1</sup>, Juraj Michalko<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>Ústav hydrologie SAV, Ondrašovská 16, 031 05 Liptovský Mikuláš  
<sup>2</sup>ČVUT v Praze, F. Stavební, Thákurova 7, 16629, Praha  
<sup>3</sup>Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

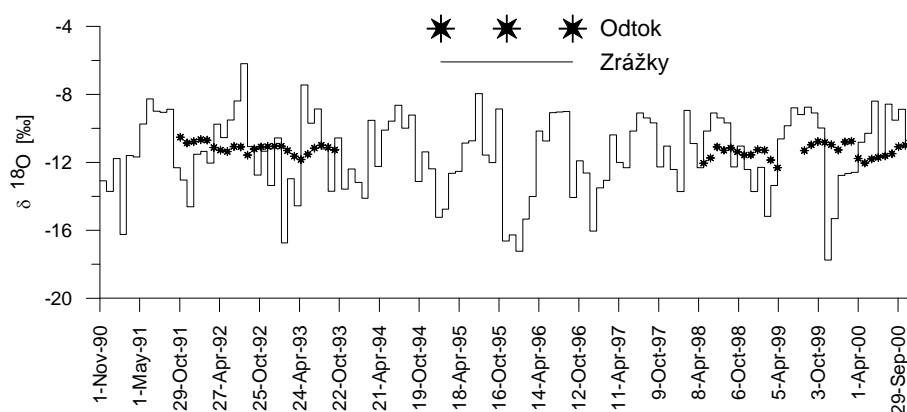
## Abstrakt

Príspevok je venovaný určeniu priemernej doby prechodu vody v povodí pomocou stabilných prírodných izotopov. Vyhodnotením kolísania izotopu kyslíka v zrážkach a v odtoku metódou sínusoid sme vypočítali priemernú dobu prechodu v horskej časti povodia Jaloveckého potoka (plocha 22 km<sup>2</sup>) 19 mesiacov, v celom povodí Jaloveckého potoka (plocha 45 km<sup>2</sup>) 17 mesiacov, v povodí horného Váhu (1095 km<sup>2</sup>) 14 mesiacov a v povodí Uhlírskej v Jizerských horách (plocha 1,78 km<sup>2</sup>) 7 mesiacov. Priemerná doba prechodu vypočítaná pre vrt v Liptovskej kotline bola 48 mesiacov a pre dva vrty v povodí Uhlírskej reprezentujúce hĺbku 2,7 a 3,7 m bola 21 a 24 mesiacov.

**Kľúčové slová:** priemerná doba zdržania vody v povodí, prírodné stabilné izotopy.

## Úvod

Priemerná doba prechodu vody v povodí je priemerná vážená doba, ktorú za voda zdrží v povodí (Šilar, 1990). Táto charakteristika sa v hydrologii povodí začala určovať v súvislosti s využitím izotopických metód už v 80. rokoch 20. storočia (Maloszewski, Zuber, 1982; Stichler, Herrmann, 1982). K zvýšeniu počtu prác venovaných tejto problematike však došlo až od 90. rokov (Stewart, McDonnell, 1991; Maloszewski et al., 1992; Holko, 1995; Rodhe et al., 1996; DeWalle et al., 1997; Soulsby et al., 1999; Frederickson, Criss, 1999; Asano et al., 2002; Maloszewski et al., 2002; Vitvar et al. 2002; McGuire et al., 2002; McGlynn et al., 2003; McGuire et al., 2005; Viville et al., 2006; Reddy et al., 2006). Princípom metódy, ktorá vychádza z postupov vyvinutých v chemickom inžinierstve, je vyhodnotenie kolísania koncentrácií stopovača na vstupe do systému a na výstupe z neho.



Obr. 1: Príklad zmeny amplitúdy a fázového posunu izotopického zloženia odtoku vzhľadom k izotopickému zloženiu zrážok; povodie Jaloveckého potoka – mesačné hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  v zrážkach a v odtoku.

V hydrologii sa najčastejšie používajú prírodné stabilné izotopy (napr.  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$ ). Ako súčasť molekuly vody predstavujú tieto izotopy ideálne stopovače. Izotopické zloženie zrážok je charakteristické sezónnymi zmenami – zimné zrážky obsahujú menej ťažších izotopov, ako letné. Pri prechode zrážkovej vody povodím dochádza k zmenám jej izotopického zloženia. Izotopické zloženie vody v odtoku

z povodia má oveľa menšiu amplitúdu ako v zrážkach a dochádza k fázovému posunu (obr. 1). Tieto zmeny sa využívajú na určenie priemernej doby prechodu vody povodím.

Komplexnému prehľadu metodiky určovania priemernej doby prechodu vody je venovaných mnoho prác (napr. Maloszewski, Zuber, 1982, 1996; Zuber, 1986; Bergmann et al., 1986; Vitvar, 1998; Manga, 1999; Bayari, 2002). Najčastejšie sa používajú dva spôsoby výpočtu priemernej doby prechodu – modely so sústredenými parametrami (lumped) a aproximácie koncentrácií izotopov v zrážkach a odtoku sínusoidami. Druhý spôsob pritom predstavuje jedno z riešení modelov so sústredenými parametrami.

Pri modeloch so sústredenými parametrami sa predpokladá ustálené prúdenie v systéme (povodie, zvodnená vrstva). Vzťah medzi koncentráciou izotopov v zrážkach ( $c_{in}$ ) a v odtoku ( $c_{out}$ ) je daný integrálom:

$$c_{out} = \int_0^{\infty} c_{in}(t-t')g(t')\exp(-\lambda t')dt \quad (1)$$

kde  $t'$  je doba prechodu,  $\lambda$  je konštanta rádioaktívneho rozpadu (v prípade použitia rádioaktívneho stopovača) a  $g(t')$  je tzv. váhová funkcia alebo funkcia odozvy systému.

Váhová funkcia  $g(t')$  opisuje rozdelenie veku častíc stopovača na výstupe zo systému (povrchový tok) a určuje model prúdenia vo zvodnenej vrstve medzi miestom infiltrácie a miestom, kde podzemná voda vstupuje do povrchového toku. Typ modelu vyberá užívateľ na základe vlastností študovaného systému. Kalibráciou modelu, t.j. zmenou hodnôt parametrov modelu tak, aby sa výstupné koncentrácie simulované podľa meraných vstupných koncentrácií čo najlepšie zhodovali s meranými výstupnými koncentraciami, sa hľadajú najlepšie parametre modelu (tzv. inverzná úloha). Používané modely majú jeden alebo viac parametrov, ale jedným z nich je vždy priemerná doba prechodu. Najčastejšie používané typy modelov sú model piestového prúdenia, exponenciálny model, lineárny a disperzný model. *Piestový model* predpokladá, že vo zvodnenej vrstve neexistujú prúdnice s rôznou dobou prechodu. *Exponenciálny model* predpokladá exponenciálne rozdelenie doby prechodu, t.j. častice pohybujúce sa po najkratšej prúdnici majú dobu prechodu nulovú a častice pohybujúce sa po najdlhšej prúdnici majú dobu prechodu nekonečnú. Podľa *lineárneho modelu* je rozdelenie doby prechodu konštantné, t.j. všetky prúdnice majú rovnakú rýchlosť, ktorá rastie priamo úmerne s časom prúdenia. Všetky tieto modely majú len jeden parameter, ktorým je priemerná doba prechodu. Pri interpretácii stopovačov môžu byť tieto základné modely kombinované, napr. exponenciálny-piestový model alebo lineárny-piestový model. Dva parametre – priemernú dobu prechodu a disperzný koeficient – má *disperzný model*, ktorý predpokladá, že pri prechode stopovača zvodnenou vrstvou sa uplatňuje disperzia.

Jednoduchší spôsob určenia priemernej doby prechodu je založený na aproximácii koncentrácií stopovača v zrážkach a v odtoku sínusoidami (napr. Stichler, Herrmann, 1982; DeWalle et al., 1997). Ako už bolo spomenuté, koncentrácie stopovača v odtoku sú oproti koncentraciám v zrážkach fázovo posunuté a majú menšiu amplitúdu. Na základe týchto údajov sa dá vypočítať priemerná doba prechodu vody povodím. Ak vychádzame z exponenciálneho modelu rozdelenia doby prechodu, priemerná doba prechodu môže byť vypočítaná z pomeru amplitúd alebo z fázového posunu (Herrmann, Stichler, 1981):

$$\tau_r = \frac{\sqrt{\frac{1}{f^2} - 1}}{2\pi} \quad (2)$$

$$\tau_r = \frac{\operatorname{tg}\alpha}{2\pi} \quad (3)$$

kde  $\tau_r$  je priemerná doba prechodu,  $f$  je pomer amplitúdy koncentrácie stopovača v odtoku (B) k amplitúde v zrážkach (A),  $\alpha$  je fázový posun medzi oboma sínusoidami. Podľa Herrmanna a Stichlera (1981) je výpočet vychádzajúci z fázového posunu (rovnica 3) použiteľný len pre krátke doby precho-

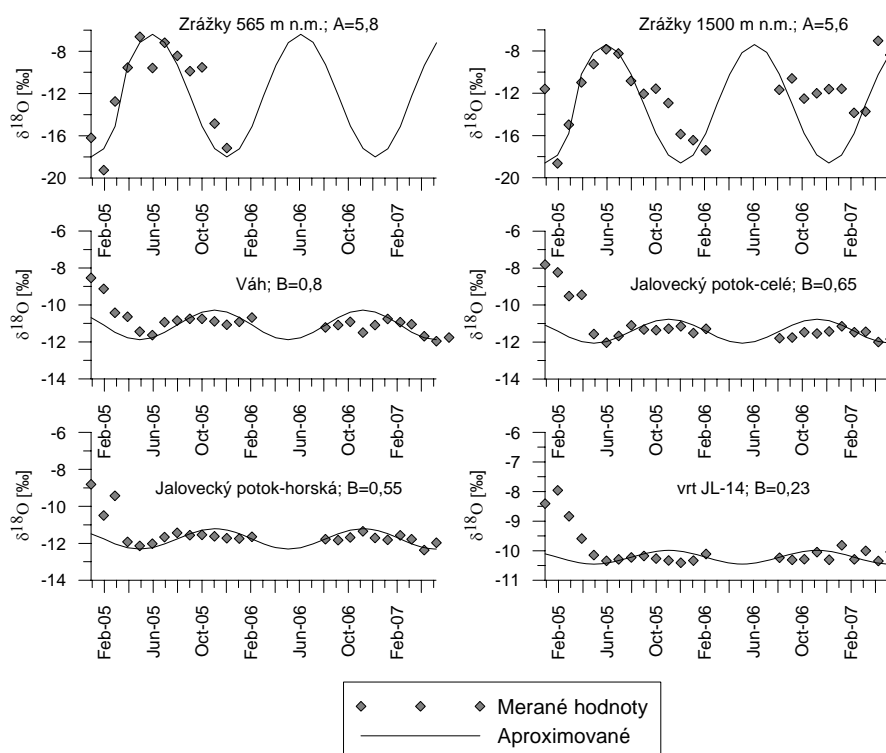
du pohybujúce sa v rozpätí niekoľkých týždňov, lebo hodnota  $\alpha$  je matematicky limitovaná maximálne na 3 mesiace. Priemerná doba prechodu vypočítaná podľa rovníc (2) a (3) je v rokoch.

Napriek veľkému počtu prác venovaných určeniu priemernej doby prechodu, len málo z nich sa zaoberalo vplyvom charakteristík povodia. McGlynn et al. (2003) ani Rodgers et al. (2005) nenašli vzťah medzi priemernou dobou prechodu a veľkosťou povodia. McGlyn et al. (2003) však zistili, že aj keď celková plocha povodia nemá vplyv na hodnotu priemernej doby prechodu, môže byť oplyvnená organizáciou subpovodií (hodnotou mediánu plôch subpovodií zistenou analýzou terénu). McGuire et al. (2005) sa zaoberali určením vplyvu dominantných charakteristík reliéfu na priemernú dobu prechodu. Priemerná doba prechodu vypočítaná v siedmich povodiach s rôznymi prírodnými pomermi pomocou exponenciálneho modelu kolísala od 0,8 do 3,3 roka. Priemerná doba prechodu nekorelovala s veľkosťou povodia, ale veľmi tesne závisela od charakteristík reliéfu vyjadrujúcich dĺžku a sklon prúdenia k riečnej sieti.

Cieľom tohto príspevku bol opis použitia metódy sínusoid na určenie priemernej doby prechodu a výpočet priemernej doby prechodu pre niekoľko povodií s rôznou veľkosťou na Slovensku a v Čechách a pre podzemné vody reprezentované meraniami vo vrtoch.

## Metodika a údaje

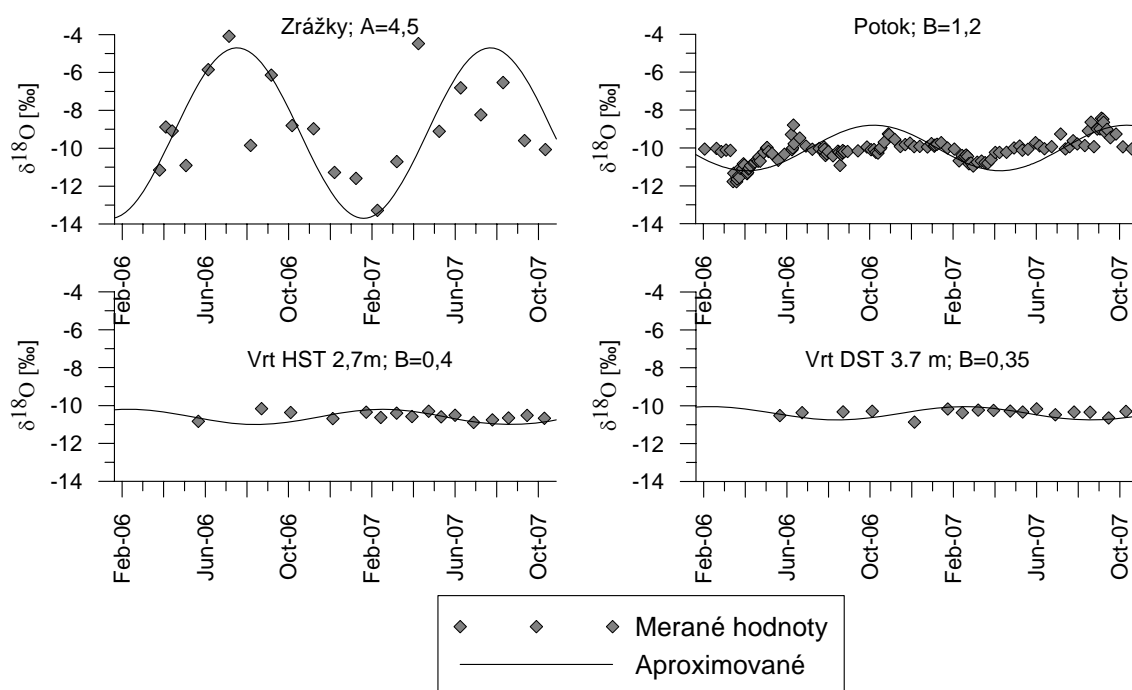
Priemernú dobu prechodu sme vypočítali najjednoduchším spôsobom podľa pomeru amplitúd sínusových funkcií (rovnica 2). Merané hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  v zrážkach a v odtoku sme preložili sínusovými funkciami a hodnota priemernej doby prechodu v mesiacoch bola vypočítaná podľa rovnice (3), pričom v menovateli bola namiesto hodnoty  $2\pi$  použitá hodnota  $2\pi/12$  (pre mesačné údaje), resp.  $2\pi/365$  (pre denné údaje).



Obr. 2: Preloženie meraných hodnôt  $\delta^{18}\text{O}$  v zrážkach a odtoku sínusoidmi, hodnoty amplitúd sínusoid  $A$  (vstupná koncentrácia) a  $B$  (výstupná koncentrácia), ktoré boli použité pri výpočte priemernej doby prechodu; amplitúda  $A$  pre horskú časť povodia Jaloveckého potoka bola 5,6 (zrážky z nadmorskej výšky 1500 m n. m.), pre celé povodie Jaloveckého potoka 5,75 (pomocou gradientu vypočítané izotopické zloženie zrážok v nadmorskej výške 1165 m n. m), pre povodie Váhu 5,77 (pomocou gradien-

tu vypočítané izotopické zloženie zrážok v nadmorskej výške 1095 m.n.m) a pre vrt JL-14 5,8 (zrážky z nadmorskej výšky 565 m n. m.).

Výpočet bol vykonaný pre niekoľko subpovodí horného Váhu a povodie Uhlířská v Jizerských horách. V povodí horného Váhu sme vypočítali priemernú dobu prechodu pre povodie Jaloveckého potoka (horská časť a celé povodie), pre celé povodie horného Váhu po Liptovský Mikuláš a pre vrt JL-14, ktorý reprezentuje lokálny obeh podzemnej vody v povodí Váhu. Údaje o izotopickom zložení zrážok a odtoku v horskej časti povodia Jaloveckého potoka (plocha 22,2 km<sup>2</sup>, priemerná nadmorská výška 1500 m n. m.) sú s prestávkami merané od začiatku 90-tych rokov 20. storočia (Holko, Kostka, 2006). Merania v celom povodí Jaloveckého potoka (plocha 45 km<sup>2</sup>, priemerná nadmorská výška 1165 m n. m.) a v povodí horného Váhu (plocha 1095 km<sup>2</sup>, priemerná nadmorská výška 1090 m n. m.) sú vykonávané od roku 2005. Prvé čiastkové izotopické merania zamerané na separáciu zložiek odtoku počas obdobia topenia snehu v povodí Uhlířskej (plocha 1,78 km<sup>2</sup>, priemerná nadmorská výška 826 m n. m.) boli vykonané v roku 1999 (Kostka et al., 2003), komplexné systematické merania sa vykonávajú od roku 2006 (Šanda et al., 2007). Aj keď v horskej časti povodia Jaloveckého potoka existuje dlhší rad údajov, kvôli porovnaniu s ostatnými povodiami sme aj pre toto povodie použili len údaje merané od roku 2005. Pre horskú časť povodia Jaloveckého potoka sme ako vstupnú funkciu použili sínusoidu preloženú zrážkovými údajmi, ktoré merané zrážkomerom umiestnenom v priemernej nadmorskej výške povodia 1500 m n. m.. Okrem tohoto zrážkomera sme merali izotopické zloženie zrážok aj v nadmorskej výške 565 m n. m. Aj cez tieto údaje sme preložili sínusoidu. Rozdiel medzi izotopickým zložením zrážok v nadmorskej výške 565 m n. m. a 1500 m n. m. umožnil výpočet gradientu  $\delta^{18}\text{O}$  v zrážkach, pomocou ktorého sme vypočítali sínusoidy charakterizujúce vstupné funkcie pre povodie celého Jaloveckého potoka (priemerná nadmorská výška 1165 m n. m.), pre povodie Váhu (priemerná nadmorská výška 1095 m n.m). Na charakterizovanie izotopického zloženia vody v infiltračnej oblasti vrtu JL sme použili sínusoidu odvodenú zo zrážok meraných zrážkomerom v nadmorskej výške 565 m n.m (obr. 2).



Obr. 3: Preloženie meraných hodnôt  $\delta^{18}\text{O}$  v zrážkach a odtoku sínusoidmi, hodnoty amplitúd sínusoid A (vstupná koncentrácia) a B (výstupná koncentrácia), ktoré boli použité pri výpočte priemernej doby prechodu.

Pri výpočte v povodí Jaloveckého potoka sme použili mesačné údaje. V prípade zrážok boli analyzované kompozitné vzorky. V prípade vodných tokov a vrtu sme v roku 2005 odoberali vzorky raz týždenne a mesačná hodnota bola vypočítaná ako vážený priemer, pričom ako váhy boli použité merané

prietoky, resp. v prípade vrtu hodnota prelivu. Podobný postup by sa dal využiť v prípade merania prameňov ako reprezentantov izotopického zloženia podzemnej vody. Od roku 2006 boli vzorky vody z tokov aj z vrtu odoberané len raz za mesiac a pri výpočte priemernej doby prechodu sme použili nevážené hodnoty. V prípade použitia mesačných údajov má rovnica sínusoidy prelozenej meranými hodnotami nasledovný tvar (príklad pre zrážky):

$${}^{18}O_Z(t) = {}^{18}O_{Zpriem} + A \sin\left(\frac{2\pi}{12}t\right) \quad (4)$$

kde  ${}^{18}O_Z$  je počítaná hodnota  $\delta^{18}O$  v zrážkach pre daný mesiac,  $t$  je čas (poradové číslo)  ${}^{18}O_{Zpriem}$  je priemerná hodnota  $\delta^{18}O$  podľa meraných údajov, ktorými prekladáme sínusoidu,  $A$  je amplitúda. Pri použití mesačných údajov by malo byť jednoduchšie uspokojivo aproximovať merané hodnoty sínusoidou.

Pre povodie Uhlírskej sme vypočítali priemernú dobu prechodu pre celé povodie a pre podzemnú vodu reprezenovanú hodnotami meranými v hĺbkach 2,7 m a 3,7 m (obr. 3). Pri výpočte sme použili denné údaje. Rovnica sínusoidy má v takom prípade tvar

$${}^{18}O_Z(t) = {}^{18}O_{Zpriem} + A \sin\left(\frac{2\pi}{365}t\right) \quad (5)$$

Pri použití denných údajov je zložitejšie uspokojivo preložiť sínusoidu tak, aby vystihovala priebeh všetkých odchýliek meraných údajov. V takomto prípade môže byť lepšie použiť zložitejšie modelovanie izotopického zloženia pomocou modelov so sústredenými parametrami.

## Výsledky a diskusia

Vypočítané priemerné doby prechodu pre údaje znázornené na obr. 2 a 3 sú nasledovné:

- Váh po Liptovský Mikuláš 14 mesiacov
- Jalovecký potok horská časť 19 mesiacov
- Jalovecký potok celé povodie 17 mesiacov
- vrt JL-14 48 mesiacov
- tok Uhlírska 7 mesiacov
- vrt HST 2,7 m 21 mesiacov
- vrt DST 3,7 m 24 mesiacov

Výsledky z povodia Váhu sú zaujímavé z toho hľadiska, že naznačujú vzťah medzi veľkosťou povodia a priemernou dobou prechodu, čo zatiaľ v literatúre nebolo spomínané. Tento vzťah je však negatívny, čo je zdanlivo nelogické. Poukazuje to na potrebu dobrého poznania prírodných pomerov študovaného územia pri interpretácii vypočítaných výsledkov. Kratšia priemerná doba prechodu v povodí Váhu môže byť spôsobená tým, že v izotopickom zložení vody vo Váhu prevláda vplyv podzemnej vody z alúvií, ktoré má iné hodnoty  $\delta^{18}O$ , ako boli hodnoty vstupnej funkcie použitej pri výpočte (z gradientu vypočítané izotopické zloženie zrážok v priemernej nadmorskej výške povodia). Zmena amplitúdy zrážok, napr. tak, aby reprezenovali amplitúdu zistenú meraniami pre najnižšiu zrážkomernú stanicu, by však celkový vypočítaný výsledok výrazne neovplyvnila. Na potvrdenie alebo vyvrátenie vzťahu medzi veľkosťou povodia a priemernou dobou prechodu je potrebný dlhší rad údajov z viacerých povodí. Potom by bolo možné použitie zložitejších metód výpočtu. Rozdiel medzi priemernou dobou prechodu v povodí Jaloveckého potoka (horská časť, celé povodie), sa nachádza v intervale neistôt spojených s výpočtom. Pre horskú časť povodia Jaloveckého potoka boli v minulosti inými metódami (disperzný model) a pre rôzne dlhé rady vstupných údajov vypočítané priemerné doby prechodu 13 resp. 32 mesiacov. Tieto hodnoty poukazujú na rozpätie výsledkov, ktoré je možné získať výpočtami s rôznymi modelmi a rôzne dlhými radmi údajov pre to isté povodie. Vzhľadom na to, že pre toto malé horské povodie predpokladáme skôr kratšiu dobu prechodu, hodnota vypočítaná v tejto práci pomocou sínusoid je z tohoto hľadiska uspokojivá.

Kratka priemerná doba prechodu vypočítaná pre povodie Uhlírskej je v súlade s poznatkami o tvorbe odtoku v tomto povodí. Hodnoty vypočítané pre vrty bude potrebné overiť inými výpočtami, ale vo všeobecnosti harmonizujú s výsledkami vypočítanými pre povrchové toky.



## Záver

Hlavným cieľom tohoto príspevku bola ukážka jedného z využití izotopických metód pri poznávaní hydrologického cyklu. Metóda sínusoid, ktorá predstavuje pomerne jednoduchý a rýchly výpočet, je vhodná na počiatočný odhad priemernej doby prechodu ako jednej z charakteristík povodia a procesu tvorby odtoku v ňom. Podrobnejšie analýzy priemernej doby prechodu si vyžadujú dlhšie rady údajov a ďalšie metodické postupy. Jednou z dôležitých úloh pri výpočtoch priemernej doby prechodu je určenie izotopického zloženia vody infiltrujúcej do povodia alebo zvodnenej vrstvy (Viville et al., 2006). V literatúre uvedenej v tomto príspevku je na riešenie tejto otázky uvedených niekoľko možných postupov. Každý z nich je však spojený s neistotami, ktoré môžu ovplyvniť vypočítaný výsledok. To isté platí aj o možnom spôsobe výpočtu priemernej doby prechodu. Výber konkrétneho modelu by mal vychádzať z dôkladného poznania prírodných pomerov v skúmanom území. Aj vypočítané hodnoty treba konfrontovať s poznatkami získanými inými postupmi. Pri rešpektovaní týchto zásad je priemer- ná doba prechodu charakteristikou, ktorá môže poskytnúť mnoho zaujímavých podnetov pri poznávaní hydrologického cyklu.

## Pod'akovanie

Práca vznikla vďaka podpore projektov IAEA CRP F3.30.15, MVTs IAEA a projektu VEGA-2/0079/08.

## Literatúra

- Asano, Y., Uchida, T., Ohte, N. (2002): Residence times and flow paths of water in steep unchannelled catchments, Tanakami, Japan. *J. Hydrol.*, 261, 173 – 192.
- Bayari, S. (2002): TRACER: an Excel workbook to calculate mean residence time in groundwater by use of tracers CFC-11, CFC-12 and tritium. *Computers & Geosciences*, 621 – 630.
- Bergmann, H., Sackl, B., Maloszewski, P., Stichler, W. (1986): Hydrological Investigations in a Small Catchment Area Using Isotope Data Series. 5th Int. Symp. on Underground Water Tracing, Athens, s. 255 – 272.
- DeWalle, D.R., Edwards, P.J., Swistock, B.R., Aravena, R., Drimmie, R.J. (1997): Seasonal isotope hydrology of the three Appalachian forest catchments. *Hydrol. Processes*, 11, 1895 – 1906.
- Frederickson, G.C., Criss, R.E. (1999): Isotope hydrology and residence times of the unimpounded Meramec River Basin, Missouri. *Chemical Geology*, 157, 303 – 317.
- Herrmann, A., Stichler, W. (1981): Runoff modelling using environmental isotopes. *Proc. of IUFRO Workshop on Water and Nutrient Simulation Models*, Birmensdorf, s. 41 – 58.
- Holko, L. (1995): Stable environmental isotopes of  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  in hydrological research of mountainous catchment. *Vodohospodársky časopis*, 43 (4 – 5), 249 – 274.
- Holko, L., Kostka, Z., (2006): Hydrologický výskum v povodí Jaloveckého potoka. *Vodohosp. čas.*, 54 (2), 192 – 206.
- Kostka, Z., Holko, L., Kulasová A. (2003): Snowmelt runoff in two mountain catchments. In: *Proc. of the 8<sup>th</sup> ERB conference „Monitoring and modelling catchment water quantity and quality”*, Ghent, Belgium, 27–29 September 2000, (Ed. Verhoest, N., Hudson, J., Hoeben, R., De Troch, F.), Technical Documents in Hydrology, no. 66, UNESCO, Paris, s. 45 – 52.
- Maloszewski, P., Rauert, W., Trimborn, P., Herrmann, A., Rau, R. (1992): Isotope hydrological study of mean transit times in an alpine basin (Wimbachtal, Germany). *J. Hydrol.*, 140, 343 – 360.
- Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A., Rank, D. (2002): Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneesalpe, Austria, by modelling of environmental  $^{18}\text{O}$  and  $^3\text{H}$  isotopes. *J. Hydrol.* 256, 48 – 59.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1982): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, 1. Models and Their Applicability. *J. Hydrol.*, 57, 207 – 231.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. In: *Manual on mathematical models in isotope hydrology*; IAEA-TECDOC-910, IAEA, Viedeň, 107 s.

- Manga, M. (1999): On the timescales characterizing groundwater discharge at springs. *J. Hydrol.*, 219, 56 – 69.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., Stewart, M., Seibert, J. (2003): On the relationship between catchment scale and streamwater mean residence time. *Hydrol. Process.*, 17, 175 – 181.
- McGuire, K.J., McDonnell, J.J., Weiler, M., Kendall, C., McGlynn, B.L., Welker, J.M., Seibert, J. (2005): The role of topography on catchment-scale water residence time. *Water Resour. Res.*, 41, W05002, doi:10.1029/2004WR003657
- McGuire, K.J., DeWalle, D.R., Gburek, W.J. (2002): Evaluation of mean residence time in subsurface waters using oxygen-18 fluctuations during drought conditions in the mid-Appalachians. *J. Hydrol.*, 261, 132 – 149.
- Reddy, M. M., Schuster, P., Kendall, C., Reddy, M.B. (2006): Characterization of surface and ground water  $\delta^{18}\text{O}$  seasonal variation and its use for estimating groundwater residence times. *Hydrol. Process.*, 20, 1753 – 1772.
- Rodgers, P., Soulsby, C., Waldron, S. (2005): Using stable isotopes as diagnostic tools in upscaling flow path understanding in mesoscale catchments in the Scottish Highlands. *Hydrol. Process.*, 19, 2291 – 2307.
- Rodhe, A., Nyberg, L., Bishop, K. (1996): Transit times for water in a small till catchment from a step shift in the oxygen 18 content of the water input. *Water Resour. Res.*, 32 (12), 3497 – 3511.
- Soulsby, C., Malcolm, R., Ferrier, R.C., Helliwell, R.C., Jenkins, A. (1999): Seasonal hydrology of oxygen-18 in the Allt a'Mharcaidh, Scotland: implications for water movement and residence times. In: *Integrated Methods in Catchment Hydrology-Tracers, Remote Sensing and New Hydro-metric Techniques*. IAHS Publ. No. 258, s. 127 – 133.
- Stewart, M.K., McDonnell, J.J. (1991): Modeling Base Flow Soil Water Residence Times From Deuterium Concentrations. *Water Resour. Res.*, 27 (10), 2681 – 2693.
- Stichler, W., Herrmann, A. (1982): Surface and subsurface runoff modelling using environmental isotopes. In: *Rainfall-runoff relationship. A part of the Proc. of the Int. Symp. On Rainfall-Runoff Modelling held on 18–21 May 1981 at Mississippi State University, USA*. Water Resources Publications, s. 245 – 260.
- Šanda, M., Sobotková, M., Císlarová, M. (2007): Water Flowpaths in the Mountainous Watershed Traced by 18-oxygen Isotope. In: *Advances in Isotope Hydrology and its Role in Sustainable Water Resources Management (IHS-2007)*. Vienna: IAEA, s. 419 – 425. ISBN 978-92-0-110207-2.
- Šilar, J. (1990): Podzemní voda v hydrologickém cyklu a jako přírodní zdroj. *Vodohospodářský časopis*, 38 (4), 401 – 426.
- Vitvar, T. (1998): Water Residence Times and Runoff Generation in a Small Prealpine Catchment. *Zürcher Geographische Schriften, Heft 71*, ETH Zurich, 111 s.
- Vitvar, T., Burns, D.A., Lawrence, G.B., McDonnell, J.J., Wolock, D. (2002): Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: method and application in the Neversink watershed, Catskill Mountains, New York. *Hydrol. Process.*, 16, 1871 – 1877.
- Viville, D., Ladouche, B., Bariac, T. (2006): Isotope hydrological study of mean transit time in the granitic Strengbach catchment (Vosges massif, France): application of the FlowPC model with modified input function. *Hydrol. Process.*, 20, 1737 – 1751.
- Zuber, A. (1986): Review of existing mathematical models for interpretation of tracer data in hydrology. In: *Mathematical models for Interpretation of Tracer Data in Hydrology*, IAEA-TECHDOC-381, IAEA, Viedeň, s. 69 – 116.



# Podiel stromovej nekromasy na celkovej vodnej bilancii prirodzeného bukového ekosystému na príklade NPR Vtáčnik

Marián Homolák<sup>1</sup>, Jozef Capuliak<sup>1</sup>, Štefan Aschenbrenner<sup>1</sup>,  
Yousif Abdel Rahman Ahmed<sup>1</sup>, Martin Smolek<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, Katedra prírodného prostredia,  
T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen

<sup>2</sup>Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, Katedra pestovania lesa,  
T.G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen

## Abstrakt

Nekromasa má v prirodzenom lese nesmierny význam pre existenciu života. Ako posledná fáza života stromu sa stáva zdrojom živín pre novo vznikajúci život, ako sú voda, uhlík, dusík, atď. V tejto práci sa zaoberáme meraním vlhkosti mŕtveho dreva v závislosti od zrážok na 9 kmeňoch s rôznym stupňom rozkladu počas troch vegetačných období, pričom v každom roku sa meranie uskutočnilo s rôznou frekvenciou a hodnotilo sa variačné rozpätie vlhkosti v kmeni bez ohľadu na polohu meracieho bodu a s ohľadom na polohu meracieho bodu. Tiež sa hodnotil rozdiel medzi príjmom a výdajom vody a stanovilo sa, či daný stupeň rozkladu vodu do prostredia uvoľnil alebo z prostredia prijal. Všetky tieto hodnoty sa prepočítali na mm vody, čím sa získala informácia o zásobách vody v mŕtvom dreve. Výsledky z prvých dvoch rokov merania ukázali, že drevo vodu do prostredia uvoľňovalo, naopak výsledky z roku 2007 vykazujú prijímanie vody do dreva.

**Kľúčové slová:** mŕtve drevo, dynamika vlhkosti, rozklad dreva, NPR Vtáčnik.

## Úvod

Prírodné a aj niektoré vhodne obhospodarované prirodzené lesy sa vyznačujú charakterizované dynamickou rovnováhou, ktorá sa prejavuje vyváženosťou žijúcich a odumretých súčastí ekosystému. Odumieranie stromov v nich je súčasťou životného cyklu lesov. Nastáva v dôsledku prirodzeného dozrievania, extrémnych účinkov abiotických faktorov, najmä vetra a snehu, resp. pôsobením biotických faktorov, najmä podkôrneho hmyzu. Nekromasa kmeňov stromov predstavuje prechodnú formu organickej hmoty v biogeochemických a energetických cykloch. Okrem toho, že pri vyváženom podiele v lesných ekosystémoch znásobuje ich estetickú funkciu (Schama 2002, Pichlerová 2003), podieľa sa na tvorbe pokrývkového a minerálneho humusu, ktorý je významným zdrojom autoregulácie ekosystémov a predpokladom zachovania ich biodiverzity, najmä v prípade organizmov, ktoré sa podieľajú na rôznych štádiách kolonizácie a rozkladu mŕtveho dreva. Mŕtve drevo tak vo vývojových cykloch prírodného lesa podporuje jeho rovnováhu a stabilitu. Výsledky Sanigu a Schütza (2001) v jedľobukovom pralesi potvrdili, že podiel mŕtveho dreva podlieha v jednotlivých štádiách vývoja pralesa veľkým kolísaniam. V štádiu dorastania sa pomer medzi mŕtvym drevom a žijúcou biomasou pohybuje okolo 1:2, v štádiu optima dosahuje podiel 1:5 a v štádiu rozpadu varíruje medzi 1:2 až 1:2,5. Maximálne množstvo mŕtveho dreva sa zistilo v štádiu rozpadu. Organizmy odkázané na biotopy s atribútom mŕtveho dreva v prípade jeho absencie vymierajú a naopak, prítomnosť mŕtveho dreva aj v hospodárskych lesoch zvyšuje početnosť jedincov bežných a počet druhov ohrozených druhov (Topp *et al.* 2006). V prípade xylobiotických organizmov ide prevažne o stenoekné druhy s úzkou ekologickou amplitúdou, ktoré sú z hľadiska nárokov na prostredie alebo trofických väzieb odkázané na špecifické štádiá rozkladu stromovej nekromasy. Proces jej kolonizácie saprofytickými životnými formami a následnej dekompozície prebieha v relatívne širokom rozpätí vonkajších podmienok, pričom je ovplyvňovaný mnohými faktormi. Medzi ne sa radia najmä vlhkosť dreva, teplota a pH prostredia. Skúmanie vlastností rozkladajúceho sa dreva je teda zároveň štúdiom životných podmienok veľkého počtu ohrozených xylobiotických druhov. Rezervácie v tejto súvislosti poskytujú vo svojich jadrových zónach jedinečnú príležitosť na uskutočnenie etalónových meraní. Ich výsledky sa môžu stať smernými hodnotami, o dosiahnutie ktorých by sa lesný hospodár mal usilovať, ak je jeho cieľom udržanie čo najvyššej úrovne prírodnej rovnováhy aj v obhospodarovaných lesoch. Cieľom tohto prí-

spevku je dokumentovať a interpretovať charakteristické hodnoty vlhkosti rozkladajúceho sa dreva, ktoré by mohli byť smernými hodnotami pri ponechávaní časti stromovej nekromasy v lesných porastoch a objasniť príspevok mŕtveho dreva k retenčnej kapacite prirodzenej bučiny.

## Materiál a metodika

Merania vlhkosti mŕtveho dreva prebiehali počas dvoch rokov, 2005, 2006 a 2007, vždy počas vegetačného obdobia počas mesiacov jún až október. Merania sa vykonávali v týždenných intervaloch v roku 2005, v dvojtýždňových intervaloch v roku 2006 a v mesačných intervaloch v roku 2007, metódou TDR (Time Domain Reflectometry). Princíp tejto metódy spočíva v meraní dielektrickej konštanty pórového materiálu prostredníctvom času, za aký prejde elektromagnetická vlna sondou inštalovanou v mŕtvom dreve. Tento čas primárne závisí od dielektrickej konštanty pórového prostredia, ktorá rastie s jeho vlhkosťou (Dalton, van Genuchten 1986, Plagge 1991). Merania sa robili v prirodzených porastoch NPR Vtáčnik, ktorá sa nachádza v rovnomennom pohorí.

Národná prírodná rezervácia (NPR) Vtáčnik leží v katastrálnom území obce Kľak a patrí pod OLZ Žarnovica, LS Brod, LHC Hrabíčov. Zahrňuje dielce 183a (vek 210 rokov, výmera 17,14 ha, zakmenenie 0,7), 183b (vek 65 rokov, výmera 3,66 ha, zakmenenie 0,9), 184 (vek 70 rokov, výmera 14,92 ha, zakmenenie 0,9), 192a (vek 200 rokov, výmera 13,39 ha, zakmenenie 0,7), 192b (vek 60 rokov, výmera 2,45 ha, zakmenenie 0,9), 193a (vek 210 rokov, výmera 33,18 ha, zakmenenie 0,8), 193b (vek 70 rokov, výmera 0,85 ha, zakmenenie 0,8), 194 (vek 200 rokov, výmera 23,26 ha, zakmenenie 0,8), 195 (vek 65 rokov, výmera 4,89 ha, zakmenenie 0,9). V prípade dielca 194 ide o dvojetážový porast a v prípade dielca 192a o trojetážový porast. Celková výmera záujmovej časti NPR Vtáčnik je 113,39 ha. Množstvo mŕtveho dreva je  $83,34 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ , čo predstavuje množstvo  $9449,92 \text{ m}^3$  mŕtveho dreva na celú výmeru záujmovej časti NPR. Rozklad mŕtveho dreva s ohľadom na klimatické podmienky prebieha pomerne rýchlo a definitívny rozklad nastáva do 5 – 10 rokov. Výskumná plocha leží v nadmorskej výške približne 1100 m n. m., prevládajúca je južná expozícia, sklon svahu je do 10 %. Priemerná ročná teplota je 4 – 5 °C a priemerné ročné zrážky sú približne 1100 mm. Geologickým podkladom je andezit, pôdnym typom andozem modálna a kambizem andozemná, ktoré vo všeobecnosti vôbec alebo len veľmi slabo presychajú. Prevládajúcim lesným typom je *Abieto-Fagetum* s nízkym podielom jedle (do 10 %).

Na vybranej ploche, ktorá mala približne 1 ha, sa vybralo 9 kmeňov v troch stupňoch rozkladu, čiže pre každý stupeň rozkladu tri kmene. Kritériá pre zaradenie kmeňa do stupňa rozkladu boli nasledovné (Korpel 1989):

1. stupeň rozkladu (SR1) – stromy čerstvo padnuté, alebo stojace odumreté stromy, ktoré majú pomerne zdravé drevo s kôrou, pričom sa dá určiť druh dreviny;
2. stupeň rozkladu (SR2) – hnijúce, ale ešte kompaktné kmene, kôra opadáva, ale druh dreviny sa dá určiť;
3. stupeň rozkladu (SR3) – pokročilý stupeň rozkladu, druh dreviny nie je možné určiť.

Čelo každého kmeňa sa zarovnal a vyvŕtali sa doň série 9 párov otvorov v osovom kríži so stredom v strede kmeňa (označované ako stred – ST). Štyri páry otvorov boli umiestnené cca 2,5 cm od okraja kmeňa (označované ako okraj – OK) a ďalšie štyri páry v strede medzi týmito okrajovými hodnotami a stredom (označované ako medzihodnota – MH). Do týchto otvorov sa zasúvali sondy TDR prístroja. Pri každom kmeni sa tiež zaznamenávalo množstvo spadnutých zrážok (označované ako zrážky – ZR). Merania sa vykonávali v troch vegetačných obdobiach v rokoch 2005, 2006 a 2007, pričom v roku 2005 sa merania vykonávali v týždňových intervaloch, v roku 2006 v dvojtýždňových intervaloch a v roku 2007 v mesačných intervaloch, pričom sa zisťovala objemová vlhkosť kmeňa  $\Theta\%$  a množstvo spadnutých podkorunových zrážok v mm. Nulové resp. absentujúce údaje o spadnutých zrážkach neznamenajú, že v danom termíne merania boli zrážky nulové, skôr boli vplyvom rôznych faktorov (človek, lesná zver) nemerateľné. Získané výsledky sa hodnotili analýzou kovariancie v prostredí software STATISTICA, verzia 6.0 (StatSoft. Inc., Tulsa, USA).

## Výsledky a diskusia

Zo všetkých nameraných hodnôt sa pre každý deň merania a každý stupeň rozkladu vypočítal aritmetický priemer vlhkostí zvlášť pre každú polohu meracieho bodu a potom aj zvlášť pre stupeň rozkladu bez ohľadu na polohu meracieho bodu.

Vo všetkých troch vegetačných obdobiach najnižšie hodnoty objemovej vlhkosti boli dosiahnuté v prvom stupni rozkladu, pričom v roku 2005 bola zo začiatku vegetačného obdobia vlhkosť v prvom a druhom stupni rozkladu podobná. Možno predpokladať, že to je spôsobené najväčšou kompatibilitou dreva, a tiež kmene v tomto stupni sú čerstvo odumreté, majú kôru, ktorá bráni prenikaniu vody. Naproti tomu najvyššie hodnoty boli zistené pri treťom stupni rozkladu, čo je v rozpore so zisteniami Slížikovej (2005), ktorá najvyššie hodnoty vlhkosti zistila v druhom stupni rozkladu pri drevine jedľa v NPR Pod Dudášom. V roku 2005 mala  $\Theta_{\%}$  v SR2 podobný priebeh ako  $\Theta_{\%}$  v SR1, len v závere vegetačného obdobia stúpila vlhkosť v druhom stupni rozkladu, pravdepodobne ako reakcia na predchádzajúce obdobia s vyššími zrážkovými úhrnmi. Vlhkosť v treťom stupni rozkladu počas celého vegetačného obdobia dosahovala najvyššie hodnoty a vyrovnaný priebeh, len v termíne 21. 9. 2005 bola zaznamenaná vyššia  $\Theta_{\%}$  v SR2 ako v SR3. Možno to pripísať rýchlejšej reakcii dreva v SR2 na vyššie množstvo zrážok v porovnaní s SR3, keďže drevo v SR3 malo dlhodobo vyššiu vlhkosť, teda aj reakcia na množstvo zrážok je pomalšia ako pri viac vysušenom dreve v SR2. V SR3 sa toto zvýšenie výraznejšie prejavilo až o dve nasledujúce merania (4. 10. 2005) (obr. 1d)). Variačné rozpätie v SR1 je 24,15 %, v SR2 33,6 % a v SR3 24,17 % čo predstavuje 2,01 mm vody v SR1, 2,80 mm vody v SR2, resp. 2,01 mm vody v SR3 z celkovej vodnej bilancie ekosystému. Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody do prostredia predstavuje v SR1 6,57 % v prospech výdaja, čo zodpovedá 0,55 mm vody vydaných do ekosystému. V SR2 je tento rozdiel 3,75 % v prospech príjmu, čo predstavuje 0,31 mm vody prijatej drevom z prostredia. Pri SR3 je rozdiel medzi príjmom a výdajom 7,25 % v prospech výdaja, čo je 0,61 mm vody vydané do ekosystému. Celkovo teda počas vegetačného roka obdobia roku 2005 bolo do prostredia vydaných 0,85 mm vody z mŕtveho dreva. Bez ohľadu na polohu meracieho bodu mal v roku 2005 najväčšiu variabilitu SR2 a najnižšiu variabilitu SR1, pričom je variabilita v tomto stupni rozkladu obdobná ako v SR3. Ak sa pozrieme na príjem a výdaj vody, zistíme že drevo v prvom stupni rozkladu vodu do prostredia uvoľňovalo, čo znamená že drevo sa po odumretí najprv vysušovalo a až potom začalo prijímať vodu, namiesto toho, aby hneď po odumretí vodu viazalo. Drevo v druhom stupni rozkladu vodu počas celého vegetačného obdobia prijímalo a drevo v treťom stupni rozkladu vodu do prostredia uvoľňovalo, či už v kvapalnej forme do pôdy alebo vo forme vodnej pary a tým umožňuje rastlinám ju využívať v metabolizme.

V roku 2006 bola najnižšia vlhkosť zistená v SR1, pričom priebeh bol počas celého vegetačného obdobia vyrovnaný. Podobne aj v SR2 a SR3 bol priebeh vlhkosti počas vegetačného obdobia vyrovnaný, bez väčších kolísaní v obsahu vody. Najvyššia vlhkosť v roku 2006 bola zistená v SR3. Toto zistenie korešponduje s poklesom kompaktnosti dreva počas rozkladu, pričom sa zvyšuje pórovitosť dreva, a teda aj schopnosť zadržať vodu. Obdobný priebeh vlhkosti bol zistený aj v roku 2007. Variačné rozpätie  $\Theta_{\%}$  v roku 2006 pri SR1 je 6,53 %, čo predstavuje 0,54 mm z vodnej bilancie ekosystému, pri SR2 11,68 %, t.j. 0,97 mm z vodnej bilancie a pri SR3 10,16 %, čo je 0,85 mm z vodnej bilancie. Rozdiel v príjme a výdaji vody počas vegetačného obdobia je pri SR1 3,45 % v prospech výdaja, čo predstavuje 0,29 mm vody vydané do prostredia, v SR2 11,68 % v prospech výdaja, čo je 0,97 mm vydaných do prostredia a v SR3 6,62 % v prospech výdaja, čo zodpovedá 0,55 mm uvoľnených do ekosystému. Celkovo bolo teda v priebehu vegetačného obdobia 2006 uvoľnených do ekosystému 1,81 mm vody z mŕtveho dreva. Bez ohľadu na polohu meracieho bodu mal v roku 2006 najväčšiu variabilitu SR2 a najnižšiu variabilitu SR1, čo poukazuje na najvyrovnanejší priebeh vlhkosti v SR1 a SR3. Čo sa týka vodnej bilancie v tomto roku, vo všetkých troch stupňoch rozkladu bola voda z dreva vydaná do prostredia, čo znamená že drevo vody viac vydalo ako prijalo.

V roku 2007 bola najnižšia vlhkosť zistená v prvom stupni rozkladu, naopak najvyššia vlhkosť v SR3, pričom všetky tri stupne rozkladu vykazovali vyrovnaný priebeh vlhkosti. V SR1 bolo variačné rozpätie  $\Theta_{\%}$  v roku 2007 3,6 % čo je 0,30 mm z vodnej bilancie ekosystému, v SR2 je variačné rozpätie 10,9 % čo je 0,91 mm z vodnej bilancie ekosystému a v SR3 je variačné rozpätie  $\Theta_{\%}$  11,6 % t.j. 0,97

mm z vodnej bilancie ekosystému. Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody počas vegetačného obdobia v SR1 je 0,9 % v prospech príjmu, čo je 0,08 mm prijatých z prostredia, v SR2 je rozdiel 10,9 % v prospech príjmu, čo predstavuje 0,91 mm vody a v SR3 je rozdiel 4,2 % v prospech príjmu, čo predstavuje 0,35 mm vody prijatých z prostredia. Celkovo bolo teda počas vegetačného obdobia roku 2007 naviazaných 1,34 mm vody do mŕtveho dreva. Bez ohľadu na polohu meracieho bodu mal v roku 2007 najväčšiu variabilitu SR3 a najnižšiu variabilitu SR1, čo zodpovedá pevnosti a pórovitosti dreva, ktorá sa zvyšuje s rozkladom dreva a tým vzrastá aj schopnosť viazať vodu. Čo sa týka vodnej bilancie, všetky tri stupne rozkladu v roku 2007 vodu z prostredia naviazali.

V závislosti od polohy meracieho bodu v SR1 v roku 2005 bolo pri OK variačné rozpätie 26,13 %, pri MH 22,62 % a pri ST 23,7 % vlhkosti, čo pri prepočítaní na mm vodnej bilancie predstavuje 2,18 mm, 1,89 mm, resp. 1,98 mm vody. Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody pri OK je 7,63 % v prospech výdaja, čo je 0,64 mm vody, 7,03 % v prospech výdaja pri MH, čo je 0,59 mm vody a 5,05 % v prospech výdaja pri ST, čo je 0,42 mm vody z vodnej bilancie ekosystému. V závislosti od polohy meracieho bodu bolo celkovo z SR1 vydaných 19,71 % vody, čo predstavuje 1,64 mm vody do prostredia. V SR2 bolo pri OK variačné rozpätie vlhkosti 38,93 %, čo je 3,24 mm vody, v MH 35,34 %, t.j. 2,94 mm vody a v ST 26,52 %, čo predstavuje 2,21 mm vody. Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody je pri OK 7,32 % v prospech príjmu (0,61 mm vody), pri MH 2,25 % v prospech príjmu (0,19 mm vody) a pri ST 1,7 % v prospech príjmu (0,14 mm vody). Celkovo bolo v závislosti od polohy meracieho bodu v SR2 prijatých 11,27 % vody, čo predstavuje 0,94 mm vody naviazanej do mŕtveho dreva. V SR3 bolo v OK variačné rozpätie vlhkosti 25,31 % (2,11 mm vody), pri MH 29,24 % (2,44 mm vody) a pri ST 26,35 % (2,19 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody bol pri OK vydaných 15,03 % vody (1,25 mm), pri MH vydaných 6,56 % vody (0,55 mm) a pri ST vydaných 0,15 % vody (0,02 mm). Celkovo bolo počas vegetačného obdobia v závislosti od polohy meracieho v SR3 vydaných do prostredia 21,74 % vody, čo predstavuje 1,81 mm vody z vodnej bilancie ekosystému. Najväčšiu variabilitu v roku 2005 vykazoval SR2, pričom v rámci tohto stupňa rozkladu mal najväčšiu variabilitu okraj kmeňa a najnižšiu stred kmeňa, čo zodpovedá najväčšiemu resp. najmenšiemu vplyvu poveternostných a klimatických faktorov. Najnižšiu variabilitu v roku 2005 vykazoval SR1, v rámci ktorého mala najnižšiu variabilitu poloha MH a najvyššiu variabilitu poloha OK, obdobne ako v SR2. V rámci SR3 najnižšiu variabilitu mal okraj kmeňa a naopak najvyššiu variabilitu mala poloha MH, čo možno vysvetliť väčším podielom nekapilárnych (gravitačných) pórov, v ktorých voda ťažšie prúdi k okraju kmeňa proti gravitačnej sile. V prvom stupni rozkladu bol počas celého vegetačného obdobia roku 2005 pri všetkých polohách zaznamenaný výdaj vody, čo zodpovedá aj výsledkom bez ohľadu na polohu meracieho bodu. V SR2 bol zistený naopak príjem vo všetkých polohách meracieho bodu a pri SR3 bol tak isto pri všetkých polohách meracieho bodu zaznamenaný výdaj vody počas vegetačného obdobia. Priemerný ročný úhrn podkorunových zrážok počas vegetačného obdobia bol 351,00 mm.

V roku 2006 v závislosti od polohy meracieho bodu bolo v SR1 pri okraji kmeňa variačné rozpätie vlhkosti 8,29 % (0,69 mm), pri polohe MH 8,55 % (0,71 mm vody) a pri polohe ST 4,83 % (0,40 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody predstavoval pri OK 4,11 % (0,34 mm vody) v prospech výdaja, pri MH 3,81 % (0,32 mm vody) v prospech výdaja a pri polohe ST 4,13 % (0,34 mm vody) v prospech výdaja. Celkovo bolo v závislosti od polohy meracieho bodu v SR1 do prostredia vydaných 12,05 %, čo predstavuje 1,00 mm vody. V SR2 bolo v závislosti od polohy meracieho bodu variačné rozpätie pri polohe OK 12,42 % (1,03 mm vody), pri polohe MH 12,02 % (1,00 mm vody) a pri polohe ST 17,67 % (1,47 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody bol v závislosti od polohy meracieho bodu pri polohe OK 7,51 % v prospech výdaja (0,63 mm vody), pri polohe MH 11,33 % (0,94 mm vody) v prospech výdaja a pri polohe ST 16,20 % v prospech výdaja (1,35 mm vody). Celkovo bolo v závislosti od polohy meracieho bodu v SR2 vydaných do prostredia 35,04 % vody čo predstavuje 2,92 mm vody. V SR3 bolo variačné rozpätie vlhkosti pri polohe OK 13,06 % (1,09 mm vody), pri polohe MH 14,28 % (1,19 mm) a pri polohe ST 15,74 % (1,31 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody v SR3 bol pri polohe OK 4,67 % v prospech výdaja (0,39 mm vody), pri polohe MH 9,54 % v prospech výdaja (0,79 mm vody) a pri ST 5,67 % v prospech výdaja (0,47 mm vody). Celkovo bolo v závislosti od polohy meracieho bodu v SR3 vydaných do prostredia 19,88 %, čo predstavuje 1,66 mm vody uvoľnených do kolobehu vody. Najväčšiu variabilitu v roku 2006 vykazoval tretí stupeň rozkladu, v rámci ktorého najväčšiu variabilitu mal stred

kmeňa, a naopak najmenšiu variabilitu okraj kmeňa. Najnižšiu variabilitu v roku 2006 mal prvý stupeň rozkladu, z ktorého najnižšiu variabilitu mal stred kmeňa, čo zodpovedá zóne najmenšieho vplyvu poveternostných vplyvov. Najvyššiu variabilitu v rámci tohto stupňa rozkladu mala poloha MH, t.j. zóna s najvyšším pohybom vody. V SR2 mala najvyššiu variabilitu poloha ST a naopak najnižšiu variabilitu poloha MH, avšak táto je porovnateľná s variabilitou v polohe OK. V roku 2006 bol počas celého vegetačného obdobia vo všetkých stupňoch rozkladu a pri všetkých polohách meracieho bodu zaznamenaný výdaj vody. Priemerný ročný úhrn podkorunových zrážok počas vegetačného obdobia bol 447,85 mm.

V závislosti od polohy meracieho bodu bolo v roku 2007 v SR1 variačné rozpätie pri polohe OK 11,4 % (0,95 mm vody), pri polohe MH 3,1 % (0,26 mm vody) a pri polohe ST 2,7 % (0,22 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom bol pri SR1 v polohe OK 3,1 % (0,26 mm vody) v prospech výdaja, pri polohe MH 3,1 % v prospech príjmu (0,26 mm vody) a pri polohe ST 2,7 % v prospech príjmu (0,26 mm vody). Celkovo bolo počas vegetačného obdobia v roku 2007 v SR1 prijatých 2,7 % vody, čo predstavuje 0,26 mm vody z vodnej bilancie ekosystému. V SR2 bolo variačné rozpätie vlhkosti v závislosti od polohy meracieho bodu pri polohe OK 19,50 % (1,62 mm vody), pri polohe MH 11,70 % (0,96 mm vody) a pri polohe ST 3,40 % (0,28 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody bol pri polohe OK 19,50 % v prospech príjmu (1,62 mm vody), pri polohe MH 11,70 % (0,96 mm vody) a pri polohe ST 1,60 % (0,13 mm vody). Celkovo bolo počas vegetačného obdobia roku 2007 pri druhom stupni rozkladu prijatých 32,80 %, čo predstavuje 2,73 mm vody z vodnej bilancie ekosystému. V SR3 bolo variačné rozpätie vlhkosti pri polohe OK 10,40 % (0,87 mm vody), pri polohe MH 11,30 % (0,94 mm vody) a pri polohe ST 21,00 % (1,75 mm vody). Rozdiel medzi príjmom a výdajom vody bol pri polohe OK 4,8 % v prospech príjmu (0,40 mm vody), pri polohe MH 7,70 % v prospech príjmu (0,64 mm vody) a pri polohe ST bola bilancia vody počas vegetačného obdobia vyrovnaná (rozdiel 0 %). Celkovo bolo teda počas vegetačného obdobia 2007 v SR3 v závislosti od polohy meracieho bodu prijatých 12,50 % vody, čo predstavuje 1,04 mm vody z vodnej bilancie ekosystému. Najväčšiu variabilitu v roku 2007 vykazoval SR3, pričom v rámci tohto stupňa rozkladu mal najväčšiu variabilitu stred kmeňa a najnižšiu okraj kmeňa, čo znamená, že transport vody vnútri kmeňa je významnejší ako výmena vody medzi kmeňom a okolitým prostredím. Toto môže byť čiastočne spôsobené kontaktom spodnej časti okraja kmeňa s pôdou, pričom na tejto hranici môže dochádzať k obojsmernému transportu vody, čo znižuje variabilitu na okraji. Najnižšiu variabilitu v roku 2007 vykazoval podobne ako pri predchádzajúcich rokoch SR1, v rámci ktorého mala najnižšiu variabilitu poloha ST a najvyššiu variabilitu poloha OK, čo zodpovedá najvyššiemu vplyvu poveternostných vplyvov. V rámci SR2 bola variabilita podobná s SR1 t.j. najvyššia v polohe OK a najnižšia v polohe ST. V prvom stupni rozkladu bol počas celého vegetačného obdobia roku 2007 pri polohe OK zaznamenaný výdaj vody (drevo sa vysušovalo), pri ostatných polohách zaznamenaný príjem vody. V SR2 bol zistený príjem vody vo všetkých polohách meracieho bodu a pri SR3 bol pri polohách meracieho bodu OK a MH zaznamenaný príjem vody počas vegetačného obdobia a pri polohe ST bola bilancia vody vyrovnaná. Priemerný ročný úhrn podkorunových zrážok počas vegetačného obdobia bol 642,72 mm. V tab. 1 – 3 uvádzame výsledky analýzy kovariancie pre jednotlivé vegetačné obdobia vykonané s 95 % pravdepodobnosťou na hladine významnosti  $p < 0,05$ .

Tab. 1: Výsledky analýzy kovariancie pre vegetačné obdobie roku 2005 (červeným vyznačená štatistická významnosť jednotlivých ukazovateľov).

	2005					
	poloha bodu		zrážky		stup. rozkladu	
	F	p	F	p	F	p
SR1	8,102	0,0007	3,950	0,0509	-	-
SR2	2,978	0,0576	0,087	0,7684	-	-
SR3	2,394	0,0989	0,337	0,5633	-	-
Sumár	-	-	0,155	0,6948	41,925	0,0000

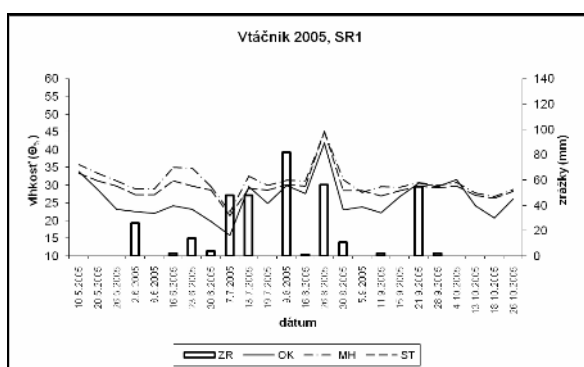


Tab. 2: Výsledky analýzy kovariancie pre vegetačné obdobie roku 2006 (červeným vyznačená štatistická významnosť jednotlivých ukazovateľov).

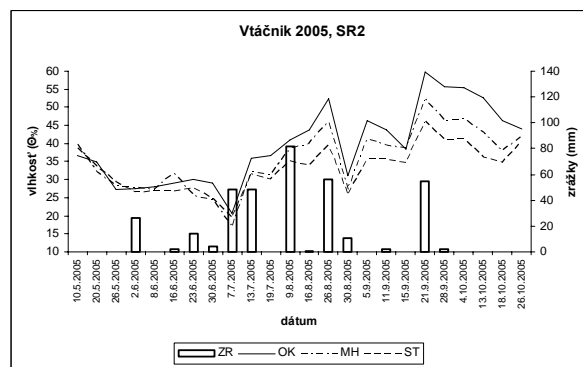
	2006					
	poloha bodu		zrážky		stup. rozkladu	
	F	p	F	p	F	p
SR1	0,669	0,5201	1,823	0,1875	-	-
SR2	3,623	0,0394	8,897	0,0057	-	-
SR3	2,813	0,0765	5,473	0,0264	-	-
Sumár	-	-	8,4615	0,0069	94,252	0,0000

Tab. 3: Výsledky analýzy kovariancie pre vegetačné obdobie roku 2007 (červeným vyznačená štatistická významnosť jednotlivých ukazovateľov).

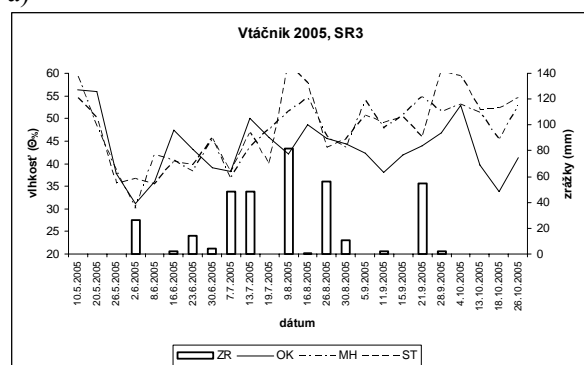
	2007					
	poloha bodu		zrážky		stup. rozkladu	
	F	p	F	p	F	p
SR1	2,4845	0,1193	0,0739	0,7896	-	-
SR2	18,946	0,0001	0,1664	0,6895	-	-
SR3	2,1587	0,1524	0,9956	0,3353	-	-
Sumár	-	-	0,1324	0,7214	31,941	0,0000



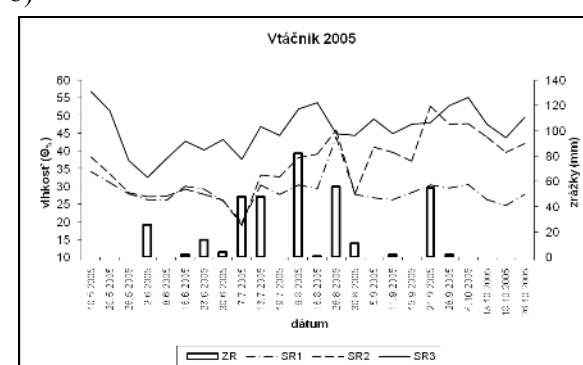
a)



b)

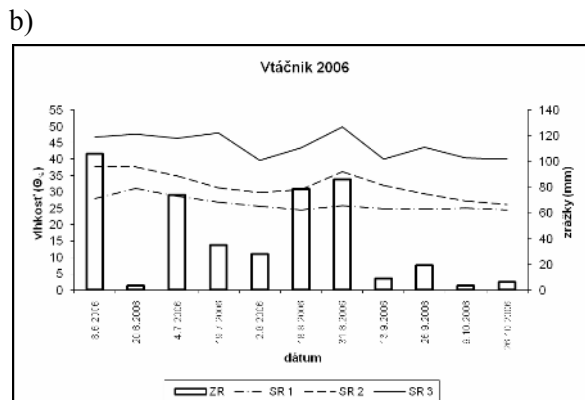
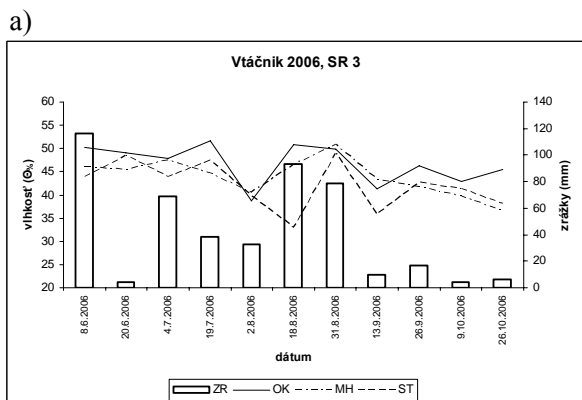
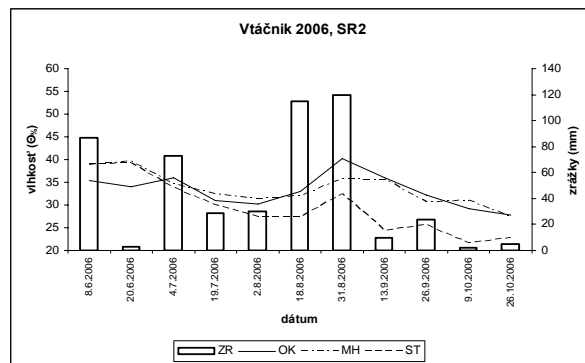
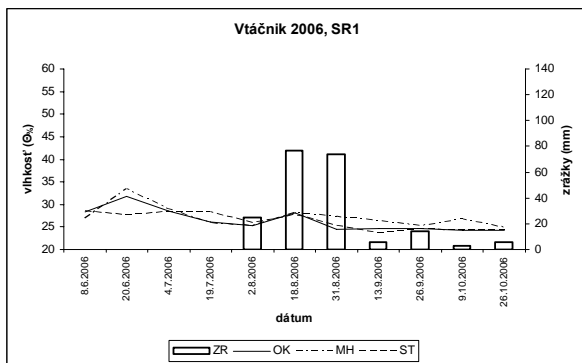


c)



d)

Obr. 1: Priebeh vlhkosti v kmeňoch v závislosti od zrážok v roku 2005 pre jednotlivé stupne rozkladu dreva a sumárny graf bez ohľadu na stupeň rozkladu.



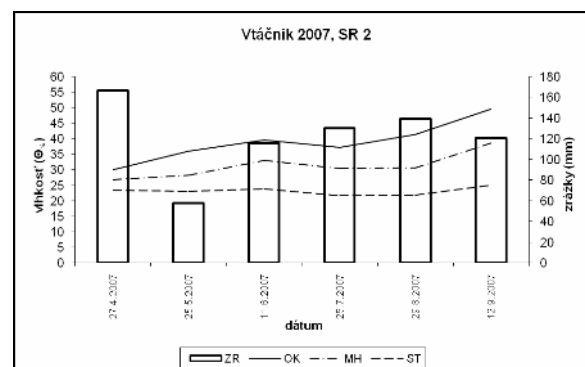
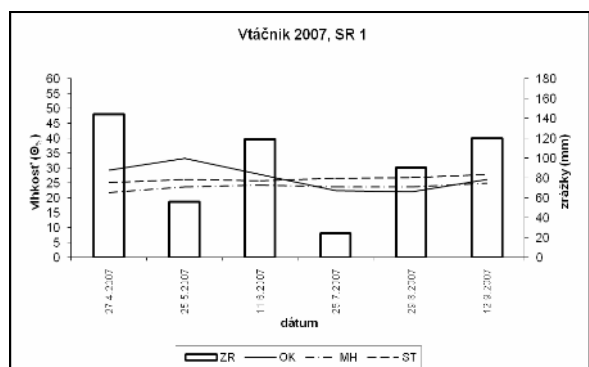
a)

b)

c)

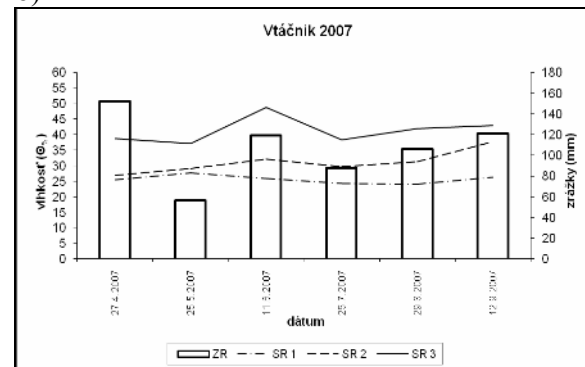
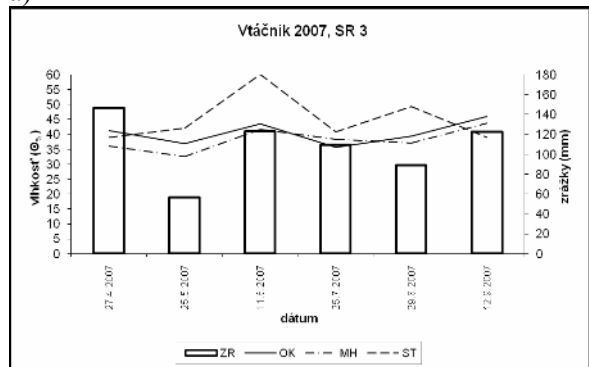
d)

Obr. 2: Priebeh vlhkosti v kmeňoch v závislosti od zrážok v roku 2006 pre jednotlivé stupne rozkladu dreva a sumárny graf bez ohľadu na stupeň rozkladu.



a)

b)



c)

d)

Obr. 3: Priebeh vlhkosti v kmeňoch v závislosti od zrážok v roku 2007 pre jednotlivé stupne rozkladu dreva a sumárny graf bez ohľadu na stupeň rozkladu.

## Záver

Pohyb vody a jej množstvo zadržané v mŕtvom dreve je veľmi dynamickým procesom a závislým od stupňa rozkladu. Priemerne najvyššiu vlhkosť dosahuje drevo v treťom stupni rozkladu a najnižšiu vlhkosť dosahuje drevo v prvom stupni rozkladu. Zaujímavo v tomto smere pôsobí fakt, že v prvých dvoch vegetačných obdobiach drevo v prvom stupni rozkladu vodu počas vegetačného obdobia vydávalo, namiesto toho aby ju prijímalo. To znamená, že drevo sa najprv vysušuje so svojej počiatočnej vlhkosti a až potom začne do seba akumulovať vodu z prostredia a vodu zrážkovú.

Na základe vykonaných meraní môžeme konštatovať, že najvyššiu variabilitu bez ohľadu na polohu meracieho bodu mal v rokoch 2005 a 2006 SR2, v roku 2007 SR3. Najnižšiu variabilitu mal vo všetkých troch vegetačných obdobiach SR1. V závislosti od polohy meracieho bodu možno na základe získaných výsledkov konštatovať, že v SR1 mala najvyššiu variabilitu okraj kmeňa, pričom so stúpajúcim stupňom rozkladu sa variabilita posúva do stredu kmeňa, čo môže byť spôsobené prevahou transportu kvapalnej vody vo vnútri kmeňa v makropóroch nad výparom z povrchu kmeňa. Výsledky analýzy kovariancie potvrdili ovplyvňovanie vlhkosti zrážkami len v roku 2006 pri sumárnom hodnotení pre jednotlivé stupene rozkladu aj pri zohľadnení polohy meracieho bodu v jednotlivých stupňoch rozkladu. V ostatných dvoch vegetačných obdobiach sa potvrdila len závislosť od stupňa rozkladu pri sumárnom hodnotení a v dvoch prípadoch závislosť od polohy meracieho bodu v rámci stupňa rozkladu. Absentujúce závislosti v ostatných vegetačných obdobiach môžu byť spôsobené absentujúcimi zrážkami (rok 2005) a dlhými časovými intervalmi merania (rok 2007), kedy sa nezachytilo časové rozloženie zrážok. Z toho vyplýva, že pre získanie kvalitnejších výsledkov je potrebné merať vlhkosť v kratších časových intervaloch a pokiaľ je to možné zrážky zisťovať po jednotlivých dňoch, aby bolo možné získať denný prehľad o priebehu zrážok. V závislosti od ročného úhrnu podkorunových zrážok, v prvých dvoch vegetačných obdobiach, keď boli úhrny nižšie v porovnaní s posledným rokom, počas celého vegetačného obdobia mŕtve drevo viac vody vydalo ako prijalo, naopak v poslednom roku, keď bol úhrn najvyšší, drevo viac vody prijalo ako vydalo. Množstvo vody vydané z mŕtveho dreva do ekosystému môže dosahovať až 3 mm vody, čo na jeden hektár lesnej pôdy predstavuje 30 000 l vody.

PodĎakovanie: Táto práca vznikla v rámci riešenia projektov VEGA č. 1/3548/06 a APVV-0468-06.

## Literatúra

- Dalton, F. N., Van Genuchten, M.Th., 1986: The time domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38, s. 237 – 250.
- Korpeľ, Š., 1989: *Pralesy Slovenska*, Veda Bratislava, 328 s.
- Pichlerová, M., 2003: Inner connection of Natural and Cultural Heritage of Slovakia using Example of Gothic Architecture Development (In Slovak). *Ekologické štúdie V*, Slovenská ekologická spoločnosť pri SAV. Oláh, B. (Ed.): *Kolokvium krajinárskych katedier – IV. Ekologické dni*, Banská Štiavnica. Vydavateľstvo TU, Zvolen, s. 94 – 97.
- Plagge, R., 1991: Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im Boden. *Bodenökologie und Bodengenese* (Berlin), Heft 3, 152 s.
- Saniga, M., Schütz, J. P., 2001: Dynamik des Totholzes in zwei gemischten Urwäldern der Westkarpaten im pflanzengeographischen Bereich der Tannen-Buchen- und der Buchenwälder in verschiedenen Entwicklungsstadien. *Schweiz. Z. Forstwes.* 152, (10): s. 407 – 416.
- Schama, S., 2002: *Landscape and Memory*. Alfred A. Knopf, New York, 652 s.
- Slížiková, M., 2005: *Dynamika vlhkosti mŕtveho dreva ako komponenta vodnej bilancie jedľobučiny*, Diplomová práca, TU Zvolen, 70 s.
- Topp, W., Kappes, H., Kulfan, J., Zach, P., 2006: Litter-dwelling beetles in primeval forests of Central Europe: does deadwood matter? *Journal of Insect Conservation*, 10, s. 229 – 239.

# Evaporation from the soil surface and evapotranspiration of a spruce stand after disastrous snow breakage in winter 2005/2006

Petr Kantor<sup>1</sup>, Zdeněk Karl<sup>1</sup>, František Šach<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Forest Establishment and Silviculture, Faculty of Forestry and Wood Technology, Mendel University of Agriculture and Forestry in Brno, Zemědělská 3, 613 00 Brno

<sup>2</sup> Research Institute of Forestry and Game Management, v.v.i., Research Station, 517 73 Opočno

## Abstract

The paper deals with evaporation from soil and evapotranspiration of a young spruce and beech stand (aged 26 years) in summer seasons 2005, 2006 and 2007. The spruce stand was affected by disastrous snow breakage in winter 2005/2006. Some 98% trees were damaged by top breakage and the assimilatory apparatus of the trees was reduced to 40%. Data obtained from the soil evaporation monitoring in both stands are given in Tabs. 1, 2 and 3. Data on the total evapotranspiration (ET) of both stands are compiled in Tabs. 4, 5, 6 according to calendar months in the vegetation half-year 2005, 2006 and 2007. In spruce, ET amounted to 207 to 234 mm in these seasons, in beech 201 to 224 mm.

**Keywords:** soil evaporation, evapotranspiration, spruce, beech, the Orlické hory Mts.

## Abstrakt

Kantor, P., Karl, Z., Šach, F.: Evaporace z povrchu půdy a evapotranspirace smrkového porostu po katastrofálním sněhovém polomu v zimě 2005/2006. V referátu je hodnocena evaporace z půdy a evapotranspirace mladého smrkového a bukového porostu (věk 26 let) v letních obdobích 2005, 2006 a 2007. Smrkový porost byl v zimě 2005/2006 postižen katastrofálním sněhovým polomem, vrcholovými zlomy bylo zasaženo 98 % stromů, jejich asimilační aparát byl redukován na 40 %. Údaje z ambulantních šetření výparu z půdy z obou porostů jsou sestaveny v tabulkách 1, 2 a 3. Údaje o celkové evapotranspiraci (ET) obou porostů jsou sestaveny podle kalendářních měsíců ve vegetačním půlroce 2005, 2006 a 2007 v tabulkách 4, 5, 6. Ve smrku činila ET v těchto obdobích 207 mm až 234 mm, v buku 201 mm až 224 mm.

**Klíčová slova:** výpar z půdy, evapotranspirace, smrk, buk, Orlické hory.

## Introduction

Within the integrated study of the water regime of spruce and beech ecosystems, evaporation from the soil surface and evapotranspiration of both types of stands were studied in the permanent field research station Deštné in the Orlické hory Mts. The station Deštné was established on “Deštenská hillside” at an altitude of 890 m, WSW aspect, inclination 16° in 1976. In 1976 to 1981, all components of the water balance (interception and transpiration of trees, soil surface evaporation, soil moisture changes, surface runoff, seepage of water, snow cover parameters, air temperature and humidity) of mature spruce and beech stands were studied there (Kantor 1994). In winter 1981/82, both mature stands were clear cut and reforested again by spruce and beech. At the same time, the measurement and study of all water balance components of newly established stands was started immediately (Kantor 1992, 1995). At present (in 2007), when both stands are 26 years old and occur in a small pole stage (beech) or pole stage (spruce), we have at our disposal a unique time series of 31 years of the study of water balance of these tree species in the CR.

The spruce stand was, however, markedly affected or disturbed by virtually total damage due to extreme load caused by wet snow in winter 2005/2006 (Kantor, Karl, Šach 2007). Some 98% spruce trees were affected by top breakage, the stand density decreased from 1550 to 950 trees.ha<sup>-1</sup>, the assimilatory apparatus of the stand was reduced to about 40% and the stand canopy was markedly dis-

turbed. Stand gaps began to be colonized by forest weed their cover reaching even 80% in summer and autumn 2007.

## Methods

Evaporation from the soil surface and ground vegetation was measured by Popov evaporimeters. This at present already traditional method is used at research studies for a period of more than 60 years. It is, eg, described in detail in a paper of Uhlíř (1961). In principle, it refers to double cylindrical vessels, the inner of them is filled with the undisturbed soil monolith and its bottom consists of a wire net. The evaporimeters are inserted into soil in such a way their edge to be in the level of the ground surface. In our case, we used modified evaporimeters 20 cm high and of the inner cylinder diameter 14.2 cm, ie evaporation area about 160 cm<sup>2</sup>. Plates are installed on the bottom of outer vessels and the amount of water soaked through the monolith in rainy days is measured in them.

In each of the stands, 16 evaporimeters were placed. With respect to the negligible cover of herb vegetation their surface was created by litter until 2005. Since spring 2006, stand gaps in the open spruce stand began to grow over with herb and grass vegetation (*Calamagrostis villosa* (Chaix) J. F. Gmelin, *Senecio hercynicus* Herborg., *Rubus idaeus* (L.), *Mycelis muralis* (L.) Dumort., *Juncus effusus* (L.), *Oxalis acetosella* (L.), *Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt.), namely even on the surface of the evaporimeters. As already mentioned, in autumn 2007, the cover of forest weed reached 80% there. In the undisturbed beech stand, the surface of evaporimeters is covered only with litter. The actual evaluation of evaporation from the soil surface and ground vegetation occurred in precipitation-free periods always in 5 to 7-day cycles in June, July and October 2005, 2006 and 2007. In the paper presented, three 5-day cycles are evaluated always from the 14<sup>th</sup> to the 19<sup>th</sup> June. Determination of evaporation is based on the accurate weighing of evaporation vessels in regular time intervals 3 to 4 times per day by a digital balance of KERN KB 6000-1 company (weighing rate 6.100 kg) accurate to ± 0.1 g.

Evaporation is logically dependent also on other climatic factors. Air temperature and air humidity were recorded using MINIKIN I sensors and moreover additionally measured by COMMETER D4130 thermometers and hygrometers. The type of cloudiness was evaluated only by description and the speed of air flow was estimated by means of the Beaufort twelve-part scale.

Simultaneously with the measurement of soil evaporation by Popov evaporimeters, evapotranspiration of the given young spruce and beech stand is continuously determined by the method of continual measurement of soil moisture in the whole soil profile in the Deštné field research station. The development and testing the method are based on the hydropedological research into the soil profile in experimental stands.

Volume moisture of a soil segment (pedon) representing a spruce or beech stand is a basic characteristic for the calculation of evapotranspiration of a spruce and beech stand. The volume soil moisture is measured by VIRRIB sensors.

On the basis of findings on the soil profile, sensitive elements of sensors of a diameter of 285 mm were placed at a depth of 50, 200 and 500 mm under the soil surface. Placing the sensors was stratified in order to notice position close to a stem, at a distance of the quarter of tree spacing and at a distance of the half of tree spacing.

In total, 9 sensors were placed in each of the stands in three depths and in three positions. Open area precipitation measured at a height of 0.5 m, air temperature at 0.3 and 2 m and air humidity at 2 m were represented by explanatory characteristics. A detailed description of this method including the first results was published in a study of Šach, Kantor, Černohous (2006).

The paper includes values of evapotranspiration of both compared stands for particular months of growing seasons 2005, 2006 and 2007.

## Results of the survey

### *Evaporation from the soil surface*

Results of evaporation measurements from the soil surface and ground vegetation carried out in 2005, 2006 and 2007 (always from 14/6 to 19/6) are compiled in Tabs. 1, 2 and 3. As has already been noted in methodology, evaporation vessels are installed in a fully closed beech stand and are permanently covered with litter. The same surface occurred also in evaporimeters placed in a spruce stand in 2005. After the disastrous snow breakage in winter 2005/2006, however, the marked disturbance of crown canopy occurred. Stand gaps (including evaporimeters placed there) began to be gradually colonized with forest weed, the cover of which reached 50 to 60% in summer and autumn 2006 and even 80% in 2007. On the basis of this starting situation it is also necessary to evaluate results obtained.

Tab. 1 shows that on the turn of spring and summer 2005, soil surface evaporation was quite comparable in both fully closed stands. In the course of 5 days, evaporation in spruce amounted to 4.17 mm and in beech a little more, viz. 4.98 mm. Daily values ranged from 0.41 to 1.07 mm depending on the course of weather. Thus, markedly lower evaporation was noted at night than during the day in both stands.

Table 1: Evaporation from the soil surface and ground vegetation in June 2005.

Date	Time of measurement	Temperature (°C)	Humidity (%)	Precipitation (mm)	Spruce		Beech	
					mm.hour <sup>-1</sup>	mm.day <sup>-1</sup>	mm.hour <sup>-1</sup>	mm.day <sup>-1</sup>
14/6/2005	8:00	13.1	91.3	0.0	0.00	0.67	0.00	0.64
	12:00	20.4	65.6		0.06		0.05	
	16:00	21.6	55.7		0.10		0.10	
15/6/2005	8:00	17.0	75.6	3.4	0.04	0.70	0.05	0.89
	12:00	16.4	88.8		0.01		0.02	
	16:00	15.6	100.0		0.01		0.01	
16/6/2005	8:00	15.0	92.3	0.2	0.00	0.41	0.00	0.49
	12:00	17.9	77.7		0.05		0.04	
	16:00	18.6	70.8		0.06		0.08	
17/6/2005	8:00	16.6	76.2	0.0	0.03	0.81	0.04	1.07
	12:00	16.0	79.4		0.03		0.04	
	16:00	16.5	79.4		0.05		0.06	
18/6/2005	8:00	11.4	94.2	2.0	0.00	0.77	0.00	0.93
	12:00	15.9	55.6		0.09		0.11	
	16:00	17.2	59.6		0.10		0.12	
19/6/2005	8:00	13.2	72.3	0.0	0.03	0.81	0.04	0.96
	12:00	16.6	61.0		0.02		0.02	
	16:00	20.4	58.3		0.03		0.03	
Total				5.6		4.17		4.98

Tab. 3 shows again extremely high evaporation in the spruce stand as against the beech stand in 2007. This difference is even markedly higher than in the previous year. In spruce, morning evaporation ranged depending on the course of weather up to 0.24 mm.hour<sup>-1</sup>, in beech only to 0.04 mm.hour<sup>-1</sup>. Afternoon evaporation was again markedly higher in spruce (up to 0.36 mm.hour<sup>-1</sup>) than in beech (at the most 0.06 mm.hour<sup>-1</sup>). Evening evaporation amounted to on average 0.11 mm.hour<sup>-1</sup> in spruce, in beech 0.06 mm.hour<sup>-1</sup>.

Night evaporation was then already markedly lower in spruce and beech, viz. at the most 0.03 mm.hour<sup>-1</sup>. Extremely high evaporation in the spruce stand (in the course of the day 7–10 times higher than in beech) is explainable by the ground vegetation evapotranspiration the cover of which reached about 65% after disturbing the stand canopy in spring 2007. Diametrically different results were, however, noted in the following year 2006 (Tab. 2).

Table 2: Evaporation from the soil surface and ground vegetation in June 2006.

Date	Time of measurement měření	Temperature (°C)	Humidity (%)	Precipitation (mm)	Spruce		Beech	
					mm.hour <sup>-1</sup>	mm.day <sup>-1</sup>	mm.hour <sup>-1</sup>	mm.day <sup>-1</sup>
14/6/2006	8:00	15.2	57.7	0.0	0.02	1.83	0.01	0.92
	12:00	22.7	42.5		0.15		0.08	
	16:00	23.4	36.2		0.21		0.05	
	20:00	15.4	54.4		0.10		0.10	
15/6/2006	8:00	15.4	63.3	0.0	0.03	1.92	0.02	0.81
	12:00	23.8	44.4		0.11		0.03	
	16:00	25.3	35.6		0.19		0.05	
	20:00	16.6	60.4		0.09		0.06	
16/6/2006	8:00	20.0	57.9	0.0	0.03	1.96	0.02	0.72
	12:00	26.5	64.0		0.11		0.02	
	16:00	27.1	39.9		0.18		0.03	
	20:00	19.4	63.5		0.10		0.06	
17/6/2006	8:00	13.9	100.0	1.2	0.01	0.73	0.01	0.31
	12:00	22.6	66.1		0.02		0.01	
	16:00	21.2	65.8		0.11		0.05	
	20:00	16.5	81.4		0.07		0.03	
18/6/2006	8:00	13.0	76.1	0.0	0.02	1.42	0.01	0.54
	12:00	19.2	57.8		0.08		0.02	
	16:00	21.2	53.5		0.15		0.03	
	20:00	15.2	75.1		0.07		0.04	
19/6/2006	8:00	17.0	74.6	0.0	0.02	1.32	0.02	0.77
	12:00	27.8	49.2		0.07		0.02	
	16:00	26.9	54.2		0.13		0.03	
	20:00	19.6	85.6		0.04		0.04	
Total				1.2		9.18		4.07

#### *Evapotranspiration of a spruce and beech stand*

Results of the determination of evapotranspiration of the spruce and beech stand in particular months of the summer hydrological half-year 2005 are presented in Tab. 4. These data indicate the gradual increase of evapotranspiration of beech from May to July associated with foliage. In September and October, the spruce and beech stand did not show any virtual difference at low values of evapotranspiration. In total, evapotranspiration amounted to 234.1 mm in spruce and 220.2 mm in beech.

The total evapotranspiration in the spruce pole-stage stand slightly decreased (220.8 mm) in 2006 as against the previous year, however, it was lower even in the beech small pole-stage stand, 201.3 mm (Tab. 5). Thus, the anticipated reduction of the spruce layer transpiration was replaced by the soil surface evaporation and the ground vegetation transpiration.

Values of evapotranspiration of the spruce and beech stand in particular months of the summer hydrological half-year 2007 are presented in Tab. 6. Monthly totals are primarily dependent on climatic factors. Thus, markedly highest were in the warmest and precipitation-favourable July (spruce 53.1 mm, beech even 61.5 mm). In next spring and summer months, evapotranspiration of both stands was balanced ranging from 27.4 (September) to 38.7 mm (May) in spruce and from 33.5 (September) to 39.5 mm (June) in beech. In the last month of the vegetation half-year in October, evapotranspiration of both stands decreased to 18.2 or 18.6 mm. Thus, throughout the whole growing season 2007, the spruce stand consumed in total 206.9 mm water for evapotranspiration and beech stand by 10% more, ie 223.8 mm.

Table 3: Evaporation from the soil surface and ground vegetation in June 2007.

Date	Time of measurement	Temperature (°C)	Humidity (%)	Precipitation (mm)	Spruce		Beech	
					mm.hour <sup>-1</sup>	mm.day <sup>-1</sup>	mm.hour <sup>-1</sup>	mm.day <sup>-1</sup>
14/6/2007	8:00	19.3	75.0	0.0	0.03	3.15	0.02	0.73
	12:00	23.6	52.3		0.22		0.02	
	16:00	24.4	45.1		0.36		0.06	
	20:00	18.9	70.7		0.11		0.05	
15/6/2007	8:00	20.2	80.3	0.0	0.03	3.05	0.01	0.58
	12:00	29.1	52.3		0.24		0.01	
	16:00	28.3	49.7		0.34		0.04	
	20:00	19.2	77.3		0.10		0.05	
16/6/2007	8:00	10.4	100.0	5.4	0.00	0.75	0.00	0.48
	12:00	14.9	100.0		0.01		0.00	
	16:00	17.7	82.3		0.07		0.03	
	20:00	14.8	75.1		0.11		0.09	
17/6/2007	8:00	14.3	74.4	0.0	0.03	2.60	0.03	1.01
	12:00	19.6	51.8		0.18		0.04	
	16:00	22.0	48.3		0.28		0.06	
	20:00	17.9	61.0		0.12		0.06	
18/6/2007	8:00	14.6	100.0	1.6	0.02	0.62	0.02	0.44
	12:00	13.3	100.0		0.00		0.00	
	16:00	18.6	94.9		0.01		0.00	
	20:00	16.1	80.7		0.09		0.04	
19/6/2007	8:00	17.6	74.7	0.0	0.02	2.65	0.02	0.81
	12:00	22.8	58.7		0.19		0.03	
	16:00	26.1	44.9		0.30		0.04	
	20:00	17.2	74.4		0.11		0.06	
Total				7.0		12.82		4.05

Table 4: Evapotranspiration of a young spruce and beech stand in particular months of the summer hydrological half-year 2005 (calculation from the continuous measurement of soil moisture).

Month	Open area precipitation (mm)	Spruce – ET (mm)	Beech – ET (mm)
May	196.0	51.3	36.5
June	84.4	51.1	38.3
July	169.6	43.6	54.9
August	97.6	46.0	52.0
September	69.8	23.3	22.8
October	17.4	18.8	15.7
Total	634.8	234.1	220.2

Table 5: Evapotranspiration of a young spruce and beech stand in particular months of the summer hydrological half-year 2006 (calculation from the continuous measurement of soil moisture).

Month	Open area precipitation (mm)	Spruce – ET (mm)	Beech – ET (mm)
May	174.6	49.0	47.1
June	87.5	48.0	40.5
July	77.9	36.9	33.3
August	332.0	26.7	27.5
September	133.8	46.8	42.9
October	69.3	13.4	10.0
Total	875.1	220.8	201.3



Table 6: Evapotranspiration of a young spruce and beech stand in particular months of the summer hydrological half-year 2007 (calculation from the continuous measurement of soil moisture).

Month	Open area precipitation (mm)	Spruce – ET (mm)	Beech – ET (mm)
May	66.5	38.7	33.6
June	122.2	33.8	39.5
July	173.0	53.1	61.5
August	78.2	35.7	37.1
September	141.2	27.4	33.5
October	125.0	18.2	18.6
Total	706.1	206.9	223.8

## Summary and conclusion

Marked disturbance of the spruce stand environment after the disastrous snow breakage in winter 2006/2007 was a stimulation for the presented study. The content and objectives of the research are evident from the title of the paper. The investigation was carried out simultaneously in an experimental beech stand being based on two methodological principles:

- measuring the evaporation from the soil surface including evapotranspiration of the ground vegetation;
- measuring the evapotranspiration of young experimental stands using the method of the continuous measurement of soil moisture in the whole soil profile.

Findings obtained from these examinations can be summarized into the following basic statement:

Primarily, extremely high increase of the soil surface evaporation was proved in a gappy spruce stand disturbed by snow breakage. Immediately after the disaster, maximum daily totals of evaporation ranged from 1.5 to 2.0 mm in spring and summer 2006 while in beech, they reached half values. In the following year 2007, with the gradual weed infestation of stand gaps the values of evaporation in spruce reached even 3 mm.day<sup>-1</sup> (exceptionally even more) in warm summer days being on the level of weed-infested open area. In the same days, evaporation in a fully closed beech stand was as a rule 3 to 4 times lower.

Total evapotranspiration ET (evaporation from the soil surface and ground vegetation + transpiration of trees) is comparable in both stands (200 to 235 mm for the growing season). Until 2006, ET was ± 10% higher in the spruce stand, whereas in 2007, ET was 10% higher in the beech stand.

Thus, it follows that the actual transpiration of spruce markedly decreased after the snow disaster. The main reason consists in the marked reduction of the tree assimilatory apparatus (qualified estimate – in 2006, about 40% original values remained).

In next years, it is possible to anticipate the gradual stabilization of the spruce stand (of course, at the worse quality of individual trees – bayonet-shaped trees), closed canopy, increasing transpiration and, on the other hand, decreasing evaporation from the soil surface. In the course of next years, it will be possible to assess if this scenario has expected course or, vice versa, if other destruction of the spruce stand could occur.

## Acknowledgement

The study was prepared within the Research plan of the Faculty of Forestry and Wood Technology, Mendel University of Agriculture and Forestry in Brno – MSM 6215648902, within the Research plan of the CR Ministry of Agriculture 0002070201 and within the NAZV 1G57016 project.

## References

- Kantor, P.: Vodohospodářská funkce horských smrkových a bukových porostů. *Lesnictví*, 30, 1984, č. 6, s. 471–490.
- Kantor, P.: Změny vodní bilance smrkového porostu po jeho obnově holou sečí. *Lesnictví – Forestry*, 38, 1992, č. 9–10, s. 823–838.
- Kantor, P.: Vodní režim bukového porostu před jeho obnovou holou sečí a po ní. *Lesnictví – Forestry*, 41, 1995, č. 1, s. 1–10.
- Kantor, P., Karl, Z., Šach, F.: Water regime of a young mountain spruce and beech stand in extreme winter 2005/2006. In: Sborník referátů „Management of forests in changing environmental conditions“. 3. –4. září 2007 Zvolen. TU Zvolen 2007, s. 17–24.
- Šach, F., Kantor, P., Černošous, V.: Stanovení evapotranspirace mladého smrkového a bukového porostu metodou kontinuálního měření objemové vlhkosti v půdním profilu. In: Sborník referátů „Stabilizace funkcí lesa v biotopech narušených antropogenní činností“. Opočno 5.–6.9.2006. Jíloviště–Strnady, VÚLHM 2006, s. 525–536.
- Uhlíř, P.: Meteorologie a klimatologie v zemědělství. ČSAZV Praha, 1961, 408 s.



# The soil water balance as influenced by the interception of different canopies

Karol Kňava, Viliam Novák, Tomáš Orfánus

Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovakia

## Abstract

This paper contains results of quantitative analysis of the influence of intercepted water by different canopies (grass, coniferous forest) with different LAI (leaf area index) characteristics on water balance structure of the soil – plant – atmosphere continuum (SPAC) and especially on soil water movement in soil root zone. Site FIRE near S. Smokovec in High Tatra as a part of the area cleared by windthrow in 2004 was used for analysis. Simulation model GLOBAL was used as a tool for soil water movement calculation. The summer season (1.4.–31.10. 2006) was used for simulation. Results of water movement in SPAC demonstrate the importance of canopy changes on structure of soil water balance and on soil water content of the root zone of soil.

**Key words:** soil water, interception of precipitation, pine forest, grass, evapotranspiration.

## Introduction

Interception of precipitation by forests is significant component of their water balance. In average, 36,9 % of annual precipitation totals can be intercepted by canopies of coniferous forests (*Picea abies*) at Cingelova site (Central Slovakia); 18,4 % of mean annual precipitation total is intercepted by deciduous forest at the same site (Miklánek, Pekárová, 2006). This amount of intercepted and then evaporated water does not reach soil surface and therefore, cannot be utilized by plants and cannot be evaporated by soil surface. The next important consequence of interception is energy consumption due to evaporation of intercepted water. Latent heat of evaporation needed to evaporate intercepted water changes the structure of energy balance and must be subtracted from the energy to be used for evapotranspiration. This phenomenon can lead to decrease canopy evapotranspiration and modifies water balance structure of SPAC system. Another consequence of interception is decrease of wet leaves (pine needles) transpiration, followed by the biomass production decrease. The decrease of transpiration of wet leaves was demonstrated by field measurement on agricultural canopies (Merta et al., 2006). This phenomenon should be valid for forests too. The decrease of transpiration is probably due to flooding of stomata by intercepted water; then stomata conductivity for water vapour and carbon dioxide is strongly limited.

The aim of this paper is to demonstrate the influence of different canopy properties on water and energy movement in SPAC system. Another goal is to confirm the hypothesis about dominant influence of precipitation interception and its evaporation on energy and water balance of SPAC under changing canopy properties.

## Method

The influence of canopy structure on rates of evapotranspiration and its components is extremely difficult to measure. Particular problem arise for forest canopies, because of trees dimension. The only possibility to solve this problem is to apply mathematical simulation models to calculate necessary information. Among different models known from literature – SWATRE, (Dam, et al., 1997); HYDRUS – ET, (Šimůnek, et al., 1998) and GLOBAL (Majerčák, Novák, 1992), the last simulation model was chosen. The advantage of the GLOBAL simulation model is detailed description of the evapotranspiration process. Modified version of the GLOBAL model used in this study is calculating the redistribution of the energy in the canopy, due to significant precipitation interception and relating evaporation from canopy surface, followed by the redistribution of incoming energy.

This model, developed at the Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences in Bratislava, is based on one dimensional Richards governing equation. This model allows calculating soil water transport during the vegetation period. Daily courses, as well as daily totals of modelled characteristics can be calculated. This model provides original method of evapotranspiration and its components (transpiration, evapotranspiration) calculation, as well as improved methods of interception and root extraction patterns estimation. Evapotranspiration estimation method is in principle Penman – Monteith type, but with different method of “wind” function estimation based on Obuchov – Monin results, which substantially improves accuracy of evapotranspiration estimation.

### Interception of precipitation by a canopy

Forests are known as canopies with high precipitation interception (as it was mentioned above), and it is expected, that this phenomenon can strongly influence water and energy movement in such a system. Therefore, special attention as devoted to interception process and to its quantification.

Interception of canopy precipitation determination is based on Benetin et al. (1986) proposal, based on Rutter’s (1967) approach:

$$I_c = c_{in} \cdot LAI \cdot s_r \quad (1)$$

$$s_r = A_p / A_s \quad (2)$$

$I_c$  – the fraction of precipitation intercepted by a unit of area of canopy (mm),  $c_{in}$  – specific interception capacity per unit of canopy leaf area (mm),  $s_r$  – relative canopy cover,  $A_p$  is total area of the canopy as projected on the unit area of soil surface  $A_s$ .

Having known LAI values, relative canopy cover can be calculated approximately

$$s_r = s_{r, \max} \frac{LAI}{LAI_{\max}} \quad (3)$$

Interception capacity  $c_{in}$  can be calculated as

$$c_{in} = c_{\min} + (c_{\max} - c_{\min}) \exp[-p(u - 1)] \quad (4)$$

$c_{\min}$  – specific interception capacity (minimum) corresponding to  $u_{\max}$  (mm),  $c_{\max}$  – specific interception capacity (maximum) corresponding to  $u = 0$  (mm),  $u$  – wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $p$  – empirical parameter (usually  $p = 0.5$  is acceptable).

Resulting precipitation reaching the soil surface  $Z_s$  is the amount of water which is infiltrating the soil and undergoing evapotranspiration, to run – off or is stored in the soil.

$$Z_s = Z - I_c \quad (5)$$

$Z$  – precipitation measured at meteorological station (mm).

### Site and soil

Research site, characteristics of which were used to model potential evapotranspiration and its components was chosen as one of four official sites, which undergo intensive monitoring through couple of participating research groups. Chosen site acronym is FIRE and is located west of Starý Smokovec, north of the main road Starý Smokovec – Štrbské Pleso. This cleared area was later set on fire, so from there is its acronym FIRE. But measurements of soil characteristics showed minimum decline of the

fire affected parts from non affected parts of this site. Only a top few millimetres of organic matter was fired, thus minimally changing properties of soil of studied area.

Tab. 1. Characteristics of the soil profile at site FIRE, used as input data of the model GLOBAL.

Tab. 1. Charakteristiky profilu pôdy v lokalite FIRE, potrebné ako vstupné hodnoty do modelu GLOBAL.

	Soil Characteristics		
	0–5 cm	5–15 cm	15–100 cm
$\theta_v$	0.18	0.14	0.27
$\theta_{fc}$	0.396	0.464	0.391
$\theta_s$	0.704	0.658	0.622
$K_s$ (cm d <sup>-1</sup> )	1000	320	670
$\alpha$	0.26749	0.20454	0.10592
$n$	1.17952	1.13446	1.23345

$\theta_v$  – volumetric soil water content corresponding to the wilting point (cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>),  $\theta_{fc}$  – soil water content corresponding to the “field capacity” (cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>),  $\theta_s$  – water content of the saturated soil (cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>),  $K_s$  – hydraulic conductivity of the soil saturated with water (saturated hydraulic conductivity) (m.s<sup>-1</sup>),  $\alpha$  (cm<sup>-1</sup>) and  $n$  – van Genuchten’s equation coefficients.

### Canopy characteristics

Canopy characteristics needed to calculate precipitation interception by canopy are: leaf area index (LAI), relative canopy cover  $s_r$ , specific interception capacity  $c_{max}$ , corresponding to  $u = 0$ , and to LAI =1; it is maximum specific interception capacity of the canopy. To calculate interception of the canopy grown at site FIRE, results of pine canopy interception measurement at site Jasná pod Chopkom were used (Majerčáková, 1983). This site was similar to site FIRE; it was located at 1170 m a.s.l., pines trunks were of average diameter 18 cm, relative cover was 0.537. Specific interception capacity was calculated according to the equation (6):

$$i_c = I_c / LAI \cdot s_r \quad (6)$$

Its value was  $i_c = 1.55$  mm of water. Water intercepted from precipitation by canopy was calculated as the difference between precipitation total over grass canopy, minus precipitation below canopy, plus water flux down the trunk. To calculate  $i_c$ , maximum daily intercepted water layer during the season was used. Maximum  $I_c = 5.5$  mm was estimated. This value represents interception under optimum conditions (wind velocity close to zero, dry needless surface and small rain rate).

### Meteorological characteristics

Meteorological characteristics for the season 2006 were used (daily precipitation total, average daily air temperature, average daily air humidity, average daily wind velocity and daily sunshine duration). Results of measurements at meteorological station Tatranská Lomnica, run by the Institute of Geophysics, Slovak Academy of Sciences were used. The distance of this MS from the site FIRE is about 10 kilometres, so it was used as characteristic for FIRE site. The time interval of 220 consecutive days was modelled (April 1,–October 31, 2006).

### Results and discussion

Results of water movement simulation of the SPAC system are in Figs. 1–4. To illustrate the influence of different canopy properties on seasonal courses of soil water content of the upper layer of soil, wa-

ter and energy movement was simulated at site FIRE during summer season of 2006 (1.4. –31. October).

Fig. 1 presents cumulative values of daily potential evapotranspiration of coniferous forest (*Picea abies*) with different (but hypothetical) LAI values. Such changes can appear due to windthrows, similar to this, which occurred in High Tatras in 2004. Potential evapotranspiration in Fig. 1 does not involve evaporation of intercepted water. Results presented (curves 1–3) were calculated with modified energy balance of the SPAC system. The energy used for evaporation of intercepted water was subtracted from total amount of energy for evapotranspiration; and it led to significant decrease of available energy for latent heat of evaporation and followingly to the decrease of canopy evapotranspiration. This decrease is significant. Other hypothetical case can be seen as it is expressed by the curve 1 – interception of the forest is neglected and therefore precipitation below the canopy should be the same as at open site.

As it was mentioned before, under similar conditions (coniferous forest) the average annual interception was about 37 % of mean annual precipitation total (Miklánek, Pekárová, 2006). So, the calculated difference between forest seasonal potential evapotranspiration total with LAI =6 and this without interception involvement was found 122 mm water layer, which is really significant amount (Fig. 1).

For comparison, seasonal course of potential evapotranspiration total of grass and components of its structure for conditions of FIRE site is in Fig. 2.

Results of canopy properties change on soil water content are in Fig. 3 and 4. It can be seen different seasonal courses of soil water content as influenced by different LAI values; it is result of different undercanopy precipitation totals and by lowered amount of energy for evapotranspiration due to its consumption by evaporation of intercepted water.

Results, presented here are results of simulation. This is the only possibility how to acquire such data. Results are approximative, but they are in accordance with theoretical assumptions. The next step will be in increasing the accuracy of the input data (soil, LAI and interception capacity) in sites of interest.

## Conclusions

Results of water and energy movement calculations by the simulation model GLOBAL applied for the SPAC system at site FIRE (H. Tatras) demonstrate significant changes in structure of their water balance. Changes of the water balance equation components were calculated for change in structure of canopies (pine forest – grass) and for change of pine forest properties (different LAI).

It was demonstrated significant change of rain interception and followingly soil water content. Significant interception and its evaporation consumed an important energy portion, thus decreasing the available energy needed for evapotranspiration, which is decreased.

Seasonal course of soil water content below canopies differs for different LAI; the difference in soil water content of the upper 1 m soil layer with different LAI =1,5 and LAI = 6 (which is close to the LAI of 70 years old forest) can reach 53 mm of water layer, during the time interval 1.4.–31. October 2006; it is significant difference.

Simulations were conducted for homogeneous soil, in reality soil at FIRE site contains boulders; which can affect results of simulation quantitatively, but not qualitatively.

## Acknowledgement

Authors are is grateful to the Slovak Grant Agency APVV (Grant No. 51-030205) for partial support of this work.

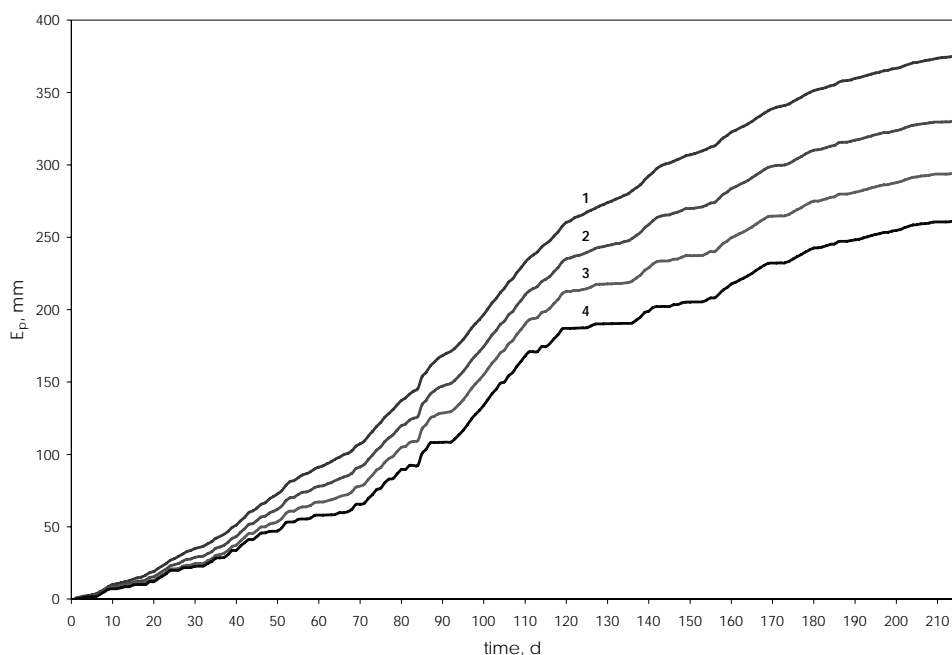


Fig. 1. Cumulative potential evapotranspiration of coniferous forest (*Picea abies*) for different (hypothetical) LAI = 1,5; 3 a 6 (curves 2,3,4) and forest potential evapotranspiration without interception, i.e. precipitation below trees is the same as it is on free surface (curve 1). Vysoké Tatry, site FIRE, 1.4.–31. October, 2006.

Obr. 1. Kumulatívna potenciálna evapotranspirácia smrekového lesa s rozdielnymi (hypotetickými) hodnotami LAI = 1,5; 3 a 6 (čiary 2,3,4) a potenciálna evapotranspirácia z lesa bez uváženia intercepcie, ak by sa podkorunové zrážky rovnali zrážkam na voľnej ploche (čiara 1). Vysoké Tatry, lokalita FIRE, 1.4.–31.10. 2006.

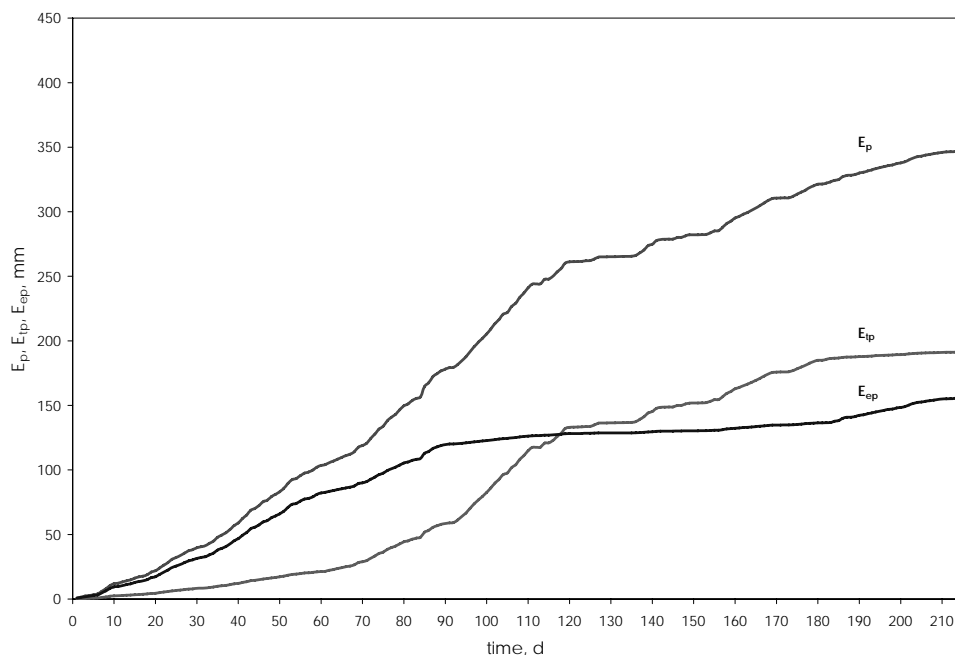


Fig. 2. Cumulative potential evapotranspiration of grass ( $E_p$ ) and components of its structure– potential evaporation from soil surface ( $E_{ep}$ ) and potential transpiration ( $E_{tp}$ ). Vysoké Tatry, site FIRE, 1.4.–31. October, 2006.

Obr. 2. Kumulatívna potenciálna evapotranspirácia porastu trávy ( $E_p$ ) a zložiek jej štruktúry – potenciálneho výparu z povrchu pôdy ( $E_{ep}$ ) a potenciálnej transpirácie ( $E_{tp}$ ). Vysoké Tatry, lokalita FIRE, 1.4.–31.10. 2006.



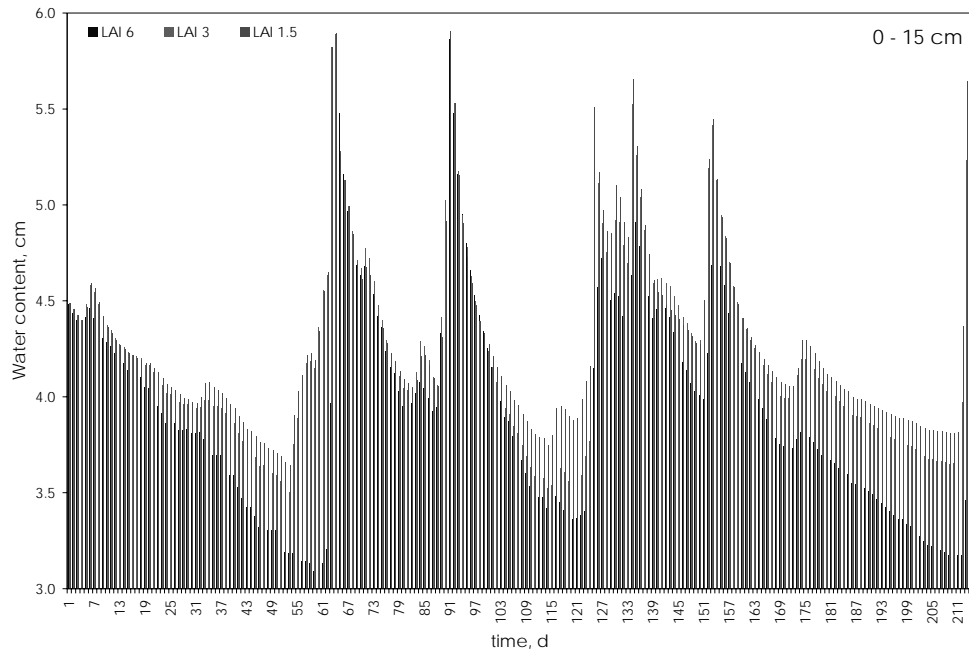


Fig. 3. Seasonal courses of daily values of soil water content of the upper 0,15 m soil layer under canopy of deciduous forest (*Picea abies*) with different (hypothetical) LAI = 1,5; 3 and 6. Vysoké Tatry, site FIRE, 1.4.–31. October, 2006.

Obr. 3. Sezónne chody denných hodnôt obsahu vody vo vrchnej 0,15 m vrstve pôdy pod porastom smrekového lesa (*Picea abies*) s rozdielnymi (hypotetickými) hodnotami LAI = 1,5; 3 a 6. Vysoké Tatry, lokalita FIRE, 1.4.–31.10. 2006.

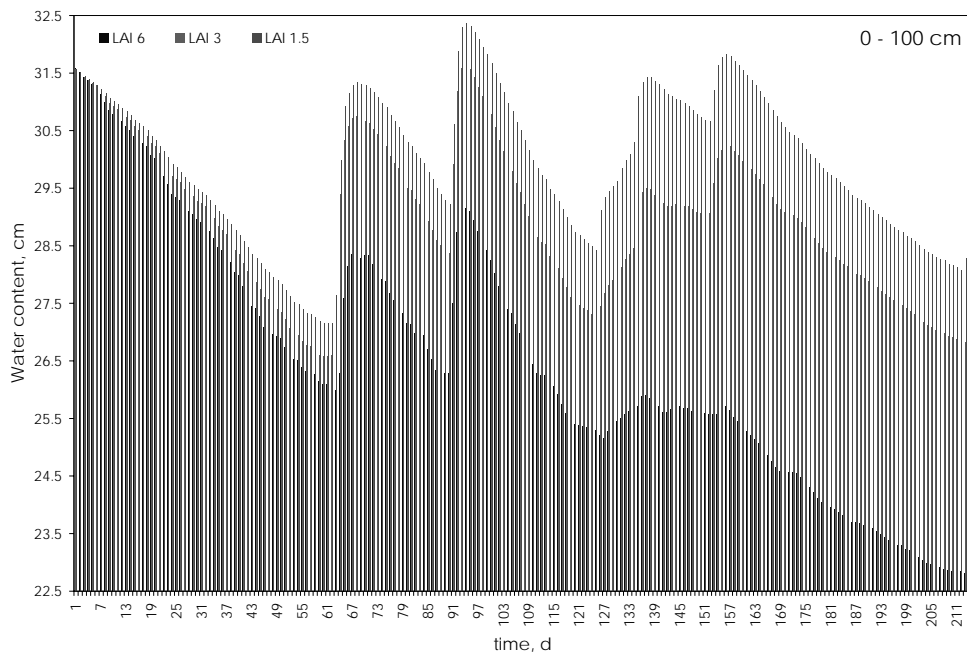


Fig. 4. Seasonal courses of daily values of soil water content of the one meter soil layer under canopy of deciduous forest (*Picea abies*) with different (hypothetical) LAI = 1,5; 3 and 6. Vysoké Tatry, site FIRE, 1.4.–31. October, 2006.

Obr. 4. Sezónne chody denných hodnôt obsahu vody vo vrchnej, metrovej, vrstve pôdy pod porastom smrekového lesa (*Picea abies*) s rozdielnymi (hypotetickými) hodnotami LAI = 1,5; 3 a 6. Vysoké Tatry, lokalita FIRE, 1.4.–31.10. 2006.

## Literature

- Benetin, J., Novák, V., Šoltész, A., Štekauerová, V. 1986. Intercepcia a jej vplyv na vodnú bilanciu vegetačnej pokrývky. *Vodohosp. Čas.*, 34, č. 1., 3–20.
- Dam, J.C. van, Huygen J., Wesseling, J.G., Feddes, R.A., Kabat, P., van Walsum, P.E.V., Groenendijk, P. and van Diepen, C.A. 1997. Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil – Water – Atmosphere – Plant environment. Report 71, Dept of Water Resources, Wageningen Agricultural University. Technical Document 45, DLO Winand Starring Centre, Wageningen, pp. 166.
- Majerčáková, O. 1983. Intercepcia ako komponent vplývajúci na tvorbu odtoku zo zrážok v lesných biómoch. Kandidátska diz. Práca, Ústav hydrológie a hydrauliky SAV, Bratislava, 95 s.
- Majerčák, J., Novák, V. 1992. Simulation of the soil – water dynamics in the root zone during the vegetation period. I. The mathematical model. *Vodohosp. čas.*, 40, 299–315.
- Merta, M., Seidler, Ch., Fjodorowa, T. 2006. Estimation of evaporation components in agricultural crops. *Biologia*, Bratislava, 61/ Suppl. 19: 280–286.
- Miklánek, P., Pekárová, P. 2006. Odhad intercepcie v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV so smrekovou a hrabovou monokultúrou. *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, 123 –136.
- Rutter, A.J. 1967. An analysis of evaporation from a stand of Scots pine. In: *International Symposium on Forest Hydrology* (ed. by W.E. Sopper and H.W. Lull), Pergamon Press, Oxford, U.K. 403–416.
- Šimůnek, J., K. Huang., M. Šejna, Th. M. van Genuchten, J. Majerčák, V. Novák, and J. Šutor. 1998. The HYDRUS-ET software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Version 1.1. Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, pp. 184.



# Vliv fyzikálních a chemických vlastností půdního prostředí na parametry kalibračních křivek ECH<sub>2</sub>O senzorů EC-5 pro in situ měření půdní vlhkosti

Radka Kodešová<sup>1</sup>, Arnošt Mráz<sup>2</sup>, Jana Heverlová<sup>1</sup>, Gabriela Šedivcová<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Katedra pedologie a geologie, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 16521 Praha 6

<sup>2</sup>Ekotechnika spol. s r. o., Mokropeská 1832, 252 28 Černošice

## Abstract

The goal of this study was calibration of the ECH<sub>2</sub>O soil moisture sensor EC-5 (Decagon Device, Inc., 2006) for selected soils of the Czech Republic. Based on the soil maps of the Czech Republic (Němeček et al., 2001a) and various climatic conditions (Tolasz et al., 2007) five humic horizons of different soil types were selected: Haplic Chernozem, Chernozem Arenic, Stagnic Chernozem Siltic, Haplic Luvisol, Haplic Cambisol (FAO, 2006). Soil properties (soil specific density, pH<sub>KCl</sub>, pH<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, CaCO<sub>3</sub> content, salinity, organic matter content, organic matter quality as a Q<sub>4/6</sub>, CEC, base saturation and particle size distribution, bulk density) were determined using the standard laboratory techniques. Six sensors installed in six 606 cm<sup>3</sup> soil samples for each soil were calibrated. RAW counts were measured using the ECH<sub>2</sub>O Check. Soil water contents were determined gravimetrically. The first a linear equation was used to find parameters of the calibration equation relating RAW counts and soil water contents. The multiple linear analyses showed that parameters of the calibration equation depended on the bulk density, fraction of sand particles and salinity. In addition the 3<sup>rd</sup> order polynomial equation was also applied to obtain better fit of experimental data. The impact of KBr solution (concentrations of 0.01, 0.05 and 0.1 M Br) on calibration equations was studied as well. One sensor installed in one soil sample for each solute and each soil was applied. It was found that solute impact was lower in soils of higher salinity.

**Key words:** soils of the Czech Republic, soil water content, dielectric constant, ECH<sub>2</sub>O soil moisture sensor EC-5, bulk density, fraction of sand particles, soil and soil water salinity.

## Úvod

Pro kontinuální sledování režimu vody v půdě a následně hodnocení bilance vody v povodí je vedle tenzometrů měřících vlhkostní potenciál používána řada přístrojů a senzorů monitorujících půdní vlhkost. Ve všech případech se jedná o tzv. nepřímé stanovení půdní vlhkosti, tj. o měření jiné veličiny, která je pak dána do souvislosti s obsahem půdní vody pro daný materiál. Cílem této práce bylo pro měření půdní vlhkosti ve vybraných půdních typech ČR nakalibrovat senzor ECH<sub>2</sub>O EC-5, který je založen na vztahu měřené dielektrické konstanty a půdní vlhkosti, a charakterizovat vliv fyzikálních a chemických vlastností půdního prostředí na parametry kalibračních křivek. Dalším úkolem bylo vyhodnocení vlivu rozpuštěných látek v půdním roztoku na měřenou dielektrickou konstantu a následně na chybu při měření půdní vlhkosti.

## Materiál a metody

Kalibrovaný senzor je podrobně popsán v manuálu k senzorům ECH<sub>2</sub>O (Decagon Device, Inc., 2006). Senzor EC-5 je varianta senzorů EC-10 a EC-20. Zařízení EC-5, 10, 20 jsou přenosná měřící čidla s relativně vysokou přesností měření objemové vlhkosti založené na měření dielektrické konstanty materiálu. Sensory se od sebe liší především designem a citlivostí. Technické specifikace ECH<sub>2</sub>O čidel jsou uvedeny v tab. 1.

Dále jsou vyráběna kombinovaná čidla, která kromě měření objemové vlhkosti umožňují měření elektrické vodivosti zkoumaného materiálu (ECHO TE) a teploty materiálu (ECHO TM). Díky své minimální hmotnosti a objemu je lze rychle a efektivně využít pro měření aktuálního obsahu vody v materiálu, ale i ke kontinuálnímu měření změn objemové vlhkosti jak v rostlých tak v uměle vrstvených materiálech. Výhodou je zejména rychlé čtení výsledných hodnot objemové vlhkosti či

permanentní záznam dat do dataloggerů, umístěných spolu s čidly na sledovaných lokalitách. Technické parametry dodávaných dataloggerů od firmy Decagon umožňují kontinuální záznam dat po dobu 5 let. Objem uložených dat je 36 000 záznamů (datalogger Em50) a frekvence uložení je volitelná v rozmezí 1 minuty až 1 den.

Tabulka 1: Technická specifikace ECH2O čidel.

Parametry	čidlo		
	EC-5	EC-10	EC-20
Veličina měření	objemová vlhkost	objemová vlhkost	objemová vlhkost
Délka čidla	50 mm	100 mm	200 mm
Přesnost měření	(+-) 3% pro všechny půdy do 8 dS/m, (+-) 1 až 2% při specifické kalibraci	(+-) 4% pro středně zrnité půdy s nízkou vodivostí, (+-) 1 až 2% při specifické kalibraci	(+-) 4% pro středně zrnité půdy s nízkou vodivostí, (+-) 1 až 2% při specifické kalibraci
Rozsah měření	0 – 100% obsahu vody	0 – 40% obsahu vody	0 – 40% obsahu vody
Propojení	3.5mm konektor, 3 vodiče	3.5mm konektor, 3 vodiče	3.5mm konektor, 3 vodiče
Požadované napětí	2,5 – 5 V stejnosměrný, 10 mA	2,5 – 5 V stejnosměrný, 10 mA	2,5 – 5 V stejnosměrný, 10 mA
Frekvence při měření	70 MHz	5 MHz	5 MHz
Výstup	napětí, lineární závislost na objemové vlhkosti půdy	napětí, lineární závislost na objemové vlhkosti půdy	napětí, lineární závislost na objem. vlhkosti půdy

Výhodou těchto dataloggerů je i možnost využití dálkového radiového přenosu naměřených dat. Standardní napájení zajišťuje 5 AA alkalických baterií. Délka jejich životnosti je závislá na četnosti měření a použitém datovém přenosu. Nižší třída dataloggerů (Em5b) umožňuje záznam 3 400 dat při četnosti záznamu od 1 minuty do 1 dne. Napájení je zajištěno 4 kusy AA alkalických baterií. Tento typ dataloggeru ale neumožňuje dálkový přenos dat.

Pro přímé čtení jsou firmou Decagon standardně dodávány čtecí zařízení ProCheck a ECH2O Check. ProCheck je vyšší řadou staršího zařízení ECH2O Check. Zařízení ProCheck umožňuje nově nejen přímé čtení dat, ale i jejich záznam do vestavěné paměti, až do 5 000 čtení. Zařízení má jeden kanál pro čtení dat z jednoho čidla. . Obě zařízení jsou kompatibilní se všemi čidly EC. Zařízení ProCheck navíc umožňuje čtení dat s kombinovaných čidel ECHO TE a ECHO TM. Doba odečtu naměřených hodnot je pod úrovní 1 sekundy.

Vzhledem k nízké ceně lze říci, že čidla EC a k nim dodávané příslušenství jsou při srovnání poměru cena / kvalita zajímavým zařízením pro měření objemové vlhkosti půdy a jejich změn v čase jak v laboratoři, tak i přímo v terénu.

Vztah objemová vlhkosti  $\theta$  a měřeného signálu  $X$  může být popsán lineární rovnicí:

$$\theta = aX + b \quad (1)$$

kde  $a$  a  $b$  jsou parametry kalibrační rovnice specifické pro každou půdu. Měřený signál  $X$  je buď RAW counts (Decagon datalogger nebo ECH<sub>2</sub>O Check) nebo mV pro jiné datalogery. K senzorům a ke čtecím/záznamovým přístrojům jsou dodávány obecné kalibrační parametry, které jsou pro EC-5 uvedeny v tab. 2 a 3.

Tabulka 2: Parametry kalibrační rovnice doporučené výrobcem pro ECH<sub>2</sub>O senzor EC-5 a Decagon datalogger nebo ECH<sub>2</sub>O Check .

Materiál	Parametry kalibrační rovnice	
	<i>a</i>	<i>b</i>
Minerální půdy	8,5*10 <sup>-4</sup>	-0,480
Zahradnické substráty	7,2*10 <sup>-4</sup>	-0,393

Tabulka 3: Parametry kalibrační rovnice doporučené výrobcem pro ECH<sub>2</sub>O senzor EC-5 a jiné datalogy.

Materiál	Parametry kalibrační rovnice	
	<i>a</i>	<i>b</i>
Minerální půdy	11,9*10 <sup>-4</sup>	-0,401
Zahradnické substráty	10,3*10 <sup>-4</sup>	-0,334

Tabulka 4: Studované lokality.

Vz.	Lokalita	Půdotvorný substrát	Půdní typ (TKSP, 2001)	Půdní typ (WRB,2006)	Výška m n. m.	PRT <sup>†</sup> (°C)	PRS <sup>†</sup> (mm)
1	Praha Suchdol	Spraš	Černozem modální	Haplic Chernozem	254	9 – 10	450 – 500
2	Velké Chvalovice	Štěrkopísek	Černozem arenická	Chernozem Arenic	191	7 – 8	500 – 550
3	Milčice	Slínovec	Černice modální	Stagnic Chernozem Siltic	200	7 – 8	500 – 550
4	Hněvčeves	Spraš	Hnědozem modální	Haplic Luvisol	282	7 – 8	500 – 550
5	Humpolec	Rula	Kambizem modální	Haplic Cambisol	654	6 – 7	600 – 650

<sup>†</sup> Odečteno z „Atlasu podnebí Česka“ (Tolasz a kol., 2007).

Tabulka 5: Půdní charakteristiky.

Vz.	$\rho_z$ (g/cm <sup>3</sup> )	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	Va (mmol+/100g)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Salinita (μS/cm)	C <sub>ox</sub> (%)	Q <sub>4/6</sub>
1	2,52	7,69	7,21	0,44	7,80	43,70	2,01	3,83
2	2,56	7,44	6,94	0,09	2,50	41,77	0,92	3,10
3	2,23	8,06	7,43	0,09	28,00	71,30	2,92	3,18
4	2,43	6,33	5,63	0,09	0,00	32,93	1,03	3,60
5	2,39	4,81	4,37	0,43	0,00	157,83	1,63	3,63
Vz.	KVK (mmol+/100g)	Ha (mmol+/100g)	S (mmol+/100g)	V (%)	Jíl (%)	Prach (%)	Písek (%)	Půdní druh
1	26,38	0,44	25,93	98	19,3	56,3	24,4	prH
2	14,13	0,50	13,62	96	6,4	20,0	73,6	pH
3	40,38	0,41	39,97	99	15,8	54,6	29,5	prH
4	24,00	1,64	22,36	93	13,9	76,5	9,6	prH
5	26,00	6,77	19,23	74	9,9	34,7	55,4	pH

Pro kalibraci senzoru bylo vybráno celkem 5 lokalit s různými klimatickými podmínkami a s různými půdními typy vznikajícími na rozdílných půdních substrátech. Výběr byl zaměřen na půdy zemědělsky využívané s potenciální možností využití senzorů v pěstitelské praxi. Jedná se o následující půdní typy: černozem modální, černozem arenická, černice modální, hnědozem modální, kambiem modální. V tab. 4 jsou uvedeny lokality, půdotvorné substráty, klasifikace půdních typů dle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR (Němeček a kol., 2001b) a dle World Reference Base for Soil Resources (FAO, 2006), nadmořská výška lokalit a jejich klimatická charakteristika pomocí ročních průměrných teplot a srážek. V tab. 5 jsou pro jednotlivé půdy uvedeny následující půdní vlastnosti: specifická hmotnost,  $pH_{KCl}$ ,  $pH_{H_2O}$ , výměnná acidita, obsah  $CaCO_3$ , salinita, obsah organické hmoty, kvalita organické hmoty vyjádřená jako  $Q_{4/6}$ , kationtová výměnná kapacita, hydrolytická acidita, suma bazických iontů, nasycenost sorpčního komplexu a zrnitost.

Na každé lokalitě bylo odebráno 10 neporušených půdních vzorků o objemu  $100\text{ cm}^3$  a byly stanoveny objemové hmotnosti. Průměrné objemové hmotnosti pro každou půdu jsou uvedeny v tab. 6. Z na vzduchu vysušených porušených půdních vzorků byla připravena jemnozem, která byla použita pro kalibraci senzorů.

Senzory byly kalibrovány nejdříve s destilovanou vodou a pak s roztoky KBr o třech různých koncentracích. Pro kalibraci s destilovanou vodou bylo pro každou půdu použito 6 senzorů a 6 plastových válců o objemu  $606\text{ cm}^3$ . Do každého válce byl umístěn jeden senzor, okolo kterého byla nahutněna zemina. Pro každý válec bylo naváženo takové množství vysušené zeminy, aby po nahutnění bylo dosaženo stejné nebo podobné objemové hmotnosti jaká byla zjištěna na neporušených půdních vzorcích o objemu  $100\text{ cm}^3$ . Ve většině případech se nepodařilo do válců nahutnit navážené množství. Průměrné dosažené objemové vlhkosti jsou uvedeny v tab. 5. Před vlastním hutněním byla půda zvlčena (vždy stejně pro dva válce) 30, 60 a 90 ml destilované vody. Voda byla aplikována na půdní vzorek pomocí rozprašovače a následně důkladně promíchána s půdou tak, aby bylo dosaženo homogenní půdní vlhkosti. Po nahutnění byl válec pro přesné stanovení objemové půdní vlhkosti zvážen a byl změřen signál senzoru. Pro čtení byl použit ECH<sub>2</sub>O Check, tzn. byly měřeny RAW counts. Všechny vzorky byly následně zavlaženy pomocí rozprašovače 90 ml destilované vody a byly v plastových sáčcích ponechány několik hodin v klidu, aby došlo k redistribuci vody v půdě. Po té byly válce opět zváženy a změřeny RAW counts. Tento postup byl několikrát opakován, až došlo k úplnému nasycení půdních vzorků.

Objemová vlhkost byla za předpokladu, že měrná hmotnost vody je  $1\text{ g cm}^{-3}$  stanovena pomocí následující rovnice:

$$\theta = \frac{m_w - m_d}{V_s} \quad (2)$$

kde  $m_w$  je hmotnost vlhké zeminy,  $m_d$  je hmotnost suché zeminy a  $V_s$  je objem válce ( $606\text{ cm}^3$ ). Na závěr byl pro každou půdu, všechny válce a všechny senzory vyhodnocen vztah objemové půdní vlhkosti a měřeného signálu (rovnice 1).

Pro kalibraci s roztokem KBr byly pro každou půdu použity 3 senzory a 3 plastové válce o objemu  $606\text{ cm}^3$ . Do každého válce byl umístěn jeden senzor, okolo kterého byla nahutněna zemina. Pro každý válec bylo opět naváženo takové množství vysušené zeminy, aby po nahutnění bylo dosaženo stejné nebo podobné objemové hmotnosti jaká byla zjištěna na neporušených půdních vzorcích o objemu  $100\text{ cm}^3$ . Před vlastním hutněním byla půda ve všech případech zvlčena 50 ml roztoku bromidu draselného. Pro každý válec byla užitá jiná koncentrace: 0,01M, 0,05M a 0,1M. Roztok byl opět aplikován pomocí rozprašovače a následně důkladně promíchán s půdou tak, aby bylo dosaženo homogenní půdní vlhkosti. Po nahutnění byl válec pro přesné stanovení objemové půdní vlhkosti zvážen a byl změřen signál senzoru. Všechny vzorky byly následně zavlaženy pomocí rozprašovače 50 ml roztoku a byly v plastových sáčcích ponechány několik hodin v klidu, aby došlo k redistribuci roztoku v půdě. Po té byly válce opět zváženy a změřeny RAW counts. Tento postup byl několikrát opakován, až došlo

k úplnému nasycení půdních vzorků. Na závěr byla opět stanovena objemová půdní vlhkost (rovnice 2) a vyhodnocen vztah půdní vlhkosti a měřeného signálu (rovnice 1).

Tabulka 6: Objemové hmotnosti.

Půdní typ (TKSP, 2001)	$\rho_d - 100 \text{ cm}^3$ Odebraný ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	Směrodatná odchylka	$\rho_d - 606 \text{ cm}^3$ Nahutněný ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	Směrodatná odchylka
Černozem modální	1,43	0,04	1,35	0,00
Černozem arenická	1,78	0,04	1,75	0,00
Černice modální	1,30	0,06	1,30	0,00
Hnědozem modální	1,61	0,04	1,58	0,02
Kambizem modální	1,53	0,06	1,49	0,01

## Výsledky

Výsledné vztahy pro jednotlivé půdy včetně parametrů kalibračních rovnic jsou uvedeny v obr. 1 až 5. Ve všech případech parametry  $a$  a  $b$  nabývají vyšších hodnot než je doporučeno v manuálu k senzorům ECH<sub>2</sub>O (Decagon Device, Inc., 2006). Analýza dat ukázala, že parametry  $a$  a  $b$  jsou především závislé na objemové hmotnosti, obsahu písčité frakce a salinitě. Pomocí vícenásobné lineární regrese byly zjištěny následující vztahy:

$$a = 8,51 \cdot 10^{-5} + 6,24 \cdot 10^{-4} \rho_d - 3,99 \cdot 10^{-6} \text{ pisek}(\%) + 1,09 \cdot 10^{-6} \text{ salinita}$$

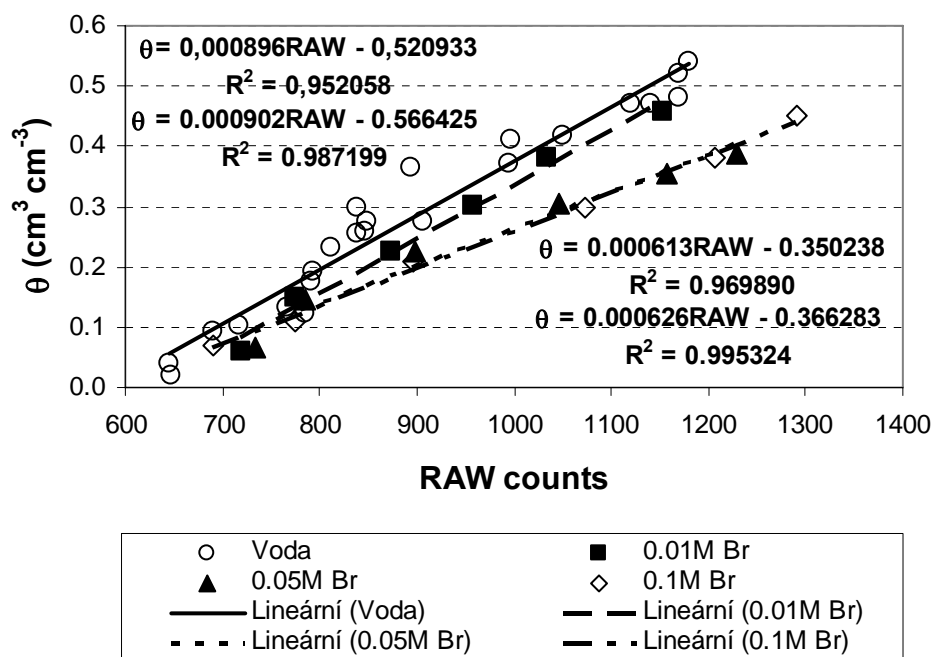
$$b = 2,29 \cdot 10^{-1} - 6,43 \cdot 10^{-1} \rho_d + 4,04 \cdot 10^{-3} \text{ pisek}(\%) - 1,09 \cdot 10^{-3} \text{ salinita} \quad (3)$$

Statistická analýza ukázala, že předcházejí rovnice z 97,84 % a 99,48 % vysvětlují variabilitu parametrů  $a$  a  $b$ . Bylo tudíž dosaženo velmi dobré shody. Je nutno ale podotknout, že byl zkoumán vzorek pouze pěti půd. Pro ověření obecné platnosti by bylo nutnou kalibraci provést pro širší skupinu půd. Vzhledem k tomu, že se ukázalo, že lineární rovnice v mnoha případech nepřesně popisuje vztah objemové vlhkosti a měřeného signálu, byly také pro vyhodnocení užity polynomické rovnice třetího stupně, které lépe popisovaly změřený vztah. Rovnice však zde nejsou uvedeny.

Výsledné vztahy pro jednotlivé půdy a různé koncentrace roztoků včetně parametrů kalibračních rovnic jsou rovněž uvedeny v obr. 1 až 5. Z grafů je zřejmé, že roztok o koncentraci 0,01 M Br neměl významný vliv na kalibrační data. Na druhou stranu vyšší koncentrace roztoku podstatně kalibrační data ovlivnila. Kalibrační křivky se pro vyšší hodnoty objemové vlhkosti rozcházejí. U kambizemně modální, která měla velmi vysokou salinitu, je „průsečík“ přímek posunut na hodnotu vlhkosti přibližně 15 % a měřené hodnoty tak nejsou až do vlhkosti cca 25 % významněji ovlivněny. Podobně, pravděpodobně díky vyšší salinitě, se přítomnost roztoku KBr podstatněji neprojevila u Černozemně arenické a to až do koncentrace 0,05 M Br.

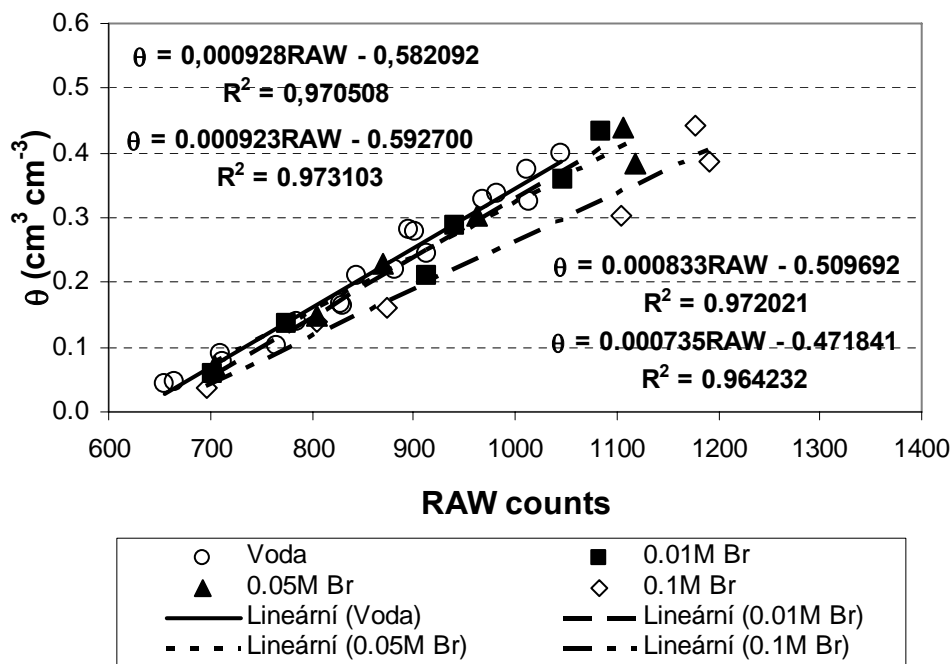


### Černozem modální - Praha Suchdol



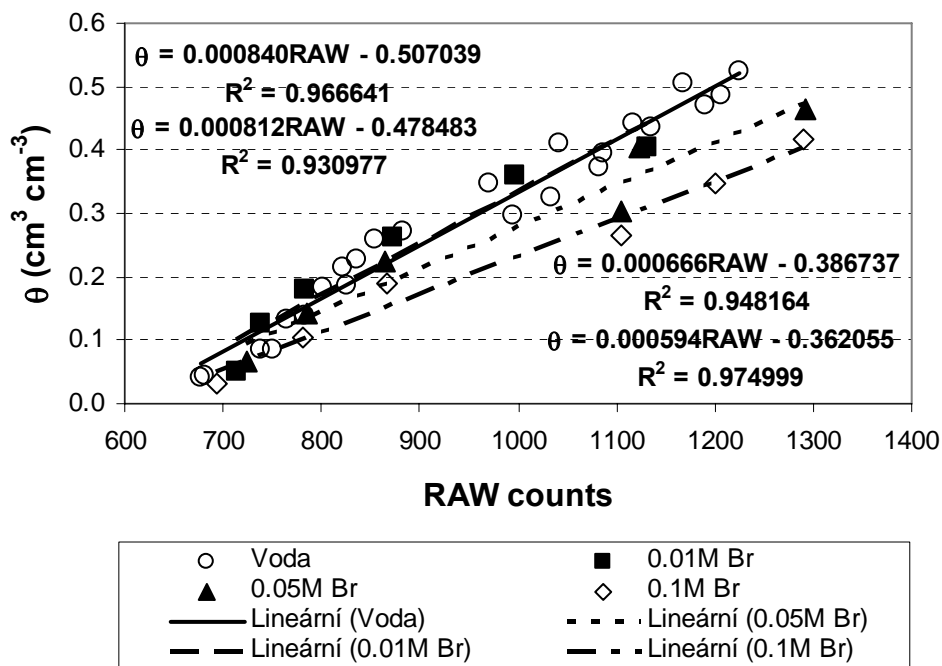
Obr. 1: Kalibrovaná data a výsledné kalibrační rovnice (po svislici seřazeny se vzrůstajícím obsahem KBr) pro Černozem modální stanovené pro vodu a jednotlivé koncentrace aplikovaných roztoků KBr.

### Černozem arenická - Velké Chvalovice



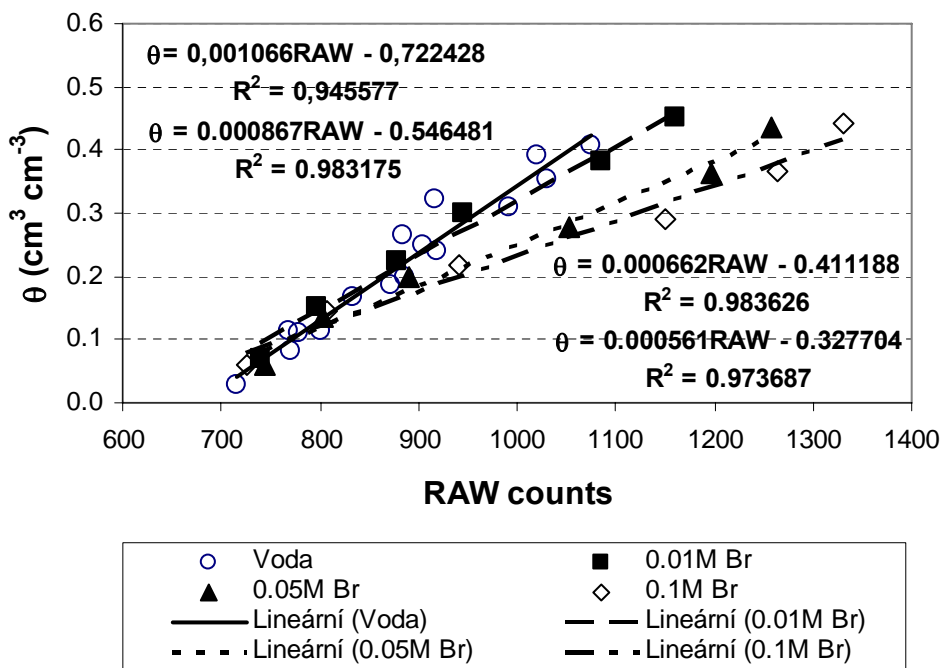
Obr. 2: Kalibrovaná data a výsledné kalibrační rovnice (po svislici seřazeny se vzrůstajícím obsahem KBr) pro Černozem arenickou stanovené pro vodu a jednotlivé koncentrace aplikovaných roztoků KBr.

### Černice modální - Milčice



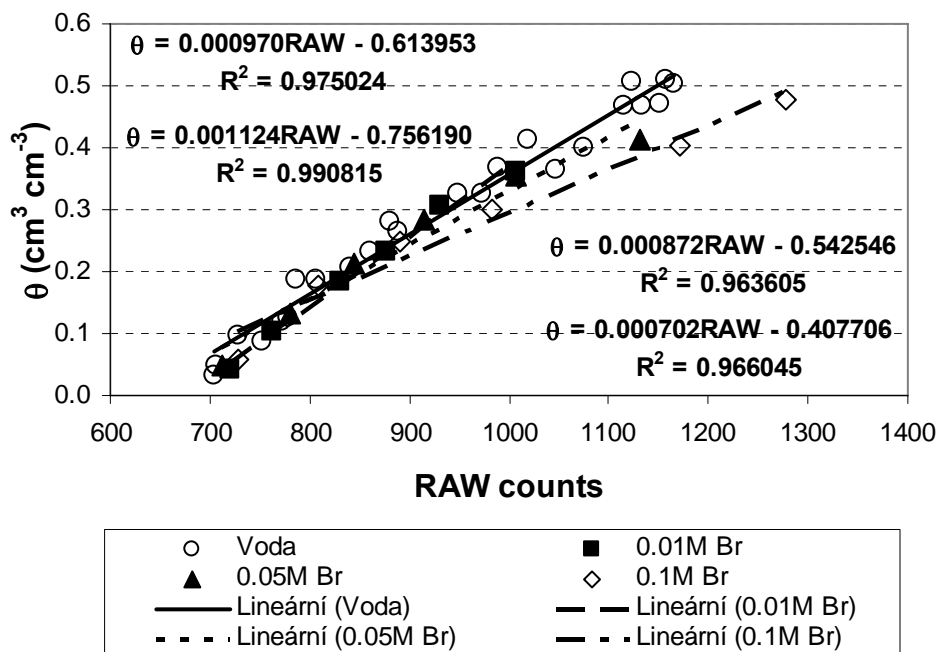
Obr. 3: Kalibrovaná data a výsledné kalibrační rovnice (po svislici seřazeny se vzrůstajícím obsahem KBr) pro Černici modální stanovené pro vodu a jednotlivé koncentrace aplikovaných roztoků KBr.

### Hnědozem modální - Hněvčeves



Obr. 4: Kalibrovaná data a výsledné kalibrační rovnice (po svislici seřazeny se vzrůstajícím obsahem KBr) pro Hnědozem modální stanovené pro vodu a jednotlivé koncentrace aplikovaných roztoků KBr.

## Kambizem Modální - Humpolec



Obr. 5: Kalibrovaná data a výsledné kalibrační rovnice (po svislici seřazeny se vzrůstajícím obsahem KBr) pro Kambizem modální stanovené pro vodu a jednotlivé koncentrace aplikovaných roztoků KBr.

### Závěr

V této práci byly kalibrovány senzory ECH<sub>2</sub>O EC-5 pro měření půdní vlhkosti v pěti rozdílných půdách. Na těchto půdách byla statisticky prokázána závislost kalibračních parametrů na objemové hmotnosti, zrnitostního složení a salinity půdního prostředí. Obecnou platnost by však bylo nutno prokázat na širším souboru půd. Navíc při aplikaci senzorů v neporušeném půdním prostředí bude měření ovlivněno půdní strukturou, přítomností skeletu a podobně. Přesto lze říct, že senzory ECH<sub>2</sub>O EC-5 se ukázaly jako velmi citlivé a vhodné pro kontinuální sledování půdní vlhkosti. Měřená data nejsou závislá na jednotlivých senzorech. Při nakalibrování pro daný materiál mohou poskytnout věrohodná data i za přítomnosti nižšího obsahu rozpuštěných látek v půdním roztoku. Vliv koncentrace látek v půdním roztoku se snižuje se zvyšující se salinitou půdy.

### Literatura

- Decagon Device, Inc. (2006): ECH<sub>2</sub>O Soil Moisture Sensor. Operator's Manual for Models EC-20, EC-10, and EC-5, Version 5. Decagon Device, Inc., Pullman WA, USA, 23 p.
- FAO (2006): World reference base for soil resources 2006 – A framework for international classification, correlation and communication. FAO, Rome, 128 p.
- Němeček, J., Kozák, J. a kol. (2001a): Půdní mapa ČR 1:250 000, ČZU v Praze, Praha.
- Němeček, J., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2001b): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU a VÚMOP, Praha. 78 s.
- Tolasz, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a Univerzita Palackého v Olomouci, ISBN 978-80-86690-26-1, 249 s.

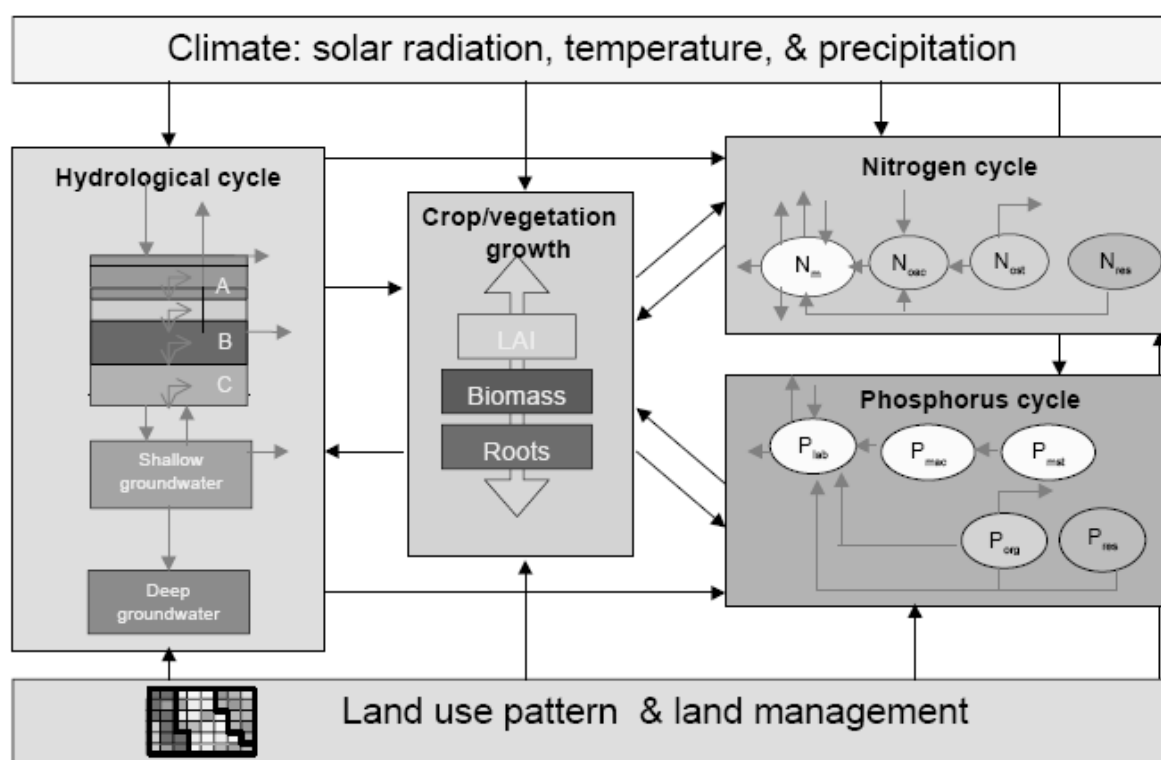
# Využití modelu SWIM pro simulace evapotranspirace v povodí Malše

Romana Košková, Soňa Němečková  
Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Pařankou 30/5, 166 12 Praha 6

## Úvod

V současné době se v důsledku medializace povodní a výskytu sucha zvyšuje všeobecný zájem veřejnosti o extrémní hydrologické jevy. Současně s tím se dostala do popředí otázka možného ovlivnění těchto jevů vlivem globální klimatické změny a analyzují se její dopady na hydrologický režim (Kašpárek, 1998). Hydrologické modelování se stalo běžným nástrojem pro odhad role jednotlivých složek formování odtoku v rámci hydrologického cyklu a na vyhodnocení jejich možného ovlivnění v budoucnosti (Buchtele, 2002). Využití hydrologické modely je rovněž možno pro simulace veličin, které jsou přímými metodami plošně obtížně měřitelné. Jedná se například o hodnoty evapotranspirace a půdní vlhkosti. Potom údaje a data zjištěná v lokálních měřících experimentálních povodích vztažená k obecným geografickým charakteristikám mohou pomoci při vytváření představy o prostorovém rozložení sledované veličiny na větším území.

## Hydrologický model SWIM



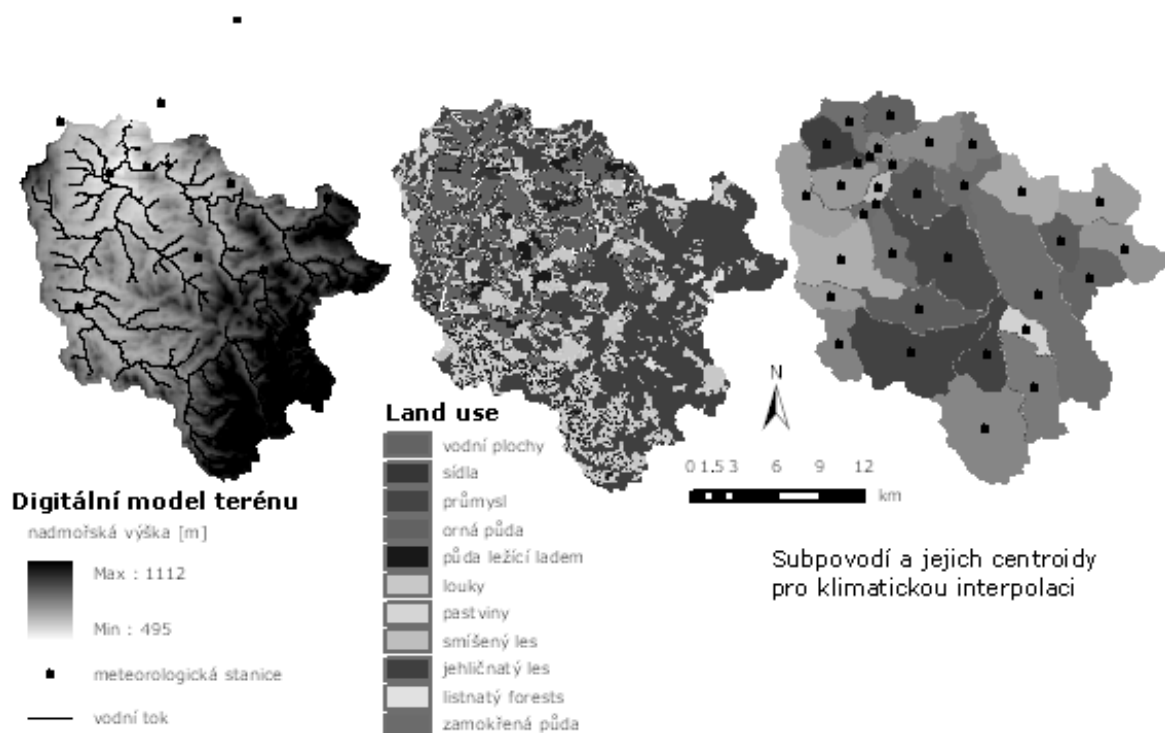
Obr. 1: Schéma modelu SWIM.

Model SWIM (Krysanova et al., 1998) je distribuovaný konceptuální model, který provádí simulace kvantity a kvality vody s podporou GIS nástrojů. Zahrnuje popis dynamiky hydrologických procesů, vegetace, eroze a cyklu živin a umožňuje tak provádět zejména analýzy vlivu změn klimatu a vegetačního krytu na hydrologický proces a kvalitu vody. Základem modelu je třístupňová struktura modelu ve formě povodí – subpovodí – hydrotop vytvářená v prostředí GIS GRASS. Hydrotop v tomto případě představuje homogenní jednotku z hlediska příslušnosti k subpovodí, pro které jsou interpolována meteorologická data, data typu půdy a vegetačního krytu. Výpočet je založen na rovnici vodní bilance, která bere v úvahu srážky, evapotranspiraci, průsak, povrchový a podpovrchový odtok v půdním profi-

lu v hydrotopu, který je horizontálně dělen do půdních vrstev. Hydrologický systém je rozdělen do čtyř základních simulačních prostorů – povrch půdy, kořenová zóna, mělká zvodně a hluboká zvodně. Voda odtékající z půdního profilu plní mělkou zvodně a odtud dotéká do toku. Bilance mělké zvodně bere v úvahu dotaci podzemní vody, kapilární vztlínání do půdního profilu, laterální průtok a průtok do hluboké zvodně (obr.1). Protože je SWIM založený na popisu fyzikálních procesů v povodí, je poměrně náročný na množství a podrobnost vstupních dat. V současné době je model ověřován a adaptován i pro použití v povodích o menší rozloze na základě dat získaných přímým měřením v povodí Liz.

### Implementace modelu na povodí Malše

Model byl testován v povodí Malše po závěrový profil v Pořešíně nad nádrží Římov, aby byl vyloučen vliv manipulací na vodním díle. Malše leží v jižních Čechách a pramení na území Rakouska. Po závěrový profil v Pořešíně má povodí rozlohu 435 km<sup>2</sup>. Horní část povodí tvoří málo dotčená zalesněná krajina Novohradských hor, níže po toku převládají louky a orná půda. Povodí je řídice osídleno. Zalesněné oblasti (převážně listnatý a smíšený les) tvoří 51 % celkové výměry povodí, louky představují 22 % a orná půda 21 % plochy povodí (obr.2). Z důvodů vysoké variability fyzikálních charakteristik půdních typů byl počet jejich kategorií rozšířen na více subtypů (Němečková et al., 2007).



Obr. 2: Povodí Malše; výškové poměry, land use, subpovodí a jejich centroidy.

Jako meteorologická vstupní data byly využity měřené srážky v osmnácti stanicích v oblasti na českém území a ve dvou stanicích v Rakousku. Z toho v pěti stanicích byly navíc měřeny teploty, radiace a relativní vlhkost vzduchu. Měřené hodnoty ve stanicích byly interpolovány pro každé subpovodí. Povodí bylo pomocí SWIM-GRASS softwarového rozhraní rozděleno do hydrotopů na základě mapových podkladů uvedených na obrázku 2. Využitím téhož rozhraní bylo vytvořeno odtokové schéma a připraveny všechny vstupní soubory pro samotný hydrologický model.

Vlastní průběh implementace pro období let 1961 až 1998 ovšem naznačuje, že řada průtoků v Pořešíně není časově konzistentní, a patrně se v ní projevilo ovlivnění celé části dolního povodí v průběhu výstavby údolní nádrže. Samotná kalibrace a verifikace modelu proto byla provedena pouze v období let 1985 až 1998 (kalibrace 1985 – 1987; validace 1996 – 1998).

## Výpočet evapotranspirace v modelu

Výpočet aktuální evapotranspirace probíhá podle metodiky Ritchieho (1972), kdy je výpar z povrchu půdy a transpirace rostlin počítána odděleně. Výpočet transpirace je prováděn na základě hodnot potenciální evapotranspirace a *LAI* (leaf area index). V případě, že je limitován obsah půdní vody, je transpirace rostlin dále redukována. Základem je následující vztah:

$$EP = \frac{EO \cdot LAI}{3} \text{ pro } 0 \leq LAI \leq 3 \quad \text{a nebo } EP = EO \text{ pro } LAI \geq 3,$$

kde *EO* – potenciální evapotranspirace v  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ , *EP* – transpirace rostlin v  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ , *LAI* – poměr plochy listů vegetace k ploše půdního povrchu.

Potenciální výpar z povrchu půdy *ESO* ( $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ) je simulován jako exponenciální funkce *LAI* podle Richardsona a Richieho (1973):

$$ESO = EO \cdot \exp(-0.4 \cdot LAI)$$

Aktuální výpar z půdního povrchu je počítán ve dvou krocích. Na začátku simulace je limitován pouze energetickou podmínkou na povrchu půdy a je roven potenciálnímu výparu z povrchu půdy. Když celkové množství výparu z půdního povrchu přesáhne 6 mm, je evaporační dále počítána podle rovnice:

$$ES = 3.5 \cdot (\sqrt{TST} - \sqrt{TST - 1}),$$

kde *ES* – výpar z půdního povrchu ve dni *t* v  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ , *TST* – pořadové číslo dne ode dne, kdy došlo k překročení prahové podmínky.

Aktuální výpar z půdního povrchu se odhaduje ve výšce 30 cm nad povrchem půdy nebo sněhu, pokud se nějaký v povodí vyskytuje. Jestliže je vodní hodnota sněhu vyšší nebo rovna *ES*, je výpar realizován ze sněhové pokrývky. Pokud je *ES* větší než vodní hodnota sněhu, je výpar realizován z vrchní půdní vrstvy.

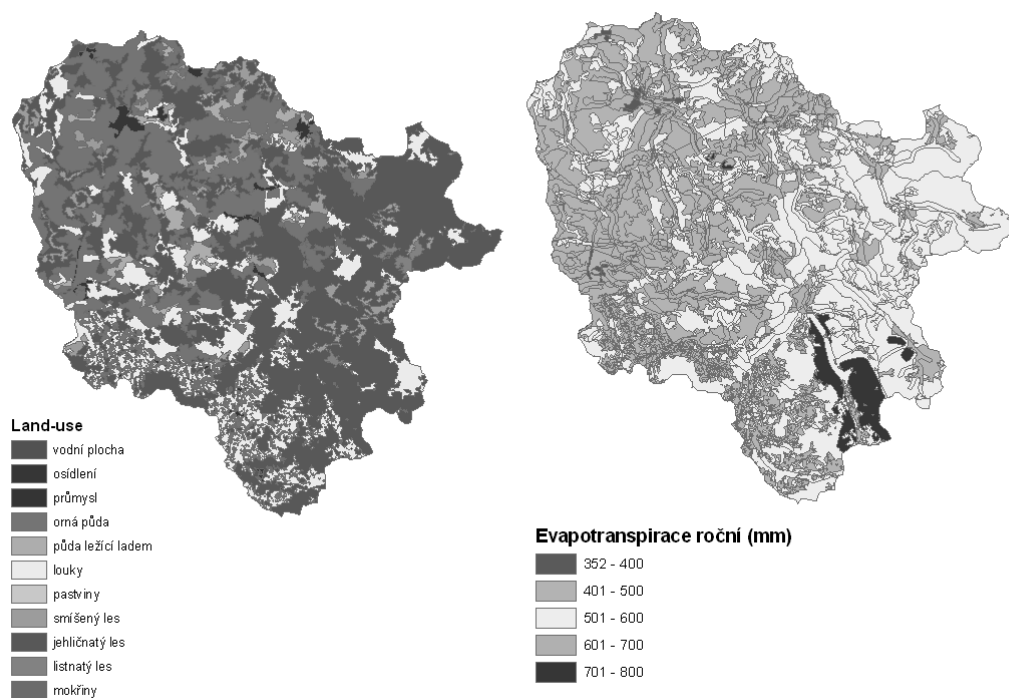
Potenciální evapotranspiraci umožňuje model počítat dvěma metodami na základě dostupnosti požadovaných dat: Priestley-Taylor (1972) a Penman-Monteith (1965). V prvním případě je třeba znát hodnoty sluneční radiace, minimální, průměrné a maximální teploty vzduchu a nadmořské výšky. V druhém případě je třeba rozšířit pozorované datové řady o rychlost větru a relativní vlhkost vzduchu.

Model SWIM rovněž umožňuje simulovat růst vegetace v průběhu roku metodou EPIC podle Willamse, (1984). Pokud zvolíme tuto možnost, počítá se na základě akumulovaných jednotek tepla a produkce biomasy vývoj *LAI* v průběhu roku.

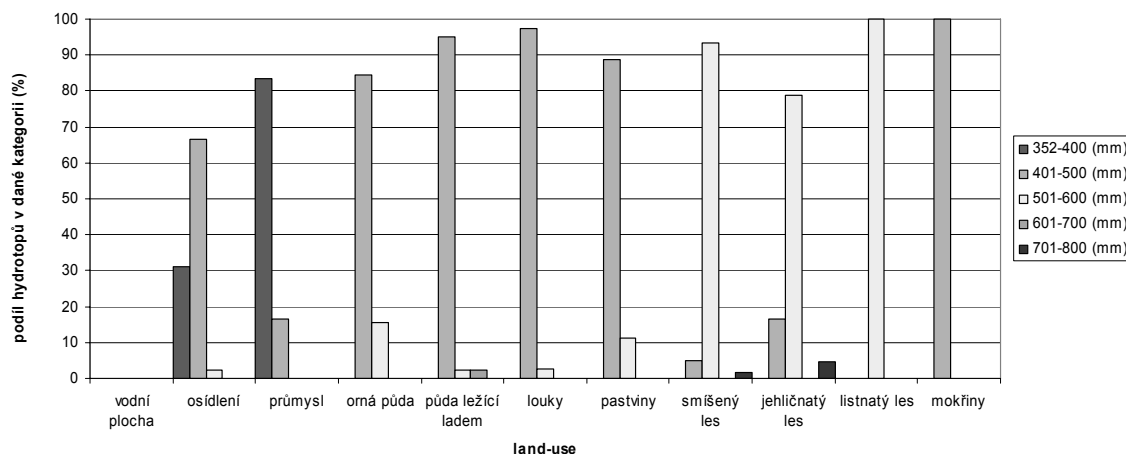
## Výsledky simulací evapotranspirace

Po kalibraci a následné validaci modelu byla vyhodnocena aktuální evapotranspirace v povodí. Vzhledem k tomu, že simulace probíhá v denním kroku, je možné získat hodnoty aktuální evapotranspirace s denním krokem v nejmenší územní jednotce – hydrotopu. Pro jednodušší zpracování dat byl vytvořen program pro převod výsledných textových souborů do formátu kompatibilního se softwarem ArcView, ve kterém byla data pro všechny hydrotopy zpracována do map. Pro statistické vyhodnocení bylo vzhledem k rozsahu dat využito softwaru Statistica. Aktuální evapotranspirace byla simulována celkově v 456 hydrotopech v období pěti let. Následující obrázky ukazují porovnání typu vegetačního porostu, typů půd a průměrných denních srážek v subpovodí s průměrným ročním množstvím aktuální evapotranspirace v  $\text{mm}$  vodního sloupce. Cílem bylo zjistit míru závislosti evapotranspirace na jednotlivých prvcích, které vstupují do modelu jako základní geografická data, a ověřit, zda výstupy z modelu odpovídají prostorovému rozložení vstupních parametrů. Tvorba hydrotopů probíhá přeložením tří mapových vrstev – subpovodí, land-use a půdního typu. Vznikají tak všechny

možné kombinace těchto tří geografických prvků. Pro vzájemné srovnání podílu hydrotopů v dané kategorii bylo třeba přepočítat jejich četnosti na relativní četnosti v dané kategorii, protože ne všechny kombinace typu půdy a typu land-use jsou v jednotlivých subpovodích zastoupeny a jejich počty se tak liší.



Obr. 3: Porovnání průměrné roční aktuální evapotranspirace v mm vodního sloupce s mapou land-use.

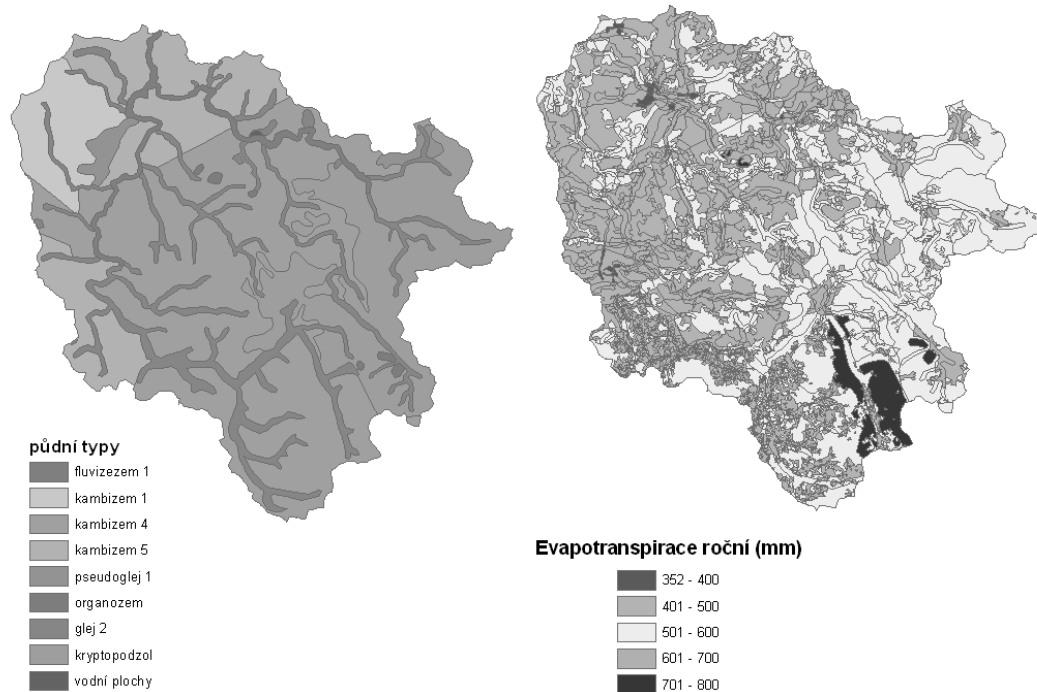


Obr. 4: Vyhodnocení podílu hydrotopů odpovídajících danému typu land-use ve stanovených velikostních kategoriích průměrné roční aktuální evapotranspirace.

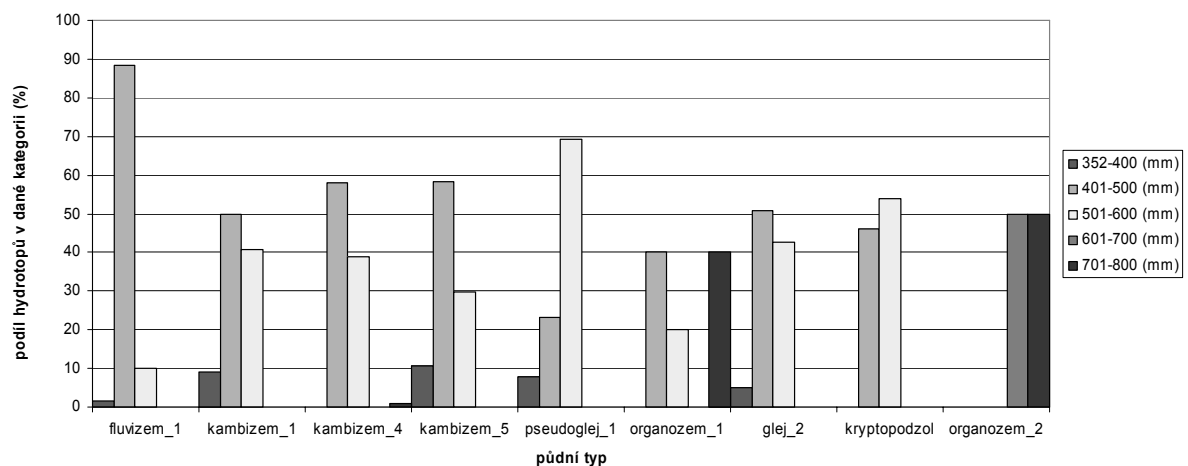
Podle obecného předpokladu je velikost evapotranspirace značně ovlivněna typem vegetačního krytu (obr.3 a 4). S rostoucí hustotou porostu se aktuální evapotranspirace zvyšuje. Nejvyšší hodnoty jsou podle očekávání generovány lesním porostem, zajímavý je údaj průměrné evapotranspirace pro mokřiny, kde se dá předpokládat dostatečná vlhkost pro pokrytí nároků rostlin pro evapotranspiraci. Tento rozpor lze vysvětlit pravděpodobně nižší hustotou porostu.

Zajímavé je vyhodnocení velikosti evapotranspirace podle půdního typu (obr. 5 a 6). Zde se objevuje rozpor s předchozím případem, kdy nejvyšší hodnoty aktuální evapotranspirace spadají do kategorie

půdního typu organozem, kde lze předpokládat právě mokřadní porosty. Z grafu lze usuzovat, že velikost aktuální evapotranspirace pro fluvizemně a kambizemně bude obecně nižší, zatímco ostatní půdní typy ve vyšší míře spadají do kategorií vyšší aktuální evapotranspirace. Nicméně je nutné brát v úvahu, že výsledky mohou být zkresleny proměnlivostí vegetačního krytu pokrývající daný půdní typ.



Obr. 5: Porovnání průměrné roční aktuální evapotranspirace v mm vodního sloupce s mapou půdních typů.

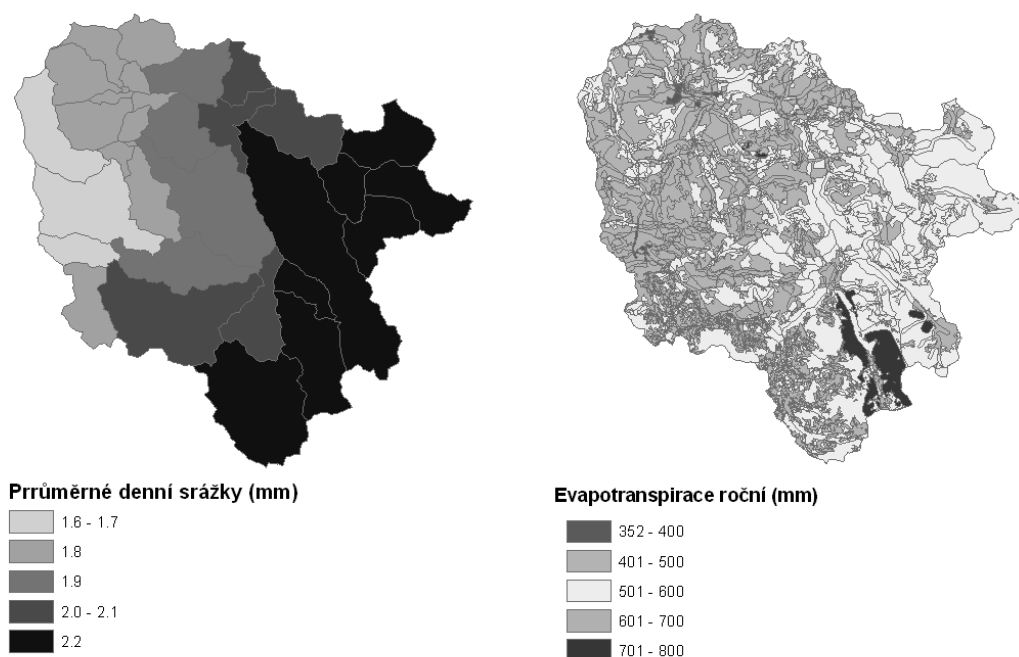


Obr. 6: Vyhodnocení podílu hydrotopů odpovídajících danému půdnímu typu ve stanovených velikostních kategoriích průměrné roční aktuální evapotranspirace.

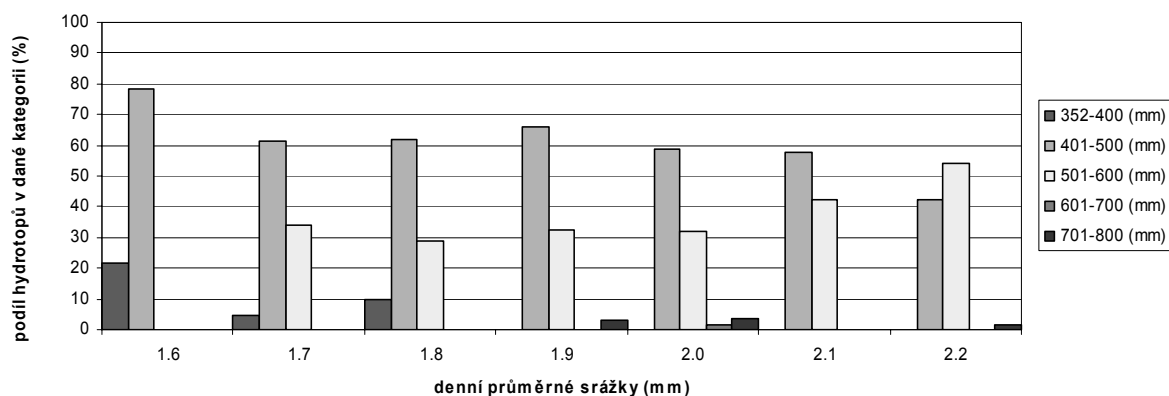
Vyhodnocení závislosti aktuální evapotranspirace na vodnosti subpovodí (obr. 7 a 8) bylo provedeno na základě průměrných denních srážek. Rozdíly srážek v povodí nejsou příliš velké, ale i zde je patrný trend závislosti velikosti aktuální evapotranspirace na vodnosti subpovodí. Podle předpokladu roste velikost potenciální evapotranspirace s průměrnými srážkami. Překvapující je jen to, že oblast nejvyšší



evapotranspirace (kategorie 701 – 800) se nekryje s oblastí nejvyšších srážek. Zde je možné hledat vysvětlení v geomorfologii terénu.



Obr. 7: Porovnání průměrné roční aktuální evapotranspirace v mm vodního sloupce s mapou průměrných denních srážek v subpovodí (mm vodního sloupce).

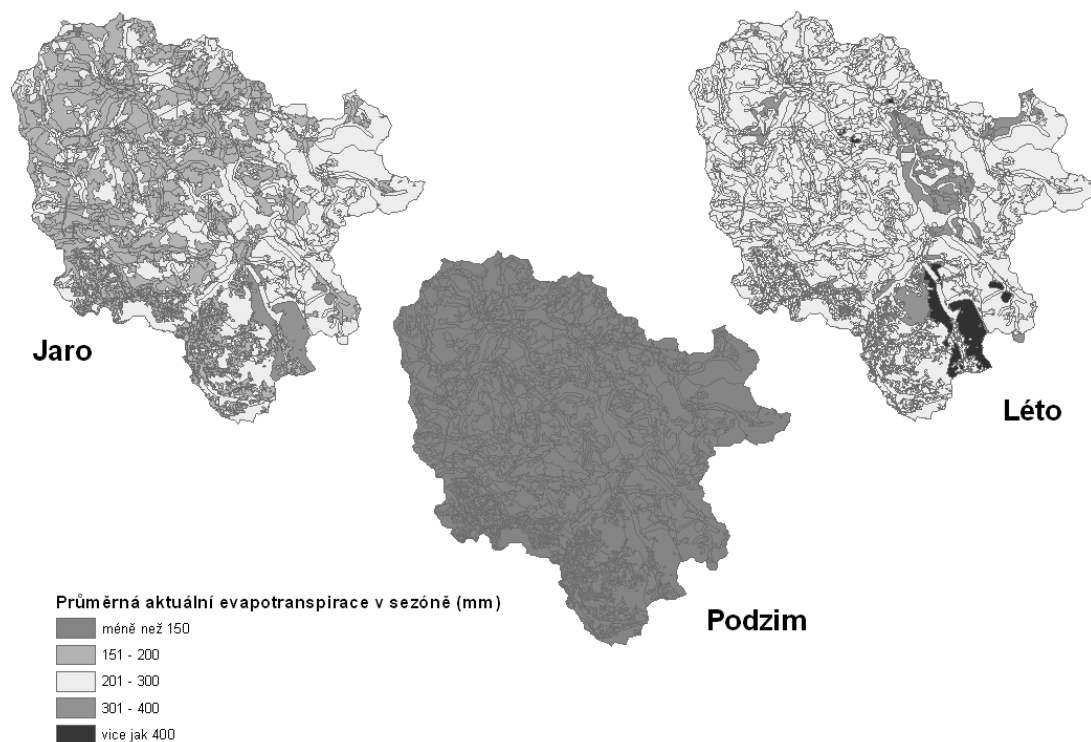


Obr. 8: Vyhodnocení podílu hydrotopů odpovídajících dané velikosti průměrných denních srážek ve stanovených velikostních kategoriích průměrné roční aktuální evapotranspirace.

Tabulka 1: Porovnání výsledků simulace s údaji ČHMU.

	Evapotranspirace simulovaná (mm)	Evapotranspirace ČHMU (mm)
Jaro	199,4	175
Léto	277,2	275
Podzim	32,9	100
Roční	489,5	550

Výsledky simulací evapotranspirace byly porovnány s údaji, které pro tuto oblast uvádí ČHMU v Atlasu podnebí Česka (ČHMU, 2007): průměrný roční úhrn referenční evapotranspirace a sezónní úhrny referenční evapotranspirace (tab. 1 a obr. 9). Jsou to pouze hrubá čísla, která se mohou lišit díky odlišné délce zpracovávaného období a díky odlišnému stanovení počátku a konce ročního období. V našem případě jde o průměrné hodnoty z pětiletého období, ČHMU udává dlouhodobá data. Je vidět, že model mírně nadhodnocuje jarní a naopak podhodnocuje podzimní evapotranspiraci.



Obr. 9: Průměrná aktuální evapotranspirace v sezóně (mm).

## Závěry

Hydrologický model SWIM je možné použít pro vyhodnocení plošné evapotranspirace v povodí. V porovnání s údaji ČHMU udává v dlouhodobém horizontu reálné hodnoty evapotranspirace i když se ukazuje, že evapotranspirace v podzimním období je podhodnocována. Předpoklady o vlivu jednotlivých geografických parametrů na prostorové rozložení velikosti evapotranspirace byly ověřeny až na jisté nejasnosti v případě zamokřených lokalit nacházejících se na organozemích. V budoucnu je plánováno rozšíření validace modelu o porovnání s údaji přímo měřenými v terénu, která v současnosti nebyla k dispozici.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury AVČR (Projekt KJB300600602).

## Literatura

Buchtele J., Buchtelová M., Cissé Y. (2002): Investigation of changes in rainfall-runoff process in a hilly basin using different modelling tools. *J. Hydrol. Hydromech.*, 50, 3, 185 – 197.  
 ČHMU, (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMU a UP Olomouc. Praha, Olomouc. 255 s.

- Kašpárek, L. (1998): Regional study on impacts of climate change on hydrological conditions in the Czech Republic. *Práce a studie*, 193, VÚV TGM, Praha.
- Krysanova, V., Müller – Wohlfeil, D. I., Becker, A. (1998): Development and test of spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling*, 106, 216 – 289.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Boil.* 19: 205 – 234
- Němečková, S., Košková, R., Hesse, C. (2007): Modelování srážko-odtokových procesů s využitím parametrizace fyzikálních charakteristik půdního prostředí. Workshop Adolfa Patery 2007 – Extrémní hydrologické jevy v povodích, 13. listopadu 2007. ČVUT v Praze, ČSVTS. Praha. 241 – 250.
- Priestley, C. H. B, Taylor, R. J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*. 100: 81 – 92.
- Richardson, C. W., Ritchie, J. T.(1973): Soil water balance for small watersheds. *Trans. ASAE* 16(1): 72 – 77.
- Ritchie, J. T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Res.* 8: 1204 – 1213.
- Williams, J. R., Renard, K. G., Dyke, P. T. (1984): EPIC – a new model for assessing erosion's effect on soil productivity. *Journal of Soil and Water Conservation* 38(5): 381 – 383.

# Extrémy denních odtoků ze sítě lesních povodí GEOMON

Pavel Krám, Daniela Fottová  
Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

## Úvod

Příspěvek hodnotí dvanáct let hydrologických dat z období 1994 až 2005, kdy v síti čtrnácti malých lesních povodí sítě GEOMON probíhal monitoring atmosférické depozice a povrchových odtoků látek podle doporučených metodik (např. Likens, Bormann, 1995). Výzkum je koordinován D. Fottovou a probíhá s měsíčním krokem odběru vzorků srážkových, podkorunových a povrchových vod. Na monitorování povodí se podílí řada dalších spolupracovníků a organizací (tab. 1).

## Metody

Denní průměrné průtoky byly počítány z kontinuálního měření vodních stavů. Hodnocené období bylo zkoumáno prostřednictvím křivek překročení průměrných denních průtoků (M-denních průtoků) jednotlivých hydrologických roků (1.11. – 31.10.). Jedná se o průtoky dosažené nebo překročené M dní v roce. Zvolen byl způsob průměrování M-denních průtoků získaných zpracováním jednotlivých let, které Kašpárek (1989) definoval jako  $Q_{Mf}$  (v této práci označovány pro zjednodušení jen jako  $Q_M$ ). Průměrné hodnoty 355-denních průměrných průtoků  $Q_{355}$  reprezentují jedenáctý nejnižší průtok v roce na kumulativní křivce průtoků jednotlivých let (na čáře překročení). Naopak nejvyšší průtoky v jednotlivých letech na čáře překročení reprezentují 1-denní průměrné průtoky  $Q_1$ . Výsledky jsou uvedeny převážně ve formě odtoků z jednotkové plochy, zejména v jednotkách  $\text{mm d}^{-1}$ , které jsou nejvhodnější pro bilanční úvahy, ale občas i ve formě specifických odtoků z jednotkové plochy ( $\text{l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ). Pro úplnost jsou ale uvedeny také ve formě průměrných denních odtoků ze skutečné plochy povodí ( $\text{l s}^{-1}$ ), což dává představu o skutečném rozptylu vodnosti jednotlivých zkoumaných toků.

Tab. 1: Základní údaje o topografii a hydrologickém monitoringu v síti GEOMON.

Povodí	Plocha (ha)	Nadmožská výška (m)	Instituce provádějící měření odtoku vody z povodí	Pracovníci vyhodnocující naměřené vodní stavy
ANE	27	480 – 540	Český hydrometeorologický ústav Košetice	Pacl A. (94 – 01), Čech J. (02 – 04), Červenková J. (2005)
CER	185	640 – 961	Výzkumný úst. lesního hospod. a myslivosti Frýdek-Místek	Chlebek A. (94 – 00), Jiřík J. (01 – 04), Vícha Z. (2005)
JEZ	261	475 – 924	Česká geologická služba Praha, Povodí Ohře Chomutov	Černý J. (94 – 97), Horová R. (98 – 01), Blaženov P. (02 – 05)
LES	70	400 – 495	Geologický ústav AVČR Praha	Papež J. (1996 – 2004), Navrátil T. (2005)
LIZ	99	828 – 1024	Ústav pro hydrodynam. AVČR	Tesař M. (1994 – 2005)
LKV	66	472 – 658	Česká geologická služba Praha	Papež J. (1995 – 2005)
LYS	27	829 – 949	Česká geologická služba Praha	Krám P. (1994 – 2005)
MOD	262	1010 – 1554	ČHMÚ Hradec Králové	Pozler R. (1994 – 2005)
PLB	22	690 – 804	Česká geologická služba Praha	Krám P. (1994 – 2005)
POM	69	512 – 640	Vodní zdroje Chrudim	Chvojka K. (1995 – 2004), Vlček L. (2005)
SAL	168	557 – 744	Česká geologická služba Praha	Čáp V. (1994 – 1995), Papež J. (1996 – 2005)
SPA	53	795 – 858	Naturmanagement Volary, AOPK Praha, ČGS Praha	Papež J. (1994 – 2005)
UDL	33	880 – 950	VÚLHM Opočno	Černohous V. (1994 – 2005)
UHL	187	780 – 870	Český hydrometeorologický ústav Jablonec nad Nisou	Kulasová A. (1994 – 1996), Po-bříšlová J. (1997 – 2005)

## Popis území

Zkoumaná povodí leží v horských nebo podhorských oblastech ČR. Od západu na východ se jedná o následující povodí: Lysina (LYS) a Pluhův bor (PLB) ve Slavkovském lese, Jezeří (JEZ) v Krušných horách, Liz (LIZ) a Spálenec (SPA) na Šumavě, Lesní potok (LES) v Benešovské pahorkatině, Salačova Lhota (SAL), Anenský potok (ANE) a Loukov (LKV) na Českomoravské vrchovině, Polomka (POM) v Železných horách, Uhlířská (UHL) v Jizerských horách, Modrý potok (MOD) v Krkonoších, U dvou louček (UDL) v Orlických horách a Červík (CER) v Beskydech. Plochy a nadmořské výšky jsou uvedeny v tab. 1. Převažujícím podložím zkoumaných povodí jsou krystalinické horniny, zejména metamorfované, jako rula (ANE, JEZ, LIZ, POM, SAL, SPA, UDL), svor (MOD) nebo hadec (PLB) a hlubinné vyvřeliny, které jsou zastoupeny žulou (LES, LKV, LYS, UHL). Pouze na povodí CER je podloží tvořeno sedimenty (flyšové pískovce a jílovce). Na jedenácti povodích zcela převažuje smrk ztepilý (*Picea abies*). Na LES se vyskytuje vedle smrku i buk lesní (*Fagus sylvatica*) a bukový porost je v menší míře zastoupen i na LIZ. Na JEZ jsou přítomny porosty bříz (*Betula sp.*), smrku ztepilého i pichlavého (*Picea pungens*) a buku lesního. Na jedenácti povodích probíhala měření po celé vyhodnocované období (1994 – 2005), na dvou povodích probíhalo měření ale až od roku 1995 (LKV, POM) a na posledním povodí (LES) začalo pravidelné měření denních průtoků až v roce 1996. Biogeochemický výzkum v síti GEOMON reprezentují publikace v mezinárodních časopisech (Fottová, Skořepová, 1998, Fottová, 2003, Novák et al., 2005, Oulehle et al., 2008).

## Výsledky a diskuse

Povodí sítě GEOMON vykazují velkou variabilitu ročních průměrných povrchových odtoků a to v rozpětí od 60 mm rok<sup>-1</sup> na ANE do 1867 mm rok<sup>-1</sup> na MOD (Kráram a Fottová 2007a, b).

Nejnižší průměrné denní  $Q_{355}$  na jednotkovou plochu (tab. 2) měla povodí LES (0,019 mm d<sup>-1</sup>) a PLB (0,021 mm d<sup>-1</sup>). Třetí nejnižší  $Q_{355}$  bylo spočteno na ANE (0,038 mm d<sup>-1</sup>). Další pořadí podle pozvolně stoupajícího  $Q_{355}$  následuje: LKV (0,07 mm d<sup>-1</sup>), LYS (0,09 mm d<sup>-1</sup>), POM (0,11 mm d<sup>-1</sup>), JEZ (0,14 mm d<sup>-1</sup>), SPA (0,17 mm d<sup>-1</sup>) a SAL (0,20 mm d<sup>-1</sup>). Ještě výrazně vyšší  $Q_{355}$  byla na CER (0,31 mm d<sup>-1</sup>), LIZ (0,33 mm d<sup>-1</sup>), UHL (0,54 mm d<sup>-1</sup>), UDL (0,63 mm d<sup>-1</sup>) a hlavně na MOD (0,91 mm d<sup>-1</sup>). Z dat jednotlivých let (tab. 2) je patrné, že povodí LES vybočuje z řady, protože tam byly ve čtyřech případech (2000, 2001, 2003 a 2004) zjištěny při  $Q_{355}$  nulové průtoky a čtyřikrát navíc průtoky nižší než 0,01 mm d<sup>-1</sup>. Naopak značně vyšší  $Q_{355}$  v letech 1996 a 2002 způsobila vysokou směrodatnou odchylku (0,038) průměru, což jen dokresluje obecně značně nevyrovnané průtoky na LES. Naopak nulový průtok  $Q_{355}$  na LKV v roce 2003 byl ojedinělý.

Nejnižší průměrné denní  $Q_{355}$  nepřečtené na jednotkovou plochu bylo dokumentováno podle očekávání na nejmenším hodnoceném povodí, na PLB (0,05 l s<sup>-1</sup>) a nejvyšší  $Q_{355}$  logicky na největším a nejvýše položeném povodí MOD (27 l s<sup>-1</sup>, tab. 2).

Nejvyšší průměrná denní  $Q_1$  na jednotkovou plochu (tab. 3) se nejčastěji vyskytovala v povodňovém roce 2002 a to v případě povodí ANE, JEZ, LES, LIZ, LKV, LYS, PLB, SAL, SPA a UHL, jednalo se tedy o deset povodí. Severomoravské povodí CER mělo naopak nejvyšší  $Q_1$  v jiném povodňovém roce (1997) a stejně tak tomu bylo i na krkonošském MOD. Anomáliemi jsou dvě zbývající povodí: UDL s největším  $Q_1$  dne 9. března 2000 a POM s největším  $Q_1$  v roce 2005. Největší  $Q_1$  (207 mm d<sup>-1</sup>) na UDL bylo zároveň i největším průměrným denním průtokem v databázi povodí sítě GEOMON (obr. 1, tab. 4). Tento extrémní hydrologický údaj vyžaduje další detailní zkoumání a prověřování. Trvalé zamokření na tomto povodí se vyskytuje na poměrně velké ploše, na 5,5 ha (Černohous, 2002), což může urychlovat tvorbu povrchového odtoku (McDonnell, 2003) v důsledku toho, že rašelinné půdy mívají obecně nižší infiltrační hydraulickou vodivost (Šanda et al., 2006). Relativně vysoké  $Q_1$  na POM v roce 2005 je ve skutečnosti jenom umělým artefaktem toho, že až v tomto roce byly poprvé změřeny i nejvyšší části povodňových hydrogramů.

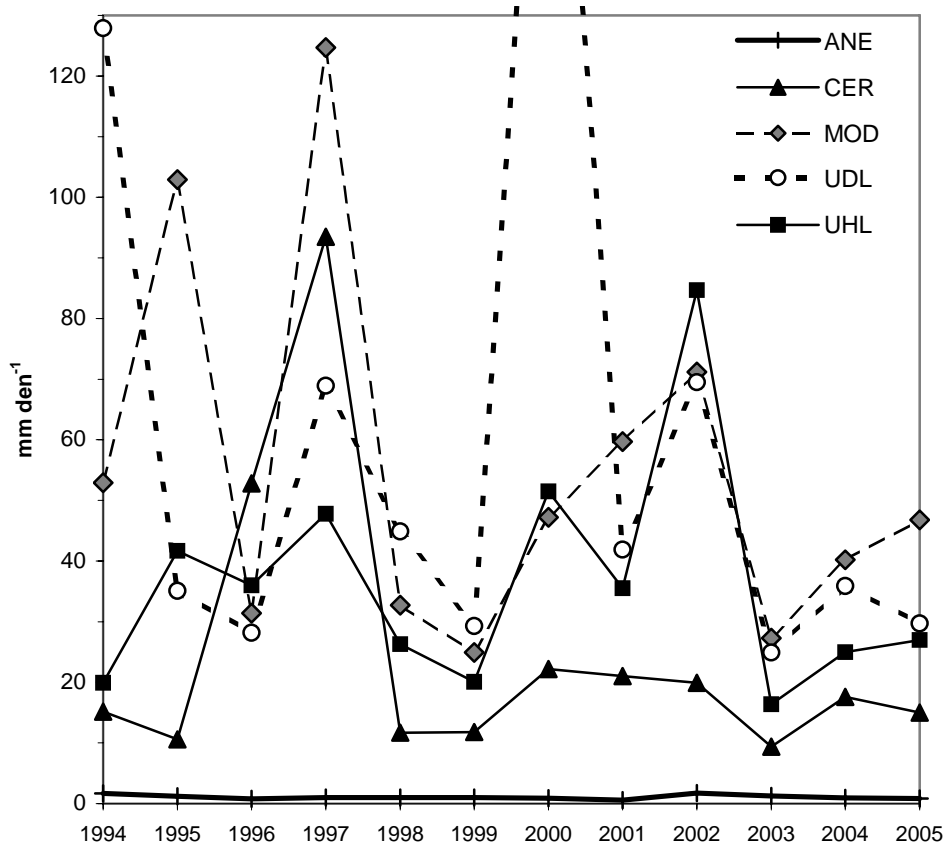
Povodím s dlouhodobě nejvyšším  $Q_1$  bylo UDL (62 mm d<sup>-1</sup>), těsně před MOD (55 mm d<sup>-1</sup>) a s výrazným nárůstem před UHL (36 mm d<sup>-1</sup>) a CER (25 mm d<sup>-1</sup>). Dále následují LYS a PLB (vždy 16 mm d<sup>-1</sup>), SPA (11 mm d<sup>-1</sup>), LIZ (8,3 mm d<sup>-1</sup>), JEZ (>7,9 mm d<sup>-1</sup>), POM (>4,4 mm d<sup>-1</sup>) a LES (3,6 mm d<sup>-1</sup>). Nejnižší dlouhodobá  $Q_1$  pak byla zjištěna na povodí SAL (1,9 mm d<sup>-1</sup>), LKV (1,7 mm d<sup>-1</sup>) a zejména na ANE (1,1 mm d<sup>-1</sup>). Tato hodnota  $Q_1$  na povodí ANE je opravdu velmi nízká a blíží se dokonce  $Q_{355}$  na povodí MOD (0,9 mm d<sup>-1</sup>).

Tabulka 2: Přehled 355-denních hodnot průměrných denních průtoků ( $Q_{355}$ ) v jednotlivých letech na čtrnácti malých lesních povodích sítě GEOMON. Tučně jsou pro každé povodí označeny nejnižší zjištěné průtoky v hodnoceném období. Napravo jsou aritmetické průměry ročních hodnot. Průtoky jsou uvedeny jak v nepřepočtených jednotkách ( $l\ s^{-1}$ ), tak i pro lepší srovnání v jednotkách přepočtených na jednotkovou plochu ( $mm\ d^{-1}$ ).

Pov.	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	prům.
	<b><math>Q_{355} (l\ s^{-1})</math></b>												
ANE	<b>0,01</b>	0,16	0,21	0,14	0,10	0,09	0,08	0,13	0,14	0,08	0,11	0,17	0,12
CER	5,1	7,8	5,1	3,5	8,5	10,0	6,4	12,7	11,8	<b>1,9</b>	2,9	4,3	6,7
JEZ	3,6	4,6	8,8	6,0	2,7	2,6	2,6	3,6	7,3	<b>0,5</b>	1,9	4,6	4,1
LES			1,0	0,04	0,01	0,005	<b>0</b>	0,001	0,47	<b>0</b>	<b>0</b>	0,06	0,16
LIZ	<b>2,4</b>	2,9	5,9	5,1	4,0	3,7	3,4	2,8	2,9	4,0	4,0	4,5	3,8
LKV		0,89	1,5	1,03	0,40	0,61	0,03	0,32	0,40	<b>0</b>	0,13	0,50	0,53
LYS	0,30	0,78	<b>0,05</b>	0,18	0,27	0,26	0,25	0,30	0,41	0,15	0,23	0,30	0,29
MOD	38	20	27	24	51	19	21	37	20	<b>13</b>	33	29	27
PLB	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	<b>0,03</b>	0,06	0,10	0,11	<b>0,03</b>	<b>0,03</b>	0,05	0,05
POM		1,7	1,8	1,0	0,60	0,35	0,37	0,70	2,2	<b>0,13</b>	0,40	0,60	0,90
SAL	3,1	5,1	6,1	6,4	4,2	3,6	3,7	3,3	<b>1,6</b>	3,8	1,9	2,6	3,8
SPA	1,2	2,0	2,6	1,3	1,2	0,56	<b>0,33</b>	1,04	0,82	0,47	0,47	0,82	1,1
UDL	1,1	2,1	3,3	0,89	4,6	<b>0,73</b>	4,0	4,9	1,6	1,05	1,4	2,9	2,4
UHL	9	15	9	14	12	9	13	17	10	<b>8</b>	9	14	12
	<b><math>Q_{355} (mm\ d^{-1})</math></b>												
ANE	<b>0,003</b>	0,051	0,067	0,045	0,032	0,029	0,027	0,043	0,044	0,025	0,036	0,054	0,038
CER	0,24	0,36	0,24	0,16	0,40	0,47	0,30	0,59	0,55	<b>0,09</b>	0,14	0,2	0,31
JEZ	0,12	0,15	0,29	0,20	0,09	0,09	0,09	0,12	0,24	<b>0,02</b>	0,06	0,15	0,14
LES			0,12	0,005	0,001	0,001	<b>0</b>	<b>0</b>	0,058	<b>0</b>	<b>0</b>	0,008	0,019
LIZ	<b>0,21</b>	0,25	0,51	0,45	0,35	0,32	0,30	0,24	0,25	0,35	0,35	0,39	0,33
LKV		0,12	0,20	0,14	0,05	0,08	0,004	0,04	0,05	<b>0</b>	0,02	0,07	0,07
LYS	0,10	0,25	<b>0,02</b>	0,06	0,09	0,08	0,08	0,10	0,13	0,05	0,07	0,10	0,09
MOD	1,25	0,66	0,89	0,79	1,68	0,63	0,69	1,22	0,66	<b>0,43</b>	1,09	0,97	0,91
PLB	0,016	0,020	0,016	0,014	0,016	<b>0,012</b>	0,024	0,040	0,044	<b>0,012</b>	<b>0,012</b>	0,020	0,021
POM		0,21	0,23	0,13	0,08	0,04	0,05	0,09	0,28	<b>0,02</b>	0,05	0,08	0,11
SAL	0,16	0,26	0,31	0,33	0,22	0,18	0,19	0,17	<b>0,08</b>	0,20	0,10	0,14	0,20
SPA	0,20	0,33	0,42	0,21	0,19	0,09	<b>0,05</b>	0,17	0,13	0,08	0,08	0,13	0,17
UDL	0,28	0,54	0,87	0,23	1,2	<b>0,19</b>	1,1	1,3	0,42	0,27	0,37	0,75	0,63
UHL	0,42	0,69	0,42	0,65	0,55	0,42	0,60	0,79	0,46	<b>0,37</b>	0,42	0,64	0,54

Tabulka 3: Přehled 1-denních hodnot průměrných denních průtoků ( $Q_1$ ) v jednotlivých letech na čtrnácti malých lesních povodích sítě GEOMON. Tučně jsou pro každé povodí označeny nejvyšší zjištěné průtoky v hodnoceném období. Napravo jsou aritmetické průměry ročních hodnot. Průtoky jsou uvedeny jak v nepřepočtených jednotkách ( $l\ s^{-1}$ ), tak i pro lepší srovnání v jednotkách přepočtených na jednotkovou plochu ( $mm\ d^{-1}$ ).

Pov.	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	prům.
	<b><math>Q_1</math> (<math>l\ s^{-1}</math>)</b>												
ANE	5,2	3,8	2,4	3,2	3,2	3,1	2,7	1,7	<b>5,5</b>	4,0	2,9	2,6	3,4
CER	330	230	1130	<b>2000</b>	250	250	480	450	430	200	380	320	540
JEZ	80	180	180	100	150	<b>&gt;350</b>	<b>&gt;350</b>	260	<b>&gt;350</b>	<b>&gt;350</b>	170	<b>&gt;350</b>	>240
LES			45	21	4	16	20	12	<b>114</b>	17	8	32	29
LIZ	115	90	81	79	40	74	48	32	<b>208</b>	73	109	196	95
LKV		14	17	14	9	13	13	9	<b>23</b>	10	7	12	13
LYS	55	71	56	43	28	34	62	28	<b>88</b>	38	40	58	50
MOD	1600	3120	950	<b>3780</b>	990	760	1430	1810	2160	830	1220	1420	1670
PLB	44	47	30	25	31	39	24	24	<b>77</b>	41	35	53	39
POM		>36	25	>36	>36	>36	>36	18	18	10	18	<b>120</b>	>35
SAL	32	29	37	40	18	32	35	16	<b>102</b>	27	41	41	38
SPA	135	29	80	41	44	46	37	26	<b>271</b>	31	63	39	70
UDL	490	130	110	260	170	110	<b>790</b>	160	270	95	140	110	240
UHL	430	900	780	1030	570	440	1120	770	<b>1830</b>	360	540	580	780
	<b><math>Q_1</math> (<math>mm\ d^{-1}</math>)</b>												
ANE	1,7	1,2	0,8	1,0	1,0	1,0	0,9	0,6	<b>1,8</b>	1,3	0,9	0,8	1,1
CER	15	11	53	<b>94</b>	12	12	22	21	20	9,4	18	15	25
JEZ	2,7	6,3	5,9	3,3	4,9	<b>&gt;11,4</b>	<b>&gt;11,4</b>	8,5	<b>&gt;11,4</b>	<b>&gt;11,4</b>	5,6	<b>&gt;11,4</b>	>7,9
LES			5,6	2,6	0,5	2,0	2,5	1,4	<b>14,0</b>	2,2	1,0	4,0	3,6
LIZ	10,0	7,8	7,0	6,9	3,5	6,5	4,2	2,8	<b>18,1</b>	6,4	9,5	17,1	8,3
LKV		1,8	2,2	1,8	1,2	1,7	1,7	1,2	<b>3,0</b>	1,3	0,9	1,5	1,7
LYS	17	23	18	14	8,9	11	20	8,9	<b>28</b>	12	13	18	16
MOD	53	103	31	<b>125</b>	33	25	47	60	71	27	40	47	55
PLB	18	19	12	10	12	15	10	9,8	<b>31</b>	16	14	21	16
POM		>4,5	3,1	>4,5	>4,5	>4,5	>4,5	2,3	2,3	1,3	2,3	<b>15,0</b>	>4,4
SAL	1,6	1,5	1,9	2,1	0,9	1,6	1,8	0,8	<b>5,3</b>	1,4	2,1	2,1	1,9
SPA	22,0	4,7	13,0	6,7	7,3	7,4	6,0	4,3	<b>44</b>	5,1	10,3	6,4	11
UDL	128	35	28	69	45	29	<b>207</b>	42	70	25	36	30	62
UHL	20	42	36	48	26	20	52	36	<b>85</b>	16	25	27	36



Obr. 1: Přehled nejvyšších denních průměrných průtoků (1-denních hodnot průměrných denních průtoků  $Q_1$ ) jednotlivých let na vybraných povodích. Vybrány byly čtyři povodí s nejvyššími  $Q_1$ , které občas přesáhly hodnotu  $40 \text{ mm den}^{-1}$  a jako kontrast povodí ANE s obvykle nejnižšími hodnotami  $Q_1$ .

Tabulka 4: Přehled nejvyšších zjištěných průměrných denních průtoků ze sítě GEOMON. Průtoky jsou seřazeny sestupně podle odtoku z jednotkové plochy ( $\text{mm d}^{-1}$  či  $\text{l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ).

$Q \text{ (mm d}^{-1}\text{)}$	$Q \text{ (l s}^{-1} \text{ km}^{-2}\text{)}$	Pořadí	$Q \text{ (l s}^{-1}\text{)}$	povodí	Datum
207,0	2400	1.	791	UDL	9.3. 2000
127,9	1480	2.	488	UDL	15.3. 1994
124,7	1443	3.	3780	MOD	7.7. 1997
124,0	1435	4.	3760	MOD	19.7. 1997
102,9	1191	5.	3120	MOD	6.5. 1995
93,5	1082	6.	2000	CER	8.7. 1997
91,4	1057	7.	2770	MOD	7.5. 1995
84,8	981	8.	2570	MOD	20.7. 1997
84,7	980	9.	1830	UHL	13.8. 2002
82,4	954	10.	2500	MOD	23.4. 1995
80,1	928	11.	2430	MOD	1.9. 1995
73,3	848	12.	1570	CER	7.7. 1997
73,2	847	13.	2220	MOD	5.5. 1995
71,2	824	14.	2160	MOD	4.5. 2002
69,6	805	15.	2110	MOD	5.5. 2002
69,5	804	16.	265	UDL	12.2. 2002
68,9	797	17.	263	UDL	7.7. 1997
68,6	794	18.	2080	MOD	24.4. 1995
67,6	782	19.	2050	MOD	8.5. 1995
63,7	737	20.	1930	MOD	27.4. 1995
62,9	728	21.	240	UDL	16.3. 1994



Nejnižší  $Q_1$  nepřečtené na jednotkovou plochu bylo zjištěno na ANE ( $5,5 \text{ l s}^{-1}$  v roce 2002) a nejvyšší  $Q_1$  na MOD ( $3780 \text{ l s}^{-1}$  v roce 1997). To dokumentuje samozřejmě široké rozpětí nároků na měřicí zařízení vodních stavů na jednotlivých povodích, ale i rozdílné hydrologické podmínky pro rozvoj vodních organismů ve vodotečích (Krám et al., 2008).

Nejvyšší  $Q_1$  v databázi GEOMON jsou zobrazena v grafické formě na obr. 1. Vybrány byly čtyři povodí (CER, MOD, UDL a UHL) s nejvyššími  $Q_1$ , které občas přesáhla hodnotu  $40 \text{ mm den}^{-1}$ . Je vidět, že mimořádně vysoká  $Q_1$  se nevyskytovala jenom v obecně povodňových letech 2002 a 1997. Jako kontrast čtyřem výše uvedeným povodím může sloužit ANE s obvykle nejnižšími  $Q_1$  (obr. 1, tab. 3). Zcela extrémní krátkodobá povodeň z března 2000 (Krám, Fottová, 2007) s  $Q_1$   $207 \text{ mm d}^{-1}$  na UDL byla již rozebírána v přecházejícím textu. Tabelární přehled všech evidovaných průměrných denních průtoků nad  $50 \text{ mm d}^{-1}$  je uveden v tab. 4. V sedmnácti případech se tam jedná o povodí MOD, pětkrát o UDL, třikrát o CER a dvakrát o UHL. Velmi podobný obraz se naskýtá i pro průměrné denní průtoky v rozmezí  $40\text{-}50 \text{ mm d}^{-1}$ , došlo k nim v následujícím počtu případů (MOD: 23, UDL: 5, UHL: 4, CER: 3). Jediným dalším povodím, kde došlo k překročení  $Q_1$  ve výši  $40 \text{ mm d}^{-1}$  byl SPA (tab. 3), kde k tomu došlo jen jednou a to v roce 2002 (Krám, Fottová, 2007). Poměrně vysoká  $Q_1$  ( $31$  a  $28 \text{ mm d}^{-1}$ ) byla pozorována v tomto roce také na povodí PLB a LYS, ostatní povodí nedosáhla nikdy hodnoty  $20 \text{ mm}^{-1}$ , přičemž této hodnotě se přiblížil pouze LIZ (tab. 3).

Při tvorbě odtoku je důležitým faktorem kapacita vodní retence půd, která se například na CER údajně pohybuje mezi  $20$  a  $80 \text{ mm}$ , v průměru asi  $50 \text{ mm}$ . Za 52 let hydrologického monitoringu prováděného v letech 1954-2005 pracovníky VÚLHM na tomto povodí bylo zjištěno sedm povodní s kulminačním specifickým průtokem nad  $1000 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ . Nejvyšší kulminační průtok tam byl zaznamenán 1.8.1971, dlouho před začátkem monitoringu v síti GEOMON a to ve výši  $2416 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  (Bíba et al., 2006). Databáze GEOMON neeviduje kulminační průtoky povodní, proto přímé srovnání není možné, ale největší průměrný denní specifický průtok byl na CER zaznamenán ve výši  $1082 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  v roce 1997 (tab. 4).

Nejvyšší zaznamenaný jednodenní odtok ( $84,7 \text{ mm d}^{-1}$ ) na povodí UHL dne 13.8.2002 z databáze sítě GEOMON (tab. 4) lze porovnat s příčinným deštěm  $226 \text{ mm}$  a odtokem  $127 \text{ mm}$  změřeným ČHMÚ v období 11. – 20.8.2002. Dne 13.8.2002 odtékalo v průměru  $1830 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  (tab. 4), což je značně menší hodnota než zjištěný kulminační specifický průtok této povodně ve výši  $3620 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  (Kulasová et al., 2006).

Vzhledem k tomu, že databáze sítě GEOMON zahrnuje jenom měsíční kumulativní srážky, není tam přímo k dispozici srážkový úhrn příčinné srážky, která způsobila největší  $Q_1$  databáze ve výši  $207 \text{ mm d}^{-1}$  ( $2400 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) na UDL (tab. 3 a 4). Katastrofální povodeň z roku 1927 v krušnohorském subpovodí Gettleuba s plochou téměř  $3 \text{ km}^2$ , která byla způsobena krátkodobými extrémně intenzivním přívalovým deštěm s úhrnem  $178 \text{ mm}$  vytvořila kulminační specifický průtok přibližně  $13000 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ , (Horáček et al., 2007), což je hodnota ukazující, že výše zmiňovaný extrémní denní průtok na UDL by mohl být teoreticky realistický. Pro další hydrologické bilanční srovnání je možné uvážit i údaje Munzara et al. (2007), že nejvyšší historicky zaznamenané jednodenní srážkové úhrny ve střední Evropě byly na úrovni  $345 \text{ mm d}^{-1}$  a to v roce 1897 na stanici Nová Louka v Jizerských horách a že nejvyšším denním úhrnem v době fungování sítě GEOMON byl úhrn  $312 \text{ mm d}^{-1}$  naměřený v Krušných horách na německé stanici Zinnwald dne 12.8.2002.

## Závěry

Síť GEOMON zachycuje čtrnáct lesních povodí s velmi rozdílným hydrologickým režimem povrchových odtoků. V extrémních případech se jedná až o situace, kdy se nejvyšší denní specifické odtoky málo vodních povodí blíží specifickým denním odtokům nejvodnějších povodí během jejich nejsušších dnů. Diametrálně rozdílné hydrologické podmínky by mohly mít nezanedbatelný vliv i na biogeochemické procesy v půdách a vodotečích, např. na oxidačně-redukční podmínky a mohly by tak ovlivňovat i bilanci výstupů některých chemických látek z povodí či stav terestrických i akvatických organismů. Tento potenciální vliv by mohl být v blízké budoucnosti i znásoben předpokládanými klimatickými změnami, zejména vyšším výskytem povodní v zimním období a vyšším výskytem letních such.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl zejména s podporou Ministerstva životního prostředí České republiky a to v rámci pětiletého projektu VaV SP/1a6/151/07 „Hodnocení dopadů klimatických změn na hydrologickou bilanci a návrh praktických opatření ke zmírnění jejich dopadů“, který vede D. Fottová.

## Literatura

- Bíba, M., Oceánská, Z., Vícha, Z., Jařabáč, M. (2006). Lesnicko-hydrologický výzkum v beskydských experimentálních povodích. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 113 – 122.
- Černohous, V. (2002). Vliv evapotranspirace na odtok z povodí. *Zprávy lesnického výzkumu*, 47, 144 – 145.
- Fottová, D. (2003). Trends in sulfur and nitrogen deposition fluxes in the GEOMON network, Czech Republic, between 1994 and 2000. *Water, Air, and Soil Pollution*, 150, 73 – 87.
- Fottová, D., Skořepová, I. (1998). Changes in mass element fluxes and their importance for critical loads: GEOMON network, Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution*, 105, 365 – 376.
- Horáček, S., Kašpárek, L., Šercl, P. (2007). Katastrofální povodeň 8. července 1927 v povodí Gottleuby a Mňglitz – rekonstrukce a modelování průtoků. In: Jakubíková, A., Broža, V., Szolgay, J. (eds.) *Sborník workshopu Adolfa Patery 2007 Extrémní hydrologické jevy v povodích, České vysoké učení technické, Praha*, 43 – 50.
- Kašpárek, L. (1989). Metody zpracování M-denních průtoků z víceletého pozorování. *Vodohospodářský časopis* 37, 154 – 172.
- Krám, P., Fottová, D. (2007a). Charakteristiky denních povrchových odtoků ze čtrnácti lesních povodí sítě GEOMON v hydrologických rocích 1994–2005. Výzkumná zpráva projektu VaV SP/1a6/151/07 MŽP ČR, Archív České geologické služby, Archív Geofondu, Knihovna Ústavu pro hydrodynamiku Akademie věd České republiky, Praha, 267 s.
- Krám, P., Fottová, D. (2007b). Charakteristiky denních povrchových odtoků ze čtrnácti lesních povodí české sítě GEOMON v hydrologických rocích 1994–2005. In: Jakubíková, A., Broža, V., Szolgay, J. (eds.) *Sborník workshopu Adolfa Patery 2007 Extrémní hydrologické jevy v povodích, České vysoké učení technické, Praha*, 61 – 68.
- Krám, P., Traister, E., Kolaříková, K., Oulehle, F., Skořepa, J., Fottová, D. (2008). Potoční makrozoobentos devíti vybraných povodí sítě GEOMON. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2007. Česká geologická služba, Praha, v recenzi*.
- Kulasová, A., Pobříslavá, J., Jiráček, J., Hansvencel, R., Bubeníčková, L., Bercha, Š. (2006). Experimentální hydrologická základna Jizerské hory. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 163 – 182.
- Likens, G.E., Bormann, F.H. (1995). *Biogeochemistry of a forested ecosystem*. Springer-Verlag, New York, 171 s.
- McDonnell, J.J. (2003). Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrological Processes*, 17, 1869 – 1875.
- Munzar, J., Ondráček, S., Elleder, L. (2007). Středoevropský srážkový rekord a povodně ve střední Evropě koncem července 1897. In: Jakubíková, A., Broža, V., Szolgay, J. (eds.) *Sborník workshopu Adolfa Patery 2007 Extrémní hydrologické jevy v povodích, České vysoké učení technické, Praha*, 51 – 60.
- Novák, M., Kirchner, J.W., Fottová, D., Přečková, E., Jačková, I., Krám, P., Hruška, J. (2005). Isotopic evidence for processes of sulfur retention/release in 13 forested catchments spanning a strong pollution gradient (Czech Republic, Central Europe). *Global Biogeochemical Cycles*, 19, Art. No. GB4012, 14 s.
- Oulehle, F., McDowell, W. H., Aitkenhead-Peterson, J. A., Krám, P., Hruška, J., Navrátil, T., Buzek, F., Fottová, D. (2008). Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic. *Ecosystems*, DOI: 10.1007/s10021-008-9130-7, 16 s.
- Šanda, M., Hrnčíř, M., Novák, L., Císlerová, M. (2006). Vliv půdního pokryvu na srážkoodtokový proces. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 183 – 191.



# Meteorologické situace v hydrologickém roce 2007 a jejich důsledky pro biogeodynamiku některých chemických prvků v modelovém povodí Lesního potoka

Petra Kubínová<sup>1,2</sup>, Petr Skřivan<sup>1</sup>, Jaroslav Fišák<sup>3</sup>, Jan Rohovec<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geologický ústav Akademie věd ČR, v.v.i., Rozvojová 135, Praha

<sup>2</sup>Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita, Kamýcká 126, Praha

<sup>3</sup>Ústav fyziky atmosféry Akademie věd ČR, v.v.i., Boční II 1401, Praha

## Abstrakt

Předmětem této práce je vyhodnocení meteorologických situací v průběhu hydrologického roku 2007, kdy byl celkový srážkový úhrn na experimentálním zalesněném povodí středních Čech nepatrně vyšší než průměr z období mezi lety 1995 – 2006, ale kdy – v důsledku rozložení srážek v průběhu roku a extrémně teplého zimního období – celkový odtok v roce 2007 představoval pouze 28,8 % průměru ze stejného srovnávaného období. Předmětem příspěvku je dále stanovení vlivu meteorologických situací na látkové toky chemických prvků v monitorovaném povodí, které způsobily (společně s vyššími průměrnými hodnotami pH povrchového toku) snížení odnosu řady prvků z povodí, což v důsledku výrazně ovlivnilo bilanci těchto prvků v povodí.

Výstup prvků z povodí povrchovým odtokem byl v tomto roce extrémně nízký zejména v důsledku současného vlivu malého odtoku vody a zároveň i jejího vyššího pH. Výstup prvků Be, Mn, Ni a Sr v roce 2007 ve skutečnosti činil jen asi 10 až 15 % běžného ročního průměru.

**Klíčová slova:** hydrologie, les, povodí, prvky, biogeodynamika.

## Úvod

V druhé polovině minulého století u nás vrcholil vstup antropogenních atmosférických acidifikantů ve formě tzv. kyselých srážek, který následně ovlivnil mobilitu řady prvků, způsobil tak degradaci půd a ohrozil kvalitu ekosystémů (Likens et al. 1996). Situace se obrátila v polovině devadesátých let, od kdy zde pozorujeme výrazné zlepšení kvality depozice (Skřivan et al. 2000b, Navrátil et al. 2005). V současné době se ukazuje, že celkovou bilanci vstupů a výstupů z určitých ekosystémů (zejména lesních) může navíc značně ovlivnit vývoj synoptických situací v průběhu jednotlivých let.

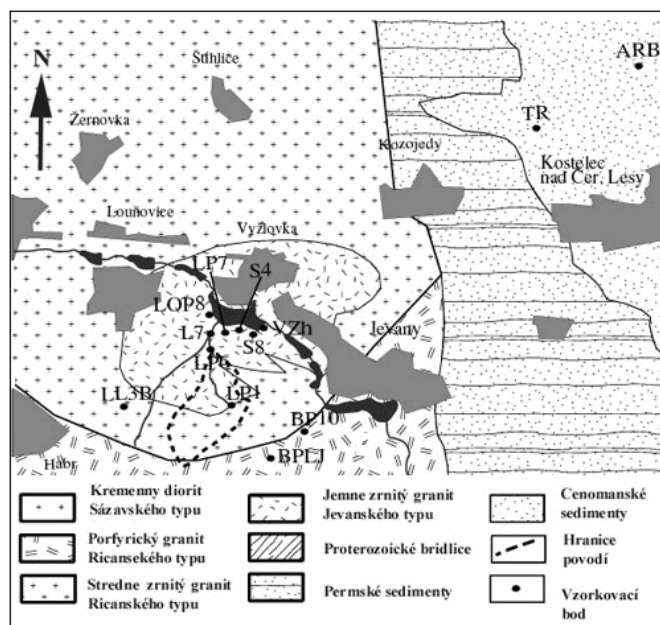
V našem příspěvku jsme se pokusili o vyhodnocení průběhu hydrologického roku 2007 v experimentálním povodí Lesního potoka ve středních Čechách. Tento rok byl v některých ohledech atypický, což se projevilo ve výrazně sníženém odtoku z povodí za současného zvýšení pH povrchové vody. Důsledkem pak byl extrémně nízký výstup řady chemických prvků z tohoto povodí.

## Sledované území

Povodí Lesního potoka se nachází přibližně 30 km jihovýchodním směrem od Prahy, v národní přírodní rezervaci Voděradské bučiny. Jeho plocha činí 0,765 km<sup>2</sup>. Uzávěrný profil povodí se nachází ve výšce 406 m n. m. Nejvyšší místo v povodí (505 m n. m.) je v jeho jižní části. Převážná část povodí je zalesněna, mírně převládají listnaté (53 %) porosty nad jehličnatými (45 %). V současnosti převažuje zejména buk lesní (*Fagus sylvatica* L.) a smrk ztepilý (*Picea abies* L. Karst). Mapa sledovaného území, s vymezeným podložím, je uvedena na obr. 1.

Podloží sledovaného území je tvořeno porfyrickým až středně zrnitým biotitickým granitem říčanského typu (monzogranit) a mladším žilným jemnozrným granitem jevanského typu (syenogranit). Minerální složení obou typů je téměř identické, 27 % křemene, 29 % ortoklasu, 35 % plagioklasu a 6 % biotitu.

Oblast je charakteristická relativně nízkou hodnotou srážkových úhrnů. Průměrná hodnota úhrnu srážek v letech 1995 – 2006 byla 735,7 mm, přičemž nejvyšší hodnoty byly v létě (červen) a nejnižší úhrn srážek se vyskytoval v zimním období, od listopadu do února (Navrátil et al. 2003). Průměrná roční teplota je 9 °C. Nejchladnější období nastává během ledna + 0,2 °C, nejteplejší pak v červnu + 14,1 °C (Navrátil et al. 2004; Skřivan et al. 2000b). V oblasti sledovaného území je velice vysoká hodnota roční evapotranspirace (přibližně 80 %), což je způsobeno především naprostým zalesněním oblasti a poměrně vysokými teplotami během letního období (Navrátil, 2003).



Obr. 1: Mapa experimentálního povodí Lesní potok.

## Materiál a metody

Monitoring v experimentálním povodí Lesního potoka probíhá již od roku 1989. Pro řešení problematiky tohoto příspěvku byla vybráno srovnávací období od roku 1995 do roku 2006. Odběry vzorků srážek na volné ploše pro stanovení jejich chemického složení probíhají v měsíčních intervalech na experimentální stanici FLD ČZU Truba, přibližně 5.5 km SV od povodí a v arboretu ČZU, vzdáleném cca 1 km východním směrem od šlechtitelské stanice. Postup odběru vzorků srážek je detailně popsán dříve (Skřivan et al., 2000a). Vzorky povrchové vody jsou odebírány na Thomsonově měrném přelivu, rovněž v měsíčním intervalu. V den odběru je současně měřen i průtok, z něhož je vypočtena hodnota povrchového odtoku jednotlivých prvků. Analýza vzorků probíhá v laboratoři GLÚ AV ČR. Analýzy odebraných vzorků byly provedeny jednak metodou ICP-OES a jednak na atomovém absorpčním spektrometru.

## Výsledky a diskuse

Roční úhrn srážek v roce 2007 činil 758,8 mm, což je ve srovnání s průměrem za období let 1995 – 2006 (735,7 mm) normální stav. V tabulce 1 je uveden procentní podíl srážek na jejich ročním úhrnu. Nejvíce srážek dlouhodobě spadne v letním období, především v červenci (14 % ročního úhrnu). Naopak nejméně srážek se vyskytne v listopadu a dubnu (cca 5 % ročního úhrnu).

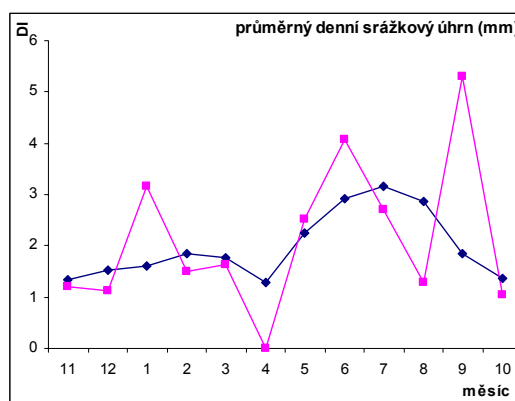
Počátek hydrologického roku 2007 odpovídá dlouhodobým poměrům, ale v lednu byl poměr spadlých srážek téměř dvojnásobný. V jarním období, prakticky již od února, se pak ve srovnání s dlouhodobým průměrem vyskytlo menší množství srážek. V dubnu dokonce nespady téměř žádné srážky (pouhé 2 mm za celý měsíc). V květnu roku 2007 odpovídal poměr srážek dlouhodobým průměrem,

v následujícím měsíci spadlo až 16 % z celkového ročního srážkového úhrnu. Podíl srážek v červenci a srpnu pak byl opět pod dlouhodobým poměrem, v srpnu se dokonce jednalo o podíl méně než poloviční (pouhých 5 % ve srovnání s dlouhodobým 12 % poměrem). Nastupující chladné období bylo srážkově vydatnější, přičemž v září 2007 spadlo nejvíce, až 20 % celkového ročního úhrnu srážek. V zimních měsících pak spadlo srovnatelné množství srážek, odpovídající dlouhodobému průměru, čímž se prakticky dorovnala celková roční hodnota srážkových úhrnů.

Tabulka 1: Podíl srážek na ročním srážkovém úhrnu (%).

měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
průměr	5	6	7	7	8	5	10	12	14	12	8	6
2007	5	4	13	5	6	0	10	16	11	5	20	5

V následujícím diagramu (obr. 2) je uveden průběh průměrných denních srážkových úhrnů (vždy pro daný kalendářní měsíc) za období let 1995 až 2006 a v roce 2007, který názorně ukazuje odchylky roku 2007 od srovnávaného průměru z let 1995 až 2006.



Obr. 2: Průběh průměrných denních srážkových úhrnů za období let 1995 – 2006 a v roce 2007.

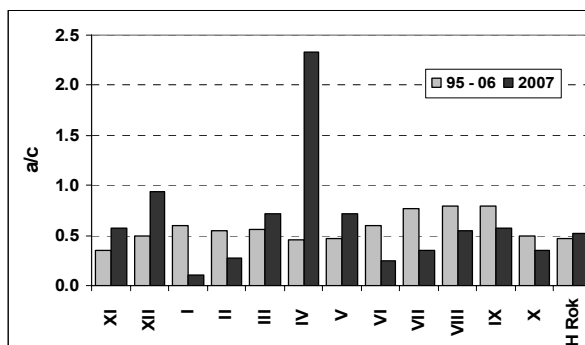
Celkový roční srážkový úhrn hydrologického roku 2007 je tedy normální, ovšem rozložení srážek se výrazně odlišuje od dlouhodobého průměru. V průběhu roku se střídají extrémní období, období jednak bohatá na srážky (leden, květen a září) a jednak období, ve kterých srážky zdaleka nedosahují dlouhodobých průměrů. V hydrologickém roce 2007 se vyskytla dvě „suchá“ období (na jaře a v srpnu), což jistě výrazně ovlivnilo hladinu podzemní vody a také hodnotu odtoku z povodí. Celkový odtok v roce 2007 představuje jen 28,8 % dlouhodobého průměru let 1995 – 2006.

Extrémně nízký úhrn srážek v dubnu byl pravděpodobně způsoben vyšším výskytem anticyklonálních situací na jaře roku 2007, které v chladném období roku působí proti tvorbě srážek. Naopak v teplejším období roku mohou anticyklonální situace podporovat výskyt místních přeháněk a bouřek. A tak květnové oteplení způsobuje zvýšení poměru ročního úhrnu srážek na obvyklých 10 %.

V následujícím období hydrologického roku 2007, v červnu a dále pak především v září, převládaly cyklonální synoptické situace (obr. 3), což se projevilo zvýšením poměru ročního srážkového úhrnu. V červenci a v srpnu byl však (i přes výskyt cyklonálních synoptických situací) podíl srážek výrazně nižší. Příčinou bylo, že v červenci se vyskytlo pouze 16 dnů se „západní cyklonální synoptickou situací“ (Wc) a „jihozápadní synoptickou situací s jižní drahou cyklonu“ (SWc2), které přinášejí poněkud výraznější srážky (Křivancová et Vavruška, 1997). V srpnu pak pouze 7 dnů se situací „brázda nízkého tlaku vzduchu nad naším územím“ (B) a „cyklona nad naším územím“ (C), pro které platí totéž (Racko, 1997).

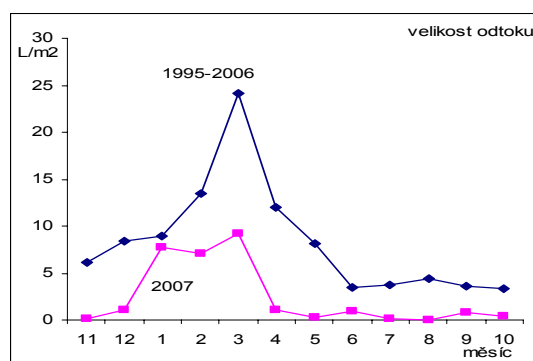
Odtok v letech 1995 – 2006 obvykle narůstá v chladných měsících mezi listopadem a březnem, kulminuje v březnu, v období tání sněhové pokrývky. V dalších měsících (často až do června) pak nastává

výrazný pokles hodnot odtoku z povodí. Tento pokles je způsoben zejména nižšími srážkovými úhrny, narůstající teplotou a tím i vyšší mírou evapotranspirace. V období mezi červnem a říjnem je odtok vyrovnáný, srážky se kompenzují evapotranspirací v závislosti na teplotě daného měsíce.



Obr. 3: Poměr výskytu anticyklonálních a cyklonálních synoptických situací (a – počet dnů s anticyklonální synoptickou situací; c – počet dnů s cyklonální synoptickou situací; H Rok – hydrologický rok).

V následujícím diagramu (obr. 4) je uvedena průměrná hodnota odtoku za období let 1996 – 2006 ve srovnání s velikostí odtoku v průběhu toku 2007. Průběh vzestupu, kulminace i poklesu odtoku z povodí je totožný s dlouhodobým průběhem, ovšem velikost odtoku v hydrologickém roce 2007 je výrazně nižší. Tato situace byla způsobena především extrémně mírnou zimou 2006 – 2007, kdy se nevytvořila prakticky žádná trvalejší sněhová pokrývka a srážky tak v této době z valné části sytily půdní profil.



Obr. 4: Průměrná velikost odtoku za období let 1995 – 2006 a v průběhu roku 2007.

Nerovnoměrné rozložení srážkových událostí v průběhu hydrologického roku 2007, nízký odtok z povodí a vyšší pH povrchové vody měly za následek snížený celkový výstup určitých prvků z povodí povrchovým odtokem. Jedná se zejména o prvky, jejichž mobilita je závislá na hodnotě pH prostředí. V tabulce 2 jsou uvedeny hodnoty látkových toků vybraných chemických prvků povrchovým odtokem. Hodnoty výstupů v hydrologickém roce 2007 jsou srovnány s průměrem z období let 1995 – 2006.

Průměrné hodnoty pH povrchového odtoku pro jednotlivé měsíce hydrologických let 1995 až 2006 v porovnání s naměřenými hodnotami v roce 2007 ukazuje následující tabulka (tab. 3). (Průměrné hodnoty pH byly vypočteny z průměru odtoku  $H^+$  iontů v daném měsíci v letech 1995 až 2006, váženého odtokem). Z tabulky je zřejmé, že hodnoty pH povrchového odtoku ve všech měsících roku 2007 jsou výrazně vyšší, než průměr let 1995 – 2006. Tento markantní rozdíl je způsoben jednak nízkými hodnotami odtoku v roce 2007, kdy byla voda v delším kontaktu s půdním a horninovým prostředím a je proto více sycena bazickými kationty. Je však také důsledkem výrazně nižších hodnot vstupu atmosférických acidifikantů, zejména v porovnání s posledními roky minulého století. Tento pozitivní trend

v kvalitě atmosférické depozice v oblasti experimentálního povodí Lesní potok byl popsán v předchozích publikacích (Skřivan et al. 2000b, Fišák et al. 2006). Nižší vstup atmosférických acidifikantů (a tedy i H<sup>+</sup> iontů) pozitivně ovlivňuje pH půdních vod a tím i distribuci řady prvků mezi tuhou fází půdního profilu a půdní vodou sytící povrchový tok, a v důsledku pak ovlivní i jejich distribuci mezi samotnou povrchovou vodou a dnovými sedimenty, a to ve prospěch tuhé fáze. Výsledné nižší koncentrace Al, As, Be, Mn, Pb, Sr a Zn v povrchové vodě, společně s celkově malým odtokem pak způsobují, že výstup těchto prvků z povodí povrchovým odtokem činí pouze 10 až 15% dlouhodobého průměru z let 1995 – 2006. V roce 2007 tak bylo – díky souhře okolností – poprvé po několika desítkách let dosaženo stavu, kdy dochází k obnově („recovery“) podmínek ekosystému, jaké byly před nástupem období tzv. „kyselých dešťů“ (Hruška et al., 2002, Likens et al. 1996, Navrátil et al. 2003).

Tabulka 2: Výstup vybraných chemických prvků z povodí povrchovým odtokem (μgMe.n.m<sup>-2</sup>).

rok	Φ pH	odtok	Al	As	Ba	Be	Cd	Fe	Mn	Ni	Pb	Sr	Zn
1995	4.72	124.17	143421	215.0		1167.5	73.8	10407	32253		32.89		2999
1996	4.77	144.66	161896	130.0		1421.5	72.4	14998	39465		81.89	29832	3125
1997	4.88	94.70	90414	73.6		575.0	28.9	14274	19898		23.67	13647	1842
1998	5.13	23.68	14622	10.8		99.2	4.7	4672	3675		6.86	2988	277
1999	4.95	93.89	70105	25.8		425.4	28.2	8228	12357	593.4	23.49	12463	1897
2000	4.87	103.53	59180	18.6	3134	477.0	26.1	11725	13648	533.9	2.71	11375	1353
2001	4.88	50.56	39023	9.3	1738	261.2	13.6	9501	7010	356.7	12.64	6241	1073
2002	4.83	205.71	165118	79.2	7958	1245.8	60.4	43738	71332	1745.7	10.52	28044	4632
2003	4.93	147.63	100844	16.8	5025	811.6	39.5	24243	38999	1040.5	3.12	16525	1856
2004	4.94	48.41	38024	10.2	1086	211.1	11.5	3310	4120	262.9	4.67	5216	346
2005	4.93	63.32	44820	11.9	2669	282.9	14.2	7679	5091	342.1	2.72	6437	919
2006	5.18	95.73	64293	31.8	3287	470.4	24.2	11397	13634	372.5	3.71	7086	1653
<b>průměr</b>	<b>4.94</b>	<b>99.67</b>	<b>82647</b>	<b>52.8</b>	<b>3557</b>	<b>620.7</b>	<b>33.1</b>	<b>13681</b>	<b>21790</b>	<b>655.9</b>	<b>18.65</b>	<b>12714</b>	<b>1831</b>
<b>2007</b>	<b>5.20</b>	<b>28.85</b>	<b>12323</b>	<b>5.0</b>	<b>883</b>	<b>78.7</b>	<b>3.9</b>	<b>4312</b>	<b>2282</b>	<b>81.3</b>	<b>1.98</b>	<b>1677</b>	<b>268</b>
%			<b>14.9</b>	<b>9.5</b>	<b>24.8</b>	<b>12.7</b>	<b>11.9</b>	<b>31.5</b>	<b>10.5</b>	<b>12.4</b>	<b>10.6</b>	<b>13.2</b>	<b>14.7</b>

Tabulka 3: Průměrné pH povrchové vody a odtok z povodí v daném měsíci v letech 1995 – 2006 a v roce 2007.

měsíc	Φ pH	odtok	Φ pH	Odtok
	(jedn.)	(L.m <sup>-2</sup> )	(jedn.)	(L.m <sup>-2</sup> )
	1995-2006		2007	
XI	<b>4,92</b>	6,16	<b>6,02</b>	0,15
XII	<b>4,89</b>	8,40	<b>5,55</b>	1,01
I	<b>4,87</b>	8,94	<b>5,03</b>	7,72
II	<b>4,87</b>	13,53	<b>5,10</b>	7,11
III	<b>4,92</b>	24,08	<b>5,36</b>	9,25
IV	<b>4,87</b>	11,97	<b>5,78</b>	1,02
V	<b>4,82</b>	8,14	<b>5,92</b>	0,24
VI	<b>4,78</b>	3,53	<b>5,77</b>	0,97
VII	<b>4,80</b>	3,68	<b>6,40</b>	0,13
VIII	<b>4,70</b>	4,45	<b>6,67</b>	0,00
IX	<b>4,88</b>	3,65	<b>5,30</b>	0,79
X	<b>5,07</b>	3,28	<b>5,71</b>	0,37

## Závěr

Snížená hodnota výstupu některých prvků z experimentálního povodí byla způsobena jednak nerovnoměrným rozložením srážkových událostí a s tím souvisejícím nižším odtokem vody z povodí, jednak zvýšenou hodnotou pH povrchové vody. Rozložení srážkových událostí v průběhu roku 2007 výrazně ovlivnil vývoj synoptických situací. Anticyklonální situace v teplém období podpořily výskyt místních přeháněk jen v omezené míře, v období od června do srpna se nevyskytla „západní anticyklonální letní synoptická situace“ (Wa1), která se vyznačuje častým výskytem lokálních konvekčních srážek. V chladnějším období roku anticyklonální situace působily proti výskytu srážek. Pouze cyklonální synoptické situace Wc a SWc2 v letním období, byť časově omezené, přinesly výraznější srážky. Podrobnější popis synoptických situací je uveden v Brádka et al. (1961).

Lze tedy říci, že vývoj synoptických situací v průběhu roku byl odpovědný za nízký odtok povrchové vody. Při nižším odtoku byla voda po delší dobu v kontaktu s půdním a horninovým prostředím, a byla



tak více sycena bazickými kationty. Zvýšená hodnota pH povrchové vody ve sledovaném období však byla rovněž způsobena i sníženým vstupem acidifikantů atmosférickou depozicí. Tento trend je znatelný již od konce 20. století, zejména u látkových toků H, S a F (Navrátil et al, 2005). Tyto extrémní meteorologické podmínky v průběhu hydrologického roku 2007 měly za následek výrazné ovlivnění látkových koloběhů řady chemických prvků, zejména ve snížení hodnoty jejich výstupu povrchovým odtokem z povodí. Tato pozitivní bilance je znatelná zejména u prvků Be, Mn, Ni a Sr.

## Poděkování

Publikované výsledky byly financovány z prostředků Výzkumných záměrů AVOZ 30130516 (GLÚ AV ČR), AVOZ 304200517 (ÚFA AV ČR) a z prostředků Interní grantové agentury FŽP ČZU v Praze (grant 41220/1312/41/3156).

## Literatura

- Brádka, J., Dřevíkovský, A., Gregor, Z. and Kolesár J., 1961. Weather on Czech and Moravia area in typical weather situations. Hydrometeorological Institute, Prague. (In Czech).
- Fišák, J., Skřivan, P., Tesař, M., Fottová, D., Dobešová, I., Navrátil, T. 2006. Forest vegetation affecting the deposition of atmospheric elements to soils. Int. Conf. Biohydrology 2006 (Impact of biological factors on soil hydrology), Praha 20 – 22.9. 2006, *Biologia (Bratislava)* 61, suppl. 19: 255 – 260.
- Hruška, J., Moldan, F., Krám, P., 2002. Recovery from acidification in Central Europe – observed and predicted changes of soil and streamwater chemistry in the Lysina catchment, Czech Republic. *Environmental Pollution* 120: 261 – 274.
- Křivancová, S., Vavruška, F., 1997. Základní meteorologické prvky v jednotlivých povětrnostních situacích na území České republiky v období 1961 – 1990. NKP svazek 27, ČHMÚ Praha. 114 stran.
- Likens, G. E., Driscoll, C.T., Buso, D.C., 1996: Long-term effects of acid rain: Response and recovery of a forest ecosystem. *Science* 272: 244 – 246.
- Navrátil, T., 2003. Biogeochemistry of the II.A group elements in a forested catchment. Ph.D. dissertation, Charles University Prague, 115 stran. (<http://www.gli.cas.cz/lesnipotok/tommy/documents/these.pdf>, cit. listopad 2007).
- Navrátil, T., Fottová, D., Krám, P., 2005. Zhodnocení atmosférické depozice v rámci monitorovací sítě GEOMON v období 1994 – 2003. *Ovzduší*. 274 – 275.
- Navrátil, T., Vach, M., Norton, S. A., Skřivan, P., Hruška, J., Maggini, L., 2003. The response of a small stream in the Lesní potok forested catchment, central Czech Republic, to a short-term in-stream acidification. *Hydrology and Earth System Science* 7: 411 – 422.
- Navrátil, T., Vach, M., Skřivan, P., Mihaljevič, M., Dobešová, I., 2004. Deposition and fate of lead in a forested catchment Lesní potok, Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution* 4: 619 – 630.
- Racko, S., 2007. Typizace povětrnostních situací pro území České republiky. CHMI. Online. (<http://www.chmi.cz/meteo/om/mk/syntypiz/kalendar.html>, cit. únor 2008).
- Skřivan P., Minařík, L., Burian, M., Martínek, J., Žigová, A., Dobešová, I., Kvídová, O., Navrátil, T., Fottová, D. 2000a. Biogeochemistry of beryllium in an experimental forested landscape of the Lesní potok catchment in Central Bohemia, Czech Republic. *Geolines (Occasional Papers in Earth Sciences of the GLÚ AV ČR)* 12: 41 – 62.
- Skřivan, P., Navrátil, T., Burian, M., 2000b. Ten years of monitoring the atmospheric inputs at the Černokosteletsko region, Central Bohemia. *Scientia Agriculturae Bohemica* 31: 139 – 154.

## Porovnání kvality vody v experimentálním povodí Uhlířská

Alena Kulasová<sup>1</sup>, Šárka Blažková<sup>1</sup>, Libuše Bubeníčková<sup>2</sup>, Jiří Hlaváček<sup>3</sup>, Dušan Ruprecht<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka v. v. i., Podbabská 30, 169 00 Praha 6 – Podbaba

<sup>2</sup>Český hydrometeorologický ústav Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany

<sup>3</sup>Flow group s. r. o, Zahradnická 12, 603 00 Brno

### Abstrakt

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka v. v. i (dále VÚV T. G.M.) se zabývá na experimentálních povodích Českého hydrometeorologického ústavu (dále ČHMÚ) v Jizerských horách kontinuálním sledováním kvality povrchové vody a to za účelem kvantifikace odnosu jednotlivých chemických látek z povodí v závislosti na srážko-odtokových poměrech a roční době. Monitoring, původně prováděný pouze v závěrovém profilu povodí Uhlířská, byl rozšířen na sledování jakosti vody v dalších lokalitách na toku a na jeho přítocích. Příspěvek se zabývá porovnáním kvality vody z rozdílných lokalit v povodí.

**Klíčová slova:** povodí, průtoky, srážky, kvalita vody, humínové látky, pH, N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, kontinuální sledování kvality vody.

### Úvod

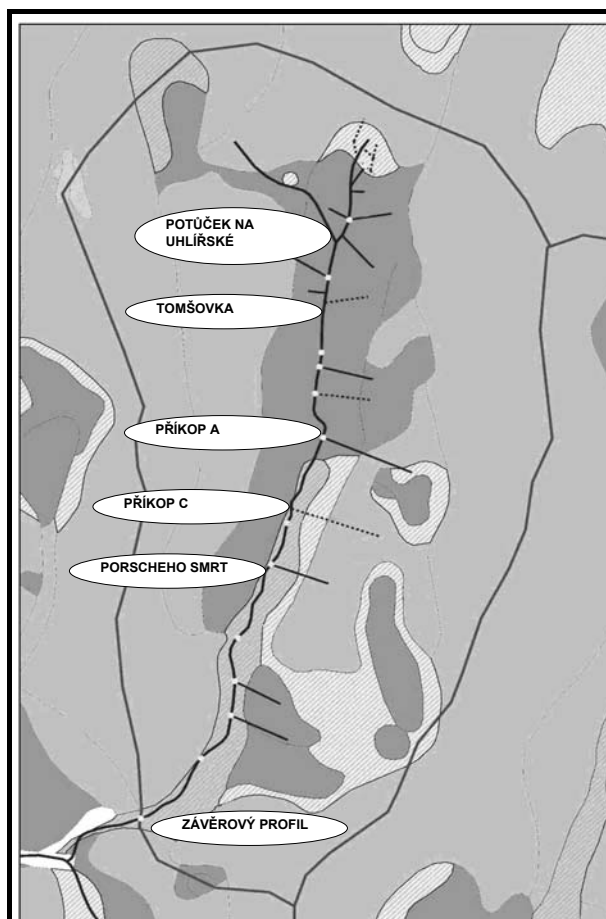
ČHMÚ se sledováním kvality vody na experimentálních povodích v Jizerských horách zabývá od roku 1982. Odběry vzorků povrchové vody určené k chemickým analýzám probíhaly zpočátku nepravidelně, od roku 1993 jsou prováděny v pravidelných měsíčních intervalech. V rámci projektu PHARE, Projektu EC/WAT/28 „Water quality monitoring in the Jizera Mountains“ byly dodány automatické přístroje na odběr vzorků povrchové vody. Vzhledem k velkým nákladům na analýzu vzorků vody byly automatické odběry prováděny pouze sporadicky v době zvýšených průtoků. V letech 1997 a 1998 byl na povodí Uhlířská (tok Černá Nisa) společně s VÚV T.G.M. studován režim vybraných komponent jakosti vody v intervalech po 4 hodinách (pH, N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>1+</sup>, K<sup>1+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, Cd<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Ni<sup>2+</sup>) (Kulasová, Bubeníčková 2004). Opakování těchto odběrů se uskutečnilo při srážko-odtokových epizodách v roce 2004, 2005, 2006 (Lochovský, Kulasová 2005).

V prosinci 2003 zahájil VÚV T.G.M. kontinuální sledování vybraných komponent kvality vody (projekt Labe IV – MŽP VaV/650/5/03). Vodárenská společnost a.s. Brno instalovala sondu YSI 650 MDS (Yellow Spring, Ohio, USA) na měření teploty vody, pH, N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, ORP a vodivosti v závěrovém profilu povodí Uhlířská na Černé Nise. Měření probíhá v intervalu 10 minut. Další sonda v povodí Uhlířská byla instalována v horní části povodí v lokalitě Tomšovka na toku přítékajícím z lesa zprava do Černé Nisy.

Z důvodů doplnění informací o základních komponentách kvality vody v závěrovém profilu povodí Uhlířská provádí VÚV T.G.M. od dubna 2004 odběry vzorů povrchové vody v týdenním kroku. Od jara roku 2005 se odebírá povrchová voda i z toku přítékajícím z lesa do Černé Nisy – lokalita Tomšovka (Lochovský, Kulasová 2005). Další odběry vzorků povrchové vody prováděl student Tobiáš Arnstadt z Internationales Hochschulinstitut Zittau v rámci svého praktika v období 27.3. – 7.7. 2006 za účelem určování tvorby odtoku pomocí humínových látek. Tobiáš Arnstadt byl jedním ze studentů, kterým ČHMÚ v rámci spolupráce umožnilo praktika s různým studijním programem na experimentálních povodích v Jizerských horách. Stanovení jakosti vody z odběrů bylo provedeno následně na universitě v Zittau. Na základě zajímavých výsledků z těchto analýz začal VÚV T.G.M na podzim roku 2006 odebírat vzorky povrchové vody i v jiných lokalitách v povodí Uhlířská. Účelem rozšíření odběrných míst je porovnání jakosti povrchové vody v povodí.

## Materiál a metody

Experimentální povodí Uhlířská (tok Černá Nisa) se nachází v západní části Jizerských hor severně od Bedřichovské přehrady. Plocha povodí je 1,87 km<sup>2</sup>. Závěrový profil povodí leží v nadmořské výšce 783 m n.m. a nejvyšší bod povodí Olivetská hora se nachází ve výšce 885 m n.m. V pramenné oblasti, a z větší části i podél toku až k závěrovému profilu, se nachází rašelina, na okolních svazích jsou půdy rašelinné, organické a kryptopodzol (Kulasová, Bubeníčková 2005; Arnstadt 2006).



Obr. 1: Vybrané lokality v povodí Uhlířská pro odběr vzorků povrchové vody.

V době srážko-odtokových epizod byly odběry vzorků povrchových vod prováděny v závěrovém profilu pomocí automatického přístroje v intervalu 4 až 6 hodin. V rámci projektu Labe IV (MŽP VaV/650/5/03) zahájilo VÚV T.G.M. kontinuální sledování kvality vody. V závěrovém profilu povodí Uhlířská na Černé Nise v prosinci 2003 Vodárenská společnost a.s. Brno instalovala sondu YSI 6920 MDS pro kontinuální sledování kvality vody (měření teploty vody, pH, N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, ORP a vodivosti). Měření probíhá v intervalu 10 minut. Další sonda byla instalována koncem dubna 2004 v horní části povodí Uhlířská na toku přitékajícím z lesa zprava do Černé Nisy. Sondy jsou každý třetí týden kalibrovány pracovníky Flow Group Brno (dříve Vodárenská společnost a.s. Brno) (Lochovský, Kulasová 2005).

Tobiáš Arnstad v rámci svého praktika zkoumal vhodnost využití huminových látek jako přirozených indikátorů. Huminové látky se vztahují k různé oblasti vzniku, neboť se vyskytují v jen v určitém půdním horizontu a půdním typu. Při výzkumu byla pozorována a analyzována dynamika jejich transportu v prostoru povodí Uhlířská a její v závislosti na odtoku v čase. Současně byly ve sledovaných lokalitách zjišťovány i změny hodnoty pH a rozpuštěný organický uhlík v souvislosti s koncentrací huminových látek.

Kontinuální sledování režimu jakosti vody v závislosti na odtoku z celé oblasti se provádělo po celou dobu praktika v závěrovém profilu povodí, kde byly vzorky vody odebírány pomocí automatického přístroje v čtyřhodinovém kroku. Odebírání vzorků vody z dalších lokalit určených pro sledování transportu huminových látek v povodí se volilo dle různé výše stavu hladiny v závěrovém profilu. Odebrané vzorky vody byly analyzovány v laboratoři Internationales Hochschulinstitut Zittau. Výsledkem sledování v povodí se prokázalo, že při konečném tání sněhu a srážkových epizodách dochází k vyplavování huminových látek z rašelinových půd (Arnstadt 2006).

Místa určená k odběrům povrchových vod prováděným VÚV T.G.M. od podzimu 2006 byla vybrána na základě studijního praktika Tobiáše Arnstadta. Odběry povrchových vod z nových lokalit jsou odebírány ručně v týdenním až čtrnáctidenním kroku. Jeden z odběrných profilů Porscheho smrt se nachází cca 1 km proti proudu na hlavním toku. Další vzorky jsou odebírány ze dvou melioračních příkopů ústících z levé strany do hlavního toku. V horní části povodí bylo nové odběrové místo vybráno na Potůčku přitékajícím zprava do hlavního toku. V týdenním kroku jsou zároveň odebírány vzorky povrchových vod ze závěrového profilu. Nadále se pokračuje i s odebíráním vzorků z toku přitékajícího z lesa na pravé straně povodí v lokalitě Tomšovka. Odběry ve vybraných lokalitách jsou prováděny od dubna do listopadu. V zimním období se odebírají vzorky pouze v závěrovém profilu a u Porscheho smrti. Na obr. 1 jsou uvedena odběrná místa.

Analýzy povrchové vody ze srážko-odtokových epizod, z týdenních odběrů ze závěrového profilu a vzorků vody z dalších lokalit v povodí Uhlířská byly zpočátku prováděny v laboratořích Povodí Labe a.s. V současné době se analýzy provádějí v laboratořích VÚV T.G.M. Stanoveny jsou následující ukazatelé: vodivost,  $\text{CHSK}_{\text{Mn}}$ ,  $\text{A}_{254}$ ,  $\text{N-NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{P-PO}_4^{3-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ . Ukazatel pH je měřen v terénu v době odběru.

Tabulka 1: Průměrné, maximální a minimální hodnoty z analýz povrchových vod odebraných v povodí Uhlířská od září do začátku listopadu 2006.

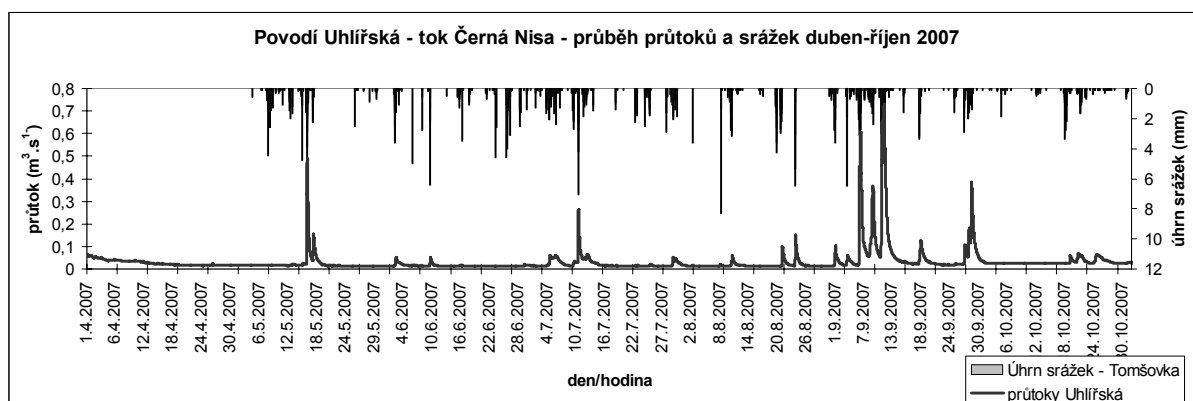
porovnání pH - podzim 2006							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	pH	datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	pH
Uhlířská	5,45	26.10.06 12:50	0,014	<b>6,26</b>	6.11.06 10:50	0,415	4,38
Tomšovka	4,75	31.10.06 12:40	0,028	4,99	16.10.06 10:00	0,017	4,28
Potůček na Uhlířské	4,43	26.10.06 12:00	0,014	4,99	6.10.06 13:00	0,017	<b>3,98</b>
porovnání $\text{SO}_4^{2-}$ (mg/l) - podzim 2006							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/l)	datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/l)
Uhlířská	14,23	19.9.06 14:30	0,050	<b>23,00</b>	6.11.06 10:50	0,415	<b>6,80</b>
Tomšovka	15,90	26.9.06 15:50	0,160	18,00	1.9.06 11:10	0,090	11,40
Potůček na Uhlířské	9,51	31.10.06 12:10	0,028	11,50	18.9.06 16:30	0,020	7,70
porovnání $\text{N-NO}_3^-$ (mg/l) - podzim 2006							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{N-NO}_3^-$ (mg/l)	datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{N-NO}_3^-$ (mg/l)
Uhlířská	0,437	22.10.06 15:20	0,017	<b>0,700</b>	6.11.06 11:20	0,415	0,100
Tomšovka	0,093	22.10.06 12:10	0,017	0,150	6.10.06 11:40	0,017	0,050
Potůček na Uhlířské	0,089	6.11.06 11:10	0,415	0,190	26.9.06 16:00	0,016	0,050
					6.10.06 9:30	0,017	
					12.10.06 14:50	0,017	
					16.10.06 9:30	0,017	
					26.10.06 12:00	0,014	
porovnání $\text{AL}^{3+}$ ( $\mu\text{g/l}$ ) - podzim 2006							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{AL}$ ( $\mu\text{g/l}$ )	datum	průtok v závěrovém profilu $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{AL}$ ( $\mu\text{g/l}$ )
Uhlířská	357	6.11.06 11:20	0,415	870	22.10.06 15:20	0,017	<b>130</b>
					26.10.06 12:50	0,014	
Tomšovka	513	6.11.06 11:20	0,415	770	18.9.06 16:40	0,02	430
Potůček na Uhlířské	760	6.11.06 11:10	0,415	<b>950</b>	26.10.06 12:00	0,014	640

## Výsledky a diskuse

V roce 2006 probíhaly týdenní odběry povrchových vod v povodí Uhlířská v závěrovém profilu a začátkem května i na Tomšovce. Začátkem srpna se vyskytly v Jizerských horách intenzivní deště. Celkově spadlo 392 mm srážek, což činí 288% dlouhodobého průměru 1961 – 1990. V průběhu povodně dne 7.8. 2006 naměřila sonda YSI v závěrovém profilu minimální hodnotu pH 4,26 a nejvyšší hodnotu  $\text{N-NO}_3^-$  5,50 mg/l. V důsledku silného proudu byl znemožněn odběr automatickým samplerem a první odběr proběhl po odeznění povodně dne 13.8. 2006. V odebraném vzorku povrchové vody ze závěrového profilu byly naměřeny hodnoty pH 4,62,  $\text{Al}^{3+}$  730  $\mu\text{g/l}$ .

Začátkem září se započalo s odběry na lesním přítoku v horní části povodí – Potůček na Uhlířské. V tab. 1 jsou uvedeny průměrné, maximální a minimální naměřené hodnoty v odebraných vzorcích povrchové vody. Září bylo srážkově podnormální. Spadlo pouhých 50% dlouhodobého úhrnu srážek. Průtoky byly spíše minimální. V této době byly naměřeny nejvyšší hodnoty  $\text{SO}_4^{2+}$  v závěrovém profilu (tab. 1). Minimální hodnoty pH v závěrovém profilu se vyskytly ve vzorku z 6.11.2008 v době zvýšených průtoků (4,38). V tomto vzorku se vyskytla i nejvyšší hodnota  $\text{Al}^{3+}$  870  $\mu\text{g/l}$ . Vysoká hodnota hliníku byla naměřena i ve vzorcích odebraných na Tomšovce a z Potůčku na Uhlířské (tab. 1). Hodnota pH měřená sondou YSI 6920 MDS byla téměř konstantní (5 – 4,5). Téměř stejné hodnoty byly naměřeny i v týdenních vzorcích. Voda v Potůčku je také spíše kyselejší a v době sucha se pH významně nemění. Obdobná situace je i u hliníku. Hodnoty  $\text{N-NO}_3^-$  jsou na Tomšovce i v Potůčku na rozdíl od závěrového profilu nízké. Vyšší hodnoty  $\text{SO}_4^{2-}$  jsou spíše stabilně měřeny na Tomšovce. V polovině října se započalo s odběry povrchové vody v melioračních příkopech. Vzhledem ke krátké řadě neuvádíme výsledky. Odběry povrchové vody v povodí Uhlířská byly ukončeny začátkem listopadu.

Nadále pokračovaly pravidelné odběry v závěrovém profilu a od ledna se začalo s odběry povrchové vody v profilu Porscheho smrti. Zimní období 2006/2007 patří mezi velmi teplé zimy. Sněhová pokrývka roztála v polovině března a s odběry povrchové vody v povodí se započalo již začátkem dubna. Na obr. 2 je vykreslen průběh srážek a průtoků v povodí Uhlířská. V závěrovém profilu byly odbírány vzorky povrchové vody pomocí automatického sampleru a tak bylo možno odebrat několik povodňových vln. Odběry povrchové vody v povodí probíhaly v týdenním až čtrnáctidenním kroku. Obvyklé letní intenzivní srážky se vyskytly začátkem září 2007. V této době byly naměřeny extrémní hodnoty pH a  $\text{Al}^{2+}$  (tab. 2).



Obr. 2: průběh průtoků a srážek v povodí Uhlířská od dubna do října 2007.

V tab. 2 jsou uvedeny naměřené průměrné, maximální a minimální hodnoty pH,  $\text{SO}_4^{2+}$ ,  $\text{N-NO}_3^-$ ,  $\text{Al}^{3+}$ . Nejvyšší hodnoty  $\text{SO}_4^{2+}$  se vyskytují spíše v době sucha v závěrovém profilu a na Porscheho smrti, který je na hlavním toku. Ve vzorcích povrchové vody odebraných v lokalitě Potůček na Uhlířské a v melioračních příkopech jsou hodnoty nižší. Vysoké hodnoty se vyskytují po celou dobu měření na Tomšovce. Hodnoty  $\text{N-NO}_3^-$  jsou nejvyšší v závěrovém profilu a na Porscheho smrti. Vyšší naměřená čísla  $\text{Al}^{3+}$  se vyskytují stále v melioračních příkopech a v Potůčku na Uhlířské

Tabulka 2: Průměrné, maximální a minimální hodnoty z analýz povrchových vod odebraných v povodí Uhlířská od dubna do konce října 2007.

porovnání pH 2007							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	pH	datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	pH
Uhlířská	5,95	21.7.2007 0:00	0,014	<b>6,94</b>	11.9.2007 18:00	0,311	4,37
Porsche	5,02	23.7.2007 11:00	0,014	6,37	11.9.2007 12:00	0,526	4,27
Tomšovka	4,75	17.4.2007 10:00	0,022	4,91	30.7.2007 15:30	0,046	4,53
Potůček na Uhlířské	4,68	23.7.2007 9:30	0,014	5,16	10.9.2007 11:00	0,053	4,18
Příkop A	4,40	23.7.2007 10:00	0,014	4,48	28.8.2007 12:30	0,013	
		13.8.2007 8:30	0,016	7,27 ?	30.7.2007 16:00	0,045	<b>3,90</b>
Příkop C	4,32	24.5.2007 12:00	0,015	4,57	17.5.2007 12:00	0,136	4,18
porovnání SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l) 2007							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)
Uhlířská	11,4	24.4.2007 7:00	0,017	18,3	25.6.2007 10:00	0,014	<b>2,5</b>
Porsche	11,2	24.4.2007 10:30	0,018	16,3	6.9.2007 6:00	0,436	8,0
Tomšovka	18,2	22.4.2007 12:00	0,019	<b>19,4</b>	2.10.2007 14:00	0,027	14,5
Potůček na Uhlířské	9,2	22.10.2007 11:30	0,036	12,1	13.8.2007 8:30	0,016	3,9
		6.4.2007 10:00	0,040		13.8.2007 8:30	0,016	3,9
Příkop A	9,0	24.4.2007 13:00	0,018	12,1	17.5.2007 11:30	0,141	6,0
Příkop C	10,4	24.4.2007 12:30	0,018	13,4	30.7.2007 16:00	0,045	7,6
porovnání N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l) 2007							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
Uhlířská	0,314	23.4.2007 7:10	0,016	0,614	11.9.2007 6:00	<b>0,645</b>	0,032
Porsche	0,282	11.7.2007 13:00	0,046	<b>0,959</b>	11.9.2007 18:00	0,307	0,035
Tomšovka	0,181	11.4.2007 9:00	0,035	0,409	2.10.2007 14:00	0,027	0,060
Potůček na Uhlířské	0,095	6.4.2007 10:00	0,04	0,327	30.7.2007 15:30	0,046	0,023
					10.9.2007 11:00	0,053	
					22.10.2007 11:30	0,036	
Příkop A	0,033	22.10.2007 11:30	0,036	0,100	24.5.2007 11:30	0,015	<b>0,005</b>
Příkop C	0,050	6.4.2007 10:10	0,04	0,174	24.5.2007 12:00	0,015	0,012
porovnání AL <sup>3+</sup> (µg/l) 2007							
lokality	průměr	maximum			minimum		
		datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	Al	datum	průtok v závěrovém profilu m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	Al
Uhlířská	452	29.9.2007 6:00	0,374	920	7.5.2007 0:00	0,016	<b>69</b>
Porsche	560	6.9.2007 6:00	0,436	973	24.4.2007 10:30	0,018	112
Tomšovka	446	2.10.2007 14:00	0,027	513	9.5.2007 9:30	0,016	402
Potůček na Uhlířské	658	23.7.2007 9:30	0,014	<b>1080</b>	24.4.2007 13:00	0,018	432
Příkop A	690	17.5.2007 11:30	0,141	904	11.4.2007 9:30	0,035	436
Příkop C	825	22.10.2007 11:30	0,036	1040	24.4.2007 12:30	0,018	722

## Závěr

Z uvedených výsledků sledování jakosti vody v povodí Uhlířská vyplývají následující závěry:

**pH:** V závěrovém profilu a v lokalitě u Porscheho smrti pH koresponduje s průběhem průtoků. Při nízkých stavech dosahuje hodnoty až 6,9 a v době zvýšených průtoků klesá hodnota pod 4,3. U Porscheho smrti je průběh obdobný, ale hodnoty pH jsou nižší než u závěrového profilu. V lesní lokalitě Tomšovka pH se pohybuje v rozpětí od 4,3 – 5. Podobné hodnoty jsou v ostatních sledovaných místech. Nejkyselejší vody se vyskytují v meliorační příkopech. Tato kyselost je zapříčiněna přítomností vody, která odtéká přímo z rašelinišť. Na Tomšovce je pH ovlivněno zejména spadem jehlic. Voda, která protéká sledovaným místem Porscheho smrt a závěrovým profilem je ovlivněna výtokem i z dalších typů půd (kryptopodzol a organická půda) (Arnstadt, 2006). Pouze v době srážko odtokových epizod a tání sněhu dochází k promývání rašelinišť a odtékající voda ovlivňuje pH.

**SO<sub>4</sub><sup>2+</sup>:** V období nízkých průtoků se vyskytují vyšší hodnoty SO<sub>4</sub><sup>2+</sup> v závěrovém profilu a u Porscheho smrti. V lokalitě Tomšovka jsou hodnoty stále vysoké. V melioračních příkopech a v Potůčku jsou hodnoty spíše nižší. Vyšší hodnoty v hlavním toku v době sucha jsou zřejmě v důsledku základního odtoku, kdy nedochází k promývání rašelinišť. Na Tomšovce je vyšších hodnot dosahováno možná v důsledku spadu jehlic, které jsou znečištěné spadem z ovzduší.

**N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>**: Hodnoty N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> ve vodách nejsou nijak vysoké. Vyšších hodnot je spíše dosahováno v době tání sněhu doprovázeného deštěm. (Kulasová, Bubeníčková, 2004).

**Al<sup>3+</sup>**: Vysoké hodnoty se vyskytují bez vlivu srážek v melioračních příkopech a v Potůčku na Uhlířské. V závěrovém profilu a u Porscheho smrti jsou vyšší hodnoty dosahovány v době srážko-odtokových epizod. Nejnižší hodnoty jsou na Tomšovce. Vyšších hodnot je dosahováno vymýváním z podloží.

Z důvodů sledování průběhu jakosti vody v povodí by bylo vhodné odebírat vzorky vody k analýzám z půdních lyzimetrů, které se nacházejí v povodí. Bylo by žádoucí odebírat ve vegetačním období srážkovou vodu z lesa na Tomšovce k zjištění obsahu dusičnanů a zejména sulfátů.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Výzkumného záměru MZP 0002071101 a za přispění práce ze studijního praktika na experimentálních povodích v Jizerských horách Tobiáše Arnstadta z Internationales Hochschulinstitut Zittau.

## Literatura

- Kulasová, A., Pobříslavová, J. a Hancvencl, R.: Hydrologická ročenka experimentálního povodí v Jizerských horách. (1989 – 2005), 2006.
- Kulasová, A., Hancvencl, R., Bubeníčková, L., Budská, E. a Hlaváček, J.: Sledování vybraných složek atmosférické depozice a jakosti vod v Jizerských horách. In Sborník semináře Atmosférická depozice, Praha 2004, s. 125 – 135.
- Kulasová, A., Bubeníčková, L., Hancvencl, R. a Hlaváček, J.: Comparison of monitoring results of selected water quality indicators in Uhlířská basin in 1982 – 2004. International Conference ERB 2004: Progress in surface and subsurface water studies at the plot and small basin scale, Turin, Italy 2004.
- Kulasová, A., Bubeníčková, L., Hancvencl, R., Pobříslavová, J., Jiráček, J., Blažková, Š., Lochovský, P. a Hlaváček, J.: Sledování jakosti vody v experimentálních povodích Uhlířská a Jezdecká. In Sborník semináře Hydrologie malého povodí 2005, Praha 2005, s. 187 – 194.
- Kulasová, A., Bubeníčková, L. a Hancvencl, R.: Kvalita vody při zvýšeném odtoku z povodí Uhlířská a Jezdecká v Jizerských horách. Hydrologické dny, Bratislava 2005.
- Lochovský, P., Kulasová, A., Bubeníčková, L., Hancvencl, R., Pobříslavová, J. a Hlaváček, J.: Quality of Water in the Experimental River Basis. In Hydroecological Study of the Jizera River Catchment and the Jizera Mountains, Research for practice No. 51, Prague : Water Research Institute, 2005, s. 182 – 202.
- Kulasová, A., Bubeníčková, L.: Experimental basis of the Czech hydrometeorological Institute in the Jizera Mountains, Hydroecological Study of the Jizera River Catchment and the Jizera Mountains, Research for practice No.51, Water Research Institute Prague 2005, p. 154-181, ISBN 80-85900-57-2.
- Arnstadt T., Analýza huminových látek dvou povodí v Jizerských horách, zpráva z praktika, Zittau 2006.

# Hydropedologie v malém povodí

Miroslav Kutílek  
Nad Pařankou 34, 160 00 Praha 6

## Hydropedologie – interdisciplinární obor

Hydropedologie byla poprvé definovaná jako interdisciplinární obor v roce 1966 (Kutílek, 1966) s tím, že teoretické principy půdní fyziky jsou aplikované na reálné, v terénu se vyskytující půdní poměry, tedy na půdní taxony reflektující pedogenezi, tj. procesy spoluutvářené pedogenetickými faktory. Náplň hydropedologie byla postupně upřesňovaná, a to především vlivem aplikací při terénních průzkumech. Mezinárodního uznání dosáhla hydropedologie (Hydropedology) až na počátku tohoto století, a to především jako nástroj využívaný ke zpřesnění proudění vody a obecně transportních procesů na různých škálových úrovních od pórového měřítká až po regionální s heterogenními pedotaxony (Lin, 2003, Lin ad., 2005, Bouma, 2006, Bryant ad., 2006, Gburek ad., 2006, Kutílek, Nielsen, 2007, Pachepsky ad., 2008).

Klíčem k teoretickému pochopení interdisciplinarity hydropedologie je definice pedogeneze: Určitý pedotaxon na nejnižší úrovni taxonomie popíšeme symbolem  $\Pi^*$ . Ten je reprezentovaný souborem vlastností  $\{\Pi_i\}$ , Každá  $i$ -tá vlastnost  $\Pi_i$  závisí na působení  $j$ -tého půdotvorného faktoru  $F_j$  a za předpokladu hladké funkce  $\Pi_i(F_j)$  platí pro každou změnu  $i$ -té vlastnosti

$$d\Pi_i = \sum \left[ \frac{\partial \Pi_i}{\partial F_j} \right]_{F_n \neq j} dF_j \quad (1)$$

Protože změna abstraktního znaku pedotopu  $\Pi^*$  je vyvolaná změnami vlastností  $\Pi_i$ , platí

$$d\Pi^* = \sum_j \sum_i \left[ \frac{\partial \Pi_i}{\partial F_j} \right]_{F_n \neq j} dF_j \quad (2)$$

Definice (2) je obvykle chybně interpretovaná jako rovnovážný stav mezi působením všech faktorů a charakteristikami pedotaxonu. To by platilo pouze tehdy, jestliže by byl čas pro dosažení rovnovážného stavu jednotlivých izolovaných procesů stejný. Podrobné argumenty viz Kutílek, Nielsen (2007). Protože tomu tak není, bylo by chybné uvažovat rovnovážný stav popsateľný jako  $d\Pi^*/dt = 0$  a pedotaxony nemohou být uvažované jako rovnovážné ve vztahu k působícím faktorům. Jednotlivé izolovaně probíhající procesy lze popsat fenomenologicky za předpokladu lineárního vztahu

$$J = LX \quad (3)$$

kde  $J$  je tok procesu,  $L$  je fenomenologický koeficient, který znázorňuje, jak je umožněn průběh zkoumaného procesu za působení hnací (conjugate) síly  $X$ . Rov. (3) může popisovat např. monomolekulární reakci, kde  $J = -dC/dt$  a  $C$  je koncentrace,  $t$  je čas,  $L = k$ , reakční konstanta,  $X = C$ , nebo rov. (3) může popisovat proces difúze, kde  $J = q$ , rychlost difúze, neboli difúzní tok,  $L = D$ , difúzní koeficient,  $X = dC/dx$  a  $x$  je souřadnice orientovaná do směru toku, dále lze rov. (3) ztotožnit s Darcyho rovnicí, nebo s Fourierovou rovnicí proudění tepla, atd. Jestliže probíhá více procesů najednou, dochází k tomu, že se procesy navzájem ovlivňují. Pro  $n$  termodynamických toků existuje matice přímých (vlastních)  $L_{ii}$  a sdružených (vzájemných)  $L_{ik}$  koeficientů, které determinují tok  $J_i$  v systému, tedy podle Onsagera

$$J_i = \sum_k L_{ik} X_k \quad (4)$$

Pro termodynamický systém procesů v půdě mohou být zobecněné síly  $X_i$  (a odpovídající toky  $J_i$ ) veličiny skalární (chemické reakce), vektorové (vedení tepla, difúze) i tenzorové (viskózní jevy). Ze vztahů pak plyne, že i koeficienty  $L_{ik}$  mohou mít obecně tenzorový charakter. Např. pro skalární tok  $J_S$ , skalárovou sílu  $X_S$  a vektorovou sílu  $X_V$  platí

$$J_S = L_{SS}X_S + L_{SV}X_V \quad (5)$$



Tento typ procesů sružení přes všechny tenzorové úrovně může platit pouze v anizotropním prostředí (Curie, Prigogine). Takto je tedy prokázáno, že řešení proudění vody v půdě musí být realizované jako *proudění v anizotropním půdním prostředí*. Nejsme tedy vázáni jen na případy zvrstvení, které zjednodušeně charakterizujeme dvěma složkami hydraulické vodivosti, složkou svislou a rovnoběžnou se zvrstvením. Obecně pak anizotropie způsobuje zakřivení proudnic.

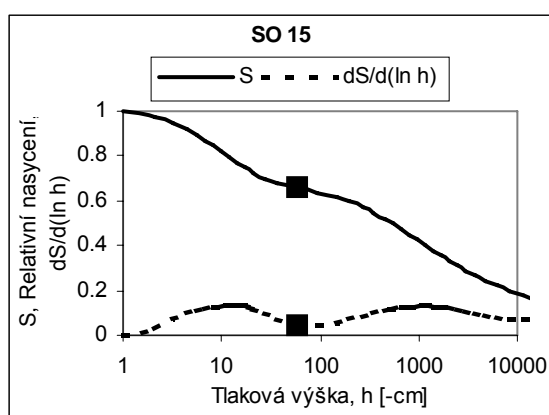
## Půdní mikromorfologie a hydroopedologie

V této části se budu zabývat hydraulickými vlastnostmi půdy stanovenými na pórovém měřítku. Základem je půdní mikromorfologie posuzovaná nástroji půdní fyziky, tedy postupem typickým pro interdisciplinaritu hydroopedologie. Půdní mikromorfologie zaznamenala v posledních třech dekadách značný rozvoj a přispěla k detailnímu poznání o půdotvorných procesech a o interním uspořádání půdního skeletu, nazývaného také architekturou vnitřního uspořádání. Tím se také upřesnily naše znalosti o půdních taxonech a o polygenetickém vývoji půdy. Předpokládám, že toto vnitřní uspořádání je úzce spojeno s konfigurací půdního pórového systému. Jedná se o určitou analogii výzkumu makromorfologických charakteristik zaměřeného na makropóry a jejich vlivu na nasycenou hydraulickou vodivost a případně na nasycení blízkou nenasyčenou vodivost (Bouma, 1982, 1990). Jestliže poznáme vztahy mezi jednotlivými pedotaxony a charakteristikami pórových systémů, umožní nám to přechod od měřítka pedonu k měřítku pedoregionů a malého povodí (upscaling).

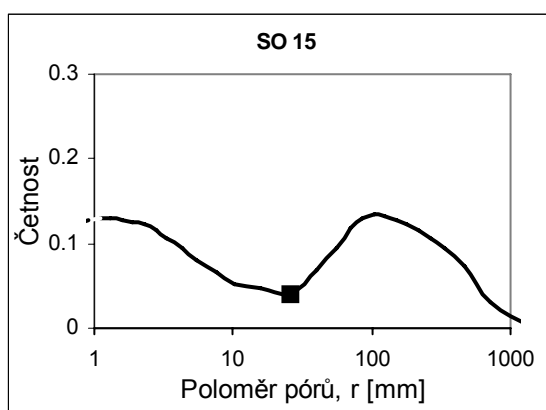
Prvním krokem bylo rozpoznání vlivu bi- a n-modálního rozdělení pórů na retenční čáru půdní vody RČ (Othmer ad., 1991, Durner, 1992). V podstatě se jedná o vliv půdní struktury v pedogenetickém slova smyslu, kdy derivační čáru k RČ uvažujeme jako identickou s čarou rozdělení půdních pórů, viz obr. 1 a 2. Princip byl dále upraven a aplikován také do metodiky výpočtu nenasyčené vodivosti s předpokladem duální pórovitosti a duální propustnosti (přehledně: Šimůnek ad., 2003). Z obr. 2. vyplývá, že křivku rozdělení pórů můžeme výhodně analyticky vyjádřit jako log-normální PDF (probability density function). Tímto způsobem Pachepsky ad.(1992, 1995) a Kosugi (1994) odvodili fyzikální tvar RČ, kde relativní nasycení půdy vodou  $S = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$  a  $\theta$  je objemová vlhkost, index  $s$  je pro plné nasycení,  $r$  je pro reziduální.  $S$  se stanoví v závislosti na tlakové výšce  $h$  z rov.(6)

$$S = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{\ln(h/h_m)}{\sigma \sqrt{2}} \right] \quad (6)$$

kde  $h_m$  je střední hodnota  $h$  v log-normálním rozdělení,  $\sigma$  směrodatná odchylka.



Obr. 1. Retenční čára a její derivace. Symbol ■ ( $h = -57,5$  cm) označuje oddělení strukturální (nalevo) a matriční (napravo) domény.



Obr. 2. Křivka rozdělení pórů odvozená z Obr. 1. Symbol ■ označuje oddělení dvou domén, matriční (pod  $r = 26 \mu\text{m}$ ) a strukturální (větší než  $r = 26 \mu\text{m}$ ).

Od rov. (6) už zbýval pouhý krok k úpravě pro bi-modální pórovitost. Rovnice retenční čáry pro teoreticky předpokládané log-normální rozdělení je (Kutílek, 2004)

$$S_i = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{\ln(h_i / h_{mi})}{\sigma_i \sqrt{2}} \right] \quad (7)$$

Za index  $i$  se dosazuje  $i=1$  pro matriční,  $i=2$  pro strukturální doménu. Tímto způsobem se RČ popisuje pouze na základě modelu, tedy fyzikálně. Nedostatkem zatím je to, že rovnice nevystihuje propojenost pórů, bylo by třeba ji doplnit o vztahy odvozené z perkolační teorie pro větší zpřesnění. Avšak již v tomto stavu je pokrokem, protože vychází z distribuční funkce velikosti půdních pórů a nevyžaduje fitovací parametry. Výsledkem aplikace (7) jsou dvě samostatné RČ pro matriční a strukturální doménu, obr. 3.

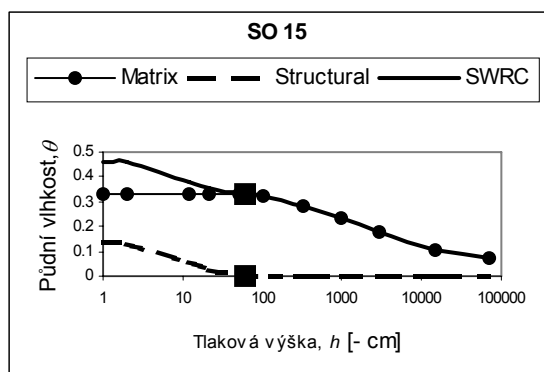
Pro nenasycenou relativní vodivost  $K_R(h) = K(h)/K_S$  se užívá nejčastěji postupně upravovaný vztah (Childs and Collis George, 1950, Fatt and Dijkstra, 1951, Burdine, 1953, Mualem, 1976)

$$K_R = S^\alpha \left[ \frac{\int_0^r r^\beta g(r) dr}{\int_0^\infty r^\beta g(r) dr} \right]^\gamma \quad (8)$$

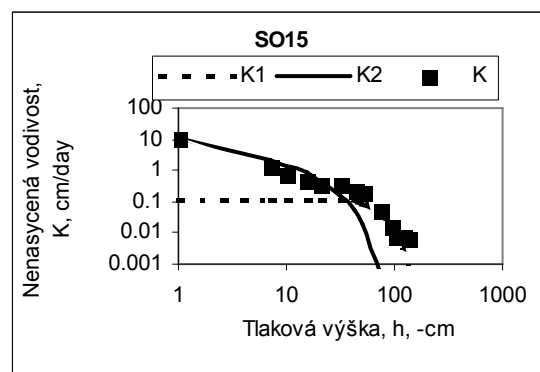
kde  $g(r)$  je distribuční funkce velikosti půdních pórů,  $K_S$  je nasycená hydraulická vodivost,  $\alpha, \beta, \gamma$  jsou fitovací parametry, pro něž uvedení autoři hledali fyzikální interpretaci, např. Mualem (1976) obdržel z modelu v kombinaci s makroskopickými (měřenými) hodnotami  $\alpha = 0,5, \beta = 1, \gamma = 2$ . Protože však v mnoha případech při fitování vycházely také záporné hodnoty, je obtížně představitelné, že by tyto parametry měly přímo reprezentovat buď tortuozitu proudového vlákna, nebo kontinuitu půdních pórů. Další podstatnou námitkou je uniformní hodnoty parametrů v celém rozsahu velikosti pórů. Tento druhý nedostatek je částečně eliminován, jestliže se řeší odděleně hydraulická vodivost strukturální a matriční domény. V takovém případě je také výhodné dosadit za  $g(r)$  log-normální tvar distribuční funkce (PDF). Takto navrhl Kosugi (1999) funkci  $K_R(h)$  a po úpravě pro bi-modální rozdělení distribuční funkce velikosti půdních pórů je (Kutílek, 2004)

$$K_i = \sum_i K_{Si} S_i^\alpha \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \left( \ln \frac{h_i}{h_{mi}} \right) \frac{1}{\sigma_i \sqrt{2}} + \frac{\beta_i \sigma_i}{\sqrt{2}} \right] \right\}^\gamma \quad (9)$$

Tímto způsobem byly získány dvě funkce  $K_i(h)$ , pro  $i=1$  hydraulická vodivost matričního domény a pro  $i=2$  strukturální domény. Výhoda rozdělení obou domén se projevila jednak v možnosti stanovení odlišných hodnot fitovacích parametrů, neboli  $\alpha_1 \neq \alpha_2, \beta_1 \neq \beta_2, \gamma_1 \neq \gamma_2$  (Kutílek, 2004). V praktickém použití pak lze odděleně řešit např. preferenční proudění, nebo vliv půdní struktury na transportní procesy (Kutílek, 2008a), Fig. 4. Hodnoty parametrů  $\alpha, \beta, \gamma$  byly zatím stanoveny empiricky, protože



Obr. 3. Oddělení retenčních čar v matriční a strukturální doméně pórů. Znárodněná je také celková retenční čára SWRC.

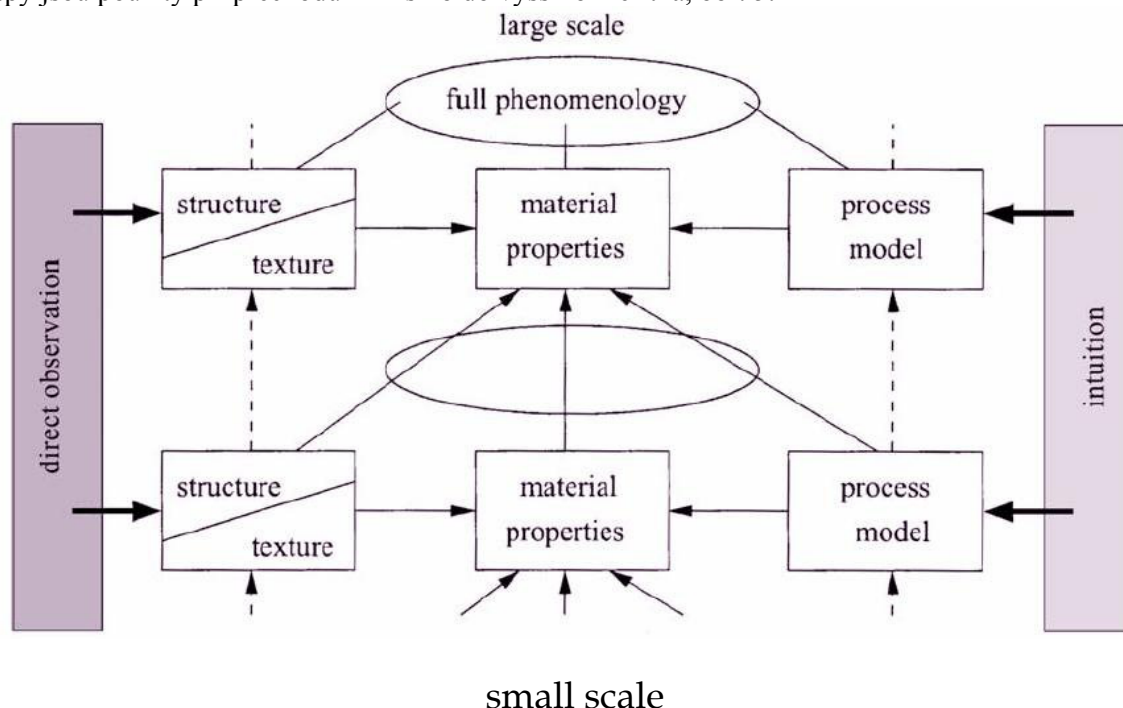


Obr. 4. Oddělení nenasycené hydraulické vodivosti  $K$  pro matriční ( $K_1$ ) a strukturální ( $K_2$ ) doménu.

hodnoty odvozené Mualemem a běžně v modelování používané způsobovaly chyby až v řádu, a to především ve strukturální doméně, tedy při praktickém řešení preferenčního proudění (Kutílek, 2008a, 2008b). Přestože rov. (7) a (9) jsou již odvozovány z určitých měřitelných charakteristik pórového systému půdy, zůstává stále ještě nedořešené vyhodnocení tortuozity a konektivity pórů běžněji dostupnými metodami, což předpokládám že jsou vlastnosti projevující se především v řešení hydraulické vodivosti u preferenčního proudění.

### Přechod na větší měřítka

Při přechodu z pedotopu na měřítka větších půdních celků a především na měřítka malého povodí se nejprve předpokládalo, že půdní struktura a hydrologické funkce spolu s jejími parametry představují hierarchické uspořádání a Vogel a Roth (2003) mluví o škálovém (měřítkovém) postupu. Tento postup, autory nazývaný scaleway je založený na předpokladu, že (a) strukturální jednotky v širším slova smyslu jsou přímo pozorovatelné. (b) tyto strukturální jednotky jsou spojené s materiálovými charakteristikami, ovládajícími transportní procesy a jsou popsitelné rovnicemi a kódy, (c) stochastické postupy jsou použity při přechodu z nižšího do vyššího měřítka, obr. 5.



Obr. 5. „Scaleway“ pro přechod od malého měřítka k velkému podle Vogela a Rotha (2003). Ze schématu vyplývá, že při deterministickém, byť stochasticky doplněném postupu není možné zanedbat podrobné studium transportních procesů na pórovém a pedonovém měřítku.

### Scénáře hydrologických modelů malých povodí

Ve scénářích hydrologických modelů se často objevují závěry z materiálů Mezinárodního panelu pro klimatické změny (IPCC). Především se jedná o prognózy s těmito charakteristikami jako důsledky globálního oteplování:

1. Aridizace vyvolaná jednak vyššími, tzv. katastrofickými teplotami a nižším ročním úhrnem srážek.
2. Stoupající nerovnoměrnost rozdělení srážek.
3. Stoupající četnost orkánů.

K prověření hodnověrnosti postupů a závěrů IPCC je nutné se zastavit u klíčového tvrzení IPCC, že současné globální oteplování je způsobované skleníkovým efektem. Skleníkový efekt je vědeckým nezpochybnitelným poznatkem. Je způsobován skleníkovými plyny, tedy vodní párou, metanem, oxi-

dem uhličitým, oxidy dusíku ad. Ztotožňovat globální oteplování s působením skleníkového efektu je však neproověřená hypotéza. Klimatické změny jsou způsobované kromě skleníkového efektu sedmi faktory a když opominu kontinentální drift jako velice dlouhodobě působící, zbývá šest faktorů, které se mohou v současném globálním oteplování a v nejbližších budoucích změnách projevit: (1) Milankovičovy cykly, způsobující téměř pravidelné střídání glaciálů a kratších interglaciálů v pleistocénu, (2) změny sluneční aktivity, působící silně na současnou klimatickou oscilaci podle Svensmarkovy hypotézy, (3) termohalinová cirkulace, která byla pravděpodobně narušená i v holocénu, (4) koncentrace aerosolů v atmosféře, zvláště v důsledku exhalací a vulkanických erupcí, (5) změny vegetačního krytu, které se projeví nejvýrazněji zemědělskou revolucí a (6) změna magnetického pole Země, s vlivem na klima zatím méně probádaným.

*Testováním skleníkové hypotézy* v časovém období historie homo sapiens sapiens se pokusím obnovit historickou paměť druhu homo sapiens sapiens. Podle nálezu v lokalitě Omo v Africe se objevil homo sapiens sapiens již před počátkem posledního eemského interglaciálu, který bývá také označován jako R/W, (tj. období mezi risským = vartským a würmským = viselským glaciálem), tedy před 130 000 lety. V některých studiích je počátek našeho druhu posunut až do roku 200 000 let před současností, tedy hluboko do předposledního vartského (risského) glaciálu. Do Evropy se však homo sapiens sapiens dostal až kolem roku 40 000 před současností, o dvacet tisíc let později než začal svou pouť do Asie. Při studiu klimatických změn soustředím pozornost na celé období od počátku eemského interglaciálu až po současnost, protože se domnívám, že pro nás je toto období časem naší minulosti, která se jako každá historie promítá určitým způsobem do naší přítomnosti. Její přírodní podmínky by nám proto měly být nejbližší a měli bychom je studovat bez jakékoliv předpojatosti.

*Eemský interglaciál (R/W)* 130–115 tisíc let před současností se vyznačoval podobným klimatem, jako je v našem holocénu, pouze teploty byly zřetelně vyšší podle nálezů fauny, zbytků fosilních a pohřbených půd, rozborů stalagmitů a dalších proxy-dat (Ložek, 2007, Smolíková, 1990, Pelejero ad., 2003). Těmto pozorováním odpovídají i nálezy korálů (Felis ad., 2004). V nejteplejší fázi dosahovaly stromy daleko na sever až do dnešní tundry v severním Norsku, duby rostly v Oulu ve Finsku. Protože teploty byly o 3 až 5 °C vyšší než současné, a to po dobu tisíce let, byla úroveň hladiny moří o 4 až 5 m vyšší než současná a Skandinávie byla ostrovem. *Koncentrace CO<sub>2</sub> kolísala v rozmezí 262 až 287 ppm (parts per milion) v celém interglaciálu, byla tedy bez vlivu na toto období teplého klimatu.* Dominantní vliv na vývoj klimatu mělo působení Milankovičových cyklů, dále pravděpodobně spolupůsobily změny sluneční aktivity (Kirkby ad., 2004), které se zřejmě projeví v klimatických oscilacích, patrných ve výsledcích rozborů ledu z vrtu v antarktické stanici Vostok.

*V době nástupu holocénu* byly 2 krátké chladné oscilace, starší Dryas (přibližně před 14 000 roky) a mladší Dryas (zhruba před 12 500 roky). Rychlost oteplování po starším Dryasu byla 0,79 °C/100 let, tedy mírně vyšší než je současná rychlost oteplování, avšak po mladším Dryasu se rychlost oteplování zvýšila až na 2,1 °C/100 let, což je hodnota, která by v projevech aktérů IPCC vzbudila pocity konce světa, protože slovo katastrofa by jim už nedostačovala. Neboť to byla rychlost trojnásobně větší než současná, a ta podle IPCC vede ke katastrofě. Podle analýz z vrtu Vostok byla koncentrace CO<sub>2</sub> v rozmezí 236 až 263 ppm. Neměla tedy žádný vliv ani na chladné oscilace, ani na oteplování. Hlavním faktorem způsobujícím globální přechod z glaciálu do interglaciálu byl Milankovičův cyklus. Na teplých a chladných oscilacích se pravděpodobně podílely dva faktory, jednak změny sluneční aktivity a nejspíše i dočasně mírně narušená termohalinová cirkulace.

*Nejteplejší globální období v holocénu* proběhlo v časovém rozmezí zhruba od 9 až do 5,8 tisíce let před současností. Bylo nazváno HTM (holocenní teplotní maximum). Teploty byly vyšší než současné. Hlavním faktorem byly Milankovičovy cykly, Země dostávala o 8 % víc slunečního záření než dnes. Střední a severní Evropa zaznamenala nejvýrazněji vyšší teploty než je současná, a to především v letním období (Davis ad., 2003). Podobný vzestup teplot byl zjištěn i v severní a střední Sibiři (Koshkarova, Koshkarov, 2004). HTM v Arktidě bylo zjištěno v období od 8 000 do 6 500 roků před současností s průměrnou teplotou převyšující současnou o 1,5 °C, v létě až o 2 až 3 °C (Caseldine ad., 2006), kdy dnešek je charakterizován průměrnou teplotou za dobu 1961 až 1990. V ostatních regionech byly vzestupy teploty méně výrazné. Nepravidelnosti v časovém rozmezí a výšce teplot jsou čas-

to zdůrazňovány, aniž by se však zpochybňovala existence HTM (Kaufman ad., 2004). *Koncentrace CO<sub>2</sub> v ovzduší byla zhruba konstantní od 258 ppm kolem roku 10 000 do 262 ppm v letech kolem 6 200 před současností, potom mírně stoupla na 268 ppm. Koncentrace CO<sub>2</sub> nemohla mít žádný vliv na oteplení.* Přestože již v materiálech IPCC 2001 se toto nejteplejší holocenní období nepopírá, v souhrnech autoři tvrdě zastávají názor, že naše současné globální teploty nemají obdoby a skleníková hypotéza se pokládá za prokázanou. Další chybou je tvrzení o současné dezertifikaci: V období mezi roky 16 000 až 6 500 před současností byla Sahara pod vlivem monsunových dešťů a z větší části ji pokrývala vegetace typická pro savanu. Byla tam jezera, v dnešních wadi proudila trvale voda a na celé ploše bylo množství zvěře. Z analogie tedy vyplývá, že současné oteplování rozhodně nemá a nebude mít za následek vzrůst Sahary a obecně dezertifikaci, jak se tvrdí v materiálech IPCC a u zastánců skleníkové hypotézy.

*Římská teplá perioda (RTP)* je dokumentovaná v období 200 př.n.l. (případně 0) až 300 n.l. Římané v Anglii pěstovali vinnou révu, což je nezpochybnitelný doklad o teplotách převyšujících současné oteplení. Martinez-Cortizas ad. (1999) prokázali z analýz vrtů v rašeliništích severního Španělska, že teploty v RTP byly o 2,5 °C vyšší než naše současné. Petersen ad. (2007) zjistili ze schránek měkkýšů existenci RTP a větší slanost Baltského moře. McDermott ad. (2001) potvrdili existenci RTP a také chladnou periodu následného Temného věku (Dark Ages) z petrografických a chemických analýz 3 stalagmitů v Irsku. Niggemann ad. (2003) potvrdili totéž ze stalagmitů v severním Německu a Kva-vadze a Connor (2005) z pylových analýz v Gruzii, pouze s mírným časovým posunem některých period. Podobné zjištění předložil Campbell (2002) z jezerních sedimentů v Albertě v Kanadě. Haug ad. (2003) uvedl, že v předklasické Majske periodě vzkvétala civilizace kolem roku 150 n.l. Podobně Bao ad. (2004) zjistili z proxy dat, že v severozápadní Číně byla teplá perioda v době 2 200 až 1 800 let před současností s teplotami vyššími než jsou současné a citují z čínské literatury podobná zjištění ve střední a východní Číně. Oproti tomu Ge ad. (2004) referovali o časovém posunu v určitých regionech. *Koncentrace CO<sub>2</sub> se prakticky neměnila před nástupem a po nástupu periody.*

*Chladná perioda Temného věku (Dark Ages Cool Period)* se vyznačovala teplotním minimem kolem roku 600. Dokumentují ji autoři McDermott ad.(2001) v Irsku, Martinez-Cortizas ad. (1999) v severním Španělsku. Haug ad. (2003) uvádí, že ve stoletém posunu tohoto období se postupně snižovaly srážky a vzniklá první krize Majů způsobila odchod obyvatelstva z měst. Hlavním faktorem této chladné periody byla pravděpodobně snížená sluneční aktivita. *Koncentrace CO<sub>2</sub> byla konstantní.*

*Středověká teplá perioda* je prokázána v období kolem roků 850 až 1150 (někdy je uváděný letopočet 1280, ve střední Evropě až 1400, ovšem s přerušením chladnějšími oscilacemi). Teploty byly vyšší než současné, regionálně nejčastěji kolísající v rozmezí 0,5 až 1 °C, ale někdy dosahující až 4 °C Na mnoha lokalitách se pěstovaly rostliny, pro které by současné regionální klima bylo příliš chladné. V Čechách na Kolínsku sedláci pěstovali melouny. V Porýní rostly fíkovníky. Ve Skotsku se obdělávala půda i ve výškách nad 350 n.m. tam, kde dnes jsou pouze pastviny. V Anglii se pěstovala vinná réva až v severním hrabství Yorkshire (Houghton, 1995, 1998). Na Islandu vysévali Vikingové ječmen. Podle grafu v Internetovém žurnálu CO<sub>2</sub> Science (Idso, C.D., Idso K.E., 2007) z října 2007 v rámci projektu MWPP (Medieval Warm Period Project) bylo zpracováno 32 vědeckých publikací v recenzovaných žurnálech, viz obr. č. 13. V 91 % publikací se uvádí, že maximální teploty ve Středověké teplé periodě byly vyšší než je současná globální teplota. Nejčastěji se objevoval odhad teploty vyšší o 0,5 až 1 °C. Ve 38 % publikací se uvádějí teploty ještě vyšší, a to v rozmezí 1 až 3,5 °C. Podle Martinez -Cortizase ad. (1999) byly v severním Španělsku po 80 let teploty o 3 °C vyšší než je současný průměr za 40 let. V materiálech IPCC jsou však opublikovány teploty menší než je dnešní úroveň a oteplování v této periodě je např. v modelech Manna a Jonese (2003) podstatně zkrácené, a to zřejmě účelově, aby byla zachována Mannova chybná „hokejka“. Tímto termínem se obrazně prezentuje nepravdivé tvrzení, že po několik staletí byla teplota téměř neměnná a pak v posledních 150 letech strmě stoupá, jako se prudce zvedá čepel hokejky, když je hůl držena vodorovně. Goosse ad. (2006) je již opatrnější, přiznává STP, i když s teplotami nepřekračujícími současný globální průměr, a vysvětluje „mírné“ oteplení rozvojem zemědělství a změnou vegetačního pokryvu. V modelech současného oteplení však změny vegetačního pokryvu již neuvažuje. Z vybraných publikovaných výzkumů vyplývá,

že Středověká teplá perioda byla ve valné většině případů zřetelně teplejší než je naše současná teplá perioda, která je označovaná v materiálech IPCC jako nejteplejší. Zároveň výzkumy prováděné i na jižní polokouli přinášejí výsledky o tom, že STP není omezená regionálně, jak se mylně naznačuje v 6. kapitole IPCC 2007 pojednávající o Paleoklimatologii (Solomon ad., 2007). *Koncentrace CO<sub>2</sub> se prakticky nezměnila od doby předcházejícího ochlazení.* Nejčastějším objektivním vysvětlením STP je silná sluneční aktivita, dále se uvažuje změna vegetačního pokryvu rozvojem zemědělství, i když tento faktor je zřejmě omezen jen na Evropu a Čínu, a je tedy méně pravděpodobné, že by pro svou relativně menší rozlohu zapůsobil globálně silněji. V této souvislosti musím upozornit také na chybné formulace v IPCC, podle nichž je soudobé oteplování charakteristické nejvyššími teplotami v miléniu.

*Malá doba ledová* začala mírnými výkyvy teplot kolem roku 1350. Její hlavní nástup je kolem roku 1450. Minimální teploty jsou v rozmezí let 1630 až 1730. *Koncentrace CO<sub>2</sub> se prakticky nemění a nemůže způsobovat klimatickou oscilaci.* K pravděpodobně působícím faktorům se řadí značně snížená sluneční aktivita (Svensmarkova teorie) a pravděpodobně snížená termohalinová cirkulace, oslabení Gólfského proudu v důsledku předchozí Středověké teplé periody.

*Skleníková hypotéza nebyla potvrzená v sedmi „klimatických experimentech“ jimiž byly klimatické oscilace v pleistocénu a holocénu.* Hypotéza o dominantním vlivu skleníkových plynů a skleníkového efektu na současné globální oteplování je proto zamítnutá. Zároveň nepopírám, že se skleníkový efekt podílí na globálním oteplení, není však dominantní a jeho míra podružnosti zatím nebyla stanovená. Proto také zpochybňuji prognózy obsažené v materiálech IPCC a nesouhlasím s vytvářením prognostických scénářů v hydrologii.

Scénáře těchto typů modelů výstižně popsal významný hydrolog, Čechokanaďan Vít Klemeš (1996, 2000) v eseji *„Analýza rizik: Nesnesitelná šikovnost podvádění“*. Když psal o dopadu klimatických změn, použil v souvislosti s modely slova: *Od blafování k metablafování.* Nejprve uvedl, že scénáře modelů jsou velice ambiciózními úkoly, které jsou vystaveny nejistotám ve větší míře než je „prosté“ vědecké bádání. Proto jsou mnohem nesnadnější, než je rekonstrukce příčin jasně definovaných událostí a jevů, což je hlavní záležitostí tradičních věd. Navíc se jedná o kombinaci neobyčejné obtížnosti s výraznou sociální zodpovědností, protože mají poskytnout vodítko pro akci, a tím se liší od věd, které jsou hromaděním znalostí. Jako příklad můžou posloužit vojenské operace, kde rozhodnutí založená na nerealistickém scénáři vedou k pohromám a katastrofám ještě za života tvůrců scénářů s nepříjemnými důsledky od ztráty zaměstnání přes vězení až k rozsudku smrti. Proto byly scénáře tvořeny s nesmírnou opatrností a v kolektivech zkušených znalců. Dále doslovně píše: *„Bohužel, stav a důvěryhodnost scénářů [modelů] byly v současné době neobyčejně narušeny, a podle mého mínění za to může široce rozšířená zneužití a trivializace modelování dopadů klimatické změny. Došlo k tomu vlivem několika faktorů působících současně: 1. Modely změn jsou počítány pro dlouhodobé horizonty (přes 50 let), což vylučuje pro tvůrce jakákoliv rizika spojená s odhalením chyb. To vede ke zmenšení pocitu odpovědnosti a k arogantním postojům. 2. Ať už z dobré vůle, nebo z pocitu vypočítavosti se projevuje povolnost k existujícím politickým a manažerským tlakům, které směřují k aplikaci postupů zcela vzdálených od současného stavu poznání. 3. Snadnost s jakou mohou amatéři a diletanté rozvíjet scénáře o vlivu jakkoliv odvozených klimatických změn.“*

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury AVČR (Projekt GAČR 526/08/0434).

## Literatura

- Bouma, J., 1982. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 438 – 441.
- Bouma, J., 1990. Using morphometric expressions for macropores to improve soil physical analyses of field soils. *Geoderma*, 46: 3 – 13.
- Bouma, J. 2006. *Hydropedology as a powerful tool for environmental policy research.* *Geoderma*, 131: 275 – 286.

- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Trans.Am.Inst.Min. Metall.Pet.Eng.*, 198: 71 – 77.
- Bryant, R.B., Gburek, W.J., Veith, T.L., Hively, W.D. 2006. Perspectives on the potential for hydropedology to improve watershed modeling of phosphorus loss. *Geoderma*, 131: 299 – 307.
- Childs, E.C. & Collis-George, N. 1950. The permeability of porous materials. *Proceedings of the Royal Society, London Series A*, 201: 392 – 405.
- Fatt, I., Dijkstra, H. 1956. Relative permeability studies. *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 192: 249 – 255.
- Gburek, W.J., Needelman, B.A., and Srinivasan, M.S. 2006. Fragipan controls on runoff generation: Hydropedological implications at landscape and watershed scales. *Geoderma*, 131: 330 – 344.
- Klemeš, V. 2000. Risk Analysis: The Unbearable Cleverness of Bluffing. In: C.D. Sellars (Ed.) *Common Sense and Other Heresis. Selected Papers on Hydrology and Water Resources Engineering*. Canadian Water Resources Association, Cambridge, Ontario, Canada. Původně přednáška na Third IHP/IAHS George Kovacs Colloquium on RISK, RELIABILITY, UNCERTAINTY AND ROBUSTNESS OF WATER RESOURCES SYSTEMS, UNESCO, Paris, 19–21 September, 1996.
- Klemeš, V. 2007. 20 years later: What has changed – and what hasn't . Association Lecture presented in the first plenary of the IAHS General Assembly in Perugia, 9 July 2007.
- Kosugi, K., 1994. Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.*, 30: 891 – 901.
- Kosugi, K., 1999. General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with lognormal pore-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63: 270 – 277.
- Kutílek, M., 1966. *Vodohospodarska pedologie*, 1. vydání. SNTL Praha.
- Kutílek, M., 2004. Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil Till. Res.*, 79: 175 – 184.
- Kutílek, M., Nielsen, D. R. 2007. Interdisciplinarity of hydropedology. *Geoderma*, 138: 252 – 260.
- Kutílek, M., Jendele, L. 2008. The structural porosity in soil hydraulic functions. *Soil and Water Res.*, in press.
- Kutílek, M., Jendele, L., Krejča, M. 2008. Comparison of empirical, semi-empirical and physically based models of soil hydraulic functions derived for bimodal soils. *Přijato v Journal Contaminant Hydrology*.
- Lin, H. 2003. Hydropedology: Bridging Disciplines, Scales, and Data. *Vadose Zone J.* 2: 1 – 11.
- Lin, H., Bouma, J., Wilding, L. P., Richardson, J. L., Kutílek, M., Nielsen, D. R. 2005. Advances in hydropedology. *Advances in Agronomy*, 85: 1 – 89.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12: 2187 – 2193.
- Othmer, H., Diekkrüger, B., Kutílek, M., 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 152: 139 – 150.
- Pachepsky, Ya.A., Mironenko, E.V., and Schcherbakov, R.A., 1992. Prediction and use of soil hydraulic properties. In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (Editors.), *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. Univ. Of California, Riverside, CA, pp. 203–213.
- Pachepsky, Y, Gimenez, D, Lilly, A., Nemes, A. 2008. Promises of Hydropedology, submitted to *CAB Reviews: Perspectives in Agriculture, Veterinary Science, Nutrition and Natural Resources*.
- Šimůnek, J., Jarvis, N.J., van Genuchten, M.Th. and Gärdenäs, A., 2003. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *J. Hydrol.*, 272: 14 – 35.
- Vogel, H.-J. and Roth, K., 2003. Moving through scales of flow and transport in soil. *J.Hydrol.*, 272: 95 – 106.

**Literatura ke kapitole Scénáře hydrologických modelů malých povodí** je uvedena v právě vycházející knize: Kutílek, M. 2008. *Racionálně o globálním oteplování*. Dokořán, Praha.

# Změna teploty drenážní vody – jeden z podkladů k ověření hypotéz o tvorbě drenážního odtoku ve svahu

Tomáš Kvítek, Antonín Zajíček, Markéta Kaplická  
Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., 157 24 Praha 5

## Abstrakt

Měření teploty drenážní vody a odtoku probíhá na experimentálním povodí Dehtáře na Českomoravské vrchovině, v kraji Vysočina v okrese Pelhřimov. Drenážní systémy zde byly vybudovány na lokalitách s kambizeměmi oglejenými a pseudogleji modálními na pararulách, středně těžkými až těžkými, slabě až středně skeletovitými, se sklonem k dočasnému zamokření. Kvartérní pokryvy povodí Dehtáře jsou tvořeny svahovými hlínami a hlinitými deluvii, z hydrogeologického hlediska se jedná o izolátory. Z rozboru jednotlivých průtokových událostí za období minulých tří let v povodí Dehtáře se ukazuje, že náhlá změna drenážního průtoku je doprovázena změnou teploty drenážní vody a tyto změny jsou odlišné v letním a zimním období. V chladné části roku je vzestupná větev průtokové události doprovázena poklesem teploty drenážní vody, a naopak na poklesové větvi průtokové události teplota drenážní vody stoupá. V teplé části roku teplota drenážní vody kopíruje chod průtoků, při vzestupné fázi průtokové události roste, na poklesové větvi klesá. Tyto vztahy se projevují jak na plošné systematické drenáži, tak i na záchytných drénech a pramenných vývěrech a to nejen na jedné odvodněné lokalitě. Na základě analyzovaných průtokových událostí se ukazuje jako nejpravděpodobnější hypotéza, že drény jsou napájeny vzestupnými puklinovými pramennými vývěry (podchycenými při výstavbě drenáže), které jsou preferenčními cestami spojeny s oblastí mělkých velmi propustných půd při rozvodnici (infiltrační oblasti).

**Klíčová slova:** teplota drenážní vody, odtok, systematická drenáž, pramenné vývěry, infiltrační oblast.

## Úvod

S rozvojem výstavby drenážních systémů v 60. – 90. letech minulého století ve vrchovinných oblastech státu došlo k významným zásahům do vodního režimu těchto oblastí. V minulých letech byla diskutována otázka zrychleného odtoku podzemních vod drenážním systémem, drenážní systémy byly prezentovány jako prvky provádějící pouze transport vody a dále i jako opatření zvyšující retenční a akumulaci prostor pro zasakování srážek. Co nebylo v dřívějších letech výrazně diskutováno a zkoumáno, byla problematika vlivu zdrojových oblastí (terminologie hydrologická) nebo též infiltračních oblastí (terminologie hydrogeologická) drenážních systémů na koncentrace a odnos živin, délka doby zdržení zasakující vody v systému půda – hornina. Pro oblast krystalinika (krystalické horniny, především ruly a žuly v oblasti vrchovin a pahorkatin pokrývají více než polovinu výměry území ČR) převládá představa, že drenážní odtok vzniká ze zasakujících srážek na odvodněných plochách, a proto je riziko znečištění drenážních a podzemních vod omezeno pouze na drenážované plochy. Tvorba odtoku na svahu není prozatím dobře popsána a pochopena. Je však známo, že odtok se vytváří ve zdrojové, infiltrační oblasti, tj. v oblasti rozvodnic, kde heterogenita, malá mocnost půdního pokryvu a poruchy struktury půdy a geologického podloží (preferenční cesty) vytvářejí předpoklady pro intenzivnější zasakování srážek.

## Materiál a metody

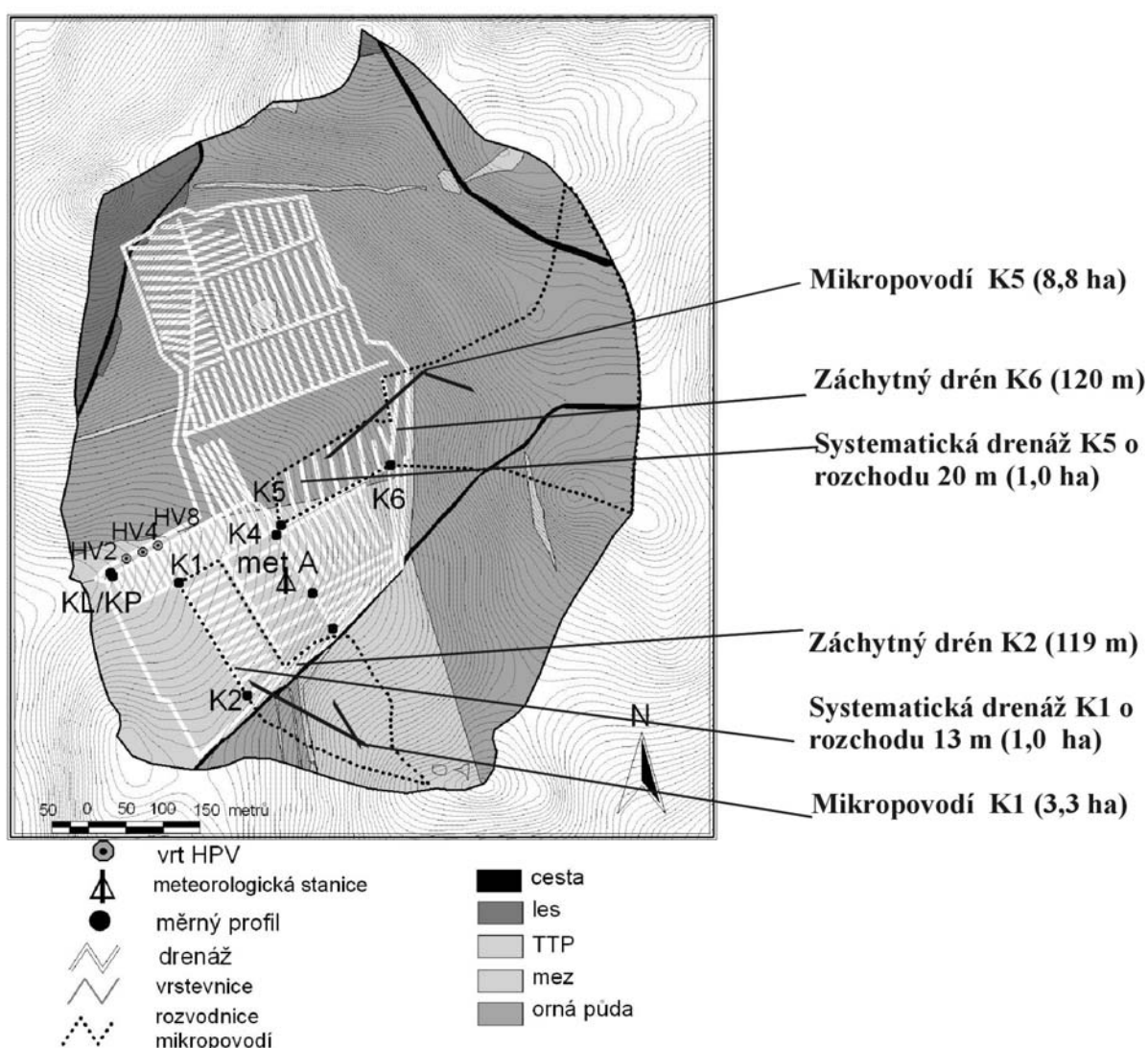
Teplota drenážní vody patří mezi běžně sledované parametry, ale teprve její kontinuální měření na drenážních systémech přineslo zajímavé poznatky o tvorbě drenážního odtoku v oblasti krystalinika ČR.

Měření teploty drenážní vody a odtoku probíhá na experimentálním povodí VÚMOP, v.v.i. – Dehtáře. Povodí Dehtáře se nachází na Českomoravské vrchovině, v kraji Vysočina v okrese Pelhřimov. Povodí je situováno severovýchodně od Pelhřimova v blízkosti komunikace I. třídy E 551 mezi obcemi Deh-



táře a Kojčice při západním okraji mapového listu ZM ČR 23-14-10. Povodí zaujímá plochu 57,9 ha, z toho odvodnění tvoří 19 ha (tj. cca 33 %). Závěrový profil povodí má souřadnice S-JTSK  $x = 691538,72$   $y = 1117659,09$ . V povodí není vyvinuta povrchová vodoteč.

Zájmové území (viz obr. 1) je tvořeno převážně zemědělskou půdou s minimálním zastoupením lesa (severozápadní a severní část). V nejnižší jihovýchodní části povodí se nachází travní porost na odvodněném bloku půdy a v rámci experimentálního šetření vlivu infiltračních oblastí na jakost vody je zatravněna i část zdrojové oblasti drenážního systému. Zbývající zemědělská půda je využívána jako orná, převažuje pěstování obilovin. Ve středních částech svahů byly zjištěny sezónní vzestupné pramené vývěry, projevující se jako významné lokální a liniové zdroje zamokření (Haken, Kvítek, 1982, 1984). Z geomorfologického hlediska (Demek, 1987) náleží zájmové území do podsoustavy Českomoravská vrchovina, celku Křemešnická vrchovina, podcelku Želivská pahorkatina, okrsku Hořepnická pahorkatina. Jedná se o typ erozně denudačního reliéfu. Nejvyšší nadmořská výška je 549,8 m a nejnižší 497 m.



Obr. 1: Přehledná mapa povodí Dehtáře.

Z hlediska klimatického členění (Quitt, 1971) je lokalita zařazena do klimatické oblasti mírně teplé (MT 5). Srážkový úhrn se pohybuje ve vegetačním období od 350 do 450 mm, v zimních měsících od 250 do 300 mm.

Zájmová lokalita je součástí hydrogeologického rajonu 652 – Krystalinikum v povodí Sázavy (Olmer, Kessler a kol., 1990) zahrnující povodí Želivky a Sázavy. Pro území jsou charakteristické mělké zvodně, vázané na kvartérní propustné uloženiny, zóny zvětrání podložních krystalických hornin případně zóny přípovrchového rozpojení puklin. Substrátem jsou metamorfované horniny jednotvárné série pod značným vlivem moldanubického plutonu. Pararuly jsou částečně migmatizovány a pozvolně přecházejí až do migmatitů. Kvartérní sedimenty jsou zastoupeny svahovými písčými a hlínami, které dosahují mocnosti 1 – 2 m.

Hlavními půdními představiteli jsou HPJ 29 – kambizemě modální, HPJ 37 – kambizemě litické, modální až rankerové a HPJ 50 – kambizemě oglejené (odvodněná plocha). Odvodňovací systémy byly vybudovány v roce 1977, jedná se o systematickou plošnou drenáž nacházející se v západní polovině povodí. Rozchody sběrných drénů jsou 13 a 20 m, hloubka uložení sběrných drénů je 1,0 m, svodných 1,1 m; záchytné drény jsou uloženy v hloubce až 1,8 m se šterkovým obsypem. Systém je vyústěn do požární nádrže. Popis experimentálního vybavení lokality Dehtáře je zobrazen na obr. 1.

Srážkoměrná stanice K4 Dehtáře (v obr. 1 zobrazena šachtice K4) je lokalizována ve střední části povodí a zaznamenává pulsy v okamžiku jejich dosažení, v následující celou minutu pak zaznamená srážkový úhrn v n-té minutě. V období bez deště ukládá hodnoty v desetiminutovém intervalu. Tento standardizovaný srážkoměr o průměru 276 mm má záchytnou plochu 500 cm<sup>2</sup>, jeho puls je 0,1 mm. Údaje o teplotě vzduchu pocházejí z meteorologické stanice A (met A) z výšky dva metry nad terénem, časový interval záznamu je deset minut. Teploty půdy jsou zaznamenávány v desetiminutovém časovém kroku v hloubkách 0,30 m, 0,60 m, 1,00 m. Čidla jsou umístěna poblíž šachtice K1. Na měrných profilech je sledován průtok a teplota drenážní vody, jejich hodnoty jsou zaznamenávány v desetiminutovém kroku. Průtoky jsou zjišťovány měřením výšek hladin vody ultrazvukovými čidly na měrných přelivech umístěných v drenážních šachticích. Hladina podzemní vody (HPV) a její teplota je měřena ve vrtech HV2, HV4 a HV8 (hloubky vrtů 2 m, 4 m a 8 m) a zaznamenávána v intervalu 1 hodiny pomocí tlakových čidel. Vrty se nacházejí v dolní části povodí v blízkosti závěrových profilů drenážních skupin levé a pravé části povodí (KL a KP).

## Výsledky a diskuse

Výsledky měření teploty drenážní vody a průtoku potvrdily, že při zvýšených vodních stavech existují vztahy mezi těmito veličinami. Tyto vztahy se projevují jak na plošné systematické drenáži, tak i na záchytných drénech a pramenných vývěrech a to nejen na jedné odvodněné lokalitě. Ve stejný den došlo na dvou od sebe vzdálených povodích (Černíči se nachází cca 30 km severozápadně od povodí Dehtáře) k podobné změně teploty drenážní vody v závislosti na změně drenážního průtoku. Lze předpokládat, že podobné vztahy existují i na ostatních drenážních systémech, které jsou lokalizovány ve svahu. Vztahy mezi rychlou změnou průtoku a teplotou vody jsou zaznamenány i na profilu P51 v povodí Kopaninského potoka. Toto povodí je dalším experimentálním povodím VÚMOP, v.v.i., nachází se cca 5 km jv. od lokality Dehtáře a měrné místo (P51) monitoruje pramen v lese.

Z rozboru jednotlivých událostí za období minulých tří let v povodí Dehtáře se ukazuje, že náhlá změna drenážního průtoku je doprovázena změnou teploty drenážní vody a tyto změny jsou odlišné v letním a zimním období. V chladné části roku je vzestupná větev průtokové události doprovázena poklesem teploty drenážní vody, a naopak na poklesové větvi průtokové události teplota drenážní vody stoupá. V teplé části roku teplota drenážní vody kopíruje chod průtoků, při vzestupné fázi průtokové události roste, na poklesové větvi klesá.

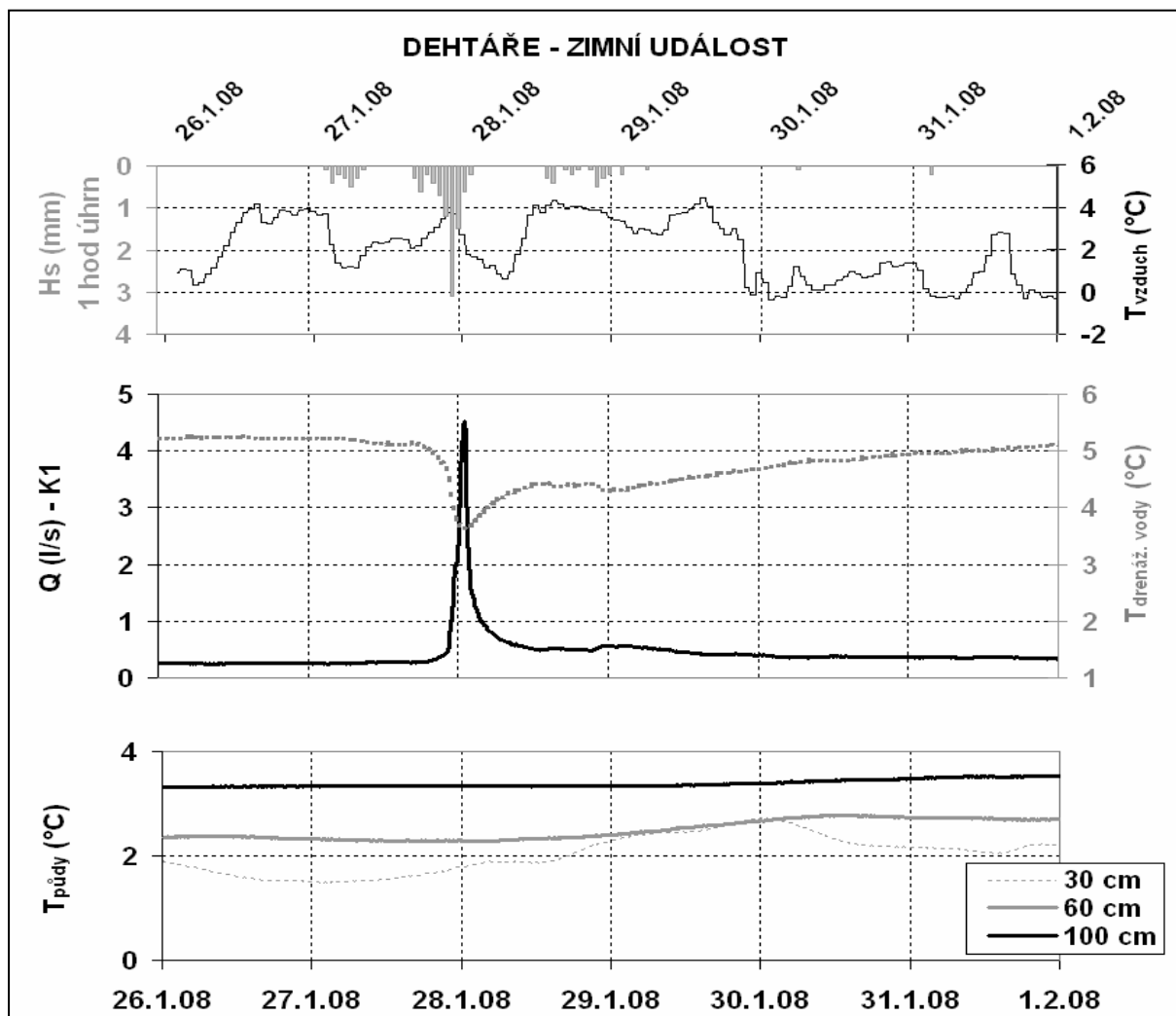
Průtokové události jsou dále podrobně analyzovány na měrném profilu K1, ale stejné změny teploty drenážní vody a průtoku je možno pozorovat i na dalších měrných místech na povodí Dehtáře.

Pro vysvětlení zmíněných rychlých změn teploty vody a současně i drenážního průtoku vycházíme ze základních předpokladů, že drenážní odtok těchto krátkých průtokových událostí může být vytvářen (A) infiltrací srážek na vybudovaném drenážním systému a voda je do drénů vedena preferenčními cestami, (B) zdvihem hladiny podzemní vody (HPV), nebo (C) vodou infiltrující v oblasti rozvodnic a pomocí preferenčních cest a puklin vedenou vzestupnými puklinovými pramennými vývěry, tzn. že se jedná o cizí vodu, která neinfiltrovala přímo na ploše drenážního systému a (D) kombinací všech uvedených případů.

Pro ověření naznačených hypotéz byla vybrána 1 událost zimního a 1 událost letního typu. Dalším důležitým podkladem byly výpočty objemu odtoku a měření propustnosti půdy.

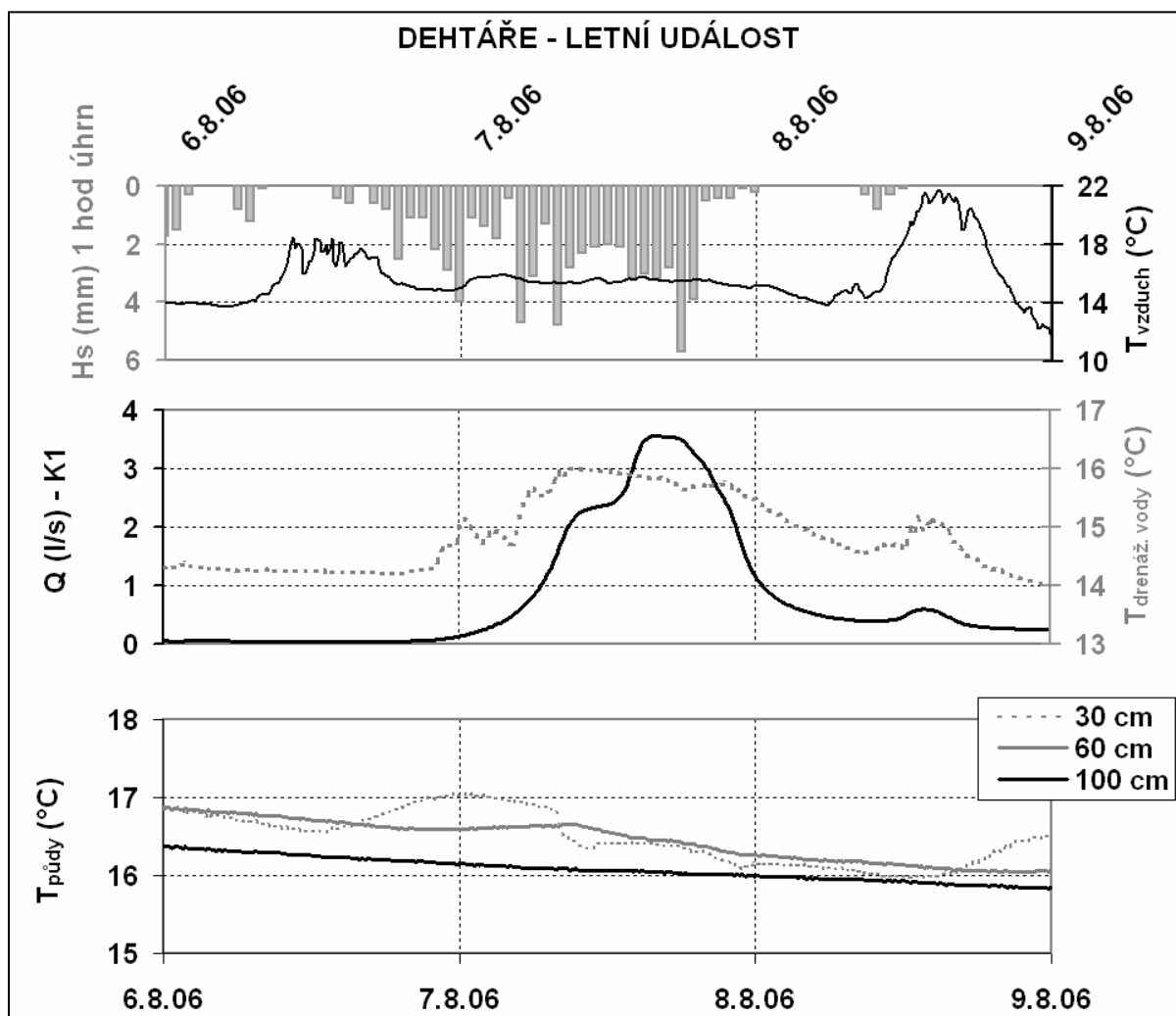
*Rozbor zimní průtokové události:* Popis zimní události na měrném profilu K1 je zobrazen na obrázku 2. Průtok se začal zvyšovat 27.1. 2008 v 17.00 hodin, kulminace nastala 28.1. 2008 v 1.00 hod. tj. po 8 hodinách, vzestupná i poklesová větev je velmi strmá, průtok se zvýšil z 0,27 l/s na 4,5 l/s. Srážkový úhrn do doby kulminace byl 9 mm, za celou událost 11 mm. Teplota drenážní vody se během události snížila z celkem stabilní hodnoty 5,2 °C na 3,6 °C. Okamžitě se zvyšováním průtoku nastává prudký pokles teploty drenážní vody. Nejnižší teplota se časově kryje s dobou kulminace průtoku. Návrat teploty vody na původní hodnotu 5,2 °C byl dosažen až 1.2. 2008. Teplota půdy v hloubkách 0,30 m a 0,60 m vykazuje mírný vzestupný trend jako opožděnou reakci na zvýšenou teplotu vzduchu během události, v hloubce 0,30 m je navíc patrné kolísání v závislosti na změnách teploty vzduchu během

Obr. 2: Průběh srážek, teploty vzduchu, teploty půdy, teploty vody a průtoku v měrném profilu K1 v průběhu průtokové události zimního typu.



dne. Teplota půdy v 1,00 m, tj. v hloubce uložení drénů je po dobu události konstantní 3,3 °C, k mírnému nárůstu na 3,5 °C došlo až po skončení události. Teplota vzduchu byla po celou dobu události vyšší než 0 °C, denní maxima mírně nad 4 °C, noční minima 0,5 °C, po skončení události došlo k ochlazení. Průtok vody na měrném profilu K1 reagoval prakticky okamžitě na srážku. Vzestupná větev průtokové události byla provázena poklesem teploty drenážní vody a naopak po kulminaci průtoku byla poklesová větev doprovázena vzestupem teploty drenážní vody. Tento popis je typický pro teplotně chladnější část roku (zimní období).

Obr. 3: Průběh srážek, teploty vzduchu, teploty půdy, teploty vody a průtoku v měrném profilu K1 při letní průtokové události v srpnu 2006.



*Rozbor letní průtokové události:* Průběh letní průtokové události na měrném profilu K1 je zobrazen na obrázku 3. Tato událost probíhala od 6.8. do 8.8. 2006, srážkový úhrn byl za tyto 3 dny 75 mm. Teplota vzduchu se pohybovala mezi 21,3 °C a 11,7 °C, denní chod byl nevýrazný vzhledem k intenzivním srážkám a v době události byla teplota vzduchu mírně pod 15 °C. Prudké zvýšení průtoku nastalo s mírným zpožděním po začátku srážek. Průtok se zvýšil z hodnoty 0,057 l/s na kulminační průtok 3,55 l/s za 20 hodin, vzestupná i poklesová větev hydrogramu jsou strmé. Teplota drenážní vody kopírovala průběh průtoku, nárůst teploty drenážní vody začal okamžitě se zvýšením průtoku. Teplota drenážní vody se na začátku této události pohybovala na úrovni 14,3 °C, maximální zaznamenaná teplota dosahovala 16,0 °C, ke konci události se vrací na teplotu 14,0 °C. Teploty půdy ve všech měřených hloubkách vykazovaly klesající trend, v hloubce 0,30 m je naznačena denní amplituda, v hloubce 1,00 m (uložení drénů) je trend teploty půdy lineární a mění se z teploty 16,3 °C na 15,8 °C

a v období okolo kulminace průtoku teplota půdy nevykazuje výrazné změny. S rostoucím průtokem teplota drenážní vody rostla a s klesajícím klesala, což je průběh typický pro letní průtokové události.

Propustnost půdy je na povodí měřena od podzimu roku 2004 vždy dvakrát ročně, na jaře a na podzim. Výsledky poukazují na obrovskou variabilitu hodnot nasycené hydraulické vodivosti půdy. Jako příklad je zde uvedeno měření z 18.10. 2007 dvouválcovou metodou s vyhodnocením dat dle Nestěrova. Měření se uskutečnilo na systematické drenáži K1 s rozchodem drénů 13 m. Tři měření byla provedena v povrchové vrstvě půdy přímo nad drénem a byla zjištěna nasycená hydraulická vodivost od 28 – 125 cm / den; další tři měření byla provedena mezi drény, s hodnotami 25 – 85 cm / den.

Drenážní systémy byly vybudovány na lokalitách s kambizeměmi oglejenými a pseudogleji modálními na rulách, středně těžkými až těžkými, slabě až středně skeletovitými, se sklonem k dočasnému zamokření. Hejnák (2005) popsal kvartérní pokryvy povodí Dehtáře, ty jsou tvořeny svahovými hlínami a hlinitými deluvii, z hydrogeologického hlediska se jedná o izolátory.

Základní údaje o odtoku dalších analyzovaných průtokových událostí jsou uvedeny v tabulkách 1 a 2. Při srovnání odtoku ze dvou mikropovodí (vymezených orograficky k měrnému profilu K1 a K5), dvou záchytných drénů (měrné profily K2, K6) a dvou drenážních skupin (rozdíly v odtoku mezi měrnými profily K1-K2 a K5-K6) o stejné ploše 1 ha s rozdílným rozchodem drénů vyplývá, že systematická drenáž o rozchodu drénů 20 m (K5) má větší odtok než systematická drenáž o rozchodu drénů 13 m (K1). Pokud by byla drenáž napájena pouze vodou vlastní – vodou ze srážek (za podmínek obdobných hydrogeologických charakteristik obou drenážních skupin), která infiltrovala přímo na drenážované lokalitě a následně podpovrchovým odtokem ve svahu by byla zachycena drény, pak by musely být objemy odtoku z obou drenážních skupin o rozdílném rozchodu stejné a doba reakce odtoku na srážku na drenážní skupině s intenzivnějším rozchodem kratší. Doba od začátku růstu průtoku po kulminaci pro událost ze dne 20 – 23.1. 2005 u měrného profilu K1 byla 4.50 hod., u profilu K5 byla 1.30 hod., dne 8.7 – 13.7. 2005 u K1 18.50 hod., u K5 16.40 hod. Tato doba byla u intenzivnějšího rozchodu drenáže delší a objem odtoku byl menší. Je otázkou zda jsou tyto rozdíly způsobeny heterogenní půdního profilu či potvrzením hypotézy C.

Tabulka 1: Charakteristiky odtoku při zimní události dne 20. – 23.1. 2005 na mikropovodích, na plošné systematické drenáži s rozchodem drénů 13m (K1) a 20m (K5) a na záchytných drénech (ZD). Pozn. „–“ neanalyzováno.

Charakteristiky/profil	Mikropov. – K1	Mikropov. – K5	K1	K5	ZD (K2)	ZD (K6)
Plocha (ha)	3,3	8,75	1	1	2,3	7,75
Srážky $H_s$ ( $m^3$ )	917,4	2432,5	278	278	639,4	2154,5
Odtok $H_o$ ( $m^3$ )	112,0	158,4	97,1	117,3	14,9	41,1
Rychlá složka odtoku ( $m^3$ )	89,4	37,3	–	–	1,8	29,9
Podíl rychlé složky (%)	80,0	23,6	–	–	12,3	72,7
Koeficient odtoku $H_o/H_s$	0,12	0,07	0,35	0,42	0,02	0,02

Tabulka 2: Charakteristiky odtoku při letní události dne 8. – 13.7. 2005 na mikropovodích, na plošné systematické drenáži s rozchodem drénů 13m (K1) a 20m (K5) a na záchytných drénech (ZD). Pozn. „–“ neanalyzováno.

Charakteristiky/profil	Mikropov. – K1	Mikropov. – K5	K1	K5	ZD (K2)	ZD (K6)
Plocha (ha)	3,3	8,75	1	1	2,3	7,75
Srážky $H_s$ ( $m^3$ )	2092,2	5547,5	634	634	1458,2	4913,5
Odtok $H_o$ ( $m^3$ )	152,3	265,9,4	73,3	225,8	79,0	40,1
Rychlá složka odtoku ( $m^3$ )	64,3	110,6	–	–	2,7	19,1
Podíl rychlé složky (%)	42,2	41,6	–	–	3,5	47,6
Koeficient odtoku $H_o/H_s$	0,07	0,05	0,12	0,36	0,05	0,01

Poměrně velkou část celkového odtoku ze sledovaných mikropovodí tvoří odtok ze záchytných drénů, jejichž podíl na odtoku se pohybuje od 13 do 52 %.

Objem rychlé složky odtoku byl v této práci vymezen jednoduchou separací hydrogramu s počátkem v inflexním bodu vzestupné větve události a koncem v čase návratu teploty drenážní vody na původní úroveň. Na mikropovodích K1 a K5 dosahuje objem rychlé složky odtoku z celkového odtoku hodnot od 23,6 do 80 %, na záchytných drénech 3,5 – 72,7 %. Malý podíl rychlé složky odtoku na záchytném drénu K2 ve srovnání se záchytným drénem K6 může být způsoben tím, že záchytný drén K2 není napojen na žádný pramenný vývěr, kdežto drén K6 pramenný vývěr podchycuje.

Koeficient odtoku se při těchto průtokových událostech pohybuje od 5 do 12 % na mikropovodích, na drenážních systémech je v rozsahu 12 – 42 %, pro záchytné drény je v rozsahu 1 – 5 %.

Koeficienty odtoku za mimovegetační a vegetační období tří let pro dva rozdílné rozchody drenáže jsou uvedeny v tabulce 3.

Tabulka 3: Koeficienty odtoku za vegetační a mimovegetační období pro systematickou drenáž s různým rozchodem drénů

Období	Mimovegetační XI – IV		Vegetační V – X		
	Rok/profil	K1 (L 13)	K5 (L 20)	K1 (L 13)	K5 (L20)
2005		54,6	571,4	2,7	127,5
2006		75,2	577,8	5,3	164,2
2007		50,4	447,1	5,1	30,1

Koeficienty odtoku jsou počítány pouze pro vlastní drenážní plochu o výměře 1 ha. Z výsledků výpočtů hodnot koeficientů odtoku vyplývá, že na drenážním systému s rozchodem drenáže 20 m jsou v mimovegetačním období dosahovány koeficienty odtoku nad 400 % a ve vegetačním období i nad 100 %. Je pochopitelné, že se v těchto případech musí jednat o cizí vodu, která neinfiltrovala na vlastní drenážované ploše.

Pro potvrzení svahového toku vody byla pro meteostanici A provedena bilance půdní vody v profilu 0 – 0,60 m (viz rovnice 1).

$$W_1 + Hs + q = ETa + W_2 \quad (\text{mm}) \quad (1)$$

kde je  $W_1$  – zásoba vody v půdě na začátku bilancovaného období,  $Hs$  – srážky během bilancovaného období,  $q$  – přírůstek vody v půdě ze svahového toku,  $ETa$  – aktuální evapotranspirace,  $W_2$  – zásoba vody v půdě na konci bilancovaného období.

Z výpočtů pro období letní události od 1. 8 do 15. 8. 2006 vyplývá, že dotace vody k této meteostanici (nižší část svahu) byla 31,6 mm. To znamená, že svahový tok na této ploše existuje, ale vzhledem k tomu, že  $ETa$  za celé období od 1. 5. do 31. 10 2006 je 522 mm a srážky 398 mm, jedná se o vodu, která se podílí na  $ETa$  a nikoliv na tvorbě drenážního odtoku.

Extrémní nárůst průtoku vody v drenáži během několika desítek minut či hodin spolu s dosaženými hodnotami hydraulické vodivosti půdy naznačují, že hypotéza (A) infiltrace vody nad drény resp. průnik vody do hloubky uložení drénů (1 m) preferenčními cestami není pravděpodobná. Pokud by byl zvýšený průtok způsoben zvýšením HPV – hypotéza (B), musela by být výrazně ovlivněna a tedy i změněna teplota půdy v hloubce uložení drénů. To se nestalo. Rozbory těchto i dalších průtokových událostí ukazují, že hladina podzemní vody se zvyšuje okamžitě s růstem průtoku. Teploty vody ve vrtech HV2, HV4 a HV8 se však během události významně nemění. Vzhledem k okamžité reakci průtoků i hladin podzemních vod ve vrtech na velmi malý úhrn srážky (11 mm) a vzhledem k zaznamenání chladnější vody v drenážním odtoku při zimní události, resp. teplejší vody při letní

události se zdá nejpravděpodobnější hypotéza (C), že drény jsou napájeny vzestupnými puklinovými pramennými vývěry (podchycenými při výstavbě drenáže), které jsou preferenčními cestami spojeny s oblastí mělkých velmi propustných půd při rozvodnici (infiltrační oblasti).

## **Závěr**

Měření teploty vody a průtoku na drenážovaných lokalitách ve svahových oblastech povodí Dehtáře se prokázalo, že:

1. teplota drenážní vody vykazuje dlouhodobé trendy v závislosti na střídání ročních období, jedná se tedy o vodu z mělkého oběhu,
2. při srážkách dochází k rychlé změně, jinak z krátkodobého hlediska celkem stabilní teploty drenážní vody, tuto vodu lze klasifikovat jako rychlou složku drenážního odtoku,
3. odezva drenážního průtoku na srážky se pohybuje v řádu minut až hodin, vzestupná větev hydrogramu je velmi strmá, kulminace průtoků v drenáži nastává v řádu desítek minut od počátku vzestupu průtoku,
4. pramen P51 na Kopaninském toku má obdobně rychlý nárůst vzestupné větve hydrogramu jako drenážní systém, resp. záchytný drén a teplota vody pramene reaguje obdobně na průtok,
5. nasycená hydraulická vodivost se pohybuje v řádu jednotek až desítek cm / den, měření hydraulické vodivosti půdy na lokalitě prokázalo značnou variabilitu, ale nelze dokladovat, že nad drenážními systémy je hydraulická vodivost vyšší jak mezi drény, nelze usuzovat na dotaci drenážního odtoku z povrchu terénu,
6. rychlá složka odtoku vzniká pravděpodobně prouděním vody preferenčními cestami a následně je vedena puklinami do pramenných vývěrů.

Výsledky zde uvedené jsou dokladováním praktických zkušeností z výstavby drenážních systémů v oblasti krystalinika ČR, kdy byly během výstavby pozorovány a drenážními systémy podchycovány pramenné vývěry. Pramenné vývěry představují pro odvodňované lokality „cizí vody“ se zdrojovou oblastí v místě výskytu propustných půd poblíž rozvodnic. Je možno se též zamýšlet nad rozsahem zdrojových oblastí, které prozatím byly kategorizovány a vymezeny ve VÚMOP, v.v.i., jako půdy s vysokým rizikem infiltrace v oblasti mikropovodí nad drenážními systémy. Na základě měření teploty drenážní vody a odtoku lze vyvozovat hlubší závěry o tvorbě drenážního odtoku, cestách vedení vody do drénů, kvantifikovat množství vody, které odpovídá rychlé složce odtoku drenážních vod.

## **Poděkování**

Tento příspěvek vznikl za finanční podpory Výzkumného záměru MZe VUMOP 0002704901.

## **Literatura**

- Demek, J. a kol., 1987. Zeměpisný lexikon České socialistické republiky – Hory a nížiny. Academia, Praha, 584.
- Haken, D., Kvítek, T., 1982. Dynamika vodního režimu odvodněné luční půdy. Vědecké práce VÚZZP Praha, č. 1. s. 23 – 35.
- Haken, D., Kvítek, T., 1984. Účinnost komplexního zúrodnění zamokřené luční lokality v bramborářsko výrobní oblasti. Sborník ÚVTIZ Meliorace, č. 2, s. 121.
- Hejnák, J., 2005. Hydrogeologický průzkum na pokusné ploše v K.Ú. Dehtáře. Zpráva VUMOP Praha.
- Olmer, M., Kessler, J. a kol., 1990. Hydrogeologické rajóny. Práce a studie. Sešit 176. VÚV Praha.
- Quitt, E., 1971. Klimatické oblasti ČSSR. Studia geographica. Brno.

# Veterná kalamita na Horehroní a jej vplyv na odtokový režim vybraných malých horských povodí

Daniela Kyselová, Kateřina Hrušková, Helena Šipikalová

Slovenský hydrometeorologický ústav, RS Banská Bystrica, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica

## Úvod

8. júla 1996 zasiahla Horehronie veterná smršť, ktorá spôsobila rozsiahle škody na lesných ekosystémoch v oblasti Nízkych Tatier a Klenoveckého Vepra. 19. novembra 2004 sa cez viaceré oblasti Slovenska, predovšetkým však cez Vysoké a Nízke Tatry, Oravu a Muránsku planinu prehnala ďalšia veterná smršť. Extrémny vplyv poveternostných podmienok i zhoda ďalších faktorov spôsobila, že došlo k takému zásahu do lesných ekosystémov, aké si na území Slovenska nepamätá žiadna žijúca generácia.

V predkladanom príspevku sme sa pokúsili zistiť, aký dosah malo zničenie lesa na hydrologický režim malých horských povodí – Osrblianky, Bystrianky a Štiavničky. Zamerali sme sa najmä na hodnotenie vplyvu lesa na celkovú vodnosť povrchových tokov v rôznom časovom kroku – ročnom, sezónnom a mesačnom.

## Les a hydrologický cyklus

Obeh vody v prírode – hydrologický cyklus – patrí azda k najťažšie opísateľným fyzikálnym procesom. Napriek tomu sú známe pomerne jednoduché rovnice hydrologickej bilancie, ktoré v dlhšom časovom úseku, napríklad rok, resp. viac rokov, tento pohyb nielen vyjadrujú, ale aj kvantifikujú. Ide o nepretržitý cyklus zrážky – výpar – odtok, na ktorom sa podieľa množstvo čiastkových procesov. Lesy pokrývajú približne jednu tretinu súše Zeme (FAO, 2000). Preto je zrejme, že významne ovplyvňujú mnohé prírodné deje a medzi nimi aj hydrologický cyklus. Vplyv lesa na hydrologický režim vodných tokov je predmetom skúmania už od konca minulého storočia, keď sa začalo s takýmto výskumom v alpskej oblasti. Odvtedy sa eviduje značné množstvo experimentov v povodiach s rôznym stupňom lesnatosti, rôznym drevinovým zložením, rôznym spôsobom obhospodarovania lesov a pod., čo umožnilo určitý stupeň generalizácie poznatkov vzťahu lesa a odtoku. Všeobecne sa potvrdilo, že lesy majú (Mráček, Krečmer, 1975): mimoriadnu schopnosť zadržiavať zrážkovú vodu v odtoku (retenčnú schopnosť), hromadiť zrážkovú vodu na rozsiahlom povrchu drevín, v pôdnej pokrývke a v samotnej pôde (akumulačnú schopnosť), ako aj spomaľovať odtok vody premenou povrchového odtoku v odtok podzemný (retardačnú funkciu).

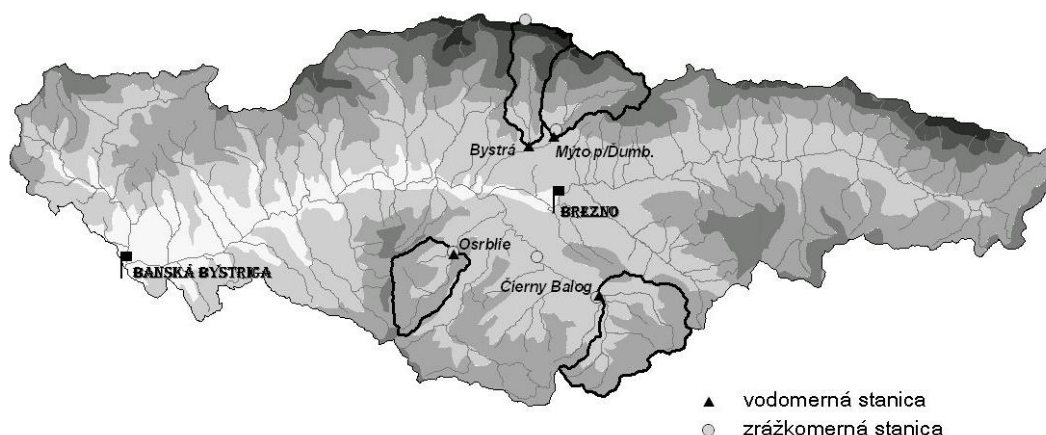
Konkrétny účinok lesných porastov v určitom povodí môže byť veľmi špecifický, nakoľko odtok je determinovaný komplexom faktorov, z ktorých viaceré môžu pôsobiť protichodne a komplikujú tak správanie sa celého zrážkovo-odtokového procesu v danom povodí. Určujúcimi faktormi odtoku a jeho časových zmien sú najmä: geomorfologická charakteristika reliéfu, hydrogeologická stavba povodia, meteorologické podmienky, vodná bilancia lesných porastov, celková lesnatosť povodia a štruktúra nelesnej krajiny povodia (Mind'áš et al., 1998).

## Charakteristika vybraných povodí

Dve zo sledovaných povodí, povodia Bystrianky a Štiavničky (obr. 1), sa nachádzajú v masíve Nízkych Tatier. Ich dolné časti prináležia do Horehronského podolia. Čiastkové povodie Čierneho Hrona a povodie Osrblianky sú lokalizované vo Veporských vrchoch. Pramenné oblasti Osrblianky zasahujú do masívu Poľany. Vybrané fyzicko-geografické charakteristiky sú v tab. 1. Pre nízkotatranské povodia je typický vysoký podiel hornín s nízkou priepustnosťou. V povodí Bystrianky je možno nájsť ich na 70 % plochy povodia, v povodí Štiavničky dokonca na 91 %. V čiastkovom povodí Čierneho Hrona prevládajú horniny so strednou priepustnosťou (na 93 % plochy). V povodí Osrblianky je zastúpenie



hornín s nízkou a strednou priepustnosťou porovnateľné (46 %, resp. 42 %), vo väčšom množstve sa tu však vyskytujú aj horniny s vysokou priepustnosťou (12 % z celkovej rozlohy).



Obr. 1: Povodie horného Hrona po Banskou Bystricu s lokalizáciou vybraných malých horských povodí.

Tabuľka 1: Vybrané fyzicko-geografické charakteristiky sledovaných povodí.

Tok	Názov profilu	Plocha povodia	Priemerná nadm. výška	Sklon	Lesnatosť
		(km <sup>2</sup> )	(m n.m)	(%)	(%)
Čierny Hron	Čierny Balog	64.610	845	16,6	88
Osrblianka	Osrblie	27.768	924	17,9	91
Bystrianka	Bystrá	36.010	1184	23,4	70
Štiavnička	Mýto pod Ďumbierom	47.100	1154	24,6	74

### Podkladový materiál a metódy spracovania

Z hydrologického hľadiska je najdôležitejšou charakteristikou povodia jeho hydrologická bilancia, ktorá sa používa k vyčísleniu jednotlivých členov hydrologického cyklu za zvolený časový interval. Rovnica hydrologickej bilancie vyjadruje zákon zachovania hmoty v hydrologickom cykle vo vymedzenom priestore a čase. Vo svojej najjednoduchšej podobe dáva do súvislosti atmosférické zrážky, odtok a výpar:

$$\text{zrážky} = \text{odtok} + \text{výpar}$$

Stanovenie závislostí medzi spadnutými atmosférickými zrážkami a odvodenými odtokovými výškami bolo použité pre posúdenie vplyvu veternej kalamity na hydrologický režim vybraných malých horských povodí. S ohľadom na začiatok tvorby snehových zásob boli použité namerané bodové údaje v mesačnom kroku za obdobie hydrologických rokov 1985 – 2006.

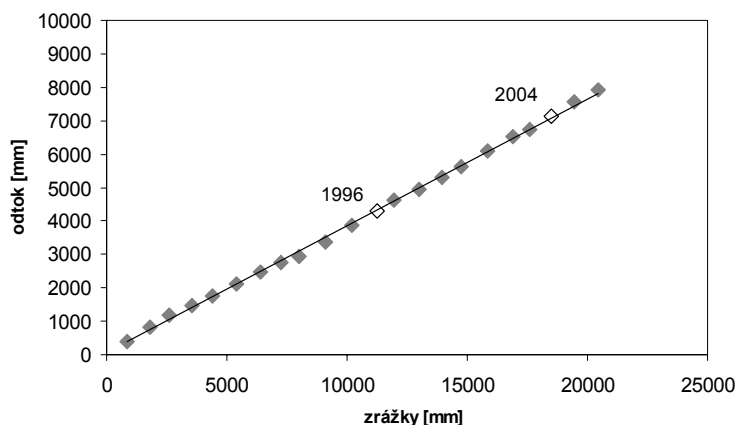
Mesačné úhrny atmosférických zrážok a priemerné mesačné prietoky z vybraných zrážkomerných a vodomerných staníc boli použité pre analýzu zrážkovo-odtokových vzťahov v ročnom chode, v mimovegetačnom a vegetačnom období roka, ako aj v mesačnom kroku vo vegetačnom období.

Pomer ročných odtokových výšok a atmosférických zrážok, tj. koeficient odtoku na povodí je v našich prírodných podmienkach takmer konštantný. V hydrologickej praxi to znamená, že dvojité súčtové čiara zrážok a odtoku je z dlhodobého hľadiska priamkou, pomocou ktorej je možné testovať stabilitu prírodných podmienok. Ak sa objaví na priebehu krivky zlom, je možné usudzovať na zmenu odtokových pomerov. Ak sa vylúči nehomogenita meraní, spôsobená činnosťou človeka (napr. zmena mera-

cej techniky, metodiky, stavebné zásahy), prichádzajú do úvahy len dve možné príčiny: zmena porastov alebo klímy (Šír et al., 2004).

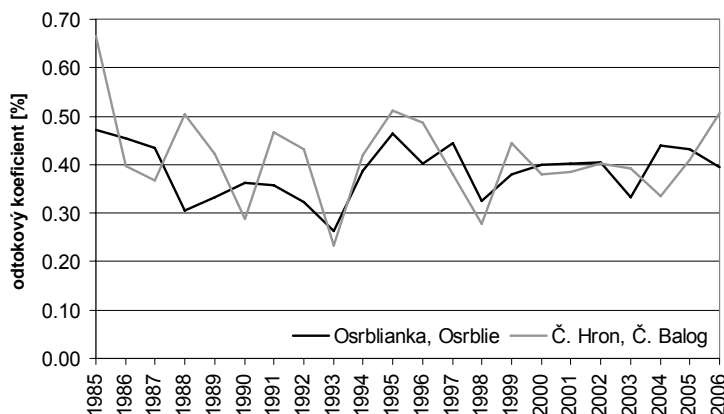
## Výsledky a diskusia

Pomer medzi kumulovanými veličinami atmosférických zrážok a odtokovej výšky sa vo všetkých sledovaných povodiach, veternou kalamitou postihnutých ako aj kontrolnom povodí, v ročnom kroku takmer nemení. Dvojitá súčtová čiara zrážok a odtoku majú charakter priamok, na ktorých je vidno nepatrné odchýlky narušujúce inak ustálený pomer medzi zrážkami a odtokom (obr. 2). Tieto odchýlky sa vyskytujú na rôznych staniaciach v rôznych rokoch. Ani v jednom prípade to však nie je po kalamitnom roku 1996, v prípade nízkotatranských povodí ani po kalamitnom roku 2004.



Obr. 2: Dvojitá súčtová čiara ročných úhrnov zrážok a odtoku pre povodie Osrblianky v Osrblí.

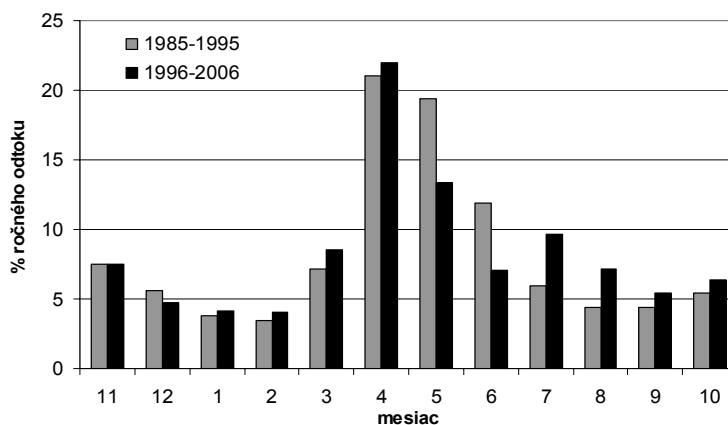
Hodnoty ročných koeficientov odtoku sú však v jednotlivých rokoch sledovaného obdobia veľmi premenlivé (obr. 3).



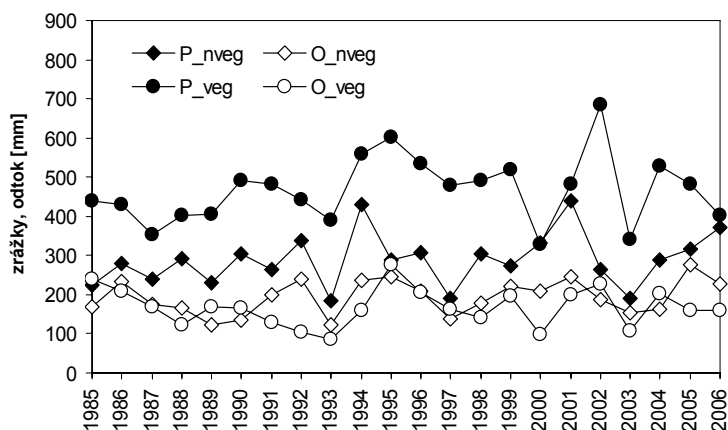
Obr. 3: Ročné koeficienty odtoku pre vybrané povodia za obdobie 1985–2006.

Ročné rozdelenie odtoku v desaťročnom období pred a po veternej kalamite v roku 1996 poukázalo na zvýšenie percentuálneho podielu objemu odtoku na celkovom ročnom objemu odtoku v mesiacoch február – marec po roku 1996 (obr. 4). Táto zmena indikujúca možné urýchlenie jarného odtoku sa objavila aj v kontrolnom povodí. Taktiež v mesiacoch júl – október je vo všetkých staniaciach zrejмый nárast percentuálneho podielu objemu odtoku na celkovom ročnom objeme odtoku. V mesiacoch apríl – jún, resp. máj – jún pre nízkotatranské povodia je po roku 1996 vidno pokles percentuálneho podielu objemu odtoku na celkovom ročnom objeme odtoku.

Vo vegetačnom aj mimovegetačnom období platí pre všetky stanice, že pomer zrážok a odtoku, vyjadrený dvojitou súčtovou čiarou, je v medziročnom kroku ustálený, aj keď pre konkrétne roky sú hodnoty odtokového koeficientu veľmi premenlivé. Vo vegetačnom období sa pohybujú v intervale 0,1 – 0,7 (pre nízkotatranské povodia 0,4 – 0,9) a v mimovegetačnom období v intervale 0,3 – 0,9 (0,7 – 1,1). Vyššie hodnoty odtokového koeficientu platné pre nízkotatranské povodia súvisia s tvarom reliéfu (priemerný sklon oboch povodí nad 23 %), s retenčnou schopnosťou pôdy a podložia (nízka priepustnosť horninového prostredia). Pribeh zrážok a odtoku v mimovegetačnom ako aj vo vegetačnom období je pre povodie Osrblianky na obr. 5.



Obr. 4: Ročné rozdelenie odtoku pre povodie Štiavničky v Mýte pod Ďumbierom.

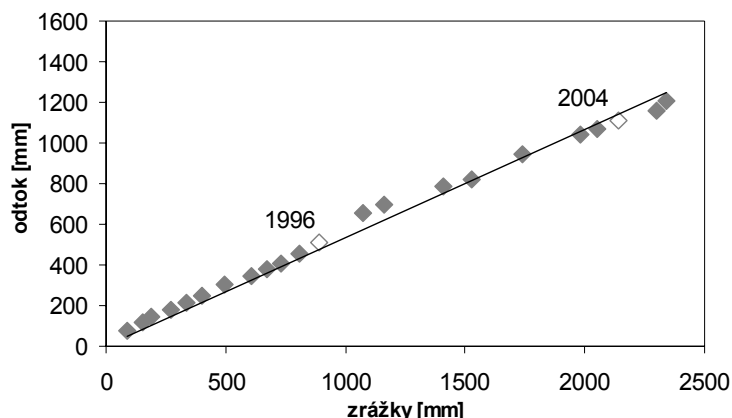


Obr. 5: Priebeh zrážok (P) a odtoku (O) v mimovegetačnom (nveg) aj vo vegetačnom (veg) období pre povodie Osrblianky v Osrblí.

V jednotlivých mesiacoch vegetačného období je situácia odlišná. Pre nízkotatranské povodia je možné v mesiaci júl vysledovať po roku 1996 odchýlku od inak ustáleného pomeru zrážok a odtoku (obr. 6). Po rokoch 1997 – 1999 sa hodnota pomeru oboch charakteristík vracia na hodnotu pred rokom 1996. Avšak v júli 1997 boli zaznamenané extrémne zrážkovo-odtokové udalosti, ktoré mohli spôsobiť odchýlenie od stabilného hydrologického cyklu. V povodí Štiavničky sa takýmto spôsobom prejavil aj júl 1999 (14.7.), kedy bolo povodie postihnuté prívalovým dažďom a následným prudkým vzostupom vodných hladín.

V tejto súvislosti môžeme predpokladať, že odtokové maximá pri prívalových dažďoch sú ovplyvnené druhovým zložením vegetačného krytu (Hruška, 2005). Zrážky s vysokou intenzitou sa spravidla nedokážu infiltrovať do pôdy. Začne sa uplatňovať povrchová retencia, ktorá je vysoko závislá od druhu

porastu a jeho vývojového štádia. Ak je povrchová retencia prekročená, vytvára sa povrchový odtok (Hortonov mechanizmus odtoku), ktorý ovplyvňuje najmä vzostupnú časť vlny.



Obr. 6: Dvojitá súčtová čiara júlových úhrnov zrážok a odtoku pre povodie Bystrianky v Bystrej.

V povodiach Osrblianky a Čierneho Hrona sa v mesiaci júli vyššie uvedené vplyvy na odtok nepreukázali. V ostatných mesiacoch sú hodnoty kumulovaného pomeru rovnomerne rozložené okolo dvojitej súčtovej čiary a možné narušenia inak stabilného hydrologického cyklu nie je možné dať do súvislosti s veternou kalamiťou v júli 1996, prípadne v novembri 2004.

## Záver

Na základe analýz je možné skonštatovať, že predložené výsledky nepoukazujú na výrazné zmeny hydrologického režimu vybraných malých horských povodií v súvislosti s veternou kalamiťou v júli 1996 alebo v novembri 2004. Odpoveď na otázku „prečo je to tak“ je možné hľadať v transpiračnej schopnosti vegetácie. Na odlesnených plochách vyrástli nové bylinné a kerové spoločenstvá, ktoré nahradili mŕtve alebo vyťažené stromy a prevzali ich vodohospodárskou funkciu.

Ako dokazujú výsledky experimentálnych štúdií v oblasti Šumavy, Krkonoša a Jizerských hôr, tým, že zelené rastliny mohutne transpirujú, pôsobia vo vegetačnej sezóne ako stabilizátor (homeostat), ktorý tlmí inak nepravidelný prítok dažďových zrážok na celkom vyrovnaný odtok vody z povodia (Eliáš et al., 2002). Ako ďalej uvádza, ak je k dispozícii dostatok vody pre transpiráciu, je za rovnakých prírodných podmienok transpirácia rôznych porastov len málo odlišná. To znamená, že vplyv druhového zloženia vegetácie (trávy – borovicový – smrekový porast) na vodný a teplotný režim sa počas experimentov v horských a podhorských oblastiach nepreukázal.

V mimovegetačnom období, kedy je transpirácia porastov v porovnaní s objemom zrážok zanedbateľná, sa pri tvorbe odtoku najviac uplatňujú retenčné schopnosti povrchu, pôdy a horninového prostredia.

V mesačnom kroku bolo v nízkotatranských povodiach pre mesiac júl detekované narušenie hydrologického cyklu extrémnymi zrážkovo-odtokovými udalosťami, ktoré nasledovali po kalamiťnom roku 1996. Na to, či sa veterná kalamiťna prejavila na tejto disturbancii urýchlením odozvy povodia na príčinnú zrážku, by bolo potrebné analyzovať zrážkovo-odtokové vzťahy v kratšom, najlepšie hodinovom časovom kroku.

V záujme vytvorenia čo najprirodzenejších a odolnejších lesov sa pri obnove v povodí Osrblianky zvýšilo zastúpenie listnáčov; buka, javora a jaseňa. Takmer 27 % nových porastov vzniklo prirodzenou cestou, samonáletom drevín z okolitých stromov, ktoré odolali vetru. Spracovanie kalamiťny sa skončilo do polroka 1998 a do roku 2001 sa dokončili na ťažko prístupných miestach aj posledné práce.

## Literatúra

- Eliáš, V., Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O. (2002): Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. In: Patera a kol.: Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. Praha, 363 – 390.
- FAO (2002): Global Forest Resources Assessment 2000. Main report. FAO Forestry paper 140. [www.fao.org](http://www.fao.org)
- Hruška, J. (2005): Biogeochemické cykly ekologicky významných prvků v měnicích se přírodních podmínkách lesních ekosystémů NP Šumava. Průběžná zpráva č. 2 Programu státní podpory výzkumu a vývoje MŽP v roce 2005, Praha, 9 s.
- Mind'áš, J., Moravčík, M., Stanovský, M. (1998): Význam lesov a ich obhospodarovania z hľadiska protipovodňovej ochrany krajiny. In: O povodniach v roku 1998. Zborník referátov. Práce a štúdie SHMÚ, Bratislava, s. 66 – 71.
- Mráček, Z., Krečmer, V. (1975): Význam lesa pro lidskou společnost. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 225 s.
- Šír, M., Tesař, M., Lichner, E. (2004): Klimatická anomálie 1992 – 1996 na šumavském povodí Liz jako důsledek výbuchu sopky Pinatubo v roce 1991. In: Aktuality šumavského výzkumu. Srní, s. 74 – 78.

# Vplyv rôznych rastlinných porastov na hydrofyzikálne charakteristiky piesočnatej pôdy

Eubomír Lichner<sup>1</sup>, Tomáš Orfánus<sup>1</sup>, Miloslav Šír<sup>2</sup>, Miroslav Tesař<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

<sup>2</sup>Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Patankou 5/30, 166 12 Praha 6

## Abstrakt

Študovali sme vplyv rastlinného pokryvu na infiltráciu vody do hydrofóbnej pôdy v lokalite Mláky II pri Sekuliach v Borskej nížine, pričom ako charakteristiky sme použili sorptivitu, hydraulickú vodivosť, nasýtenú hydraulickú vodivosť, ako aj stálosť a index hydrofóbnosti. Zistili sme, že stálosť a index hydrofóbnosti pôdy klesali v poradí: Les » Čistina  $\approx$  Lúka > Čistý piesok. V rovnakom poradí Les « Čistina  $\approx$  Lúka < Čistý piesok rástli sorptivita pre vodu a nenasýtená hydraulická vodivosť. Veľké rozdiely (2 – 3 rády) medzi charakteristikami nameranými pre rozdielne porasty svedčia o významnom vplyve vegetácie na tieto charakteristiky, spôsobenom zmenšením kapilárnych síl hydrofóbnymi látkami pokrývajúcimi pôdne častice alebo nachádzajúce sa vo forme globúl v priestore medzi časticami. Hodnoty nasýtenej hydraulickej vodivosti pre rozdielne porasty sa líšia o menej ako 1 rád, čo je bežná priestorová variabilita pre pôdny typ a druh. Preto nemožno hovoriť o významnom vplyve vegetácie na nasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy v študovanej lokalite.

**Kľúčové slová:** piesočnatá pôda, hydrofóbnosť, hydrofyzikálne charakteristiky.

## Úvod

Predpokladá sa, že hydrofóbnosť pôdy je spôsobená látkami s amfifílnou štruktúrou (Doerr et al., 2000), ktoré buď pokrývajú pôdne častice nesúvislým povlakom, alebo sa vyskytujú vo forme zrn v pórovom priestore. Zdrojom amfifílnych zlúčenín môže byť rozpadajúca sa organická hmota (či už prirodzeným spôsobom, alebo pri požari), výlučky koreňov rastlín, pôdnych živočíchov a mikroorganizmov, vosky erodované mechanicky z listov rastlín alebo ihličia, lipidy uvoľnené z rozkladajúceho sa rastlinného opadu a pod. (Doerr, Ritsema, 2005). Rastlinný opad (príp. pozberové zvyšky použité na mulčovanie) spôsobuje priaznivé podmienky (vysoká vlhkosť vzduchu nad povrchom pôdy) na rast pôdnych mikroskopických húb (mikromycet), ktorých hýfy (vlákna) a výlučky spôsobujú hydrofóbnosť povrchu pôdy (Jex et al., 1985; Hallett et al., 2001). Polysacharidy, vylučované koreňmi mnohých rastlín a mikroorganizmami, penetrujú a impregnujú okolitú minerálnu fázu do vzdialenosti <1  $\mu\text{m}$  od baktérií a až 50  $\mu\text{m}$  od špičiek koreňov (Dorioz et al., 1993), čím zvyšujú stabilitu pôdnych agregátov.

Vplyv rastlinného pokryvu na infiltráciu vody do hydrofóbnej pôdy sme študovali v lokalite Mláky II pri Sekuliach v Borskej nížine, pričom sme ako charakteristiky použili sorptivitu, hydraulickú vodivosť, nasýtenú hydraulickú vodivosť, ako aj stálosť a index hydrofóbnosti.

## Materiály a metódy

Na lokalite sme vytýčili tri stanovištia, pričom prvé sa nachádzalo na lúke, druhé v borovicovom lese a tretie na lesnej čistine. Ako porovnávaciu vzorku sme použili piesok na čistine v 50 cm hĺbke, ktorý nevykazoval žiadny vplyv látok biologického pôvodu.

Porast na prvom stanovišti je vegetácia bylín a machorastov. Prevažovali druhy čeľade *Poaceae* (*Agrostis capilaris* a *Cynodon dactylon*). Pôda na tomto stanovišti je piesočnatá v spodných horizontoch miestami hlinito-piesočnatá, pôdny typ regozem akumulovaná, na eolickom piesku, nekarbonátová (MKSPS, 2000).

Porast na druhom stanovišti tvoria asi 30-ročné borovice *Pinus sylvestris*, pod ktorými sa nachádzajú machorasty prevažne druhu *Polytrichum piliferum* (Lichner et al., 2005). Pôda na tomto stanovišti je piesočnatá, pôdny typ rezozem modálna, na eolickom piesku, nekarbonátová (MKSPS, 2000).

Porast na treťom stanovišti predstavujú prevažne machorasty *Polytrichum piliferum*, ďalej lišajníky (*Cladonia* sp.), z vyšších rastlín sa tu sporadicky vyskytuje druh *Corynephorus canescens* (Lichner et al., 2005). Na tomto stanovišti sa vyskytovali aj veľké plochy bez vegetácie. Pôda je piesočnatá, pôdny typ rezozem modálna na eolickom piesku až viaty piesok, nekarbonátová (MKSPS, 2000). Fyzikálne a chemické vlastnosti pôdy na troch stanovištiach, sú uvedené v tabuľke 1.

Tabuľka 1: Fyzikálne a chemické vlastnosti pôdy z lokality Mláky II.

Stanovište	Hĺbka (cm)	Piesok (%)	Prach (%)	Íl (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (KCl)
Lúka	0 – 5	91,26	2,81	5,93	<0,05	0,99	5,14	3,91
Les	0 – 1	95,14	2,26	2,60	<0,05	0,83	5,65	4,39
Čistina	0 – 5	94,14	0,84	5,02	<0,05	0,11	5,52	3,96
Čistina	50 – 55	94,86	1,74	3,40	<0,05	0,03	5,54	4,20

Horúce a suché obdobia, v ktorých sa najviac manifestuje hydrofóbnosť pôdy, boli určené z denných maximálnych teplôt vzduchu a denných úhrnných zrážok, meraných v študovanom období v meteorologickej stanici v Moravskom Svätom Jáne vo vzdialenosti asi 5 km od študovanej lokality. Pôdne a pôdnohydraulické charakteristiky sme merali v priebehu horúceho a suchého obdobia v dňoch 20. a 29. 6. 2005, 27. a 28. 7. 2005, 3. 8. 2005, 25. 7. 2006 a 25. 9. 2006.

Obsah vody v pôde  $\theta$  sme určovali gravimetrickou metódou po vysušení pri 50 °C.

Stálosť hydrofóbnosti sme merali WDPT (Water Drop Penetration Time) testom, keď sme tri kvapky destilovanej vody lekárenským kvapkadlom kvapli na povrch pôdy a odmerali čas potrebný na ich infiltráciu do pôdy.

Kumulatívnu infiltráciu  $I$  pri aplikovanom tlaku  $h_0 = -2$  cm vodného stĺpca sme na lokalite Mláky II merali minidiskovým infiltrimetrom Decagon spôsobom uvedeným v príručke (Decagon, 2005). Kumulatívna infiltrácia  $I$ , číselne rovná objemu vody infiltrujúcemu cez jednotkovú plochu pôdy v čase  $t$ , sa určuje z Philipovej infiltračnej rovnice (Philip, 1957):

$$I = C_1(h) t^{1/2} + C_2(h) t + C_3(h) t^{3/2} + C_4(h) t^2 + \dots + C_m(h) t^{m/2} + \dots \quad (1)$$

kde  $C_1(h)$ ,  $C_2(h)$ ,  $C_3(h)$ ,  $C_4(h)$ , ..., a  $C_m(h)$  sú koeficienty.

Pre malé hodnoty času ( $t < 180$  s) vo Philipovej infiltračnej rovnici dominuje prvý člen a sorptivitu  $S = C_1(h)$  môžeme získať ako smernicu priamky (Clothier et al., 2000):

$$I \approx S t^{1/2} \quad (2)$$

Pri stanovovaní hodnôt sorptivity  $S_w(-2$  cm) pre vodu a  $S_e(-2$  cm) pre etanol pri aplikovanom tlaku  $h_0 = -2$  cm vodného stĺpca na lokalite Mláky II, uvedených v tabuľke 2, sme použili tento postup.

Zhang (1997) navrhol určovať sorptivitu  $S(h_0)$  a nenasýtenú hydraulickú vodivosť  $k(h_0)$  pri aplikovanom tlaku  $h_0 \leq 0$  z prvých dvoch členov Philipovej infiltračnej rovnice:

$$I = C_1(h_0) t^{1/2} + C_2(h_0) t \quad (3)$$

Sorptivitu  $S(h_0)$  a nenasýtenú hydraulickú vodivosť  $k(h_0)$  pri aplikovanom tlaku  $h_0 \leq 0$  možno vypočítať z rovníc (Zhang, 1997):

$$S(h_0) = C_1(h_0)/A_1 \quad (4)$$

a

$$k(h_0) = C_2(h_0)/A_2 \quad (5)$$

kde  $A_1$  a  $A_2$  sú konštanty.

Nenasýtenú hydraulickú vodivosť  $k(h_0)$  pri aplikovanom tlaku  $h_0 = -2$  cm sme na lokalite Mláky II určovali z nameraných hodnôt  $I = f(t)$ , ktoré sme aproximovali krivkou vyjadrenou rovnicou (3), a takto získali koeficient  $C_2(h_0)$ . Hydraulickú vodivosť  $k(h_0)$  sme potom vypočítali z rovnice (5), keď sme použili hodnotu  $A_2 = 2,4$  pre piesočnatú pôdu a aplikovaný tlak  $h_0 = -2$  cm z tabuľky 2 príručky pre používateľov minidiskového infiltrimetra (Decagon, 2005).

Index hydrofóbnosti sme určovali z rovnice (Hallett, Young, 1999; Clothier et al., 2000):

$$R = (\eta_e \sigma_{wa} / \eta_w \sigma_{ea}) S_e / S_w = 1,95 S_e / S_w \quad (6)$$

kde  $\eta_e$  a  $\eta_w$  sú dynamické viskozity 95 % etanolu a vody pri teplote 20 °C a  $\sigma_{ea}$  a  $\sigma_{wa}$  sú povrchové napätia 95 % etanolu a vody pri teplote 20 °C. Ak je  $R > 1$ , pôda je hydrofóbná.

Kumulatívnu infiltráciu  $I$  pri aplikovanom tlaku  $h_0 = +2$  cm vodného stĺpca sme merali dvojvalcovým infiltrimetrom s priemerom vnútorného valca 24,5 cm, priemerom vonkajšieho valca 34,5 cm a dĺžkou 23,5 cm.

Nasýtenú hydraulickú vodivosť  $K_s$  sme určovali z prvých dvoch a troch členov Philipovej infiltračnej rovnice (1). Prvé dva členy sú použiteľné pre relatívne krátke časy:

$$I \approx S_w t^{1/2} + m K_s t \quad (7)$$

kde  $m = 0,667$  je najčastejšie používaná hodnota súčiniteľa  $m$  (Kutilek, Nielsen, 1994).

Kutilek a Krejča (1987) navrhli určovať  $K_s$  z prvých troch členov Philipovej infiltračnej rovnice:

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t + C_3 t^{3/2} \quad (8)$$

kde  $C_1$  je odhad sorptivity  $S$  a

$$K_s \approx (3 C_1 C_3)^{1/2} + C_2 \quad (9)$$

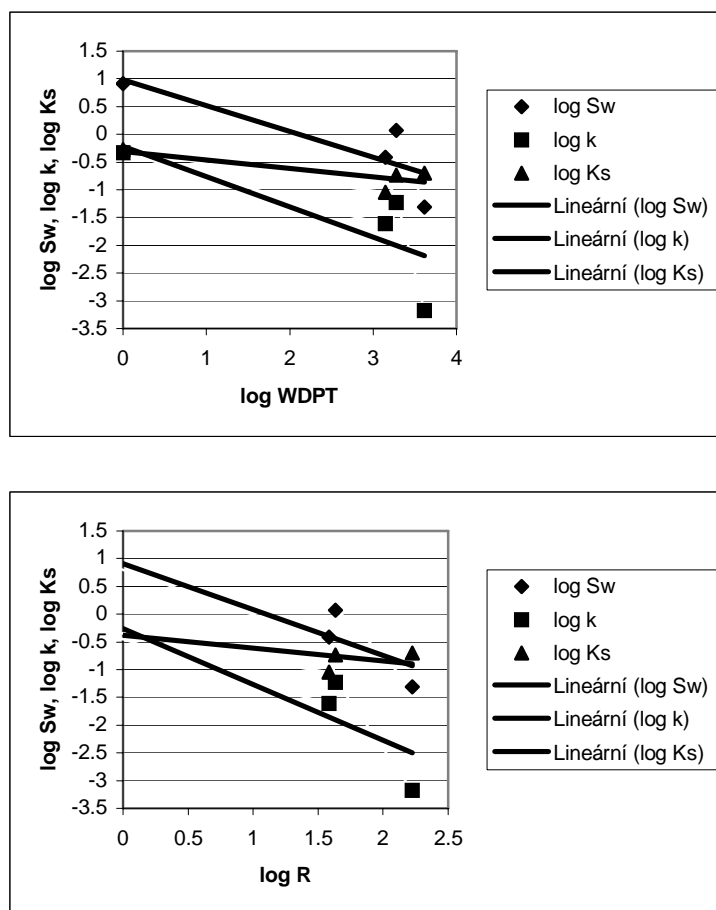
je odhad nasýtenej hydraulickej vodivosti  $K_s$ . Nasýtenú hydraulickú vodivosť  $K_s$  sme v tejto štúdiu určovali pomocou rovníc (7) a (9).

## Výsledky a diskusia

Hodnoty času vniku kvapky vody do pôdy WDPT, sorptivity  $S_w(-2$  cm) pre vodu a  $S_e(-2$  cm) pre etanol, indexu hydrofóbnosti  $R$ , hydraulickej vodivosti  $k(-2$  cm) pri aplikovanom tlaku  $h_0 = -2$  cm a nasýtenej hydraulickej vodivosti  $K_s$  sú uvedené v tabuľke 2. Výsledky sú prezentované v tvare: aritmetický priemer  $\pm$  smerodajná odchýlka, pričom každá veličina sa merala s 5 – 7 opakovaniami (Lichner et al., 2007). Vplyv stálosti a indexu vodoodpudivosti na sorptivitu pre vodu, nenasýtenú a nasýtenú hydraulickú vodivosť je dokumentovaný aj na obr. 1, v ktorom sme použili aritmetické priemery uvedených charakteristík pre rozdielny rastlinný pokryv z tabuľky 2.



Zistili sme, že stálosť a index hydrofóbnosti pôdy klesali v poradí: Les » Čistina  $\approx$  Lúka > Čistý piesok. V rovnakom poradí Les « Čistina  $\approx$  Lúka < Čistý piesok rástli sorptivita pre vodu a nenasýtená hydraulická vodivosť. Veľké rozdiely (až 2 – 3 rády) medzi charakteristikami nameranými pre rozdielne porasty svedčia o významnom vplyve vegetácie na tieto charakteristiky, spôsobenom zmenšením kapilárnych síl hydrofóbnymi látkami pokrývajúcimi pôdne častice alebo nachádzajúce sa vo forme globúl v priestore medzi časticami.



Obr. 1: Vplyv stálosti a indexu vodoodpudivosti na sorptivitu pre vodu, nenasýtenú a nasýtenú hydraulickú vodivosť.

Tabuľka 2: Vplyv porastu na čas vniku kvapky vody do pôdy WDPT, sorptivitu pre vodu a etanol, index vodoodpudivosti, nenasýtenú a nasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy z lokality Mláky II.

Stanovište	WDPT (s)	$S_w(-2 \text{ cm})$ ( $\text{m s}^{-1/2}$ )	$S_e(-2 \text{ cm})$ ( $\text{m s}^{-1/2}$ )	$R$ (-)	$k(-2 \text{ cm})$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$K_s$ (rovnica (7)) ( $\text{m s}^{-1}$ )	$K_s$ (rovnica (9)) ( $\text{m s}^{-1}$ )
Lúka	$1398 \pm 2714$	$(3,85 \pm 2,54) \cdot 10^{-4}$	$(4,34 \pm 0,87) \cdot 10^{-3}$	$38,47 \pm 32,20$	$(2,45 \pm 2,88) \cdot 10^{-5}$	$(8,98 \pm 5,66) \cdot 10^{-5}$	$(3,88 \pm 4,07) \cdot 10^{-5}$
Les	$4131 \pm 2807$	$(4,85 \pm 2,66) \cdot 10^{-5}$	$(3,16 \pm 1,56) \cdot 10^{-3}$	$167,1 \pm 138,5$	$(0,67 \pm 1,12) \cdot 10^{-6}$	$(1,97 \pm 0,43) \cdot 10^{-4}$	$(1,12 \pm 0,53) \cdot 10^{-4}$
Čistina	$1885 \pm 3544$	$(1,18 \pm 1,20) \cdot 10^{-3}$	$(5,21 \pm 1,73) \cdot 10^{-3}$	$42,9 \pm 66,7$	$(5,83 \pm 4,26) \cdot 10^{-5}$	$(1,82 \pm 0,33) \cdot 10^{-4}$	$(7,37 \pm 3,88) \cdot 10^{-5}$
Čistý piesok	$1 \pm 0,3$	$(8,18 \pm 3,47) \cdot 10^{-3}$	$(3,17 \pm 0,26) \cdot 10^{-3}$	$0,693 \pm 0,230$	$(4,60 \pm 1,08) \cdot 10^{-4}$	$(5,29 \pm 1,68) \cdot 10^{-4}$	$(3,17 \pm 0,94) \cdot 10^{-4}$

Hodnoty nasýtenej hydraulickej vodivosti, vypočítané z rovnice (9) boli o 40 – 60 % menšie ako hodnoty vypočítané z rovnice (7). Tieto hodnoty sa pre rozdielne porasty líšia o menej ako 1 rád, čo je

bežná úroveň priestorovej variability pre pôdny typ a druh. Preto nemožno hovoriť o významnom vplyve vegetácie na nasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy v študovanej lokalite.

## Záver

Na lokalite Mláky II pri Sekuliach sme študovali vplyv rôznych rastlinných porastov na stupeň hydrofóbnosti povrchovej vrstvy piesočnatej pôdy a jej hydrofyzikálne charakteristiky ( $K_s$ ,  $k$ ,  $S_w$ ). Hydrofóbnosť pôdy sme kvantifikovali pomocou hodnoty času vniku kvapky vody do pôdy (WDPT) a indexu vodoodpudivosti  $R$ . Bol preukázaný výrazný vplyv  $R$  a WDPT na sorptivitu a hydraulickú vodivosť pôdy v rozsahu niekoľkých rádov. Vplyv  $R$  a WDPT na nasýtenú hydraulickú vodivosť bol podstatne menší. Určenie charakteristík hydrofóbnosti v poľných štúdiách dovoľuje zhodnotiť vplyv vegetácie, využívania krajiny a pôdnej bioty na prúdenie vody v pôde. Pri súčasných trendoch klimatickej zmeny bude vplyv hydrofóbnosti pravdepodobne výraznejší v súvislosti so schopnosťou pôdy poskytovať rastlinám vodu a živiny, eróziou pôdy a znečistením povrchových aj podpovrchových vôd zvýšením povrchového odtoku a preferovaným prúdením. Ďalšie terénne štúdie, skúmajúce napr. aj priestorovú organizovanosť hydraulických vlastností pôdy, determinovanú vnútornou heterogenitou a anizotropiou rastlinných porastov, sú potrebné na zhodnotenie spolupôsobenia klimatickej zmeny, vegetácie, využívania krajiny a pôdnej bioty na prúdenie vody v pôde a hydrologické procesy všeobecne.

## PodĎakovanie

Autori ďakujú za podporu z projektov VEGA 2/6003/26, MŽP ČR (SP/1a6/151/07), MŠMT ČR (MEB 0808114), GAČR (526/08/1016) ako aj zo Slovensko-českého projektu SK-CZ-0066-07.

## Literatúra

- Clothier, B. E., Vogeler, I., Magesan, G. N. (2000): The breakdown of water repellency and solute transport through a hydrophobic soil. *J. Hydrol.*, 231 – 232, 255 – 264.
- Decagon (2005): Minidisk Infiltrometer User's Manual. Decagon Devices, Inc., Pullman, USA, 22 s.
- Doerr, S. H., Ritsema, C. J. (2005): Water movement in hydrophobic soils. In: Anderson, M.G. (ed.): *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Wiley, Chichester, Vol. 2, 1027–1040.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews*. 51, 33 – 65.
- Dorioz, J. M., Robert, M., Chenu, C. (1993): The role of roots, fungi and bacteria on clay particle organization. An experimental approach. *Geoderma*, 56, 179 – 194.
- Hallett, P. D., Young, I. M. (1999): Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. *Eur. J. Soil Sci.*, 50, 35 – 40.
- Hallett, P. D., Ritz, K., Wheatley, R. E. (2001): Microbial derived water repellency in golf course soil. *Intern. Turfgrass Soc. Res. J.*, 9, 518 – 524.
- Jex, G. W., Bleakley, B. H., Hubbell, D. H., Munro, L. L. (1985): High humidity-induced increase in water repellency in some sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1177 – 1182.
- Kutílek, M., Krejča, M. (1987): Tříparametrická rovnice infiltrace Philipova typu. *Vodohosp. Čas.*, 35, 52 – 61.
- Kutílek, M., Nielsen, D. R. (1994): *Soil hydrology*. Catena, Cremlingen-Destedt, 370 s.
- Lichner, L., Hallett, P. D., Feeney, D., Ďugová, O., Šír, M., Tesař, M. (2007): Field measurement of the impact of hydrophobicity on soil water transport under different vegetation over time. *Biologia*, 62, 537–541.
- Lichner, L., Nižnanská, Z., Faško, P., Šír, M., Tesař, M. (2005): Vplyv rastlinného pokryvu a počasia na infiltráciu do vodoodpudivej pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 6, 321 – 329.
- MKSPS (2000): Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Philip, J. R. (1957): The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83, 345 – 357.
- Zhang, R. (1997): Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 1024 – 1030.



# Vliv průběhu dešťových srážek při modelování povodňového odtoku

Petr Máca

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování,  
Fakulta životního prostředí ČZU Praha, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchbátka

## Úvod

Srážky tvoří hlavní vstup vody do povodí v podmínkách České republiky. Svým časovým a prostorovým rozložením ovlivňují hydrologické chování povodí, proto je studium jeho vlivu na odtokový proces povodí cílem řady studií (Ogden, Julien, 1993; Obled et al., 1994). Detailním sledováním časoprostorového průběhu srážkového procesu na malém povodí se zabývali (Goodrich et al., 1995). Na malém povodí (4,4 ha) je pro reprezentaci časového průběhu dešťových srážek v mnoha případech postačující záznam jednoho srážkoměru. Následně toto detailní vyhodnocení bylo využito při posouzení vlivu dešťových srážek na odtokový proces (Faures et al., 1995). Získané výsledky umožnily posoudit vliv časoprostorového průběhu srážek na odtokový proces v podmínkách, ve kterých je dominantní hortonovský odtok.

Pohyb deště (Niemczynowics, 1987) je často charakterizován rychlostí a směrem posunu dešťových jader, shluků nebo dešťových pásů (Hobbs, Locatelli, 1978). Pokud se nad povodím pohybuje dešť bylo dokázáno, že v případě shodného směru posunu dešťového jádra s trasou hlavního toku povodí, je kulminační průtok povodňové vlny větší než, když se dešťové jádro posunuje v opačném směru (Singh, 1998).

K detailnímu posouzení dopadu posunu srážek v rychle reagujícím povodí, které je zcela urbanizováno, byl použit hydrologický odtokový model a řada synteticky generovaných profilů vstupních srážkových hyetogramů. Použitý metodický posun umožnil opět posoudit vliv směru a rychlosti posunu dešťových jader nad povodím z hlediska jeho dopadu na zvýšení kulminačních průtoků (Ngirane-Katashaya, Wheather, 1985).

Získané poznatky o možných dopadech časoprostorového deště na odtokový proces jsou reflektovány při návrhové činnosti. Posouzením dopadu návrhových hyetogramů s různým časovým průběhem při modelování povodňového odtoku je věnována studie (Ball, 1994). Závěry studie potvrzují podhodnocení kulminačních průtoků, pokud je jako návrhový dešť použit blokový dešť.

Posouzením neurčitosti při modelování odtokového procesu, která je způsobena srážkovými vstupy, je závislé na prostorovém měřítku analyzovaných povodí. V měřítku odtokové plochy byl testován vliv průběhu dešťových srážek na povrchový odtok (Hearman, Hinz, 2007). Podobnou analýzou v měřítku velmi malého povodí se zabývali (Bronstert, Bardossy, 2003). Posouzením heterogenity srážkového vstupu na malých povodích se věnovali (Ogden, Julien, 1993; Obled et al., 1994). Studium dopadu časoprostorového průběhu dešťových srážek na odtokový proces v měřítku velkých povodích je uvedeno v (Diermanse, 1999).

Široce používaným metodickým postupem je spojení deterministického odtokového modelu spolu se stochastickým modelem časoprostorového průběhu srážkových vstupů. Tento postup je aplikován také v podmínkách České republiky (Blažková, Beven, 1997). Uvedené metodické postupy umožňují rozšířit soubor analyzovaných srážko-odtokových událostí. Následně jsou nově odvozené závislosti získány spolu s pravděpodobnostní informací o charakteristikách odtokového procesu.

## Cíl příspěvku

Cílem příspěvku je prezentace metodického postupu posouzení vlivu časového průběhu vstupních srážek na odtokový proces. Prezentovaný postup je založen na spojení deterministického hydrologického

modelu spolu se stochastickým disagregačním modelem dešťových srážek a přispívá k analýze modelování povodňového odtoku při vyhodnocení vybraných povodňových epizod.

## **Metodika**

V prezentované analýze byly spojeny dvě modelovací techniky: epizodní srážko-odtokový model a stochastický disagregační model srážkových událostí.

### *Epizodní odtokový model*

Použitý epizodní odtokový model SEBRM je založen na standardní struktuře epizodních modelů (Beven, 2001; Singh, 1996; Singh, 1988). Obsahuje tři základní komponenty: komponentu stanovení efektivního deště, komponenty pomalé a rychlé odtokové odezvy.

Komponentu pomalé odtokové odezvy povodí charakterizuje část odtokového procesu, která nesouvisí s právě probíhající odtokovou reakcí povodí na aktuální srážkový vstup. Touto komponentou je především modelován základní odtok povodí. Vzhledem k charakteru simulovaných dat je v prezentované analýze k popisu pomalé odezvy povodí použita metoda lineární separace základního odtoku (Singh, 1988).

Druhou komponentou použitého modelu je komponenta stanovení efektivního deště. Jejím cíle je stanovení objemu odtoku a časová distribuce efektivního srážkového vstupu. Shodný algoritmus je aplikován v (Faures et al., 1995). Jedním z výstupů této komponenty epizodního modelu je stanovení ztrát vstupního deště. K tomuto účelu byl modifikován dvou parametrický ztrátový model, který umožňuje simulovat regeneraci kapacity akumulovaného ztrátového objemu během srážko-odtokové události (Akan, Houghtalen, 2003).

Poslední komponentou je část modelu SEBRM, která je věnována transformaci efektivního srážkového vstupu na hydrogram rychlé odtokové reakce povodí. K tomuto účelu byl aplikován model založený na řešení soustavy St Venantových rovnic modifikované pro svahový odtok (Singh, 1996). Podstatou řešení je aproximace difúzní vlnou a výsledná soustava rovnic je řešena metodou sítí.

Předpokladem modelu je, že pomalá odtoková odezva povodí nesouvisí s právě probíhající srážkovou činností. Hlavní odtoková reakce povodí je tedy charakterizována komponentou rychlé odtokové odezvy povodí. Rychlá odezva povodí je simulována v podmínkách regenerující kapacity akumulace ztrát ze vstupního deště v rámci povodí. Detailní popis modelu SEBRM je uveden v (Máca, 2005).

### *Disagregační model dešťových srážek*

Druhým modelem použitým v této studii je model dešťových srážek, který umožňuje statisticky simulovat pravděpodobné ensembly vstupních srážek s různým časovým průběhem. Model byl odvozen ve spolupráci s WUR Wageningen a vychází z teorie publikované v (Torfs, 1997; Torfs, 1998). Použitý model simuluje ensemble, který zachovává základní první dva statistické momenty. Zachování střední hodnoty umožňuje získat ensemble, ve kterém každý nově simulovaný průběh dešťových srážek má shodný srážkový úhrn. Vstupní objem dešťových srážek je shodný u každého simulovaného srážkového hyetogramu s vybranou zaznamenanou srážko-odtokovou událostí. Další důležitou vlastností použitého simulačního modelu je zachování druhého momentu. Tento moment je svou informací spojen s rozptylem originálních srážkových dat. Získaný ensemble simulovaných hyetogramů má shodný rozptyl jako vybraná zaznamenaná srážko-odtoková událost.

### *Aplikační postup*

Pro vyhodnocení vlivu časového průběhu dešťových srážek na odtokový proces jsou použita reálná data zaznamenaných srážko-odtokových epizod na povodí Morávky – uzavírající profil Úspolka. Pro

srážkové události jsou stanoveny nejprve parametry pro disagregační model, na základě kterých jsou simulovány ensembly hyetogramů. Ensembly jsou dále vstupy do odtokového modelu SEBRM.

Před simulačním výpočtem je nejprve simulační model SEBRM nakalibrován. Výstupem kalibrace je stanovení parametrů modelu a diskretizace jednotlivých komponent modelu. Následně jsou vstupy modelu reprezentovány simulovaným ensemblem a pro každý simulovaný hyetogram je stanovena pravděpodobná odtoková odezva povodí vyjádřená hydrogramem. Soubor odtokových odezev povodí je následně graficky a statisticky vyhodnocen.

V této části testování odvozeného postupu byla použita data z povodí Morávka – uzavírající profil Úspolka (Severní Morava). Povodí má rozlohu 22,29 km<sup>2</sup>, průměrný sklon je 0,3, nadmořská výška je 766 m nad mořem. Povodí je tvořeno z 1,6 % loukami, 15,4 % ornou půdou a z 82,3 % zalesněným územím. Pro toto povodí byl vybrán soubor dvou povodňových vln, které měly přibližně stejnou hodnotu kulminačních průtoků. Vybrané charakteristiky a parametry vyhodnocovaných povodňových událostí jsou uvedeny v tabulce 1.

Tabulka 1: Charakteristiky povodňových vln.

PV	Hs (mm )	Ho (mm )	Q (m3/s )	Tr (hod )	Tpv (hod )	$\phi$ (-)	Hzt (mm )
4.9. 1996	210	155	53,8	45	80	0,75	31,1
4.7. 1997	535	356	50,1	90	160	0,67	90,4

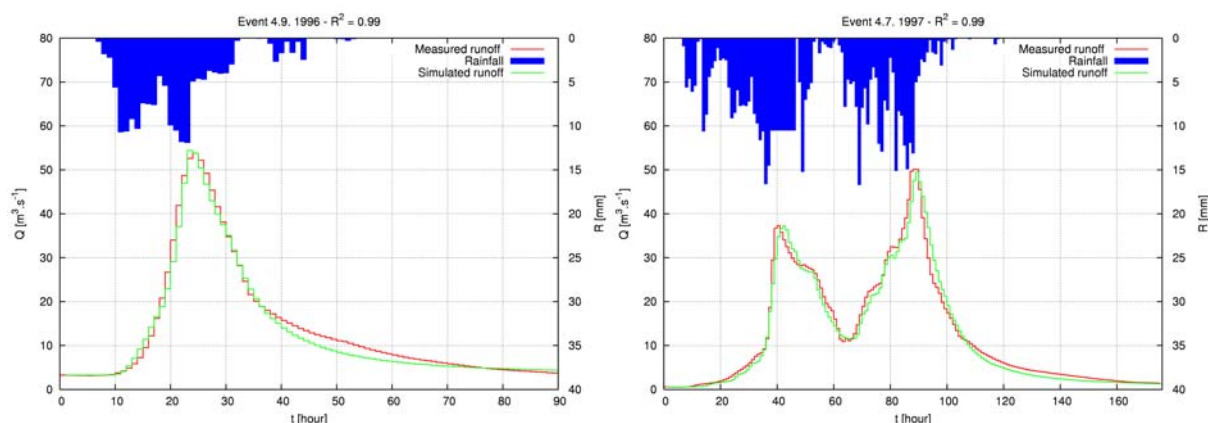
Kde Hs je srážkový úhrn, Ho je výška odtoku, Q je kulminační průtok, Tr doba trvání deště, T doba trvání odtoku,  $\phi$  odtokový součinitel, Hzt výška počáteční ztráty.

Vybrané povodňové vlny mají přibližně podobnou kulminaci. N-letost vlny z roku 1996 je odhadnuta na  $N > 20$  let, N-letost povodňové vlny zaznamenané při katastrofické povodni v roce 1997 je odhadnuta na  $N = 20$ . Data byla vyhodnocena v rámci řešení projektu (Elleder, Drbal, 2002). Srážkový hyetogram byl stanoven na základě záznamů 3 srážkoměrných stanic Horní Lomná, Úspolka a Lysá Hora, odhad byl poskytnut ČHMÚ.

## Výsledky

### Kalibrace modelu SEBRM

V kalibračních výpočtech byla použita metoda regenerace kapacity ztrát akumulovaných při srážko – odtokové události. Výsledné hydrogramy odtoku jsou znázorněny na obrázku 1.



Obrázek 1: Kalibrace modelu SEBRM na vybraných povodňových epizodách.

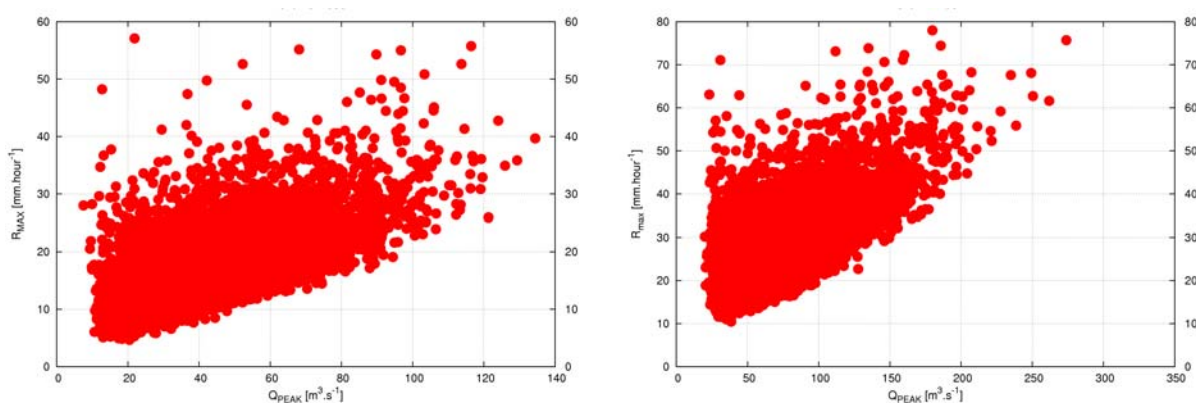
## Identifikace disagregačního modelu

Disagregační model dešťových srážek byl použit pro simulaci ensamble hyetogramů s navzájem různým časovým průběhem. Součástí simulace syntetických srážkových dat je odhad funkce rozptylu pro zaznamenané hyetogramy. Pro každou povodňovou událost byly hyetogramy simulovány pouze pro časový úsek povodňového odtoku. Vzhledem k tomu, že zaznamenané hyetogramy neobsahovaly významná období s nulovou hodnotou srážkových úhrnů, byla použita varianta modelu simulující srážkové hyetogramy bez bezdeštných úseků. Pro každou povodňovou vlnu byl simulován ensemble s deseti tisíci hyetogramy.

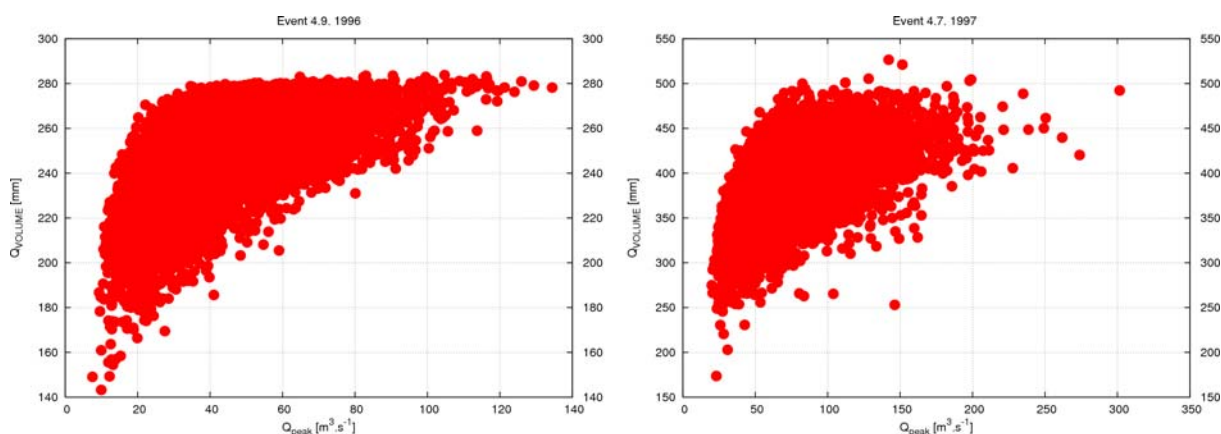
## Simulační výpočet

Vybrané výsledky simulačních výpočtů jsou znázorněny na obrázku 2. a 3. Získané výsledky byly vyhodnoceny na základě stanovení dvou rozměrných závislostí vybraných charakteristik hydrogramů, ze kterých byly vybrány následující vztahy:

- vztah kulminace hydrogramu a maxima hyetogramu – obrázek 2.
- vztah objemu kulminace hydrogramu a objemu hydrogramu – obrázek 3.



Obrázek 2: Vztah mezi kulminací hydrogramu a maximem hyetogramu ensamble.



Obrázek 3: Vztah mezi kulminací hydrogramu a objem odtoku ensamble.

Na simulaci srážkových ensablů měl dominantní vliv objem disagregovaného deště. Pro událost 4.9. 1996 byly simulovány vstupní hyetogramy, které neobsahovaly maximální hodinovou intenzitu přesahující 60 mm/hod, která bývá považována za hraniční hodnotu pravděpodobné maximální srážky. V případě disagregace vstupní srážky při povodni z roku 1997 byly simulovány hyetogramy s hodinovým úhrnem překračujícím tuto hodnotu.

Při vzájemném porovnání měřených charakteristik hydrogramů a hyetogramů se simulovaným ensemblem je z výsledků patrné, že pro daný srážkový úhrn se vyskytly v ensemblu povodně s extrémnějším chováním. Tento fakt je obzvláště patrný u epizody z roku 1997.

## Závěry

Uvedený postup umožňuje stanovit odhad pravděpodobnostní informace chování odtokového procesu při modelování povodňových událostí. Je možné jej využít i při posudkových a návrhových analýzách, a to za předpokladu, že použitý odtokový model je dostatečně robustní ve vztahu k popisu odtokového chování analyzovaných povodí.

Pokud se jedná o povodí, jehož odtoková odezva je složitějšího charakteru a není možné ji dostatečně popsat uvedeným postupem, je možné odtokový model rozšířit o další komponenty charakterizující odtokovou odezvu povodí.

## Poděkování

Disagregační model byl odvozen v rámci studijního pobytu na WUR Wageningen pod vedením Drs. Paula Torfse, jemuž si dovoluji touto cestou poděkovat za pomoc a vedení. Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury Mze (Projekt NAZV – 1G46040).

## Literatura

- Akan, A. O., and Houghtalen, R. J. (2003): *Urban Hydrology, Hydraulics and Stormwater Quality*, John Wiley and Sons, Inc.
- Ball, J., E., (1995): The influence of storm patterns on catchment response. *Journal of Hydrology*, 158, 285 – 303.
- Beven, K.J. (2001): *Rainfall - runoff modeling the primer*. John Wiley and Sons Interscience, s. 360.
- Blažková, Š. and Beven, K.J., 1997. Flood frequency prediction for data limited catchments in the Czech Republic using a stochastic rainfall model and TOPMODEL. *Journal of Hydrology* 195, 1 – 4, pp. 256 – 278.
- Bronstert, A., Bardossy, A., (2003): Uncertainty of runoff modelling at the hillslope scale due to temporal variations of rainfall intensity. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 283 – 288.
- Diermanse, F., L., M., (1999): Representation of natural heterogeneity in rainfall runoff models. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24, 787 – 792.
- Elleder L., Drbal K. (2002): Vývoj a odzkoušení jednoduchého modelového předpovědního systému pro odhad odezvy říční sítě na spadlé srážky pro nekalibrovaná povodí. Závěrečná zpráva dílčího úkolu projektu VaV/510/2/99 Výzkum metod a rozvoj předpovědních modelů pro potřeby povodňové ochrany, s. 55.
- Goodrich, D., C., Faures, J., M., Woolhiser, D., A., Lane, J., L., Sorooshian, S. (1995): Measurement and analysis of small-scale convective rainfall variability. *Journal of Hydrology*, 173, 283 – 308.
- Faures, J., M., Goodrich, D., C., Woolhiser, D., L., Sorooshian, S. (1995): Impact of small-scale spatial variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*, 173, 309 – 326.
- Hearman, A., J., Hinz, C. (2007): Sensitivity of point scale surface runoff predictions to rainfall resolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 965 – 982.
- Hobbs, P., V., Locatelli, J., D. (1978): Precipitation cores and generation cells in a cyclonic storm. *Journal of Atmospheric Science*, 35, 230 – 241.
- Máca, P. (2005): Vliv průběhu dešťových srážek na vytváření extrémních odtoků v povodí. Disertační práce, Fakulta lesnická environmentální ČZU Praha, s. 107.
- Ngirane-Katashaya, G., G., Weather, H., S. (1985): Hydrograph sensitivity to storm kinematics. *Water resources research*, 21, 3, 337 – 345.
- Niemczynowics, J. (1987): Storm tracking using rain gauge data. *Journal of Hydrology*, 93, 135 – 152.
- Obled, Ch., Wendling, J., Beven, K. (1994): The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology*, 159, 305 – 333.



- Ogden, L.F., Julien, P., Y. (1993): Runoff sensitivity to temporal and spatial patterns at runoff plane and small basin scales. *Water resources research*, 29, 8, 2589 – 2597.
- Singh, V. P. (1998): Effect of the direction of storm movement on planar flow. *Hydrological processes*, 12, 147 – 170.
- Singh, V.,P. (1996): *Kinematic Wave Modeling in Water resources*. Wiley Interscience, s. 1399.
- Singh, V.,P. (1988): *Hydrologic systems Rainfall runoff modeling*. prentice Hall, s. 480.
- Torfs P., 1997. *Disaggregation in hydrology*. Wageningen Universtity, s. 56.
- Torfs P., 1998. *Statistical disaggregation of hydrological time series using wavelets*. In. *Hydrology in a changing environment: proceedings of the British Hydrological Society international conference*, Exeter, s. 81 – 89.

# Výsledky hydrologického hodnocení přívalových povodní z června 2007 na Kroměřížsku

Václav Matoušek

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i. Podbabská 30/2582, 160 00 Praha 6

## Abstrakt

Dnešní dokumentace přívalových srážek meteorologický radary a automatickými srážkoměrnými stanicemi s dálkovým přenosem dovoluje získat podrobné informace o velikosti a plošném a časovém rozložení srážky. Když se takové informace doplní o podrobné údaje o odtoku, krajině a vodním toku, lze hydrologicky hodnotit přívalovou povodeň, zjistit jednotlivé příčiny povodně a prohlubovat poznatky o srážko-odtokovém procesu.

Příspěvek dokumentuje přívalové povodně na třech potocích na Kroměřížsku, které se vyskytly 14. června 2007 a následně 21. června. Dává návod jak při dokumentaci povodně postupovat a jak následně provést hydrologické vyhodnocení a odhalit, jak se na velikosti a průběhu povodně podílely jednotlivé faktory srážko-odtokového procesu. Příspěvek prokazuje na konkrétních datech, že velikost a průběh povodně nezávisí jen na velikosti srážky.

**Klíčová slova:** přívalová srážka, přívalová povodeň, srážko-odtokový proces, součinitel přímého odtoku.

## Základní informace o tocích a povodních

Příspěvek hodnotí přívalové povodně, které se vyskytly 14. června 2007 a následně 21. června na Věžeckém, Křenovickém a Pačlavickém potoce. Potoky nesou názvy obcí, kterými protékají. Věžecký potok protéká obcí Věžky a Zlobice. Obce jsou od okraje Kroměříže vzdáleny jen 7 a 4 km. Povodí je protáhlé a sklonité. Potok má délku 7,2 km a jeho plocha povodí činí 10 km<sup>2</sup>. Průměrný sklon potoka je 1,8 %. V části nad obcí Zlobice činí jeho průměrný sklon 2,2 % a nad obcí Věžky se sklon zvětšuje na hodnotu kolem 2,9 %. Svahy údolí jsou poměrně strmé. Na levém svahu se mezi obcemi vyskytuje i sklon, který překračuje 14 %. Sklon 10 % je velmi častý. Pravý svah je o málo mírnější, ale také se na některých místech vyskytuje sklon 14 %. Mimo obce prochází potok mělkou roklinou, která je zarostlá stromovou a keřovou vegetací. Přesto je potok upravený. Jeho trasa je většinou přímá a jeho koryto má velkou hloubku.

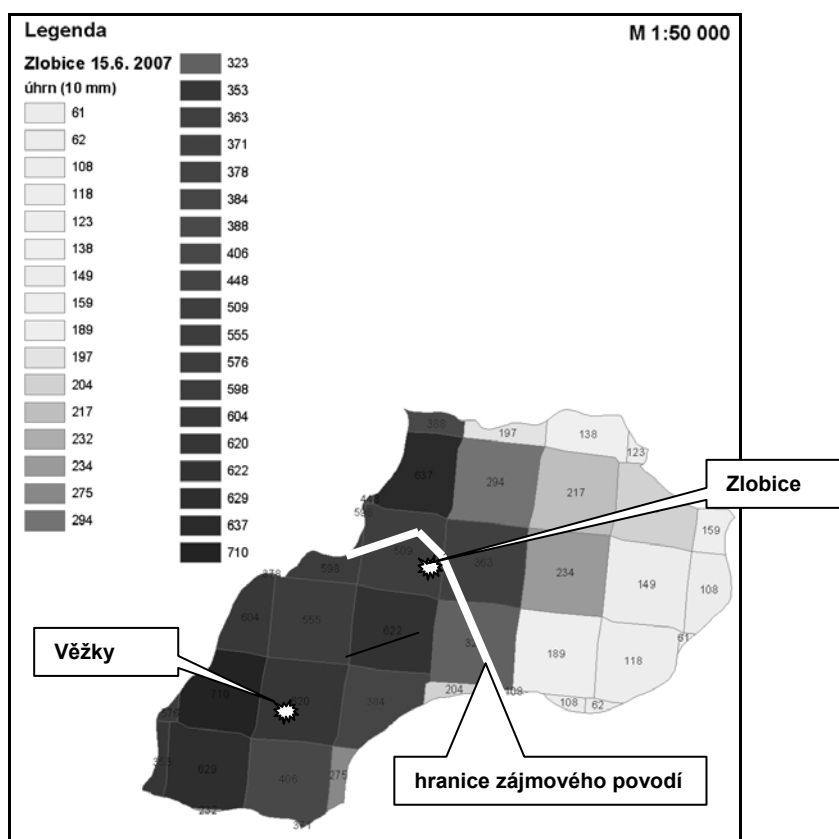
Křenovický potok protéká obcemi Vlčí Doly a Křenovice. Povodí obou potoků spolu v horní části sousedí. Trasy potoků však mají zcela odlišný směr. Křenovický potok směřuje na sever a ústí do Hané. Věžecký potok teče východním směrem a vlévá se nad Kroměříží do Moravy.

Nad obcí Křenovice je povodí potoka velmi protáhlé. Má šířku kolem 1,5 km a jen v místě obce Vlčí Doly se rozšiřuje na 2,2 km. Potok má od hlavní silnice v Křemži po svůj začátek délku 5,5 km. Protéká roklinou, v které je bohatá stromová a keřová vegetace. Koryto je ale hluboké a jsou v něm velké rychlosti vody. Potok má průměrný sklon 2,0 %. Údolí Křenovického potoka přetíná kolmo vysoké zemní těleso dálnice. V době povodní výstavba dálnice začínala a napříč údolím byla široká základová spára zemního tělesa, která vznikla sejmutím ornice a uválcováním odhalené zeminy. Byl to pruh území s velmi hladkým a nepropustným povrchem. Přívalový déšť z plochy rychle odtékal a vytvářel v základové spáře erozní rýhy. Mnozí občané Křenovic měli za to, že povodeň byla způsobena stavbou dálnice. V obci Křenovice má potok upravené koryto. Na začátku obce je koryto velmi rozměrné s hloubkou 2,5 m. Rozměrné koryto končí u mostku pod hlavní silnicí. Za povodně 14. a 21. června koryto v obci nedokázalo povodňový průtok převést, voda se před mostkem vylila a tekla nejen korytem, ale také hlavní ulicí v obci a zaplavila podstatnou část obce.

Pačlavický potok protéká obcemi Lhota a Pačlavice a vlévá se do potoka Tištínka, která společně s Dětkovickým potokem ústí do Hané. Povodí má protáhlý tvar a velmi sklonité svahy údolí. Horní část povodí je velmi členitá a potok zde má dvě ramena. Svahy jsou až příkré. Celá horní část povodí je zalesněna. Potok je v nezalesněné části krajiny upraven. Má velmi napřímenou trasu a koryto je velmi hluboké. Má však vegetační doprovod. V obcích tomu tak není. Koryto je velmi rozměrné a hladké a před povodní bylo velmi zanesené. Ve Lhotě nedošlo k povodňovým škodám a v Pačlavicích jen k malým.

## Údaje o srážkách

Rozložení denního úhrnu srážky v povodí Věžeckého potoka 14. června 2007 ukazuje obr. 1. Legenda vysvětluje vztah mezi úrovní šedi a úhrnem srážky. Uváděné hodnoty úhrnu jsou v desetínách mm, čili uváděná hodnota v legendě a v políčkách mapy např. 149 znamená 14,9 mm.



Obr. 1: Rozložení denního srážkového úhrnu 14. června 2007 v povodí Věžeckého potoka.

Radarové snímky ukázaly, že v obci Věžky a jejím okolí přišlo od 16:45 h do 19:30 h LSEČ. Déšť trval 2 h a 45 min. a za tu dobu napršel v povodí potoka velmi různý úhrn, jak prozrazuje obr. 1. Nás zajímá část povodí, v kterém byl škodlivý povodňový průtok a ten končil pod obcí Zlobice. Dolní hranice povodí je na obr. 1 vyznačena bílou čarou.

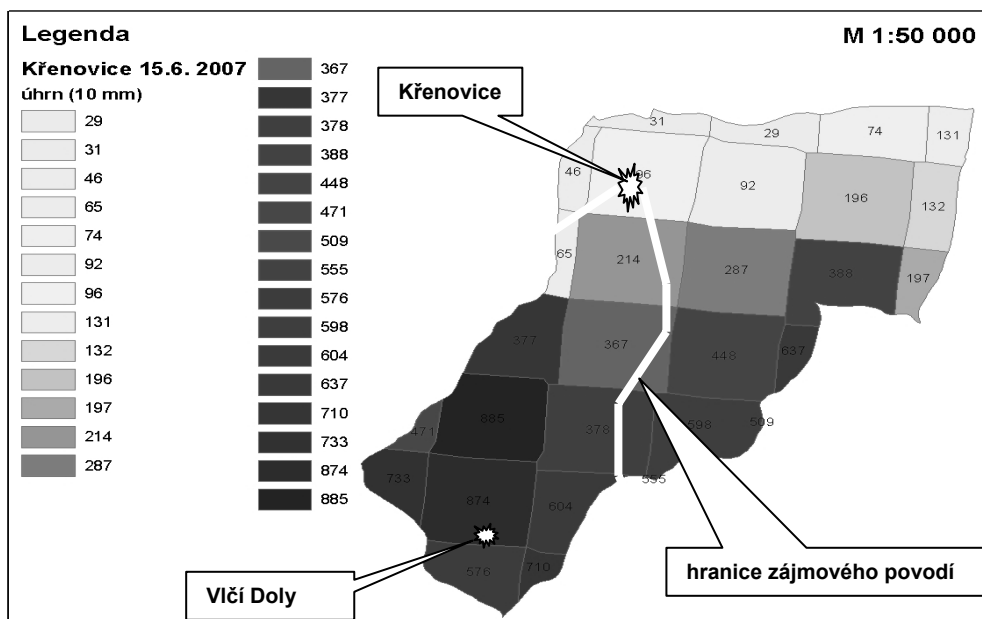
V zájmové části povodí je úhrn srážky od 40,6 mm po 71 mm a průměr činí 59,3 mm. Z detailních radarových snímků lze odhadnout, kolik napršelo v jednotlivých 10 min. intervalech. Odhad 10 min. úhrnů zpřesňuje celkový úhrn, který udávají hodnoty na obr. 1. Časový vývoj srážky je popsán způsobem odvozen v tab. 1. Intenzivní srážka trvala od 17:00 do 17:50 LSEČ, tj. 50 min. a během těchto 50 min. napršelo 52 mm.

21. června 2007 byla srážka na horním povodí Věžského potoka poměrně rovnoměrná. Denní úhrn činil od 23,8 do 28,6 mm a průměr byl kolem 26,0 mm. Období deště bylo poměrně dlouhé a bylo rozloženo do velmi krátkého dopoledního období a pak do dlouhého odpoledního. Intenzivní srážka trvala jen od 17:00 do 17:40 LSEČ, tj. 40 min. a během nich napršelo 19 mm. 21. června byla srážka v povodí Věžského potoka výrazně menší než 14. června, a to se projevilo i v průtocích. V ten den nedošlo k povodňovým škodám.

Tabulka 1: Časový vývoj srážky 14. 6. 2007 v okolí obce Věžky.

Časový interval v UT	Časový interval v LSEČ	Úhrn za čas. interval v mm	Součet v mm
14:50 - 15:00	16:50 - 17:00	2,0	2,5
15:00 - 15:10	17:00 - 17:10	12,0	14,5
15:10 - 15:210	17:10 - 17:20	12,0	26,5
15:20 - 15:30	17:20 - 17:30	12,0	38,5
15:30 - 15:40	17:30 - 17:40	9,0	47,5
15:40 - 15:50	17:40 - 17:50	7,0	54,5
15:50 - 16:00	17:50 - 18:00	3,0	57,5
16:00 - 16:10	18:00 - 18:10	2,0	59,5

Rozložení srážky v povodí Křenovického potoka ukazuje obr. 2. Povodí nad obcí Křenovice vymezuje bílá čára v mapě povodí. Srážka byla velmi nerovnoměrná. Nejintenzivnější srážka byla kolem obce Vlčí Doly, kde na poměrně velké ploše dosáhl úhrn 88 mm. V dolní polovině povodí nad obcí Křenovice byla srážka výrazně menší, v průměru asi jen 37 mm. Ve vlastní obci Křenovice činil úhrn jen 10 mm. Údaj potvrzuje tvrzení občanů Křenovic, že u nich moc nepršelo.



Obr. 2: Rozložení denního srážkového úhrnu 14. června 2007 v povodí Křenovického potoka.

Časový vývoj srážky udává tab. 2, odvozená z radarových snímků a známého celkového úhrnu. Velmi intenzivní dešť trval od 17:10 h LSEČ do 18:00 h LSEČ. Za 50 min. napršelo 82 mm.

Radarové snímky ukázaly, že 21. června 2007 přišlo krátce kolem poledne, a to od 11:40 h do 12:10 h a pak odpoledne. Odpolední dešť byl dlouhý a trval od 15:20 h do 18:40 h. Intenzivní dešť začal krátce před 17:00 h a trval do 17:40 h. Za 40 min. napršelo 29 mm. 14. června 2007 byla srážka mnohem vydatnější. V ten den napršelo za 50 min. 82 mm.

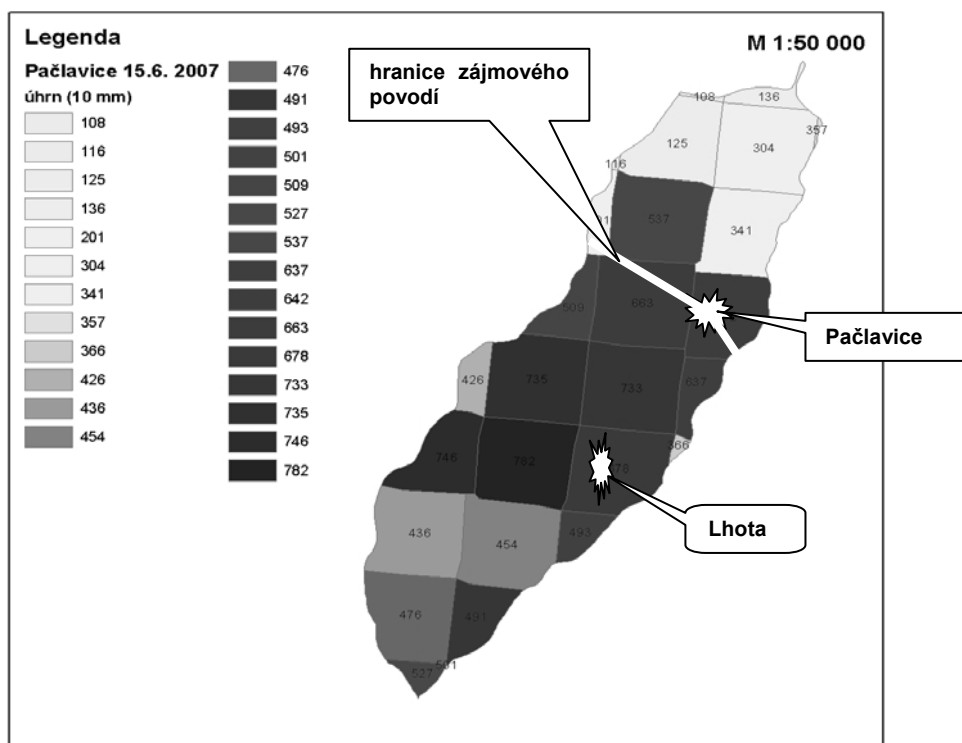
Rozložení srážky v povodí Pačlavického potoka ukazuje obr. 3. Vydátnou srážkou byla zasažena střední část povodí, tj. část od obce Lhota po obec Pačlavice, kde denní úhrn činil  $(74,6+78,2+67,8+73,5+73,3+63,7+50,9+66,3+64,2)/9 = 68,05$  mm. Pokud se neuvažují malé okrajové plochy s relativně malým úhrnem, činí průměr 71,1 mm. V horní zalesněné části povodí byl průměrný úhrn srážky kolem 47 mm a v dolní části činil úhrn jen kolem 30 mm.

Tabulka 2: Časový vývoj srážky z 14. 6. 2007 v okolí obce Vlčí Doly.

Časový interval v UT	Časový interval v LSEČ	Úhrn za čas. interval v mm	Součet v mm
15:10 – 15:20	17:10 – 17:20	10,0	11,1
15:20 – 15:30	17:20 – 17:30	22,0	33,1
15:30 – 15:40	17:30 – 17:40	22,0	55,1
15:40 – 15:50	17:40 – 17:50	18,0	73,1
15:50 – 16:00	17:50 – 18:00	10,0	83,1
16:00 – 16:10	18:00 – 18:10	2,0	85,1

Tabulka 3: Časový vývoj srážky 14. 6. 2007 v okolí obcí Lhota a Pačlavice.

Časový interval v UT	Časový interval v LSEČ	Úhrn za čas. interval v mm	Součet v mm
15:30 – 15:40	17:30 – 17:40	8,0	8,1
15:40 – 15:50	17:40 – 17:50	15,0	23,1
15:50 – 16:00	17:50 – 18:00	15,0	38,1
16:00 – 16:10	18:00 – 18:10	15,0	53,1
16:10 – 16:20	18:10 – 18:20	10,0	63,1
16:20 – 16:30	18:20 – 18:30	4,0	67,1



Obr. 3: Rozložení denního srážkového úhrnů 14. června 2007 v povodí Pačlavického potoka.

Časový vývoj srážky, odvozený z radarových snímků a známého celkového úhrnu, udává tab. 3. Intenzivní dešť trval od 17:30 h do 18:20 LSEČ, tj. 50 min. Za tuto dobu napršelo 63 mm. 21. června 2007 bylo rozložení srážky poměrně rovnoměrné. Minimální úhrn činí 41,4 mm a maximální 55,4 mm, ale na významné ploše jen 50,7 mm. Tak jako na předchozích povodích přšelo v povodí Pačlavického potoka kolem poledne a pak poměrně dlouho v odpoledních hodinách. Intenzivní srážka trvala od 16:40 h do 17:40 h LSEČ a za tuto dobu napršelo 39 mm. Srážka byla významně menší než srážka 14. června 2007.

### Dokumentace povodní – terénní průzkum

Dokumentace povodně vyžaduje kromě mapových podkladů, také programově zaměřený terénní průzkum, který přinese údaje o projevech povrchového odtoku, o využití povodí, o vlastnostech koryt a zajistí potřebná zaměření koryta a hladiny pro stanovení kulminačních průtoků. Kulminační průtoky se stanovují v několika profilech toku, aby mohl být hodnocen odtok z dílčích částí povodí. Na toku je potřebné vyhledat místa, kde jsou příhodné hydraulické podmínky pro výpočet průtoků ze změřených parametrů koryta a stavu hladiny. Součástí terénního průzkumu je zajištění výpovědi očitých svědků události a získání dokumentů vytvořených povodňovými orgány.

### Metody hydrologického hodnocení povodní

Hodnocení povodně vyžaduje především zhodnocení velikosti či extremity srážky. Průměrné vydatnosti deště v mm v závislosti na jeho trvání a periodicitě výskytu se stanovuje metodou redukce 1-denních maximálních srážkových úhrnů, kterou odvodili Hrádek a Kovář (Hrádek, Kovář, 1994). Údaje z uvedené publikace pro stanice v zájmovém území přináší tab. 4. Přepočtené denní úhrny na průměrné vydatnosti deště v závislosti na jejich trvání a periodicitě výskytu přináší tab. 5.

Tabulka 4: Hodnoty maximálních denních úhrnů srážek pro vybrané stanice na území ČR s pravděpodobností opakování za N let dle Šamaje a kol. (1985).

Stanice	Pravděpodobnost opakování za N let					
	2	5	10	20	50	100
Kroměříž	37,1	49,0	58,0	66,6	77,0	85,2
Prostějov	38,0	50,5	60,7	70,0	81,4	90,3
Vyškov - Brňany	33,3	45,0	57,8	67,8	80,1	89,7

Tabulka 5: Průměrné vydatnosti deště v mm v závislosti na jeho trvání a periodicitě výskytu ve vybraných stanicích.

Trvání min	Kroměříž					Vyškov - Brňany				
	N = 5	N = 10	N = 20	N = 50	N = 100	N = 5	N = 10	N = 20	N = 50	N = 100
30	24,2	30,5	37,3	45,9	52,8	22,2	30,4	37,9	47,7	55,6
40	26,7	33,5	41,7	51,2	58,9	24,5	33,5	42,1	53,0	62,1
60	29,1	36,4	44,8	55,7	63,9	26,7	36,3	45,6	58,0	67,3
90	31,5	39,4	48,5	60,4	69,3	28,9	39,3	49,4	62,8	72,9

K hodnocení velikosti a průběhu povodně se využívá především metody izochron. Metoda dovoluje stanovit součinitel přímého odtoku a jeho hodnota vypovídá o hydrologickém stavu povodí. Velikost odtoku ze srážky se stanovuje pomocí vztahu

$$Q_t = F_t k_o H_t \frac{10^3}{60t} \text{ (m}^3\text{/s)} \quad (1)$$

kde  $F_t$  – plocha vymezená izochronou zvoleného času v  $\text{km}^2$ ,  $k_o$  – součinitel přímého odtoku,  $H_t$  – úhrn srážky za dobu  $t$  v mm,  $t$  – doba od začátku deště po čas uvažované izochrony v min.

Izochrony jsou čáry spojující místa v povodí, ze kterých částky deště potřebují stejný čas k tomu, aby dotekly do profilu, v kterém se zjišťuje průtok. Průtok dosáhne maxima v okamžiku, kdy do profilu doteče srážková voda z relativně nejvzdálenějšího místa, čili z celého povodí nad profilem. Doba, za kterou částka z takového místa doteče, se nazývá doba koncentrace, a je závislá na rychlosti vody, jakou voda stéká po terénu a na rychlosti, jakou voda proudí v korytě.

### Výsledky hodnocení a diskuse

Hodnoty v tab. 5 dovolují hodnotit srážky, které se vyskytly v červnu 2007 na uváděných povodích. V povodí Věžeckého potoka nad obcí Zlobice se 14. června vyskytl přívalový déšť, který trval 50 min. a za tu dobu napršelo 52 mm, viz tab. 1. Takový déšť má podle tab. 5 padesátiletou N-letost. Následná srážka 21. června byla podstatně menší a odpovídala dvouleté srážce.

V horní části povodí Křenovického potoka napršelo 14. června za 50 min. 67,7 mm. Tak vysoká hodnota se v tab. 5 nevyskytuje, což svědčí o mimořádné extremitě srážky. Při hodnocení srážky je nutné přihlídnout k plošnému rozsahu. Pokud budeme hodnotit velikost srážky pro povodí nad obcí Křenovice pak vážený průměr srážky činí 49,7 mm a za přívalového deště napršelo během 50 min. 44,3 mm. Podle tab. 5 odpovídá tato hodnota dešti, který se v průměru vyskytne jedenkrát za 25 let.

21. června 2007 byla srážka menší, ale byla na povodí mnohem rovnoměrněji rozložená. Vážený průměr srážky pro horní část povodí činí 38,8 mm a pro dolní 33,8 mm a pro celé povodí 36,2 mm. Přívalový déšť trval 40 min a za tuto dobu napršelo 24,4 mm. Takový úhrn odpovídá podle tab. 5 přívalovému dešti, který se vyskytne v průměru jedenkrát za 5 let.

V povodí Pačlavického potoka se 14. června vyskytla intenzivní srážka v okolí obcí Lhota a Pačlavice a za 50 min. napršelo 63 mm, viz tab. 3. Podle tab. 5 se takový déšť vyskytuje v průměru jednou za sto let. 21. června napršelo v přívalové srážce 36,4 mm za 60 min. Taková srážka se, podle tab. 5, vyskytuje v průměru jednou za 10 let.

Dalším krokem je hodnocení velikosti a průběhu odtoku. Za povodně 14. června jsme na Věžeckém potoce stanovili kulminační průtok ve dvou profilech. První profil byl nad obcí Věžky a druhý ve středu obce Zlobice. V prvním profilu (koryto přehrazené ocelovými deskami) činil kulminační průtok 4,6 m<sup>3</sup>/s. Plocha povodí je malá, jen 1,315 km<sup>2</sup> a specifický odtok činí 4,6/1,315 = 3,5 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.

Věžecký potok je nad uvažovaným profilem v celé délce 900 m upravený, má velmi přímou trasu a jeho sklon je kolem 4,5 %. Potok začíná 400 m od rozvodnice, ale z toho je 200 m roklina, v které je soustředěný odtok. Proto je doba koncentrace krátká, a to nejvýše 30 min.

Pomocí vztahu (1) můžeme určit součinitel přímého odtoku. Známe průtok, čas  $t$  a srážku  $H_t = 29,8$  mm za 30 min. Potom  $k_o = 4,6 \times 60 \times 30 / 1,315 \times 29,8 \times 10^3 = 0,21$ . Ke stejnému výsledku dospějeme, když uvažujeme dobu koncentrace 25 min. a odpovídající srážku  $H_t = 24,8$  mm. V povodí je 0,215 km<sup>2</sup> lesa. Pokud by byl z lesa téměř nulový odtok, což je ostatně velmi pravděpodobné, pak by  $k_o = 0,25$ .

V povodí mají pozemky sklon 5 – 10 % a na většině z nich byla kukuřice, zasetá s řádky po svahu. Pro takové poměry je vypočtená hodnota součinitele přímého odtoku nízká.

V obci Zlobice byl podle našeho odhadu kulminační průtok kolem 27 m<sup>3</sup>/s. Plocha povodí je 10,041 km<sup>2</sup> a specifický odtok činí 2,7 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>. Koryto potoka je rovné a hluboké a proto jsou v něm velké rychlosti vody. Doba koncentrace je proto krátká. Odvodili jsme, že činila 50 min. Úhrn srážky v přívalovém dešti v trvání 50 min. byl 52 mm a součinitel přímého odtoku vypočtený ze vztahu (1) činí  $k_o = 27 \times 60 \times 50 / 10,04 \times 52 \times 10^3 = 0,16$ .

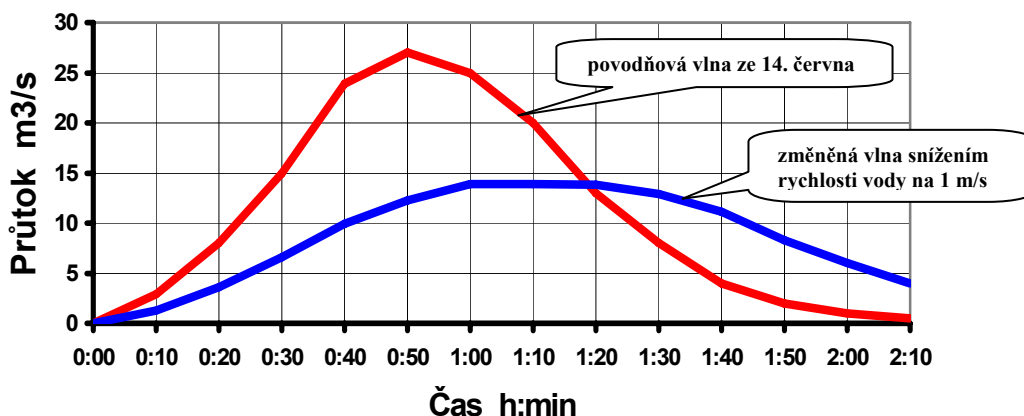
Součinitel přímého odtoku je překvapivě velmi nízký. V povodí je jen 1,27 km<sup>2</sup> lesa, svahy údolí jsou velmi svažité a rychlému odtoku napomáhá hustá síť koryt vodních toků. Součinitel přímého odtoku

by měl mít hodnotu kolem 0,4, jak lze např. odvodit pomocí metody CN křivek. Velikost kulminačního průtoku je odhadnuta, ale chyba odhadu není rozhodně tak velká, aby vysvětlila tak nízkou hodnotu součinitele přímého odtoku. Průtok by musel být dvojnásobný, aby se dosáhlo přiměřené hodnoty  $k_o$ . Vysvětlení je nutné hledat jinde.

Potok protéká poměrně širokou zalesněnou roklinou, do které se za povodně voda rozlila. Zalesněná rokлина má délku 3,3 km, a když uvažujeme šířku rozlivu 40 m a jeho průměrnou hloubku 0,5 m, dostaneme objem 66 000 m<sup>3</sup> zadržené vody. K naplnění takového objemu za 50 min. je potřebný přítok vody 22 m<sup>3</sup>/s. Zadržaná voda v roklině způsobila podstatné snížení kulminačního průtoku. Popisovaný jev se odborně nazývá transformace povodňové vlny v údolní nivě.

Rozliv do rokliny přinesl zadržetí vody, a tím podstatné snížení kulminačního průtoku, ale nepřinesl zkrácení doby koncentrace. Tok je přímý a i když se voda rozlívá do okolí, zůstává v korytě velká rychlost vody. Pokud by se tok dostatečně vlnil, bylo by v toku a jeho okolí zcela jiné proudění a rychlost vody by byla podstatně menší. V takovém případě je do proudění zapojen celý průtočný profil a ne jen jeho nejhlubší část s korytem. Za současného stavu jsou za povodně v korytě rychlosti vody kolem 3 m/s, ale pokud by se koryto revitalizovalo lze dosáhnout toho, že se rychlost vody sníží na 1 m/s a doba koncentrace se prodlouží na 90 min.

Prodloužením doby koncentrace se zpomaluje proces odtoku a dochází ke zploštění povodňové vlny a snížení kulminačního průtoku. Změnu povodňové vlny na Věžeckém potoce z 14. června prodloužením doby koncentrace z 50 min. na 90 min. ukazuje obr. 4.



Obr. 4: Přeměna povodňové vlny na Věžeckém potoce z 14. června 2007 vlivem snížení rychlosti vody v toku – doba koncentrace se prodloužila z 50 min. na 90 min.

V povodí Křenovického potoka zasáhla přívalová srážka 14. června 2007 především oblast obce Vlčí Doly, viz obr. 2. V okolí obce jsou svažité pozemky (svahy až 14 %) a byla na nich zasetá převážně kukuřice s řádky po svahu. Kotlina kolem obce je uzavřena úzkým údolím. Když se uvažuje jako závěrový profil mostek na polní cestě, činí plocha povodí 3,55 km<sup>2</sup>. Rozbor rychlostí vody v toku a po terénu ukázal, že doba koncentrace je 45 min. nebo 50 min. Přívalová srážka trvala 50 min. a za tuto dobu napršelo 67,7 mm. Ze vzorce (1) vyplývá  $Q_k = 3,55 \times k_o \times 67,7 \times 10^3 / 60 \times 50 = 80,11 \times k_o$ .

Součinitel přímého odtoku postupně narůstá s přibývajícím srážkou, a má-li být obraz o odtoku co nejpresnější, pak je potřebné zakreslit do mapy povodí izochrony, zjistit velikost plochy odtoku vymezené izochronami zvoleného času a provést výpočet odtoku v jednotlivých časech (Matoušek, 2005 a 2007). Uvedeným postupem se zjistilo, že kulminační průtok dosáhl 45 m<sup>3</sup>/s a  $k_o = 0,56$ .

Odtok ze zbývajících částí povodí nad obcí Křenovice byl malý. Plocha této části povodí činí 3,82 km<sup>2</sup> a z toho je 0,735 km<sup>2</sup> lesa. Vážený úhrn srážky zde byl jen 28,0 mm. V místě lesa byl zjištěn úhrn srážky 37,8 mm. Takový úhrn les dokáže pojmout, pokud není nasycen předchozí srážkou a přímý odtok



nenastane. Doba koncentrace pro část povodí nad obcí je jen asi 30 min., a když vypočteme kulminační průtok ze vztahu (1), zjistíme, že má hodnotu jen kolem 8 m<sup>3</sup>/s. Odtok z této části povodí kulminační průtok v obci neovlivnil. V obci Křenovice průtok kulminoval v době, kdy odtok z této části povodí byl již zanedbatelný.

Kulminační průtok v obci Křenovice, podle našich výpočtů, činil kolem 40 m<sup>3</sup>/s. Tato hodnota je v souladu s kulminačním průtokem kolem 45 m<sup>3</sup>/s v profilu mostku pod obcí Vlčí Doly. Povodňová vlna procházela hlubokým korytem v roklině a zplošťovala se. Nastala transformace povodňové vlny v korytě. Zadržování vody v rozlivu bylo nad obcí Křenovice malé a nenastal případ zjištěný na potoce Věžky. Na Křenovickém potoce je roklina hluboká a úzká.

21. června 2007 byla srážka menší, ale byla rozložena po povodí mnohem rovnoměrněji. Vážený průměr srážky pro horní část povodí činí 38,8 mm a pro dolní 33,8 mm a pro celé povodí 36,2 mm. Přívalový déšť trval 40 min a napršelo 24,4 mm.

Odtok z povodí probíhal jinak než 14. června 2007. Na odtoku se podílelo celé povodí. Doba koncentrace pro celé povodí je kolem 65 min. V době od 16:45 do 17:50 napršelo 31,9 mm, a ze vztahu (1) vplývá  $Q_k = 7,37 \times k_o \times 31,9 \times 10^3 / 60 \times 65 = 60,28 \times k_o$ .

Kulminačního průtoku v obci Křenovice jsme odhadli na 32 m<sup>3</sup>/s. Této hodnotě odpovídá součiniteli přímého odtoku  $k_o = 32 / 60,28 = 0,53$ .

Součinitelé přímého odtoku jsou velmi vysoké a vyjadřují stav v povodí. Na svažitých pozemcích byla zasetá kukuřice v rozporu s ČSN 75 4500 „Protierozní ochrana zemědělské půdy“.

Na Pačlavickém potoce jsme kulminační průtoky za povodní 14. a 21. června stanovili v 5 profilech. Dva profily jsou v obci Pačlavice, třetí je mezi obcemi Lhota a Pačlavice, čtvrtý se nachází v obci Lhota a pátý nad obcí Lhota, v místech kde končí les a potok křížuje polní cesta.

Povodí Pačlavického potoka se vyznačuje tím, že je z 57 % zalesněné. Zalesněné je především jeho horní povodí. Oproti zemědělským půdám má lesní půda obecně několikanásobně vyšší infiltrační kapacitu a intenzitu průsaku srážkové vody půdou. Povrchový odtok nastává asi až po dosažení srážkového úhrnu přes 50 mm.

Horní část povodí je souvisle zalesněna. Souvilé zalesnění končí v místě, kde polní cesta křížuje potok. K tomuto profilu má povodí plochu 3,519 km<sup>2</sup>. Na podstatnou část lesa napršelo v průměru jen asi 48 mm a tato srážka nevyvolala přímý odtok. Na část povodí, a to část o ploše 0,391 km<sup>2</sup>, napršelo 78 mm a z té již byl odtok. Povrchový odtok z této části odvádí koryto levostranného přítoku a doba koncentrace je jen 30 min. Je velmi pravděpodobné, že odtok z této plochy nastal až, když srážkový úhrn překročil 50 mm. Podle vztahu (1) dosáhl kulminační průtok v tomto profilu hodnoty  $Q_k = 0,391 \times 0,22 \times 28 \times 10^3 / 60 \times 30 = 1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ .

V profilu Lhota - náves se průtok zvětšil o odtok z mezipovodí. To má plochu celkem 2,615 km<sup>2</sup> a z toho les činí 1,662 km<sup>2</sup>. Doba koncentrace je 60 min. A za tu dobu napršelo 67 mm. Neuvažuje se odtok z lesa. Ten nastal pozdě a nezapojil se do vytvoření kulminačního průtoku. Potom podle vztahu (1) činil kulminační průtok  $Q_k = 0,953 \times 0,4 \times 67 \times 10^3 / 60 \times 60 = 7,0 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Hydraulicky vypočtený kulminační průtok v tomto profilu činí 13 m<sup>3</sup>/s, ale vztahuje se k povodňové události 21. srpna. V ten den byla sice přívalová srážka menší než 14. června, za 60 min. napršelo 39 mm, ale očití svědci obou událostí se shodli na tom, že 21. srpna byla hladina vody v korytě potoka výše. Nepodařilo se však zjistit rozdíl hladin a neznáme kulminační průtok 14. června.

V úseku toku mezi obcemi Lhota a Pačlavice je na potoce stupeň ve dně a na něm lze stanovit spolehlivě ze změřeného příčného profilu a úrovně hladiny kulminační průtok. Vypočtený průtok je 15 m<sup>3</sup>/s. Hodnota se také vztahuje k povodni z 21. června.

V Pačlavicích se přihlásil občan, který přesně popsal rozdíl mezi kulminačními hladinami. Hydraulické výpočty ukázaly, že v korytě na návsí činil kulminační průtok 14. června kolem  $19 \text{ m}^3/\text{s}$  a 21. června kolem  $21 \text{ m}^3/\text{s}$ . Profil má plochu povodí  $10,225 \text{ km}^2$  a z toho je  $5,847 \text{ km}^2$  les. Na tomto povodí činil průměrný srážkový úhrn 14. června  $56,2 \text{ mm}$  a 21. června  $43,2 \text{ mm}$ .

## **Závěry**

Dnešní dokumentace přívalových srážek meteorologický radary a automatickými srážkoměrnými stanicemi s dálkovým přenosem dovoluje získat podrobné informace o velikosti a plošném a časovém rozložení srážky. Pokud se takové informace doplní o podrobné informace o odtoku, krajině a vodním toku, lze z těchto dat odvodit hydrologické vlastnosti povodí, zjistit hydrologické závady (nesprávné obhospodařování pozemků, nevhodné koryto vodního toku, nevyužívání údolní nivy pro zadržování vody atd.), získat cenné podklady pro prognózu a simulaci odtoku z malých povodí a prohlubovat poznatky o srážko-odtokovém procesu.

Hydrologické hodnocení je založeno na metodě izochron a vztahu (1), který dovoluje ze zjištěného kulminačního průtoku stanovit součinitel přímého odtoku. Jeho hodnota vypovídá o poměrech v povodí. V případě Věžeckého potoka je jeho hodnota, s ohledem na velikost srážky, sklonitost území a využití území, velmi malá. V daném případě není součinitel přímého odtoku jen poměr mezi efektivní a příčinnou srážkou. Jeho hodnotu snížilo zadržování vody v rozlivu, které způsobuje tlumení povodně (snižování průtoku). Příznivý účinek mělké rokle kolem potoka na ztlumení povodně lze ale zvětšit zpomalením rychlosti vody v toku (obr. 4).

Extrémní povodně na Křenovickém potoce způsobilo nesprávné využívání svažitých pozemků a jsou ukázkou zbytečných povodní s velkými následky. Uváděná data potvrzují, že kukuřice na velmi svažitých pozemcích způsobuje extrémní odtok a poskytují argumenty pro vyžadování důsledného dodržování ČSN 75 4500. Norma připouští pěstovat širokořádkové plodiny na rovinných pozemcích nebo mírně svažitých do sklonu 8 %. Hodnocení povodní na Pačlavickém potoce přináší data o působení lesa ve srážko-odtokovém procesu. Z první vydatnější srážky 14. 6. 2007 (průměrný srážkový úhrn na povodí  $56,2 \text{ mm}$ ) byl odtok menší než z druhé 21. 6. méně vydatné (úhrn  $43,2 \text{ mm}$ ).

## **Poděkování**

Tento příspěvek vznikl s podporou výzkumného záměru MZP0002071101.

## **Literatura**

- Hrádek, F., Kovář, P. (1994) Výpočet náhradních intenzit přívalových dešťů. Metoda redukce 1-denních maximálních srážkových úhrnů. Vodní hospodářství a ochrana ovzduší, roč. 44, 11 – 12.
- Matoušek, V. (2005) Vývoj součinitele přímého odtoku za déletrvajících dešťů. Sborník Workshop Adolfa Patery 2005 – Extrémní hydrologické jevy v povodích. ČVÚT a ČVTVHS Praha.
- Matoušek, V. (2007) Jak způsobuje hydraulicky nevhodné koryto povodeň. VTEI, 2007, roč. 49, č. 1, s. 4 – 7 (příl. Vodní hospodářství, 2007, roč. 57, č. 2).
- Šamaj, F., Valovič, Š., Brázdil, R. (1985): Denné úhrny zrážek s mimoriádnou výdatností v ČSSR v období 1901 – 1980. Zborník prác Slovenského hydrometeorologického ústavu, Bratislava, sv. 24, s. 9 – 112.



# Vymezování zdrojových oblastí plošného zemědělského znečištění v GIS

Pavel Novák, Tomáš Kvítek

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, Praha 5 – Zbraslav

## Abstrakt

Příspěvek pojednává o novém způsobu lokalizace a vymezování zdrojových oblastí vyplavování rizikových látek do půdního a horninového prostředí. Touto metodou je současně řešeno i omezování plošných zdrojů zemědělského znečištění ve vazbě na realizaci souboru ochranných opatření. Tato opatření by měla vést k minimalizaci negativních jevů ovlivňujících vývoj jakosti povrchových a podzemních vod. Hlavním cílem v oblasti vodohospodářského plánování je dosažení dobrého ekologického stavu ve vazbě na legislativu EU, zejména rámcovou směrnicí o vodě č. 2000/60/ES. Bez systematické a integrované ochrany vodních útvarů nemůže být však tohoto cíle dosaženo.

**Klíčová slova:** jakost povrchových a podzemních vod, GIS, zdrojové oblasti znečištění, nutrienty.

## Úvod

Jedním z ukazatelů, které výrazně limitují možnost využití povrchových vod pro pitné účely jsou koncentrace dusičnanů ve vodách. Problematika obsahu dusičnanů je legislativně řešena v rámcové směrnici o vodě 2000/60/ES a ve směrnici rady Evropy k ochraně vod před znečištěním dusičnany ze zemědělských zdrojů (tzv. nitrátová směrnice 91/676/ES). V rámci řešení projektu NAZV QC 0242 s názvem „Uplatnění alternativního managementu půdy a vody v krajině“ byly vytvořeny mapy potenciální zranitelnosti půdy a horninového prostředí z hlediska vyplavování rizikových látek do povrchových a podzemních vod, které náležají využití při managementu malých povodí a při návrzích změn ochranných pásem vodních zdrojů.

Cílem uplatnění této nové metody tvorby mapových podkladů je poskytnutí robustního informačního zdroje pro rozhodovací činnost orgánů státní správy, vodoprávních úřadů a podniků povodí v oblasti ochrany vod zejména z hlediska zatížení rizikovými látkami povodí a jeho managementu.

## Ochrana vod před plošnými zdroji znečištění

V České republice, kde je významná část území tvořena ornou půdou, má způsob zemědělského hospodaření v krajině (odvodnění, způsob využití pozemků, agrotechnické zásahy atd.) zásadní dopady jak na množství povrchových a podzemních vod, tak i na jejich jakost.

Jedním z ukazatelů, které výrazně limitují možnost využití povrchových vod pro pitné účely jsou koncentrace dusičnanů ve vodách. V rámci řešení projektu NAZV QC 0242 se podařilo vypracovat metodu sestavení mapy potenciální zranitelnosti půdy a horninového prostředí z hlediska vyplavování rizikových látek do povrchových a podzemních vod. Ochrana vod byla v minulých dobách řešena plošně, převážně na úrovni obecné ochrany, nikoli na základě lokálně navrhovaných konkrétních ochranných opatření. Nový systém managementu povodí počítá nejen s ochranou před bodovými zdroji znečištění, ale především s omezením negativních dopadů zemědělského hospodaření ve zdrojových oblastech zmiňovaného znečištění. Zdrojovou oblastí je míněna plocha, kde dochází k průniku (infiltraci) nebo splachu rizikových látek do povrchových či podzemních vod. Trvalé travní porosty mají ochrannou funkci z hlediska omezení nitrátového zatížení i z hlediska retence vody v krajině. Výsledky výzkumu ukazují, že právě z intenzivně využívaných ploch zemědělskou výrobou ve zdrojových oblastech přichází převážná část znečištění nutrienty. Rozhodující vliv na koncentrace rizikových látek, především dusičnanů, ve vodách má také podíl zornění v povodí. Se zvyšujícím se podílem ploch trvalých travních porostů a lesa se snižuje zatížení vod dusičnany. Plošná opatření vedoucí ke zvýšení retence vody v povodí zároveň vedou ke zlepšení jakosti vody. Navrhovaná opatření je třeba optimálně realizovat na konkrétních pozemcích nebo produkčních blocích. Jakost vody v krajině je výsledkem jak rozsahu

znečištění, tak i zároveň doby po kterou mohou v půdě nerušeně probíhat procesy biochemické a chemické směřující k odbourávání kontaminace.

Nový systém integrované ochrany zahrnuje tři základní hlediska pro výběr rizikových lokalit. V první řadě je to erozní ohroženost pozemků, za druhé jsou to zdrojové oblasti znečištění nutrienty a za třetí je to přímá ochrana vodních toků a zdrojů.

Naše práce je především zaměřena na vymezení zdrojových oblastí z hlediska vyplavování nutrientů, zejména nitrátů. Tyto lokality jsou vytipovány na základě syntetické mapy zranitelnosti půdy a horninového prostředí, v některých případech je dostačující použití vrstvy zranitelnosti půdy.

## **Závěr**

V současné době probíhají jednání o implementaci metody syntetické mapy zranitelnosti půdy a horninového prostředí do nové koncepce plánů oblastí povodí na úrovni MZE a zpracovatelů plánů oblastí povodí. Nami navržená metoda by měla vést formou návrhu a realizace ochranných opatření k dosažení vytyčeného cíle dobrého ekologického stavu. Z hlediska potenciálních uživatelů této nové metody tvorby mapových podkladů je předloženo hodnotného informačního zdroje pro rozhodovací činnost orgánů státní správy, vodoprávních úřadů a podniků povodí v oblasti ochrany vod zejména z hlediska zatížení rizikovými látkami z plošného zemědělského znečištění. Tato metoda je aplikovatelná pro celé území České republiky.

## **Poděkování**

Tento příspěvek vznikl s podporou výzkumného záměru MZE0002704901.

## **Literatura**

- JANGLOVÁ, R., KVÍTEK, T., NOVÁK, P. Kategorizace infiltrační kapacity půd na základě geoinformatického zpracování dat půdních průzkumů. *Soil and Water* 2/2003. Praha: VÚMOP Praha, 2003. s. 61 – 81.
- KVÍTEK, T., NOVÁK, P., BÍLKOVÁ, A., JANGLOVÁ, R., OBERHELOVÁ, J., MICHLÍČEK, E., NOVOTNÁ, J., SLAVÍK, J. Sestavení syntetických map potenciální zranitelnosti, *Vodní hospodářství*, 2005, č.1, s.13 – 15.
- KVÍTEK, T. a kol. Uplatnění systému alternativního managementu ochrany půdy a vody v krajině. *Metodika*. VÚMOP Praha. 2005. 90 s. ISBN 80-239-5350-8.

# Pohyb dusičnanov v pôde a riziko ich prieniku do hydrosféry

Katarína Nováková, Dušan Nágel

Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy, Gagarinova 10, 827 13 Bratislava

## Abstrakt

Na poľnom stacionárnom pokuse sa sledoval pohyb dusičnanov v koreňovej zóne a riziko ich prieniku do povrchovej alebo podzemnej vody. Racionálne riadenie vodného a živinového režimu pôdy je dôležité nielen z ekonomických dôvodov (úspora závlhovej vody a hnojív), ale najmä z hľadiska ochrany životného prostredia. Pôda na stacionárnom pokuse je prevažne ílovitohlinitá s dobrou retenčnou schopnosťou, a tieto vlastnosti obmedzujú prienik pôdneho roztoku do hlbších vrstiev, prípadne až do podzemnej vody. Z distribúcie dusičnanov v pôdnom profile a z priesakových lyzimetrických vôd vyplýva, že na hnojených a zavlažovaných variantoch a po intenzívnych zrážkach môže dochádzať k vertikálnemu posunu dusičnanov do hlbších vrstiev pôdy. Ochrana hydrosféry pred kontamináciou dusičnanmi spočíva predovšetkým v racionálnom zavlažovaní a hnojení.

**Kľúčové slová:** stacionárny pokus, hnojenie, závlaha, dusičnany, ochrana podzemných vôd.

## Abstract

Effect of irrigation and fertilization on nitrates movement in the soil root zone and their penetration risk to surface water and underground water has been investigated in the field trial. Rational control of soil water regime and nutrient regime is important not only for economical reasons (saving of irrigation water and fertilizers) but especially from the point of view environment protection. There is clay-loamy soil with good soil water retention properties in the field trial, so the solute penetration to deeper layers or to groundwater is limited. According to nitrates distribution in the soil profile and lysimeter leaching water, nitrates vertical movement to deeper layers of soil profile can be observed on fertilized and irrigated treatments after heavy rains. Hydrosphere protection against nitrates pollution is due to rational irrigation and fertilization.

**Key words:** long-term trial, fertilization, irrigation, nitrates, groundwater protection.

## Úvod

Na zabezpečenie kvalitnej rastlinnej produkcie je potrebné optimalizovať vodný a živinový režim pôdy. Zvyšovanie úrod vplyvom závlahy je všeobecne známym poznatkom, pričom platí, že závlahy sa uplatňujú v suchých rokoch, resp. pri deficite zrážok vo vegetačnom období, kým hnojenie pri hospodárení na pôdach s malou zásobou živín. Najst' optimálne vzťahy medzi závlahou a hnojením je významnou požiadavkou praxe, najmä z dôvodov zníženia vstupov, ako aj z dôvodov ochrany vodných zdrojov pred znečistením predovšetkým dusičnanmi. Slovenská republika ako nový člen Európskej únie musela implementovať viaceré smernice a nariadenia zamerané na problematiku životného prostredia., teda aj ochrany vôd. Jednou z nich je Nitrátová smernica 676/1991 EC, ktorá sa týka ochrany vôd pred znečistením spôsobeným dusičnanmi z poľnohospodárskych zdrojov. Pojednáva o povrchových a podzemných vodách, definuje kritériá pre identifikovanie tzv. zraniteľných oblastí, zahrňuje otázku implementácie Kódexu správnej poľnohospodárskej praxe a uvádza metodické pokyny na monitorovanie ochrany vôd. Potreba riešiť problém znečisťovania vodných zdrojov dusičnanmi vyplýva z toho, že až 83,8 % pitných vôd u nás má pôvod v podzemných vodách prevažne sa nachádzajúcich v oblastiach s intenzívnou poľnohospodárskou výrobou (Bielek, 1998). Mimoriadna pozornosť sa venuje najmä ochrane podzemných vôd Žitného ostrova, ktoré sú najväčšou zásobárňou pitných vôd v strednej Európe a intenzívne sa využívajú ako zdroje pitných vôd pre Bratislavu a široké okolie. Dusík je veľmi pohyblivý prvok, ktorý cirkuluje medzi pôdou, rastlinou, atmosférou a hydrosférou. Pri bilancii dusíka v pôde treba počítať s jeho stratami. Straty dusíka cez kvapalnú fázu sú podmienené dobrou rozpustnosťou dusíkatých hnojív, pomerne dobrou oxidáciou  $\text{NH}_4^+$  iónu na dusič-

nany a dobrou pohyblivosťou  $\text{NO}_3^-$  aniónu, ktorý sa v podstate pohybuje v súlade s pohybom pôdnej vody. Voda je principiálne hlavným činiteľom migrácie dusičnanov z pôdneho prostredia. Z tohto dôvodu je nevyhnutné poznať predovšetkým hydrofyzikálne vlastnosti pôdy, ktoré najviac ovplyvňujú pohyb vody a s ňou aj pohyb rozpustených látok v pôdnom profile, prípadne aj riziko ich prieniku do podzemnej vody (Nováková, 2003 a, b; Nováková, Piš, Reháč 2003). Toto riziko sa môže vyskytnúť pri nadbytku vody v pôde po intenzívnych atmosférických zrážkach alebo v závlahových podmienkach pri nadmernej závlahe. Pôdny roztok sa vtedy posúva pod koreňovú zónu rastlín, čím sa znižuje účinnosť hnojenia a rastie zároveň potenciálne ohrozenie životného prostredia. Ak sú podmienky pre pohyb pôdneho roztoku vertikálnym smerom a podorničie je dobre priepustné (tvorí ho piesok alebo štrk), prípadne v pôdnom profile vystupuje vysoko podzemná voda, vznikajú predpoklady pre intenzívne vyplavovanie. Ak sú podmienky pre horizontálny pohyb pôdneho roztoku, napr. na sklonených pozemkoch po výdatných zrážkach, dochádza k povrchovému splavovaniu dusičnanov do vodných tokov (Fecenko, Ložek, 2000). Dusičnany sa najintenzívnejšie vyplavujú koncom zimného obdobia a v jarnom období, keď je pôda bez vegetačného krytu. Dusičnanový ión vzhľadom na svoje fyzikálno-chemické vlastnosti nie je schopný špecificky sa sorbovať v pôde na rozdiel od iných kontaminantov, napr. ťažkých kovov (Piš, Nováková 2002), a tak sa chrániť pred vyplavovaním. Preto z rozpustných foriem dusíka majú najväčšie predpoklady pre vyplavovanie z pôdy práve dusičnany. Početné analýzy lyzimetrických a drenážnych vôd u nás i v zahraničí to jednoznačne dokazujú (Bizik, 1989; Vidaček et al., 2002; Nissen, Wander, 2003; Hansen et al., 2007; Zhu et al., 2003; Daudén et al., 2004; Schnebelen et al., 2004; Decau et al., 2004). Vyplavovanie dusičnanov sa rozhodujúco viaže aj na vlastnosti pôdno-ekologického stanovišťa. Z vlastností pôd je dôležitá predovšetkým ich priepustnosť, vodno-vzdušný režim, zrnitostné zloženie, obsah humusu, celková biologická aktivita a iné faktory, napr. aj preferované prúdenie cez makropóry v pôdnom profile (Beven, Germann, 1982; Nováková, 2002). Všeobecne platí, že k vyplavovaniu dochádza predovšetkým v období väčších zrážok a v oblastiach s kolísajúcou hladinou podzemných vôd.

## **Materiál a metódy**

Problematika sa riešila v rokoch 2004 – 2006 na pozemkoch štátneho podniku Hydromeliorácie, š.p. Bratislava, na výskumno-prevádzkovej stanici v Moste pri Bratislave. Riešenie prebiehalo na poľnom stacionárnom pokuse s rôznymi variantami hnojenia a závlahového režimu. Ide o lokalitu, ktorá vlastnosťami pôdy reprezentuje značnú časť závlahového územia Slovenska, a z hľadiska zrážok výrazne deficitnú oblasť najmä pri plodinách s dlhým vegetačným obdobím. Lokalita sa nachádza v hornej časti Žitného ostrova, vo výrobnnej oblasti kukuričnej s nadmorskou výškou 133 m. Z hľadiska klimatického je to oblasť teplá, podoblasť suchá s prevážne miernou zimou. Podzemná voda sa nachádza v hĺbke 6 – 8 m, preto sú porasty pestovaných plodín bez závlahy zásobované len prirodzenými zrážkami. Priemerný zrážkový úhrn (1901 – 1980) je 554 mm, za vegetačné obdobie (apríl – september) 305 mm a zimné obdobie (október – marec) 249 mm. Výdatnejšie zrážky sa vo vegetačnom období vyskytujú vo forme búrok s množstvom niekoľko desiatok milimetrov. Priemerná denná teplota v roku je 9,7 °C, za vegetačné obdobie (apríl – september) 16,2 °C. Priemerný počet tropických dní nad 30 °C je 16 a priemerná vlhkosť vzduchu je 74 %. Prevládajúci smer vetra je západný až severozápadný. Pôda je charakterizovaná ako černozem karbonátová s obsahom uhličitanov okolo 15 % a pH hodnotou 7,6. Obsah prístupných živín sa pohybuje od strednej do dobrej zásoby. Vyznačuje sa dobrými fyzikálnymi vlastnosťami. Voda dobre presakuje do nižších vrstiev pôdy, keďže pôdotvorným substrátom sú piesočnato-hlinité až hlinité karbonátové náplavy, ktoré v hĺbke 110 – 135 cm postupne prechádzajú do piesku resp. štrku. Obsah humusu v orníčnej vrstve je 2,56 % (podľa Tjurina). Obsah prístupného fosforu 60 mg.kg<sup>-1</sup> a draslíka 90 – 120 mg.kg<sup>-1</sup> (Mehlich III). V podmienkach SR patrí táto pôda medzi najúrodnejšie a za optimálnych podmienok živinového a vodného režimu poskytuje vysoké úrody pestovaných plodín, dokonca s možnosťou zavedenia dvojplodinového pestovateľského systému. Hoci táto lokalita nemá vysokú hladinu podzemnej vody, ktorá je základným rizikovým parametrom z hľadiska prieniku dusičnanov do podzemnej vody, nachádza sa tu štrkové podložie, ktoré je veľmi dobrým hydraulickým spojením s podzemnou vodou. Stacionárny pokus vyhovuje najmä pre rôznorodosť variantov hnojenia a pre možnosť sledovať vyplavovanie dusičnanov v závlahových podmienkach v porovnaní s kontrolným variantom vodného režimu pôdy bez závlahy.

V roku 2004 bol na pokusnej ploche jarný jačmeň, v roku 2005 ozimná pšenica a v roku 2006 cukrová repa. Mesačné úhrny zrážok vo vegetačnom období a charakteristika mesiacov v rokoch 2004 – 2006 podľa zrážkového normálu sú uvedené v tabuľke 1.

Tabuľka 1: Prehľad o výskyte zrážok, Most pri Bratislave.

Mesiac	Normál (mm)	2004 (mm)	% normálu	2005 (mm)	% normálu	2006 (mm)	% normálu
IV.	39	34,6	88,7	49,4	126,7	62,4	160,0
V.	55	50,0	90,9	29,0	52,7	111,4	202,5
VI.	59	89,8	152,2	28,9	49,0	58,0	98,3
VII.	61	31,7	52,0	110,3	180,8	17,0	27,9
VIII.	51	56,1	110,0	130,1	255,1	132,0	258,8
IX.	40	39,8	99,5			15,2	38,0
X.	44	40,6	92,3			28,8	65,5

Vlhkosť pôdy sa merala v pravidelných intervaloch s cieľom zachytiť pohyb vody mimo koreňovú zónu. Vo vegetačnom období sa na výskumnej ploche sledovala vlhkosť pôdy na 3 variantoch na zavlažovanej a nezavlažovanej ploche: a) variant 1, nehnojená kontrola, b) variant 5, hnojenie NPK (optimálne dávky), c) variant 7, hnojenie N<sub>1</sub>P<sub>1</sub>K<sub>1</sub> (zvyšné dávky).

Na stanovenie vlhkosti pôdy bola použitá neutrónová metóda s použitím prístroja DIDCOT (Veľká Británia). Meranie sa uskutočňovalo 1x týždenne v kovových výpažniciach a zaznamenávané výsledky vlhkosti pôdy v objemových % slúžili ako indikácia potreby zavlažovania a aj ako indikácia prípadného pohybu vody pod koreňovú oblasť pôdy. V tabuľke 2 je uvedený prehľad hnojenia dusíkatými hnojivami počas rokov 2004 – 2006 na variantoch 5 a 7 a v tabuľke 3 je uvedený prehľad zavlažovania.

Tabuľka 2: Dávky hnojenia aplikované na poľný stacionárny pokus.

Plodina	Termín aplikácie	Variant	Dávka N (kg/ha)
2004 Jarný jačmeň	Jeseň 2003	5	45
		7	67,5
2005 Ozimná pšenica	Jeseň 2004	5	30
		7	45
	Jar 2005	5	30
		7	45
2006 Cukrová repa	Jar 2006	5	90
		7	135

Tabuľka 3: Závlahové dávky aplikované na poľný stacionárny pokus.

Plodina	Termín aplikácie	Závlahová dávka (mm)	Celkové závlahové množstvo (mm)
2004 Jarný jačmeň	17.6. 2004	15	35
	19.6. 2004	20	
2005 Ozimná pšenica	21.6. 2005	24	39
	26.6. 2005	15	
2006 Cukrová repa	21.6. 2006	20	60
	11.7. 2006	40	

Obsah dusičnanov sa stanovil v pôdnych vzorkách odobratých z rôznych vrstiev pôdneho profilu, ale aj v priesakových vodách. Pôdne vzorky boli odobierané z variantov 1, 5 a 7 na zavlažovanej a nezavlažovanej ploche. Obsah NO<sub>3</sub><sup>-</sup> sa stanovoval vo vlhkej pôde, po extrakcii 1 % K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> na prístroji Ska-



lar San Plus System. Pôdne vzorky sa odoberali pred založením porastu, počas vegetačného obdobia a po zbere.

Na zachytávanie priesakových vôd boli v roku 2004 použité podtlakové keramické nádoby (suction cups) osadené v pôdnom profile v hĺbkach 0,6 m a 0,9 m na 3 variantoch (tých istých ako v prípade odberu pôdnych vzoriek) na zavlažovanej a nezavlažovanej ploche a v rokoch 2004 – 2006 ploché lyzimetre v hĺbke 0,6 m. Obsah dusičnanov v priesakových lyzimetrických vodách sa stanovoval rovnakou metódou ako v pôde.

Tabuľka 4: Zrnitostné zloženie a pôdny druh, variant 1 nezavlažovaný.

Hĺbka (cm)	Fyz. íl (%) <0,002 mm	I. kat (%) < 0,01 mm	II. kat (%) 0,05 – 0,01 mm	III. kat (%) 0,05 – 0,01 mm	IV. kat (%) 0,1 – 2 mm	Pôdny druh
30	19,84	51,80	35,88	10,31	2,01	IH
60	22,73	50,92	33,77	14,02	1,28	IH
100	15,26	32,08	41,70	24,57	1,65	H
150	11,29	22,22	46,04	29,67	2,07	PH

Legenda: P – piesočnatá (0 – 10 % častíc < 0,01 mm), HP – hlinítopiesočnatá (10 – 20 % častíc < 0,01 mm), PH – piesočnatohlinitá (20 – 30 % častíc < 0,01 mm), H – hlinitá (30 – 45 % častíc < 0,01 mm), IH – ílovitohlinitá (45 – 60 % častíc < 0,01 mm), IV – ílovitá (60 – 75 % častíc < 0,01 mm), I – íl (< 75 % častíc < 0,01 mm).

Tabuľka 5: Hydrofyzikálne vlastnosti, variant 1 nezavlažovaný.

Hĺbka (cm)	MH (g/cm <sup>3</sup> )	OH (g/cm <sup>3</sup> )	KN (obj.%)	MKK (obj.%)	RVK (obj.%)	PO (obj.%)	Pn (obj.%)	Ps (obj.%)	BV (obj.%)
30	2,72	1,16	47,50	36,64	33,62	57,28	15,37	8,29	11,33
60	2,76	1,39	41,32	36,82	35,14	49,48	10,88	3,46	12,77
100	2,77	1,38	45,67	39,79	35,00	50,18	7,99	7,20	5,43
150	2,78	1,40	47,24	42,08	39,06	49,76	5,38	5,33	5,78

Legenda: MH – merná hmotnosť, OH – objemová hmotnosť, KN – kapilárna nasiakavosť, MKK – maximálna kapilárna nasiakavosť, RVK – retenčná vodná kapacita, PO – celková pórovitosť, Pn – nekapilárna pórovitosť, Ps – semikapilárna pórovitosť, BV – bod vädnutia.

## Výsledky a diskusia

Hydrofyzikálne vlastnosti pôdy majú dôležitú úlohu pri pohybe vody a rozpustených látok v pôde. Základnou fyzikálnou charakteristikou pôdy je zrnitostné zloženie, výsledky sú uvedené v tabuľke 4. Zrnitosť pôdy bola vyhodnotená s použitím klasifikačnej stupnice podľa Nováka, t. j. podľa obsahu I. zrnitostnej kategórie (častice < 0,01 mm). Na základe tejto klasifikácie bol určený pôdny druh. Pôda na stacionárnom pokuse je prevažne ílovitohlinitá, v hlbších horizontoch miestami prechádza do piesočnatohlinitej (nezavlažovaný variant 1). Ílovitohlinitá pôda sa vyznačuje pomerne dobrou retenciou vody v pôde, čo znamená, že pôda je schopná udržať v pôdnom profile pomerne veľké množstvo vody spolu s rozpustenými látkami. Veľká retenčná schopnosť pôdy zabraňuje prieniku pôdneho roztoku do hlbších vrstiev, prípadne až do podzemnej vody. Nižšiu retenciu má piesočnatohlinitá pôda, tá je ale v hlbších horizontoch, kde pri štandardných podmienkach neprebíhajú také veľké zmeny vlhkosti pôdy ako vo vrchných vrstvách. Z hľadiska zrnitosti pôdy nie je pokusná lokalita rizikovou pre vyplavovanie dusičnanov. Hydrolimity, ktoré sú uvedené v tabuľke 5, poukazujú na dobrú retenčnú schopnosť pôdy na tejto lokalite, a teda aj na vysokú využiteľnosť pôdnej vody rastlinami. Výsledky sú v súlade so zrnitostným zložením pôdy.

Na obsah vody v pôde podstatným spôsobom vplývali zrážky a doplnková závlaha. Vlhkosť pôdy v objemových % slúžila ako indikácia potreby zavlažovania a aj ako indikácia prípadného pohybu vody pod koreňovú oblasť pôdy. Vlhkosť pôdy bola vyhodnotená ako zásoba pôdnej vody v mm v orníckej vrstve 0 – 30 cm a v celom pôdnom profile 0 – 80 cm. Na obrázku 1 sú výsledky zo zavlažovaného a nezavlažovaného variantu 1 v roku 2006. Deficit vody v hlbších vrstvách pôdneho profilu nedovolil, aby dochádzalo k prieniku vody pod koreňovú oblasť pôdy. Prenos vody do hĺbky väčšej, ako bola meraná oblasť pôdneho profilu, by bol totiž možný iba v prípade nasýtenia celého pôdneho profilu. Z obrázku 1 vyplýva, že nielen na nezavlažovanom variante, ale ani na zavlažovanom variante nebola počas vegetačného obdobia nameraná vlhkosť presahujúca poľnú kapacitu.

Tabuľka 6: Distribúcia dusičnanov v pôdnom profile.  
a) Zavlažované varianty.

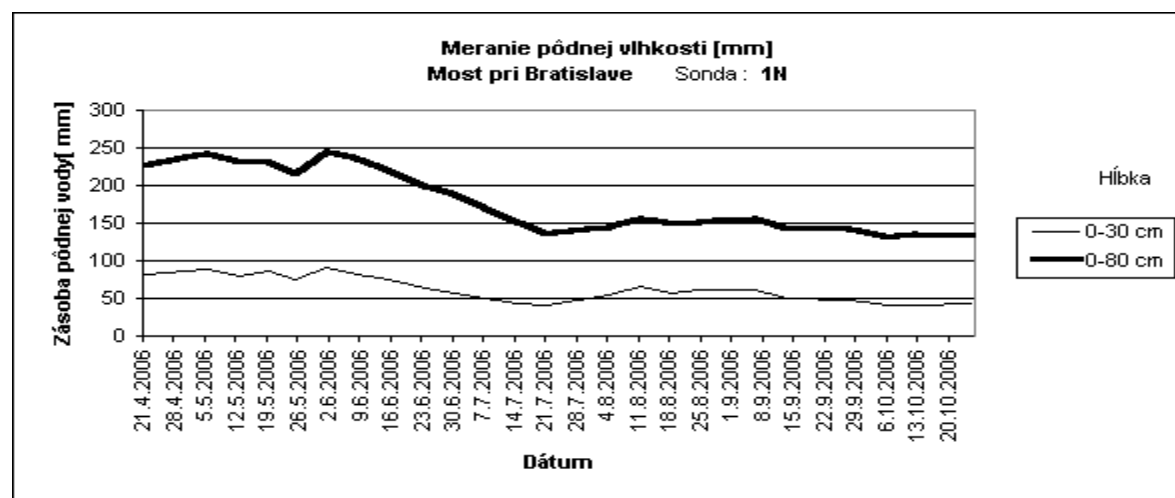
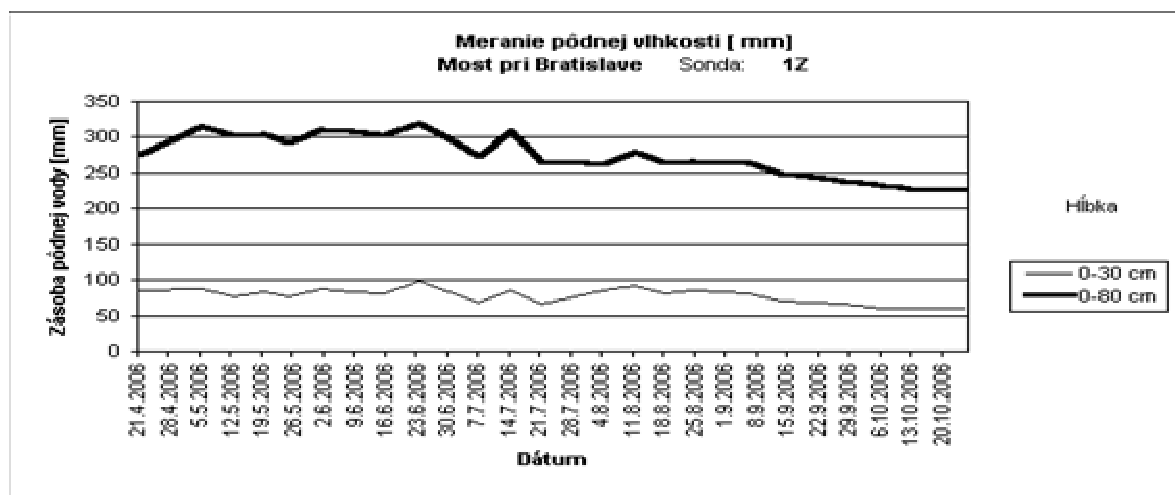
Variant	Hĺbka (cm)	N-NO <sub>3</sub> (mg/kg)						
		23. 3. 2004	26. 5. 2004	18. 8. 2004	11. 5. 2005	8. 6. 2006	1. 8. 2006	18.10. 2006
1	0 – 30	8,21	5,19	4,36	1,56	7,84	3,60	3,37
	30 – 60	6,29	5,78	3,44	<1	6,32	2,96	2,32
	60 – 90	2,02	9,07	1,46	<1	3,03	<1	<1
5	0 – 30	10,60	3,58	5,81	1,53	11,00	2,88	4,94
	30 – 60	11,60	4,79	2,97	2,80	9,61	3,57	3,81
	60 – 90	7,21	5,36	<1	<1	11,35	4,36	<1
7	0 – 30	24,80	5,96	11,50	2,14	11,72	4,18	4,05
	30 – 60	15,40	6,46	4,02	1,13	12,59	4,63	3,68
	60 – 90	14,00	8,95	7,01	<1	12,85	3,16	5,14

b) Nezavlažované varianty.

Variant	Hĺbka (cm)	N-NO <sub>3</sub> (mg/kg)						
		23. 3. 2004	26. 5. 2004	18. 8. 2004	11. 5. 2005	8. 6. 2006	1. 8. 2006	18.10. 2006
1	0 – 30	4,81	2,59	3,63	<1	9,56	4,32	3,73
	30 – 60	2,40	1,92	2,48	<1	7,35	2,54	3,15
	60 – 90	2,29	3,17	1,75	<1	<1	1,22	<1
5	0 – 30	13,80	2,94	6,21	6,04	7,67	4,46	3,07
	30 – 60	9,76	4,65	2,03	3,2	3,95	4,15	2,58
	60 – 90	6,67	10,50	2,94	<1	6,42	2,10	2,05
7	0 – 30	26,10	5,48	11,30	17,4	12,08	14,05	3,60
	30 – 60	24,3	8,36	10,10	8,32	10,41	8,64	2,97
	60 – 90	17,80	19,50	11,30	1,41	8,58	9,36	1,91

Na zavlažovaných variantoch sa osobitná pozornosť venovala aplikácii závlahovej vody. Potrebná závlahová dávka okrem toho, že nesmie byť veľmi vysoká, musí byť dodávaná primeranou intenzitou v súlade s infiltračnou a retenčnou schopnosťou pôdy. Pri optimálnej intenzite aplikácie závlahovej vody prebieha rovnomerná infiltrácia, voda stačí vsakovať a nedochádza k povrchovému odtoku vody. V prípade vysokej intenzity dodávky závlahovej dávky sa prekročí infiltračná schopnosť pôdy a na povrchu pôdy sa začína vytvárať vrstva vody (výtopa). Následne potom dochádza k povrchovému odtoku vody a k potenciálnemu znečisteniu hydrosféry (odtok vody s dusičnanmi do povrchových tokov). Pri veľmi nízkej intenzite dodávky závlahovej vody nehrozí síce tvorba kaluží (výtopa), ale sa zbytočne predlžuje čas zavlažovania a závlaha sa stáva ekonomicky náročnejšia (z energetického hľadiska).

diska). Bezpečná rýchlosť aplikácie závlhovej vody zodpovedá ustálenej intenzite infiltrácie, ktorá bola stanovená infiltračnými testami alebo zodpovedá nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy stanovenej v teréne. Je to však variabilná hodnota, premenlivá v čase a priestore a na pokusnej lokalite pohybuje od 20 do 25 cm/deň, čo je zhruba okolo 1 cm za hodinu. Znamená to, že závlhovou vodu je potrebné aplikovať najviac intenzitou približne 10 mm za hodinu. Vždy je však potrebné, aby sa priebeh zavlažovania sledoval a v prípade počiatku tvorby kaluží na povrchu pôdy je nevyhnutné intenzitu závlahy znížiť.



Obrázok 1: Zásoba pôdnej vody v roku 2006, zavlažovaný a nezavlažovaný variant 1.

Prenos vody a rozpustených látok, v tomto prípade dusičnanov, môže byť pri určitých špecifických podmienkach ovplyvnený existenciou makropórov v pôde, následkom ktorých dochádza k preferovanému prúdeniu. Pôda nie je homogénne pórovité prostredie, takže pohyb pôdneho roztoku sa neuskutočňuje len pôdnou maticou, ale prednostne preferovanými cestami. Preferované prúdenie spôsobuje, že voda spolu s rozpustenými látkami veľmi rýchlo, prednostne, infiltruje do pôdneho profilu. V pomerne krátkom čase sa môžu napr. dusičnany dostať týmito preferovanými cestami do podkoreňovej oblasti alebo až do podzemných vôd a spôsobiť kontamináciu. Je však dôležité zdôrazniť, že prúdenie vody cez makropóry prebieha iba vtedy, keď intenzita zrážky alebo závlahy prevyšuje intenzitu infiltrácie do pôdnej matrice, a ak sú makropóry otvorené na povrchu pôdy. Preferované prúdenie vody a roztokov v pôde má viacero príčin, napr. existenciu makropórov alebo rôzne nehomogenity v pôde. Hydrofyzikálne charakteristiky stredne ťažkej hlinitej až ílovitohlinitej pôdy v Moste pri Bra-

tislave ukazujú na potenciálne preferované prúdenie vody s rozpustenými látkami a ich možný rýchly prienik do podzemných vôd. Svedčí o tom existencia výsušných puklín pri určitých vlhkosťných podmienkach, ale najmä rozdiel v nasýtenej hydraulickej vodivosti meranej rôznymi metódami, ktorý potvrdzuje prítomnosť preferovaných ciest, predovšetkým vo vrchných vrstvách pôdneho profilu. Preferované prúdenie nastáva iba v prípade v prípade extrémnych hydrologických situácií, napr. po privalovom daždi, ktorý nasleduje po dlhotrvajúcom suchu (Nováková, 2003a; Nováková, 2003b).

Tabuľka 7: Analýza lyzimetrických vôd. EC je elektrická vodivosť.

Dátum	Variant	EC (mS/m)	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Objem (ml)
9.3. 2004	1 Z	115	54,9	8
	7 Z	124	77,2	140
1.4. 2004	1 Z	40	10,5	50
	7 Z	95	68,5	156
15.4. 2004	1 Z	120	84,4	42
	7 Z	105	75,7	78
16.6. 2004	1 Z	39	3,4	46
	7 Z	121	87,6	234
6.4. 2005	1 N	49	1,3	21
	1 Z	65	9,8	112
	7 N	61	64,3	75
	7 Z	33	38,2	65
15.4.2005	1 Z	120	84,4	42
	7 Z	105	75,7	78
10.5. 2005	7 N	37	22,5	112
	7 Z	68	21,8	66
16.6. 2005	1 Z	39	3,4	46
	7 Z	121	87,6	234
30.5.2006	1 N	79	7,7	250
	1 Z	87	18,5	245
	7 N	72	35,6	245
	7 Z	135	35,5	250
9.6.2006	1 N	93	5,0	16
	1 Z	90	8,3	19
	7 Z	125	46,1	92
10.7.2006	1 Z	120	9,6	230
	7 Z	118	17,3	240

Z analýzy pôdnych vzoriek odobratých počas vegetačného obdobia bolo možné určiť distribúciu dusičnanov v pôdnom profile. Obsah dusičnanov v pôde sa väčšinou na všetkých variantoch znižoval s hĺbkou v pôdnom profile, nedochádzalo teda k vyplavovaniu dusičnanov. Väčší obsah dusičnanov v hlbších vrstvách pôdy je na hnojených a zavlažovaných variantoch a v prípade intenzívnych zrážok. Výsledky analýzy pôdy z rôznych vrstiev pôdneho profilu sú uvedené v tabuľke 6. Nízky obsah N-NO<sub>3</sub> v pôde pred zimným obdobím je dobrým predpokladom, že mimovegetačné zrážky nespôsobia vertikálny posun dusičnanov do podkoreňovej oblasti, prípadne až do podzemnej vody, alebo horizontálny presun do povrchových vôd.

Výsledky analýzy priesakových vôd sú uvedené v tabuľke 7. V roku 2004 neboli zachytené priesakové vody v podtlakových keramických nádobkách. Do podtlakových keramických nádobiek (sustion cups), umiestnených v hĺbke 0,6 a 0,9 m sa priesaková voda nedostala. Preto je dosť nepravdepodobné, aby sa dusičnany na tejto lokalite vyplavili až do podzemnej vody v hĺbke 6 – 7 m, samozrejme za predpokladu racionálneho využívania závlahy a hnojenia. V rokoch 2004 – 2006 boli priesakové vody zachytené len plochými lyzimetrami, ktoré sú umiestnené pomerne plytko, v hĺbke 0,6 m, a to najmä

na zavlažovaných variantoch a po väčších zrážkach v jarnom období. Koncentrácia dusičnanov v niektorých prípadoch prekračuje hodnotu 50 mg/l, čo je limit pre pitnú vodu, ale vo vegetačnom období je v pôde v dôsledku mineralizácie a hnojenia nahromadené väčšie množstvo dusíka, ktoré je intenzívne spotrebované porastom. Vyplavovanie dusičnanov hrozí skôr v zimnom a skorom jarnom období.

## Záver

Nebezpečenstvo odtoku zrážkovej a závlahovej vody spolu s rozpustenými kontaminantami, v našom prípade s dusičnanmi, do hydrosféry (povrchových, podpovrchových a podzemných vôd) vzniká v dôsledku nesprávneho zavlažovania a hnojenia. Dávky dusíkatých hnojív podobne ako závlahové dávky nesmú byť vysoké, porast ich musí využiť bez strát. Neodporúča sa hnojiť neskoro v jeseni a skoro na jar, pretože v zimnom období je riziko vyplavovania dusičnanov oveľa vyššie. V mnohých prípadoch je účinné hnojiť v delených dávkach, a tak zvýšiť využiteľnosť živín porastom. Na potenciálnu kontamináciu hydrosféry dusičnanmi vplýva množstvo faktorov. Sú to predovšetkým hydrofyzikálne vlastnosti pôdy, preferované prúdenie v pôde, množstvo zrážkovej a závlahovej vody a ich intenzita, množstvo dodaných dusíkatých hnojív a hĺbka hladiny podzemnej vody. Ochrana hydrosféry pred kontamináciou dusičnanmi spočíva predovšetkým v racionálnom zavlažovaní a hnojení. Vyplavovanie dusičnanov možno očakávať v prípade spolupôsobenia viacerých nepriaznivých faktorov: intenzívne hnojenie dusíkatými hnojivami, nepriaznivé hydrofyzikálne charakteristiky pôdy, hladina podzemnej vody alebo štrkové rozhranie plytko pod terénom, vlhké obdobie nasledujúce po závlahe, prevládajúci priesakový vodný režim pôdy, existencia preferovaných ciest, extrémne hydrologické situácie, napr. privalové dažde po dlhotrvajúcom suchu.

## PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-99-033204.

## Literatúra

1. Beven, K.; Germann, P. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18, 5, 1311 – 1325.
2. Bielek, P. (1998): Dusík v poľnohospodárskych pôdach Slovenska. Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava, 256 s. ISBN 80-8561-44-2.
3. Bízik, J. (1989): Podmienky optimalizácie výživy rastlín dusíkom. *Poľnohospodárstvo, Séria A. SAV Bratislava*, 189 s.
4. Daudén, A.; Quílez, D.; Vera, M. V. (2004): Pig slurry application and irrigation effects on nitrate leaching in mediterranean soil lysimeters. *J. Environ. Qual.*, 33, 2290 – 2295.
5. Decau, M. L.; Simon, J. C.; Jacquet, A. (2004): Nitrate leaching under grassland as affected by mineral nitrogen fertilization and cattle urine. *J. Environ. Qual.*, 33, 637 – 644.
6. Fecenko, J.; Ložek, O. (2000): Výživa a hnojenie poľných plodín. SPU Nitra, ISBN 80-7137-777-5, 452 s.
7. Hansen, E. M.; Eriksen, J.; Vinther, F. P. (2007): Catch crop strategy and nitrate leaching following grazed grass-clover. *Soil Use and Management*, 23, 4, 348 – 358.
8. Nissen, T. M.; Wander, M. M. (2003): Management and soil-quality effects on fertilizer-use efficiency and leaching. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 1524 – 1532.
9. Nováková, K. (2002): Preferované prúdenie vody a rozpustených látok v pôde. CD-ROM z konferencie „Pôda a rastlina“. Katedra pedológie, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava, 7. februára 2002. *PHYTOPEDON (Bratislava), Journal of Soil Science, Supplement 2002/1*, 155 – 159.
10. Nováková, K. (2003 a): Vplyv prírodného prostredia na zraniteľnosť podzemnej vody. *Acta Hydrologica Slovaca*, ISSN 1335-6291, 4, 2, 367 – 374.

11. Nováková, K. (2003 b): Riziko vyplavovania rozpustených látok do podzemnej vody. In: Hydrologie pôdy v malém povodí. Konferencia s medzinárodnou účasťou. Praha, Česká republika, 15. 10. 2003. Zborník príspevkov, s. 203 – 208, príloha CD ROM, ISBN 80-02-01586-X, 12 s.
12. Nováková, K.; Piš, V.; Reháč, Š. (2003): Pôdne parametre ovplyvňujúce zraniteľnosť podzemnej vody. In: Druhý pôdoznalecké dni v SR. Stará Lesná, 16.–18. 6. 2003. Zborník referátov na CD ROM, s. 295 – 301.
13. Piš, V.; Nováková, K. (2002): Vplyv vlastností pôdy na mobilitu ťažkých kovov. CD-ROM z konferencie „Pôda a rastlina“. Katedra pedológie, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava, 7. februára 2002. PHYTOPEDON (Bratislava), Journal of Soil Science, Supplement 2002/1, 180 – 186.
14. Schnebelen, N. et al. (2004): The STICS model to predict nitrate leaching following agricultural practices. *Agronomie*, 24, 423 – 435.
15. Vidaček, Ž.; Sraka M.; Bensa, A. (2002): Impact of hydroamelioration on soil moisture regime and nitrate leaching. 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, 14. – 21. August 2002, Thailand, Symposium no. 54, Paper no. 556, p. 1 – 7.
16. Zhu, Y.; Fox, R. H.; Toth, J. D. (2003): Tillage effects on nitrate leaching measured by pan and wick lysimeters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 1517 – 1523.



## Small-scale variation of hydraulic properties in pine forest soil near Sekule, south-western Slovakia

Tomáš Orfánus,<sup>1</sup> Lubomír Lichner,<sup>1</sup> Miloslav Šír,<sup>2</sup> Miroslav Tesar<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

<sup>2</sup>Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Pařankou 5/30, 166 12 Praha 6

### Abstract

The variability of water repellency of pine-forest arenic Regosols and its influence on the infiltration process were estimated at the locality of Mláky II near Sekule in south-west Slovakia. The water drop penetration time (WDPT) tests of soil water repellency and infiltration tests with a miniaturized tension infiltrometer (3 mm diameter) at single-sample scale (100 cm<sup>3</sup> volume, 22 cm<sup>2</sup> surface) were performed. Extreme water repellency and small-scale heterogeneity of the investigated soil was observed. The WDPT test revealed that soil water repellency varies across three classes on average, and maximally five classes. The infiltration measurements corresponded to the soil water repellency classification quite well. All the results suggested that the hydraulic properties of the soil are changing at millimetre or even micrometre scale due to the presence of unevenly distributed hydrophobic material.

**Keywords:** spatial variability; water repellency; WDPT test; infiltration; sorptivity.

### Introduction

Besides others, the organic matter components (aliphatic hydrocarbons, amphiphilic substances), living or dead organisms (e.g. fungal hyphae) and the microbial environment like bacteria (Nunan et al., 2002) are the most frequent causes of the hydrophobic behaviour of soil, which resists or retards surface water infiltration. Such soils are usually called water repellent soils. The main impacts of soil water repellency are reduced infiltration capacity, unstable wetting front with fingers (Bauters et al., 2000), preferential flow, faster transport of solutes, increased overland flow, soil erosion and variations in the soil water content (Dekker & Ritsema, 1994) affecting plant growth. To deal with this phenomenon effectively, and to forecast and control the associated environmental risks, it is necessary to understand the spatial variability of soil water repellency at various scales and its effect on soil hydraulic properties. Several approaches exist for quantifying the soil water repellency. These include: the water drop penetration time (WDPT) test, molarity of ethanol droplet assessment (Roy & McGill, 2002), contact angle by capillary rise, water entry pressure (Bauters et al., 2000) and index of water repellency (Hallett et al., 2004), among others. Graber et al. (2006) have examined the spatial variability of water repellency (classified by WDPT into 6 classes) on undisturbed soil samples obtained in 100 cm<sup>3</sup> cylinders of 5 cm diameter and 5 cm height, along several transects of 1.2 m length with samples about 3 cm apart, in a citrus orchard with extremely repellent soils in the central part of Israel. They found that, in the vast majority of cases, WDPT for duplicate drops placed on particular samples differed by no more than 10%. However, at a 1.2-m transect scale, several classes (ranging from 1 to 5 depending on sampling depth) of repellency were identified. Hallett et al. (2004) found that even the subcritical water repellency has a large influence on the spatial distribution of water sorptivity in soil. They used a miniaturized tension infiltrometer with a radius of 1.4 mm to analyse the spatial variability of sorptivity on the surface of a large intact block of soil (0.9 m wide, 1.3 m long, 0.25 m deep) at the millimetre (spacing) scale. They assumed that repellency can induce levels of spatial variability in water transport at small scales comparable to those induced by macropores at larger scales.

The objective of this paper was to examine the variability extent of soil water repellency at a 100-cm<sup>3</sup> sample scale and its relation to sorptivity estimation using a miniaturized tension infiltrometer at the



locality of Mláky II in Sekule (south-west Slovakia) during hot and dry spells with well-pronounced water repellency.

## Materials and methods

### *Experimental site and sampling*

The experimental site is located at Mláky II near Sekule on the Borská nížina lowland (south-west Slovakia), where sand dunes with surface aeolian sand occur in about 570 km<sup>2</sup> (Kalivodová et al., 2002). The elevation of the studied locality is 150 m a.s.l., the average annual air temperature is 9 °C and the annual precipitation total is 500–600 mm. The soil was a Regosol formed from wind-blown sand (WRB, 1994) and had a sandy texture (Soil Survey Division Staff, 1993) and an elementary structure (Tab. 1). The thickness of the A horizon was variable from 1.5 to 7 cm. Under the mostly water repellent A horizon was a wettable unconsolidated mineral C horizon of aeolian sand extended to the depth of about 2 m, where the groundwater table occurred. Pedon description: **F** 0–1.5 cm: partly decomposed litter layer, **Ao** 1.5–7 cm: surface organomineral horizon with colour 10YR 6/2 (according to Munsell designations), **C** 7–80 cm: horizon with colour 10YR 7/3–8/3, **C(Go)** > 80 cm: colour 10YR 8/3, local spots: 6/8.

Table 1. Physical and chemical properties of the soil samples taken at Mláky II near Sekule (south-west Slovakia).

Depth (cm)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	pH(H <sub>2</sub> O)	pH(KCl)
0–1	95.14	2.26	2.60	<0.05	0.83	5.65	4.39

The soil was covered mostly by the moss species *Polytrichum piliferum*, then by lichens (*Cladonia* sp.), and in isolated cases by the grass species *Corynephorus canescens*. A more detailed description of plant and microbial species in the locality can be found in Lichner et al. (2005, 2007).

The top 5-cm soil surface layer was sampled in the pine forest on 18 July 2007. The age of the pine trees (*Pinus sylvestris*) in the forest is about 30 years. Stainless steel cylinders of 100 cm<sup>3</sup> volume and 5 cm height were used for obtaining undisturbed samples by pressing the cylinders into the soil. Samples were taken in 3 clusters, each containing 3 samples, 5–10 cm apart. Two clusters were located under the pine trees and one cluster between the trees. Cylinders were lifted carefully out of the soil and the upper and lower cylinder faces were sealed with fitted metal caps to prevent changes in soil water content.

### *Water repellency estimation*

In the laboratory, the caps were removed from the soil samples and the water repellency of the soil surfaces was determined by the water drop penetration time (WDPT) test. From 10 to 14 drops of distilled water were placed on the surface of each soil sample, and the time that elapsed before the drops were absorbed was determined. The volume of water in a droplet was 58±5 µL.

Eight repellency classes were distinguished, following Dekker and Ritsema (1994): Class I (wetable, not water repellent): infiltration within 5 s; Class II (slightly water repellent): 5 s < WDPT ≤ 60 s; Class III (strongly water repellent): 60 s < WDPT ≤ 600s; Class IV (severely water repellent): 600 s < WDPT ≤ 3600 s; Class V (extremely water repellent): 1 h < WDPT ≤ 2 h; Class VI: 2 h < WDPT ≤ 3 h; Class VII: 3 h < WDPT ≤ 4 h; Class VIII: WDPT > 4 h.

### *Measurement of water transport using a miniaturized tension infiltrometer*

After finishing the WDPT tests, the soil samples were air-dried and infiltration measurements performed. We used a miniaturized tension infiltrometer consisting of a 3.0-mm radius conductance tube with a sponge tip that enabled good soil contact and the establishment of a negative pressure head of  $-20$  mm. Water was supplied to the conductance tube via a flexible pipe that connected to a reservoir on a recording balance accurate to 0.01g (Fig. 1). Twenty-five infiltration measurements were taken on several samples to encompass all the distinguished repellency classes. All the measurements were done at  $-20$  mm pressure head and the rate of uptake of liquid,  $Q$ , was recorded from the mass loss on the balance. Sorptivity,  $S$ , was calculated using a formula presented by Leeds-Harrison et al. (cited in Hallett et al., 2004):

$$S = \sqrt{\frac{Qf}{4br}}, \quad (1)$$

where  $b$  is a parameter dependent on the soil-water diffusivity function (taken as 0.55 following the recommendations of White & Sully (1987) for soils with an unknown  $b$  parameter),  $r$  is the radius of the infiltrometer tip (3.0 mm) and  $f$  is the fillable (air-filled) porosity (0.36). In fact, the water sorptivity measurements could not be obtained from all trials.

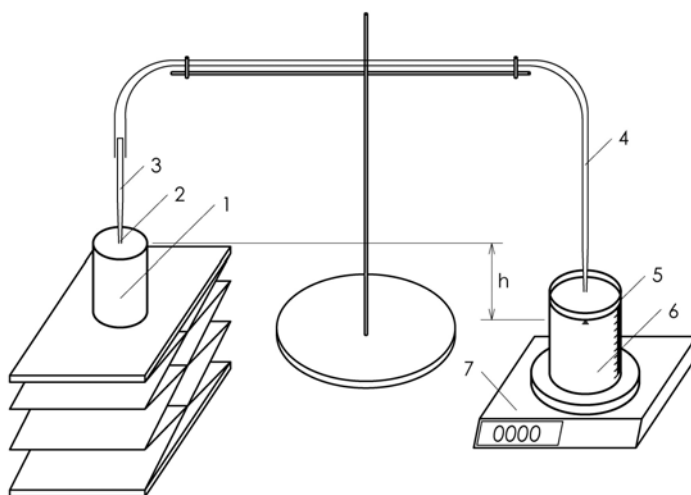


Figure 1. The miniaturized tension infiltrometer apparatus. 1 – soil sample, 2 – sponge tip enabling good soil contact, 3 – conductance tube, 4 – flexible pipe, 5 – water table, 6 – reservoir, 7 – balance.

## Results and discussion

All classes of soil water repellency were identified at the pine-forest site of the locality of Mláky II near Sekule village. The most frequent classes were class III (22.5%), class IV (23.3%) and class VIII (20%). Thus, generally, the soils of the research plot could be characterized as strongly or even extremely water repellent and extremely heterogeneous. The variation coefficient of WDPT values for particular 100-cm<sup>3</sup> soil samples with a surface area of 22 cm<sup>2</sup> ranged between 0.23 and 1.28. The average number of repellency classes identified was 3 (Figs. 2–10). The largest variability of soil water repellency was found by samples 095 and 041, both having ranges extending across 5 classes. Sample 98 had the lowest variability (1 class range) (Fig. 9), with a variation coefficient equal to 0.23. The WDPT values were in all cases above 14 400 s there (class VIII). It is interesting that samples 98 (the least variable) and 041 (the most variable) belonged to the same cluster, being not more than 25 cm apart. If we look at Figs. 2–10 carefully, we can recognize many types of spatial structure, beginning from apparent uniformity (samples 98 and 058), zonality (samples 210, 0129, 095 and 041) and trends (samples 205 and 41), to sharp boundaries (sample 095) and local extremes (042).

The infiltration measurements with a miniaturized tension infiltrometer progressed in five different ways. The first typical situation occurred when infiltration began immediately after the contact between the conductance tube and the soil was established. Thereafter, the infiltration progressed in the usual way, when the infiltrated water amount was permanently cumulating (Fig. 11).

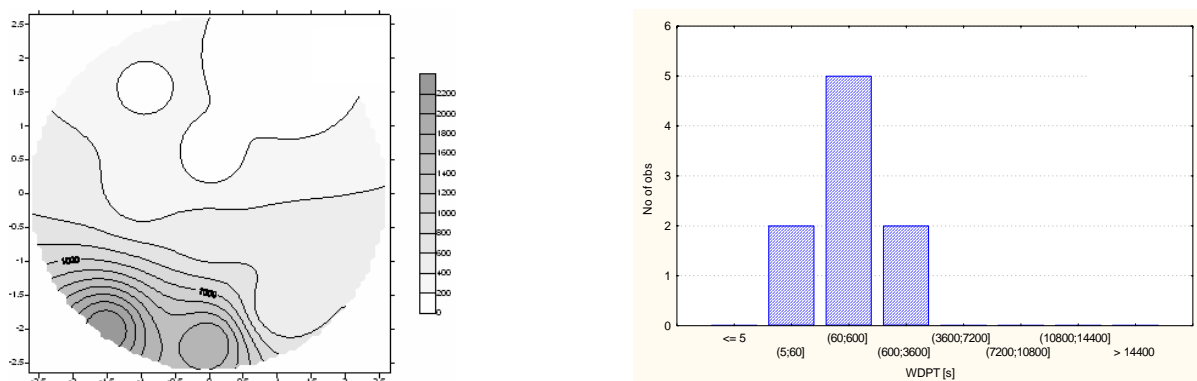


Figure 2. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 205.

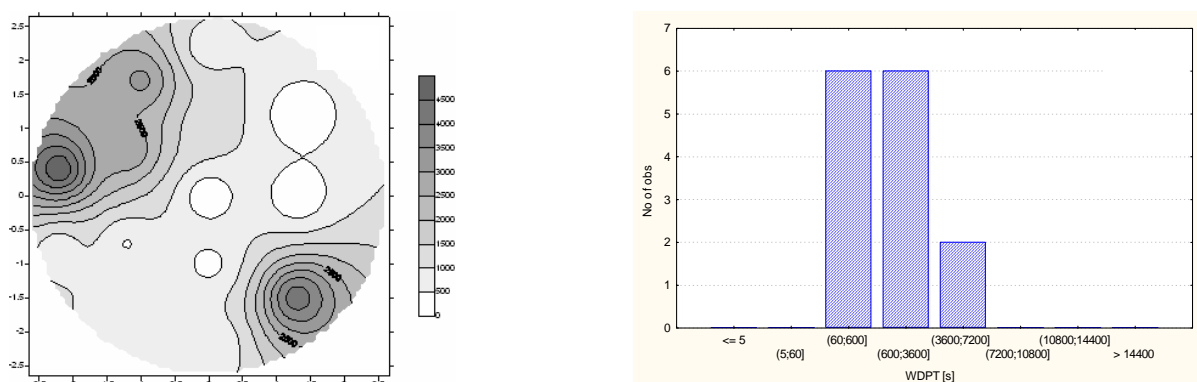


Figure 3. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 210.

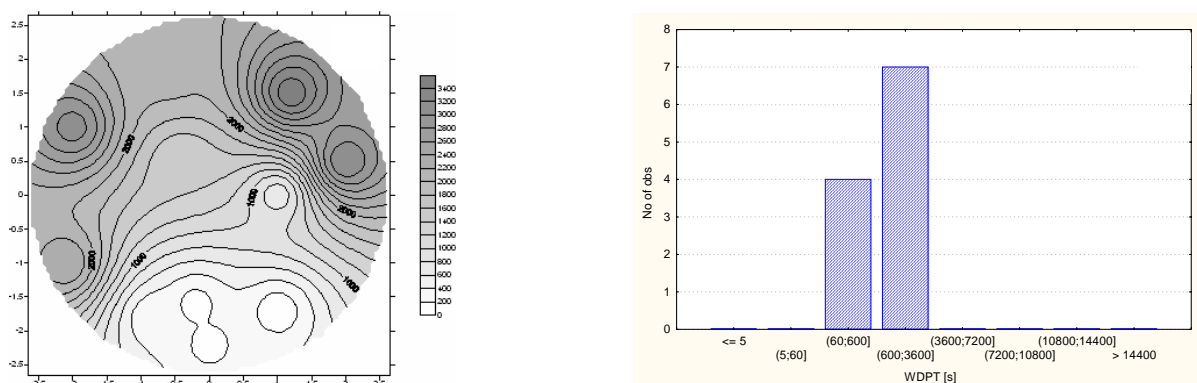


Figure 4. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 41.

This was observed at a range of repellency classes, I–III. The sorptivity was estimated for these situations but it can be stated that there is only a weak relation between the sorptivity and WDPT values (Table 2). Another situation looked similar at the beginning of the infiltration process, but after a relatively short time (up to 1 min) the infiltrometer apparatus began to imbibe the water back from the soil. In such situations, infiltration either stopped at zero value or notwithstanding progressed further in a strange scattered way (Fig. 12).

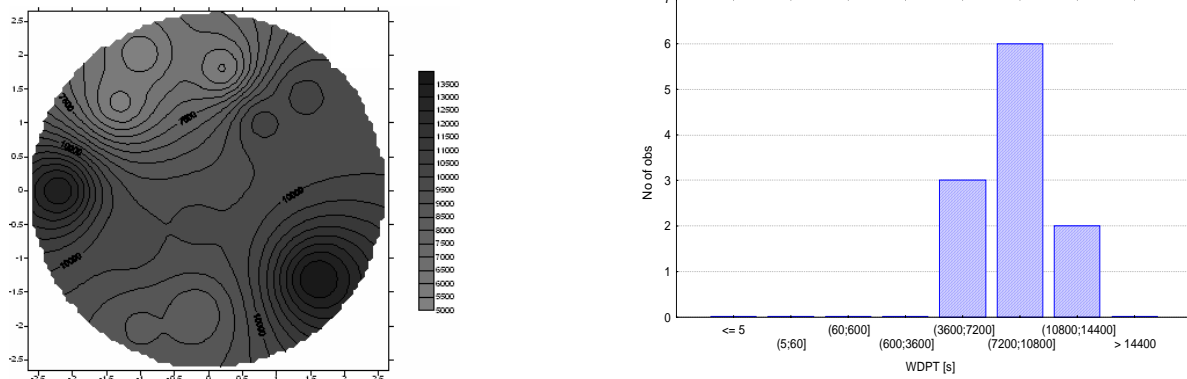


Figure 5. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 042.

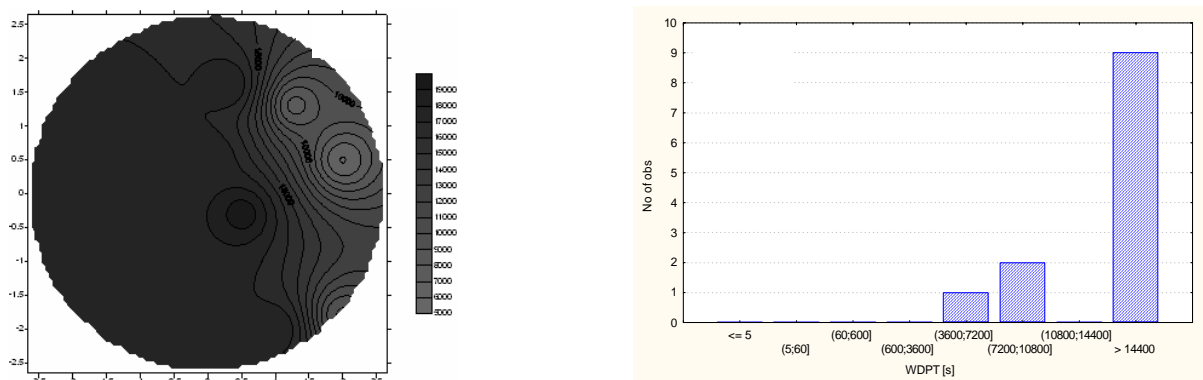


Figure 6. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 0129.

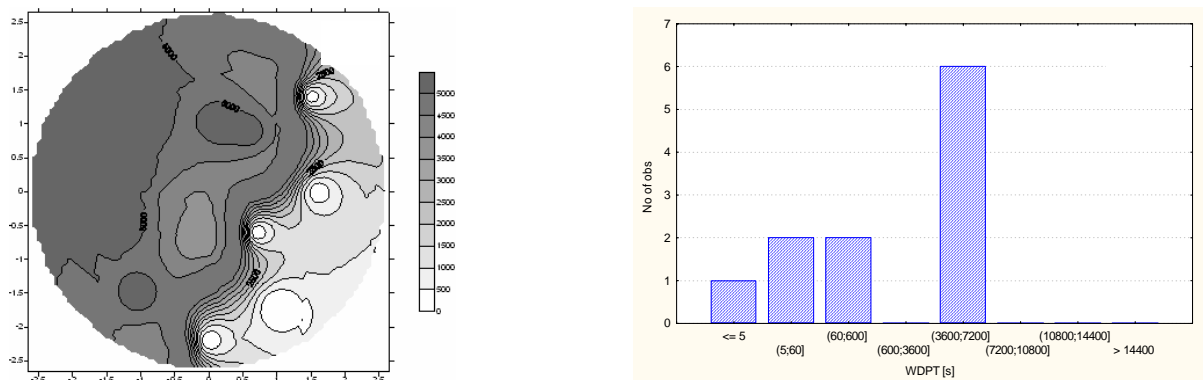


Figure 7. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 095.

The steady state for liquid transport was not reached and sorptivity was not calculated. These cases were observed in the majority of repellency classes (except for the I, VII and VIII classes). We assume that such behaviour of millimetre-scale infiltration is caused by the horizontal-vertical heterogeneity of the soil, regarding its hydrophobic properties. It seems that this property of soil can dramatically change in very short distances in both directions. The biological material (e.g. cells of plant organisms), unevenly distributed in the soil, contains various kinds of organic matter, like saccharides, lipids and waxes, each having a different affinity with water. Bauters et al. (2000) showed how, from the water repellency point of view, the pore space between grains is affected by very small increases of organic matter concentration. Doubling the concentration of octadecyltrichlorosilane from 3.1% to 5.7% caused the increase of pore space percentage affected by water repellent material from 37% to 60%. Except for this, carbohydrates, persisting in dead organic cells with different concentrations, cause variable turgor of decomposing organic material, thus influencing the osmotic part of the soil water potential. In the last-described situations, water infiltrates into a very thin surface soil layer at the beginning but after a very short time reaches the soil particles having a positive hydraulic head and the movement of water turns over.

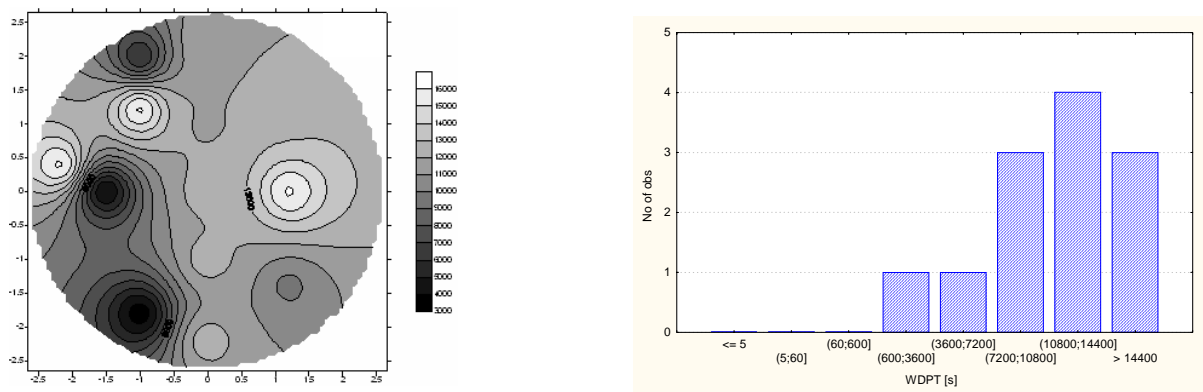


Figure 8. Spatial variability of WDPT values at sample scale ( $22 \text{ cm}^2$ ) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 041.

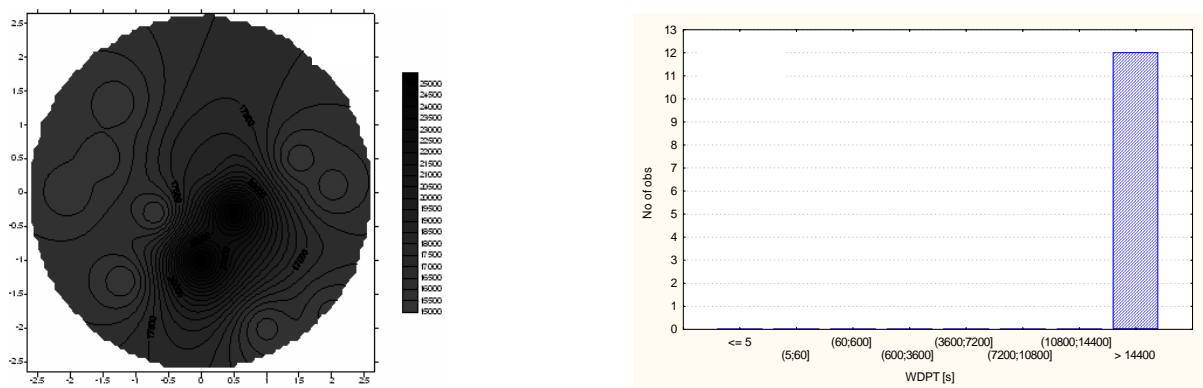


Figure 9. Spatial variability of WDPT values at sample scale ( $22 \text{ cm}^2$ ) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 98.

The fourth situation (Fig. 13) occurred when infiltration began after some prolonged time ranging from several minutes to several hours (typical for repellency classes IV and V). We supposed the sorptivity was equal to zero in such situations. In the last situation, when infiltration did not start even after a very long time ( $>5$  hours), the infiltrometer apparatus was aerated. These situations were observed exclusively by repellency classes VII and VIII. This was caused by positive hydraulic pressure at the soil surface (Bauters et al., 2000). The frequencies of particular infiltration situations and sorptivities are presented in Table 2.

Table 2. Observed frequencies N of various infiltration-history situations with estimated sorptivities S and repellency classes.

Infiltration history	N	S (mm s <sup>-1/2</sup> )	Repellency class
Situation 1	7	0.95	I
		0.88	I
		0.86	II
		0.73	II
		0.62	III
		1.16	III
		0.67	III
Situation 2	5	Not estimated	II, III, IV
Situation 3	2	Not estimated	V, VI
Situation 4	4	0	IV, V
Situation 5	7	0	VII, VIII

The results of WDPT and infiltration tests suggested that soil water repellency had neither a contiguous surface nor a vertical distribution at single-sample scales and, if any degree of spatial organization of soil water repellency is present, one should go in search of it at the microscopic scale. This is in agreement with the findings of Hallett et al. (2004).

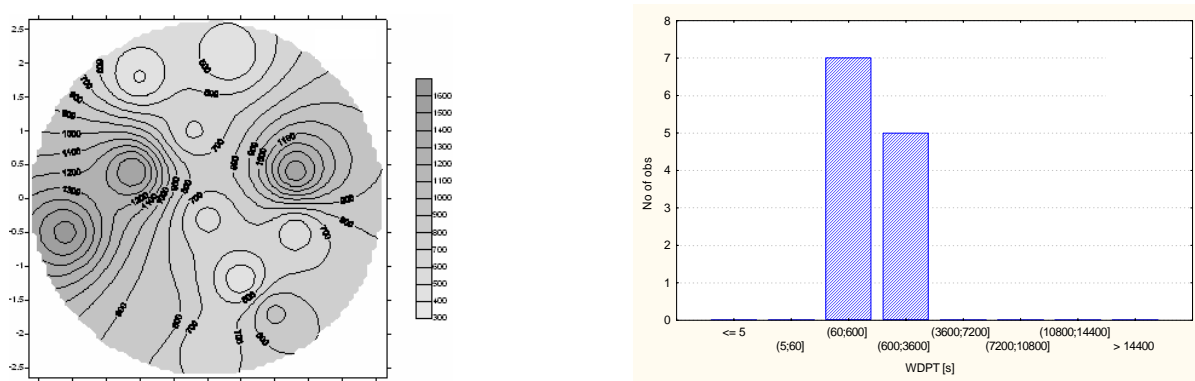


Figure 10. Spatial variability of WDPT values at sample scale (22 cm<sup>2</sup>) and occurrence frequencies of particular soil water repellency classes. Sample 058.

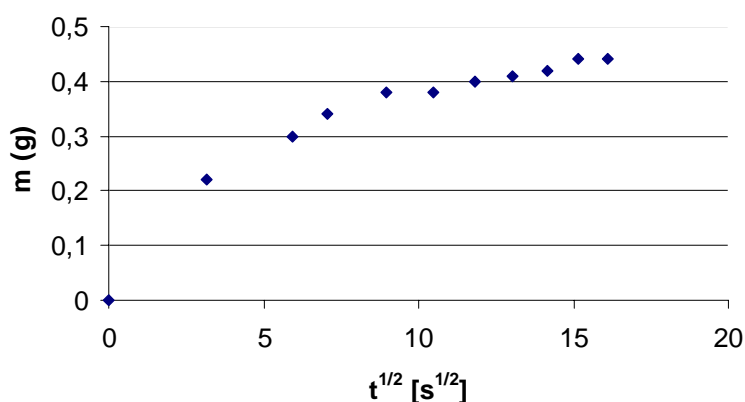


Figure 11. An example of infiltration measurement when the process started immediately after the soil contact was established. This situation was observed for repellency classes I–III.

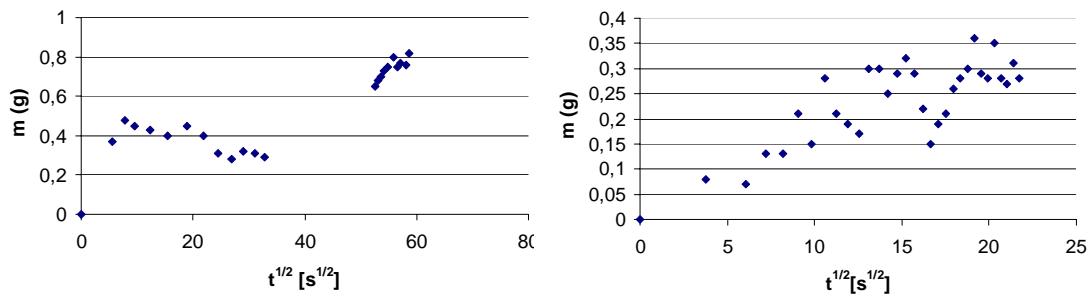


Figure 12. Two examples of infiltration measurement when the process started immediately but after a short time (up to 60 s) the hydraulic potential became unstable and the process progressed in a scattered way. This situation was observed for the majority of repellency classes (except for I, VII and VIII).

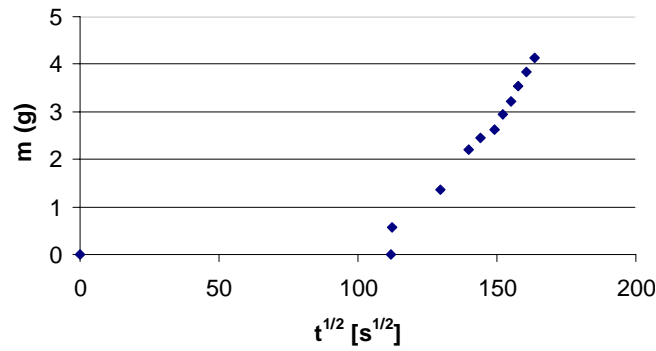


Figure 13. An example of infiltration measurement when the process started with a time delay ranging from several minutes to several hours. This situation was observed for repellency classes IV–V.

## Conclusion

The water repellency of pine-forest arenic regosols and its influence on soil sorptivity were estimated at the locality of Mláky II near Sekule. It can be stated that soil biota and terrestrial plants cause strong water repellency and heterogeneity of this soil. The biologically induced heterogeneity dominates the heterogeneity of the porous system. The WDPT test of soil water repellency exhibited great variability even at the sample scale (22 cm<sup>2</sup>), mostly extending across 3 repellency classes, maximally 5 classes. The infiltration measurements with a miniaturized tension infiltrometer progressed in several different ways and particular situations corresponded to the degree of water repellency quite well. In six cases (repellency classes I, II and III), it started immediately after the contact between the infiltrometer and the soil sample was established. In eight cases (repellency classes VI, VII and VIII), infiltration did not start even after several hours, probably due to the positive value of the hydraulic potential on the soil surface.

In three cases (repellency classes IV and V), infiltration began after some prolonged time, which ranged from several minutes to several hours. In seven cases, infiltration progressed in a scattered way. While these situations were observed in the majority of repellency classes, we suppose that it is a consequence of changing hydraulic potential caused by the presence of biological material unevenly dispersed in the soil.

For water repellency classes I–III, sorptivity could be calculated. The values ranged between 0.62 and 1.16 mm s<sup>1/2</sup> but it seems that there was no relation between sorptivity value and WDPT. More measurements are required.

### Acknowledgement

The financial support from the Slovak Scientific Grant Agency (Project No. 2/6003/26), the Ministry of the Environment of the Czech Republic (Project No. SP/1a6/151/07), the Grant Agency of the Czech Republic (Project No. 526/08/1016) and the Slovak-Czech Program of Bilateral Cooperation in Science and Technology (Project No. SK-CZ-0066-07) is gratefully acknowledged.

### References

- Bauters T.W.J., Steenhuis T.S., DiCarlo D.A., Nieber J.L., Dekker L.W., Ritsema C.J., Parlange J.Y., Haverkamp R. (2000): Physics of water repellent soils. *J. Hydrol.*, 231–232: 233–243.
- Dekker L.W., Ritsema C.J. (1994): How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.*, 30: 2507–2517.
- Graber E.R., Ben-Arie O., Wallach R. (2006): Effect of sample disturbance on soil water repellency determination in sandy soils. *Geoderma*, 136: 11–19.
- Hallett P.D., Nunan N., Douglas J.T., Young I.M. (2004): Millimeter-scale spatial variability in soil water sorptivity: scale, surface elevation, and subcritical repellency effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68: 352–358.
- Kalivodová E., Kubíček F., Bedrna Z., Kalivoda H., Gavlas V., Kollár J., Gajdoš P., Štepanovičová O. (2002): Sand Dunes of Slovakia. Luka-Press, Bratislava, 60 pp (in Slovak).
- Lichner Ľ., Nižnanská Z., Faško P., Šír M., Tesař M. (2005): The impact of plant cover and weather on soil-hydrological parameters of a water repellent soil at the locality Mláky II at Sekule. *Acta Hydrologica Slovaca*, 6: 321–329 (in Slovak).
- Lichner Ľ., Hallett, P.D., Feeney D., Ďugová O., Šír M., Tesař M. (2007): Field measurement of the impact of hydrophobicity on soil water transport under different vegetation over time. *Biologia*, 62: 537–541.
- Nunan N., Ritz K., Wu K., Young I.M., Crawford J.W. (2002): In situ spatial patterns of soil bacterial populations, mapped at multiple scales in arable soil. *Microb. Ecol.*, 44: 296–305.
- Roy J.L., McGill W.B. (2002): Assessing soil water repellency using the molarity of ethanol droplet (MED) test. *Soil Sci.*, 167: 83–97.
- Soil Survey Division Staff (1993): Soil Survey Manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18, 437 pp.
- White I., Sully M.J. (1987): Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23: 1514–1522.
- WRB (1994): World Reference Base for Soil Resources. Wageningen/Rome, 161 pp.





# Skutečná spotřeba vody vybranými kulturními a plevelnými druhy rostlin stanovená v polních podmínkách

Jan Pivec, Václav Brant  
Česká zemědělská univerzita v Praze, Katedra agroekologie a biometeorologie,  
Kamýcká 957, 165 21 Praha 6 – Suchbátka

## Abstrakt

V letech 2005 až 2007 byla v polních podmínkách hodnocena spotřeba vody vybranými kulturními a plevelnými druhy. Hodnoty transpiračního toku byly měřeny 12-ti kanálovým průtokoměrem T4.2 firmy EMS Brno. Záznam hodnot během prováděných měření byl prováděn v 10-ti minutových intervalech. Transpirační tok byl měřen na rostlinách kukuřice seté, laskavce ohnutého, lociky kompasové, pelyňku černobýlu, pcháče rolního, řepky ozimé a turanky kanadské. Průměrné denní hodnoty transpiračního toku se na základě provedených měření pohybovaly v rozmezí od 0,016 do 0,193 kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup>. Hodnoty maximálních denních hodnot poté v rozmezí od 0,025 do 0,309 kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup>.

**Klíčová slova:** transpirace, řepka ozimá, plevel, globální radiace, sytostní doplněk.

## Úvod

Spotřeba vody rostlinami činí významnou položku vodní bilance krajiny (Merta et al., 2001). Důležitým faktorem ovlivňujícím vodní bilanci porostů na zemědělské půdě a následně krajiny je druhové složení fytoceen. V rámci agrofytoceen se na vodní bilanci porostů podílejí kulturní rostliny a plevel. Znalost intenzity transpirace kulturních rostlin a plevelů jako jednoho z členů rovnice pro výpočet vodní bilance stanoviště či porostu není důležitá pouze pro stanovení celkové transpirace agrofytoceeny, ale i pro posouzení vzájemných konkurenčních vztahů o vodu mezi kulturní rostlinou a plevely.

Dosavadní znalosti o vláhových poměrech rostlinných druhů byly získány především v rámci studia lesních společenstev a hodnoty transpirace jsou známy u dřevin (Čermák et al., 1992, 1995, Schulze et al., 1985, Jech et al., 2003). Informace o vláhových nárocích bylinných druhů, zejména při jejich stanovení v přirozených podmínkách, nejsou relativně na základě literatury tak početné (Bethenod et al., 2000, Merta et al., 2001). Z hlediska stanovení vláhových nároků jedinců lze použít tzv. sapflow metru (průtokoměru), založeném na principu sledování šíření tepla v bylinných či v dřevnatých stoncích (Kučera et al., 1977). Průtok vody ve stonku – transpirační tok – závisí především na evaporačních nárocích přiléhající vrstvy atmosféry reprezentovaných kupř. sytostním doplněkem a dále na příkonu energie daném kupř. energií globálního záření (Woodward, Sheehy, 1983). Ověřováním závislosti mezi transpirací rostlin kukuřice a povětrnostními vlivy stanoviště v polních podmínkách se zabývali např. Pivec a Brant (2006). Z hlediska vláhových nároků kulturních plodin prokázali Brant et al. (2007a) rozdíly ve vláhových nárocích liniové a hybridní odrůdy řepky ozimé. V rámci polních pokusů byly rovněž stanoveny hodnoty transpirace u vybraných plevelných druhů z čeledi *Asteraceae* (Brant et al., 2007b). Cílem práce je na základě dosavadních experimentů provést srovnání vláhových nároků vybraných rostlinných a plevelných druhů stanovených v polních podmínkách

## Materiál a metody

Použití metody tepelné bilance je založeno na vztahu (1) mezi vstupujícím množstvím tepla a přírůstkem teploty v definovaném prostoru (Kučera et al., 1977):

$$P = Q \cdot dT \cdot c_w + dT \cdot z, \quad (1)$$

kde  $P$  je vstupní tepelná energie (W),  $Q$  je transpirační tok (kg s<sup>-1</sup>),  $dT$  je teplotní diference v měřeném prostoru (K),  $c_w$  je specifické teplo vody (J kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) a  $z$  je koeficient tepelných ztrát v měřeném

prostoru ( $W K^{-1}$ ). V našich pokusech probíhajících v letech 2005 až 2007 byly hodnoceny hodnoty transpiračního toku u vybraných kulturních a plevelných rostlin v polních podmínkách. Hodnoty  $Q$  byly měřeny 12-ti kanálovým průtokoměrem T4.2 pro průměr stvolu od 6 do 20 mm firmy EMS Brno. Záznam hodnot během prováděných měření byl prováděn v 10-ti minutových intervalech po celou dobu jednotlivých měření. Měřiště se vždy nacházelo na bázi rostliny nebo lodyhy (měřeny byly vybrané lodyhy na rostlinách pelyňku černobýlu a pcháče rolního). Tabulka 1 dokumentuje hodnocené rostlinné druhy, lokalitu a dobu, po kterou měření probíhala. Měření transpiračního toku probíhalo na rostlinách řepky ozimé v rozmezí vývojových fázích BBCH 65 – 89 ( fáze kvetení až zrání). V letech 2005 a 2007 bylo měření prováděno na rostlinách řepky ozimé odrůdy Navajo, v roce 2006 na odrůdách Jesper a Spirit. Hodnocené plevelné druhy se v době měření nacházely ve fázi začátku kvetení až počátku zrání semen. Jako doplňující meteorologické charakteristiky byly sledovány: teplota ( $t$ ) a vlhkost vzduchu ( $r$ ) – z nichž byl stanovován sytostní doplněk ( $d$ ), globální radiace ( $R_g$ ) a srážky ( $S$ ), .

Tabulka 1: Specifikace lokality, termínu měření a druhů, u nichž byl měřen transpirační tok ( $n$  = počet měřených rostlin nebo lodyh).

Rostlinný druh	Termín měření	n	Lokalita	Poznámka
Kukuřice setá <sup>K</sup> ( <i>Zea mays</i> )	2.8. – 8.8. 2005	1	Červený Újezd	měřeno v porostu kukuřice
Laskavec ohnutý <sup>P</sup> ( <i>Amaranthus retroflexus</i> )	2.8. – 27.8. 2006	2	Praha – Suchdol	měřeno na soliterních rostlinách
Locika kompasová <sup>P</sup> ( <i>Lactuca serriola</i> )	2.8. – 27.8. 2006 19.7. – 17.8. 2007	9 8	Praha – Suchdol	měřeno na soliterních rostlinách
Pelyněk černobýl <sup>P</sup> ( <i>Artemisia vulgaris</i> )	2.8. – 27.8. 2006 19.7. – 17.8. 2007	7* 7*	Praha – Suchdol ol	měřeno na soliterních rostlinách
Pcháč rolní <sup>P</sup> ( <i>Cirsium arvense</i> )	2.8. – 8.8. 2005	1*	Červený Újezd	měřeno v porostu kukuřice
Řepka ozimá <sup>K</sup> ( <i>Brassica napus</i> )	9.6. – 22.7. 2005 5.6. – 25.7. 2006 26.4. – 29.6. 2007	6 6 24	Červený Újezd	měřeno v porostu řepky ozimé
Turanka kanadská <sup>P</sup> ( <i>Conyza canadensis</i> )	2.8. – 27.8. 2006 19.7. – 17.8. 2007	6 9	Praha – Suchdol	měřeno na soliterních rostlinách

Vysvětlivky: *K* – kulturní rostlina, *P* – plevelná rostlina,  $n$  = počet měřených rostlin nebo lodyh\*

Pro aproximaci průběhu transpirace (záznamy v 10-ti minutových intervalech a průměrné denní hodnoty) pomocí globální radiace a sytostního doplnku byla použita lineární (aritmetická řada) a nelineární (geometrická řada) závislost, vyjádřená vztahem (2) – Kučera (ústní sdělení):

$$Y = aX_1 / (X_1 + b) \cdot X_2 / (X_2 + c), \quad (2)$$

kde  $a$ ,  $b$ ,  $c$  jsou parametry,  $Y$  průtok vody rostlinou – transpirace,  $X_1$  globální radiace,  $X_2$  sytostní doplněk. Pomocí této aproximace lze exaktně stanovit jednoznačně fenologickou fázi BBCH, odpovídající ukončení růstové fáze druhu. Zde se průběh skutečně měřené hodnoty transpirace protne s aproximovaným, určeným pouze vstupními hodnotami globální radiace a sytostního doplnku.

## Výsledky a diskuse

Průměrné denní hodnoty transpiračního toku stanovené v našich pokusech včetně denních průměrů přijaté energie a sumy srážek za sledované období dokumentuje tabulka 2. Z hlediska vláhových nároků rostliny je zajímavé i stanovení maxim denních hodnot transpiračního toku jako nejvyšších hraničních hodnot intervalu, ve kterém se hodnoty  $Q$  nacházely. Spodní hranice tohoto intervalu je samozřejmě určována téměř nulovou hodnotou, která byla zaznamenána při vysoké oblačnosti a srážkové aktivitě. Pozitivní závislost mezi hodnotami transpiračního toku rostliny a energetickým

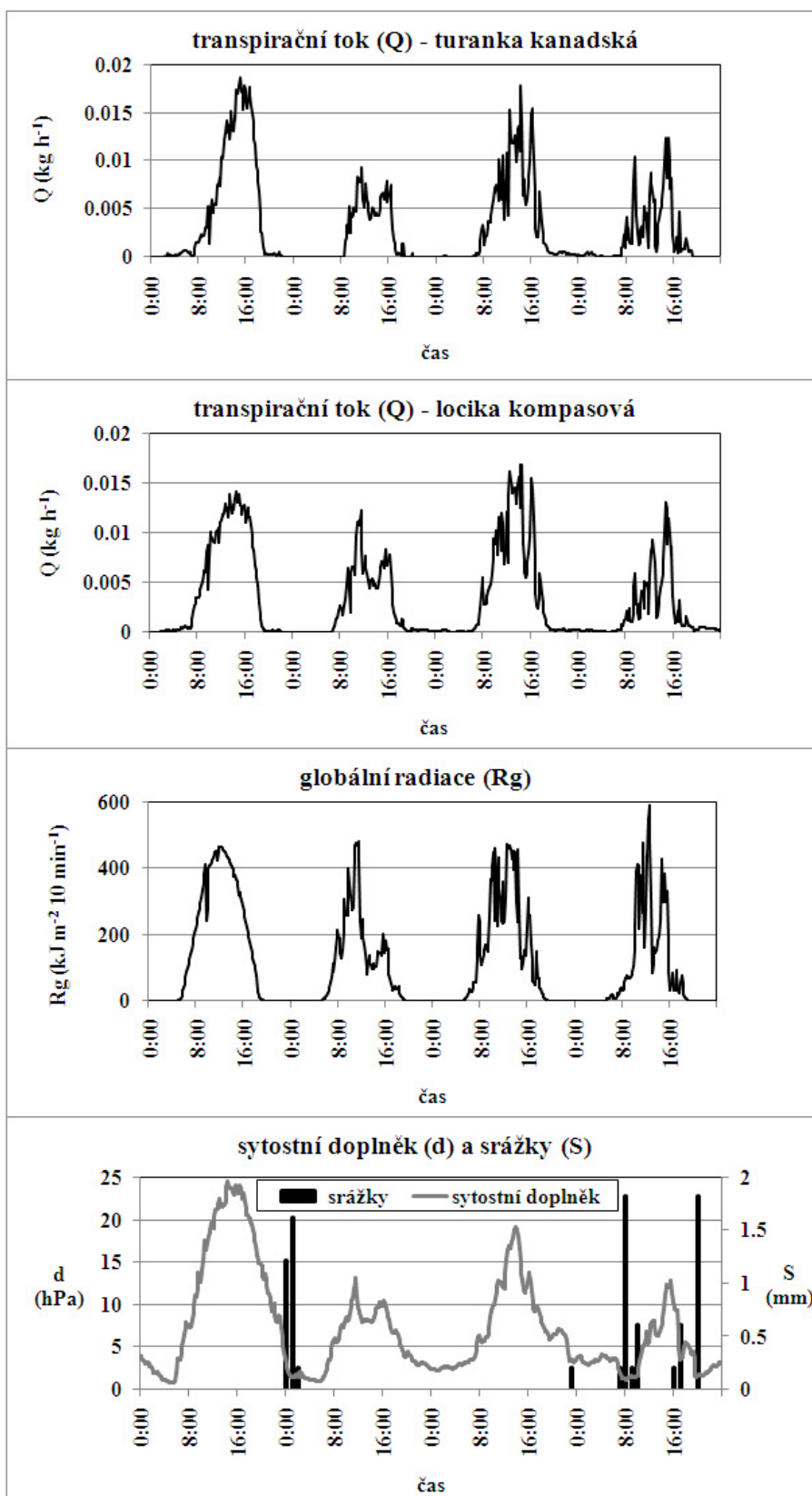
vstupem vyjádřeným pomocí globální radiace je na základě podobnosti průběhu výše uvedených veličin dokumentována obr. 1 a 2. Přijatá energie slunečního záření však není jediným faktorem řídícím transpiraci. Spolu s dostupností vody v půdě (nebyla měřena), aerodynamickými podmínkami (nebyly měřeny) a evaporačními nároky atmosféry v zóně aktivního povrchu vegetace, vyjádřenými kupř. sytostním doplňkem (obr. 1), je rozhodujícím abiotickým faktorem prostředí procesu výparu vody z ekosystému do atmosféry (Kučera et al., 1977, Pivec, Brant, 2006).

Průměrné denní hodnoty transpiračního toku se na základě provedených měření pohybovaly v rozmezí od 0,016 do 0,193 kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup>. Hodnoty maximálních denních hodnot poté v rozmezí od 0,025 do 0,309 kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup>. Z hlediska stanovení vláhových nároků porostu je však potřebné určení hodnoty transpiračního toku na jednotku plochy porostu. Tato hodnota je jednak dána počtem jedinců kulturní rostliny na jednotku plochy a vychází z požadavků na optimální strukturu porostu a dále pak intenzitou zaplevelení, tj. abundancí plevelů a jejich druhovým spektrem, včetně produkce biomasy.

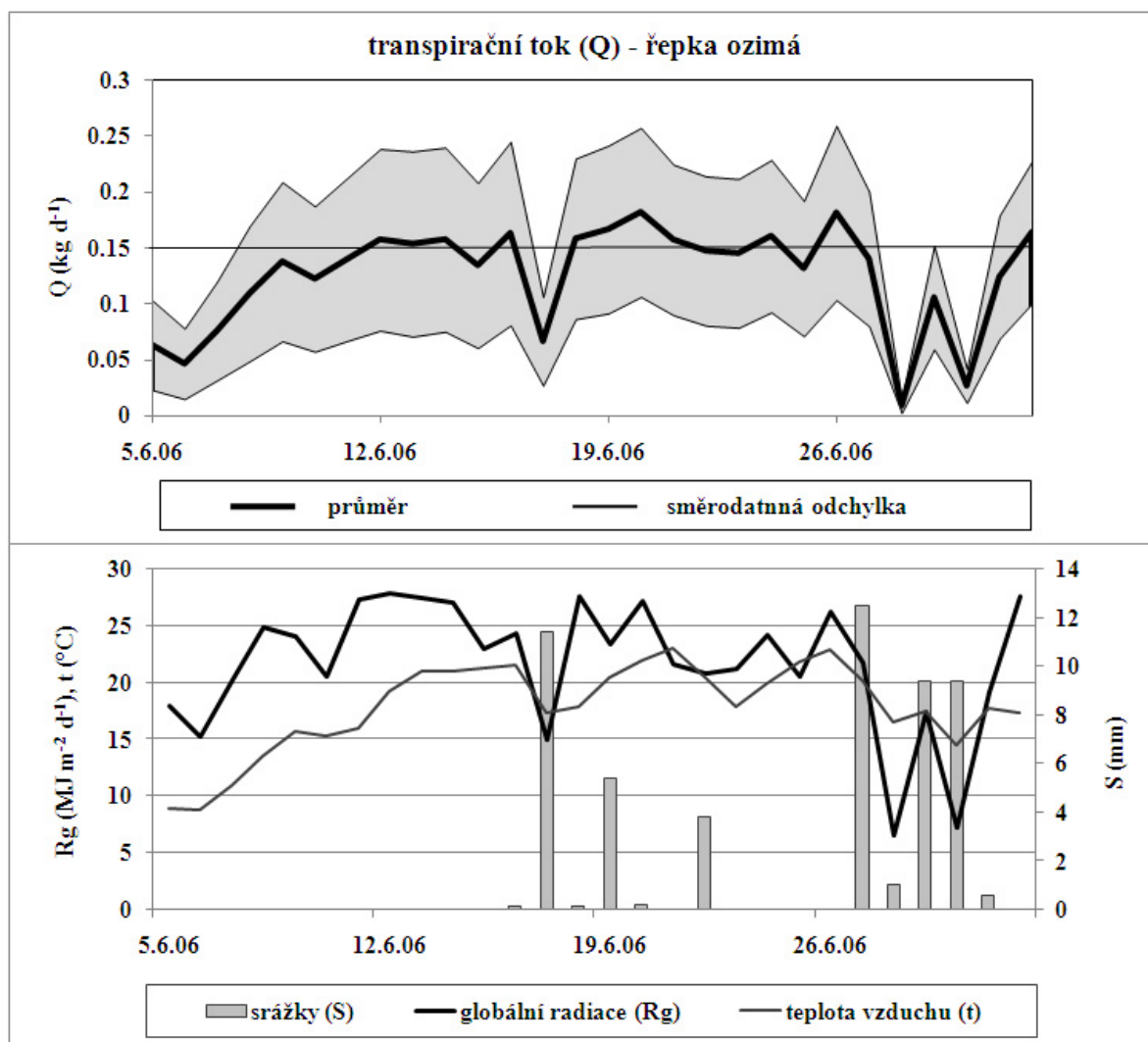
Jestliže se v našich pokusech počet rostlin řepky ozimé pohyboval v rozmezí od 30 do 50 rostlin na m<sup>2</sup>, pak lze na základě odhadu transpiračních nároků porostu vycházejícího z průměrné denní hodnoty  $Q = 0,055 \text{ kg H}_2\text{O den}^{-1} \text{ rostlinu}^{-1}$  (průměrná hodnota z provedených měření za období 2005 – 2007) stanovit, že průměrná denní spotřeba vody porostem se může pohybovat v rozmezí 1,650 až 2,750 kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>. To platí v případě, že do daného odhadu nejsou započteny hodnoty transpiračního toku plevelů. Z hlediska transpiračních nároků plevelů se však nejedná pouze o ovlivnění vláhových nároků porostu, ale také o kompetiční vztahy mezi kulturními a plevelnými rostlinami o vodu. Srovnáme-li například transpirační nároky rostlin ozimé řepky a lociky kompasové, která může porosty ozimé řepky zaplevelovat, zjistíme, že jsou obdobné. Poté můžeme vyslovit domněnku, že výskyt jedné rostliny lociky kompasové na jednotku plochy porostu řepky ozimé má stejný vliv na transpirační nároky porostu a kompetiční vztahy o vodu, jako zvýšení počtu jedinců řepky ozimé na danou jednotku plochy o jednu rostlinu. Výraznější ovlivnění transpiračních nároků porostu a kompetice o vodu nastane, budeme-li hodnotit vliv výskytu rostlin pelyňku černobýlu v porostech řepky ozimé. Dosahovala-li denní průměrná hodnota transpiračního toku 0,077 až 0,084 kg H<sub>2</sub>O na jednu lodyhu, pak při průměrném počtu lodyh, který se v řepce ozimé může pohybovat od 3 do 7, jsou vláhové nároky tohoto plevele ve srovnání s rostlinou řepky značně vyšší.

Tabulka 2: Průměry denních hodnot transpiračního toku ( $Q$ , kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup>), jejich maxim ( $Q_{\max}$ , kg H<sub>2</sub>O den<sup>-1</sup>) a směrodatné odchytky  $Sd.Q_{\max}$  (Sd. $Q_{\max}$ ) u hodnocených rostlinných druhů a průměrné denní sumy globální radiace ( $R_g$ , MJ m<sup>-2</sup>den<sup>-1</sup>) a sumy srážek ( $S$ , mm) za sledované období.

Rostlinný druh	Termín měření	$Q$	$Q_{\max}$	Sd. $Q_{\max}$	$R_g$	$S$
Kukuřice setá ( <i>Zea mays</i> )	2.8. – 8.8. 2005	0,193	0,309		14,801	20,6
Laskavec ohnutý ( <i>Amaranthus retroflexus</i> )	2.8. – 27.8. 2006	0,018	0,080		14,104	99,0
Locika kompasová ( <i>Lactuca serriola</i> )	2.8. – 27.8. 2006 19.7. – 17.8. 2007	0,068 0,025	0,153 0,093	0,102 0,041	14,104 17,777	99,0 79,0
Pelyněk černobýl ( <i>Artemisia vulgaris</i> )	2.8. – 27.8. 2006 19.7. – 17.8. 2007	0,077 0,084	0,150 0,157	0,062 0,092	14,104 17,777	99,0 79,0
Pcháč rolní ( <i>Cirsium arvense</i> )	2.8. – 8.8. 2005	0,016	0,025		14,801	20,6
Řepka ozimá ( <i>Brassica napus</i> )	9.6. – 22.7. 2005 5.6. – 25.7. 2006 26.4. – 29.6. 2007	0,044 0,092 0,030	0,121 0,187 0,079	0,033 0,074 0,055	17,077 22,342 19,548	174,8 65,1 195,9
Turanka kanadská ( <i>Conyza canadensis</i> )	2.8. – 27.8. 2006 19.7. – 17.8. 2007	0,046 0,078	0,116 0,174	0,043 0,051	14,104 17,777	99,0 79,0



Obr. 1: Průměrné denní průběhy hodnot transpiračního toku ( $Q$ ,  $\text{kg h}^{-1}$ ) u turanky kanadské (průměr ze 6 rostlin) a lociky kompasové (průměr z 9 rostlin) za období 19.8. až 22.8. 2006 a denní průběhy hodnot globální radiace ( $R_g$ ,  $\text{kJ m}^{-2} 10 \text{ min}^{-1}$ ), sytostního doplněku ( $d$ , hPa) a 10-min sumy srážek ( $S$ , mm) za téže období.



Obr. 2: Průměrné denní hodnoty transpiračního toku ( $Q$ , kg h<sup>-1</sup>) u řepky ozimé (průměr 6 rostlin) v období od 5.6. do 2.7. 2006 a denní průběhy hodnot globální radiace ( $R_g$ , MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), teploty vzduchu ve 2 m ( $t$ , °C) a denní sumy srážek ( $S$ , mm) za téže období.

## Závěry

Naměřené hodnoty a z nich vyplývající úvahy naznačily, jak významnou složku vodní bilance v agroindustriální krajině spotřeba vody zemědělskými plodinami i plevele představuje. Některé plevelné druhy (pcháč rolní) transpirují minimálně, méně než 0,1 l H<sub>2</sub>O denně, jiné díky rozvětvenému systému lodyh na jedince (pelyněk černobýl) a srovnatelné hodnotě průtoku vody lodyhou s hlavní hospodářskou plodinou představují výraznou konkurenci o vodu v agroekosystémech jako významných proměnlivých krajinotvorných prvcích. Uvážíme-li že se jedná o desítky tun vody z hektaru plochy denně, potom je toto množství srovnatelné ve vegetační periodě s porosty lesními, které však transpirují i mimo hlavní vegetační období.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl v rámci výzkumného záměru MŠM 6046070901.

## Literatura

- Bethenod, O., Katerji, N., Goujet, R., Bertolini, J. M., Rana, G. (2000): Determination and validation of corn crop transpiration by sap flow measurement under field conditions. *Theor. Appl. Climatol.*, 3 – 4, 153 – 160.
- Brant, V., Pivec, J., Bečka, D. (2007a): Transpirace liniové a hybridní odrůdy řepky ozimé v závislosti na vybraných abiotických faktorech prostředí. Sborník z konference, Vliv abiotických a biotických stresorů na vlastnosti rostlin, ČZU v Praze, Praha, 123 – 126.
- Brant, V., Pivec, J., Neckář, K., Venclová, V. (2007b): Actual water consumption by the chosen weeds of Asteraceae family on the mature stage of development depending on environmental conditions. XIV. European Weed Research Society Symposium, Hamar, Norway, Oslo, 171.
- Čermák, J., Cienciala, E., Kučera, J., Hällgren, J.E. (1992): Radial velocity profiles of water flow in trunks of Norway spruce and oak and the response of spruce to severing. *Tree Physiology*. 10, 376 – 380.
- Čermák, J., Cienciala, E., Kučera, J., Lindroth, A., Bednářová, E. (1995): Individual variation of sap-flow rate in large pine and spruce trees and stand transpiration: a pilot study at the central NOPEX site. *J. Hydrol.*, 168, 17 – 27.
- Jech, D., Havlíčková, K., Weger, J. (2003): Funkce porostů rychle rostoucích dřevin v krajině. In: Weger, J. (ed.) *Biomasa – obnovitelný zdroj energie v krajině*. VÚKOZ Průhonice.
- Kučera, J., Čermák, J., Penka, M. (1977): Improved thermal method of continual recording the transpiration flow rate dynamics. *Biol. Plant.*, 19, 413 – 420.
- Merta, M., Sambale, C., Seidler, C., Peschke, G. (2001): Suitability of plant physiological methods to estimate the transpiration of agricultural crops. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 1, 43 – 48.
- Pivec, J., Brant, V. (2006): Porovnání závislosti průběhu transpirace kukuřice na povětrnostních vlivech stanoviště. Sborník referátů z konference: „Vliv abiotických a biotických stresorů na vlastnosti rostlin 2006“, ČZU v Praze, Praha, 279 – 283.
- Schulze, E. D., Čermák, J., Matyssek, R., Penka, M., Zimmernann, R., Vašíček, F. (1985): Canopy transpiration and water fluxes in the xylem of the trunk of *Larix* and *Picea* trees – a comparison of xylem flow, porometer and cuvette measurements. *Oecologia*. 66, 475 – 483.
- Woodward, F. I., Sheehy, J. E. (1983): *Principles and measurements in environmental biology.*, Butterworth & Co, Ltd., London.

# Porovnání a dlouhodobý trend látkových toků tří malých povodí na Šumavě

Jan Procházka<sup>1</sup>, Jakub Brom<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoř aplikované ekologie, Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích,  
Studentská 13, 370 01 České Budějovice

<sup>2</sup>ENKI o.p.s. Dukelská 145, 379 01 Třeboň

## Abstract

The comparison and long-term trend of matter flows of three small catchments in Šumava Mountains: Changes in the chemistry of bulk precipitation and stream water between 1999 and 2007 are described for small drained, wetland and forest catchments located within Šumava Mountains (Bohemian Forest) in southwest of the Czech Republic. The paper is focused on interpretation of hydrochemical trends in selected time periods, especially on effect of deposition changes and landscape management. In bulk precipitation, the annual mean pH increased from 4.8 to 5.6, concentrations of base cations were relatively low and constant over time, nitrate moderately increased, conductivity and alkalinity decreased, as well as sulphate decreased (from 16.8 mg.l<sup>-1</sup> to 2.8 mg.l<sup>-1</sup>) during the 8 years of monitoring period. Catchments with wetland and forest appear to be more resistant to recovery in terms of water conductivity, alkalinity and base cations in comparison with the relatively fast response from the drained pasture. High nitrate, bicarbonate and base cations concentrations in the stream water discharged from the pasture indicate continuous acidification of the catchment and they result most probably from fast mineralization (oxidation) of soil organic matter.

**Keywords:** Stream water chemistry, bulk precipitation chemistry, discharge of dissolved solids, base cations, nitrate and sulphate.

## Úvod

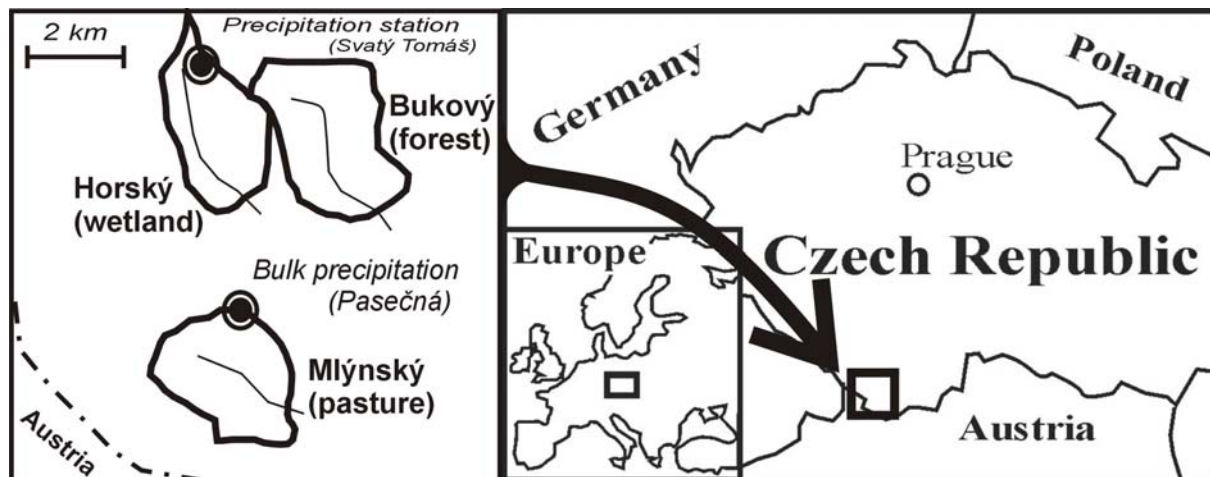
Ekologický vědecký i praktický monitoring životního prostředí je v poslední době nutností a součástí nejen ekologického výzkumu. Monitoring se tak stal základem dlouhodobých vědeckých projektů, které jsou často součástí programu dlouhodobého ekologického výzkumu (Long Term Ecological Research, [www.lternet.edu](http://www.lternet.edu)). Podle typu programu se samozřejmě odráží i způsob a zaměření vlastního sledování. V rámci naší studie se snažíme sledovat krajinu, v tomto případě povodí, jako celek a hodnotit její funkce, proto jsme přijali jako badatelský přístup model holistického konceptu hodnocení krajiny formulovaný prof. Riplem (Ripl 1995, Ripl 2003). Tento model vychází z poznatků o rozdělování (disipaci) dopadající sluneční energie v ekosystémech a vývoji vegetace na Evropském kontinentě od posledního zalednění. Dokazuje, že vegetace je řídicím článkem pro fungování terestrických ekosystémů a voda představuje medium pro přeměnu energie a pro transportní a chemické procesy (ETR model: energie-transport-reakce). Koloběh vody lze považovat za energetický převaděč, který umožňuje disipaci sluneční energie a tlumení teplotních výkyvů. Kriteria, kterými lze účinnost těchto procesů v krajině hodnotit jsou (1) schopnost vegetace disipovat sluneční energii tj. vyrovnanost teplot povrchu (země, respektive vegetace) a (2) schopnost minimalizovat látkové ztráty (především rozpuštěné látky) v odtékající vodě. Naším cílem bylo porovnat a vyhodnotit schopnost jednotlivých povodí, v závislosti na jejich obhospodařování, minimalizovat ztráty rozpuštěných látek, a jak se tato schopnost vyvíjí v čase.

## Materiál a metody

Monitoring se odehrává na třech povodích Mlýnského, Horského a Bukového potoka v příhraniční oblasti lipenského pravobřežní na Šumavě (obr. 1). Povodí Mlýnského potoka bylo v minulosti systematicky odvodněno, potok napřímen, vydlážděn a zahloben. Povodí pokrývají z 90 % plochy polointenzivní pastviny. Plochy v povodí Bukového potoka pokrývá v současné době z většiny sekundární les s převahou smrku. Povodí Horského potoka je více než z poloviny pokryto lesními porosty, zůstaly



zde však z minulosti plochy bezlesí extenzivně obhospodařované a navíc zde vznikla plošně významná území přirozené sukcese (mokřady a mezofilní lada). Všechna povodí jsou srovnatelná svou rozlohou (cca 200 ha), expozicí (JV), nadmořskou výškou (800 – 1000 m n.m.) a klimatickými podmínkami (roční srážky cca 1000 mm, roční průměrná teplota cca 5 °C), liší se jen ve způsobu využití území. Z geologického hlediska lze zájmové území zařadit k moldanubiku (Chábera 1978). Dominantní postavení zde mají hnědé půdy kyselé (kambizem) (Hanák, Klimeš 1996).



Obr. 1: Lokalizační mapka modelových povodí s vyznačením srážkoměrných stanic.

Sledovaná oblast dlouhodobě disponuje jednou srážkoměrnou stanicí (provozuje ČHMÚ, pobočka České Budějovice) na Svatém Tomáši, v severní části povodí Horského potoka. Zde jsou k dispozici dlouhodobé řady od počátku 20. století. V rámci výzkumných aktivit našeho pracoviště byla zřízena další srážkoměrná stanice v osadě Pasečná (840 m n. m.) na severním okraji povodí Mlýnského potoka (obr. 1). Na této stanici jsou zaznamenávány od listopadu 1999 denní srážkové úhrny a současně slévány týdenní vzorky (týdenní bulk) pro chemické analýzy atmosférické depozice.

Pro povodí Horského a Bukového potoka, které spolu těsně sousedí, jsou počítány srážkové úhrny ze stanice Svatý Tomáš, pro povodí Mlýnského potoka pak úhrny ze stanice Pasečná. Předpokládáme, že koncentrace látek ve srážkové vodě se mezi lokalitami významně lišit nebude, proto byla pro všechna povodí použita data o chemismu srážek ze stanice Pasečná. Jelikož se v oblasti od počátku 90. let přestalo hnojit, počítáme jako s jediným vstupem látek do povodí s atmosférickou depozicí.

Na závěrných profilech modelových povodí jsou od roku 1999 v provozu automatické měřicí stanice (fa Ing. Kňourek), které průběžně registrují výšku hladiny (tlakovým čidlem), vodivost a teplotu odtékající vody. V roce 2007 byly tyto stanice nahrazeny datalogery (fa Fiedler-Mágr elektronika pro ekologii, ČR) s ultrazvukovým čidlem pro měření výšky hladiny. Na měrných přelivech jsou pro kalibraci pravidelně měřeny průtoky na bázi povrchové rychlosti proudění a příležitostně pro vyšší přesnost hydrometrickou vrtulí (mikrovrtule typu OTT C2).

Současně jsou v 3-týdenních (od roku 2005 4-týdenních) intervalech odebírány vzorky vody pro chemické analýzy. V analyzovaných vzorcích vody bylo měřeno pH a stanovena alkalita potenciometrickou titrací s 0.1 M HCl. Kationty  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , a kovy: Fe, Zn, Mn, Al byly stanoveny metodou AAS na přístroji Varian SpectrAA-640. Hlavních ionty a sloučeniny N a P, Cl<sup>-</sup> a  $\text{SO}_4^{2-}$  byly stanoveny metodou průtokové injekční analýzy na přístroji Tecator FIA-Star (Procházka et al. 2006).

Pro výpočet látkových toků a bilancí byly použity srážkové úhrny, průměrné průtoky a průměrné koncentrace látek ve srážkách a odtékající vodě. Data byla zpracována v programech MS Excel a Statistica 7.1 (StatSoft, Inc. 2005).

## Výsledky a diskuse

Podíl vody, který byla jednotlivá povodí v průběhu let 1999 – 2007 schopna zadržet se výrazně liší. V povodí Horského a Bukového potoka bylo zadrženo z celkových srážek spadlých do povodí 42 resp. 55 % vody. U povodí Mlýnského potoka je podíl zadržené vody překvapivě výrazně nižší a to pouze 10 %. Tato hodnota by odpovídala spíše aridním oblastem, nebo oblastem s hustou zástavbou. Zde se dá předpokládat částečný vliv systematického odvodnění povodí a pravděpodobně také chyba měření za extrémních situací (povodeň 2002, jarní tání 2000, 2005, 2006 apod.), kdy jsou hodnoty průtoků spíše odhadem než měřením.

Tabulka 1: Vodní bilance modelových povodí za hydrologické roky 1999 – 2007 v mm.

		*1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	average	%
Mlýnský	input	900	1102	934	1285	897	935	839	857	970	969	
	output	810	1093	734	1244	775	811	755	771	873	874	10
Horský	input	937	1194	1007	1511	949	993	910	950	1150	1067	
	output	553	656	538	839	645	675	537	561	679	631	41
Bukový	input	937	1194	1007	1511	949	993	910	950	1150	1067	
	output	431	462	478	645	486	550	419	437	529	493	54

\*roční odtok za rok 1999 byl odhadnut z pravidelných měření a z celkového srážkového úhrnu

Průměrné průtoky na srovnávaných tocích jsou poměrně vyrovnané, nejvodnatější bylo v průměru povodí Mlýnského potoka ( $59 \text{ l.s}^{-1}$ ), srovnatelně pak povodí Horského a Bukového potoka ( $40$ , resp.  $41 \text{ l.s}^{-1}$ ).

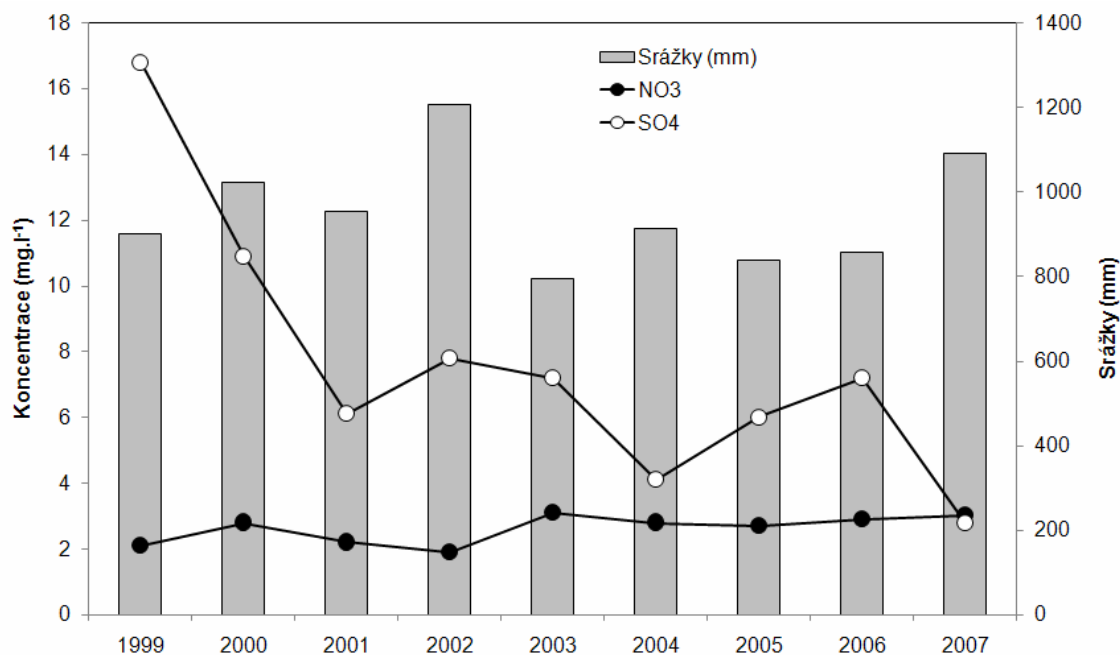
Celkový obsah rozpuštěných látek vyjádřený jako vodivost, stejně jako průměrné koncentrace hydrogenuhličitanů (KNK), dusičnanů, vápníku, hořčíku, sodíku, draslíku a chloridů byly statisticky významně vyšší ve vodě Mlýnského potoka než ve vodách Horského a Bukového potoka. To dokladuje základní statistika souboru dat o chemismu odtékající vody z jednotlivých povodí v tabulce (tab. 2), potvrzená i výsledky statistického testu s použitím Tukeyho testu na prokázání rozdílnosti s 5 % hladinou významnosti mezi povodími. Tabulka uvádí i statistický soubor koncentrací látek ve srážkách stanovených váženým průměrem za roky 1999 – 2007 ze stanice Pasečná.

Tabulka 2: Základní statistika chemismu odtékající vody na závěrných profilech, rozdílnost mezi povodími v období let 1999 – 2007 (v  $\text{mg.l}^{-1}$ , vodivost v  $\mu\text{S.cm}^{-1}$ , KNK v  $\text{mmol}$ ).

Parametr	Srážky			Mlýnský potok			Horský potok			Bukový potok			ANOVA F; df; p
	n	x	SD	n	x	SD	n	x	SD	n	x	SD	
Vodivost	327	<b>32,4</b>	21,0	128	<b>90,9</b>	16,8	130	<b>42,7</b>	7,5	128	<b>36,0</b>	4,2	978.52;***
pH	337	<b>5,31</b>	0,6	135	<b>6,38</b>	0,3	135	<b>6,09</b>	0,4	134	<b>6,06</b>	0,6	20.65;***
KNK(4.5)	303	<b>0,18</b>	0,1	134	<b>0,46</b>	0,1	133	<b>0,20</b>	0,1	130	<b>0,15</b>	0,1	282.72;***
$\text{NO}_3^-$	331	<b>2,03</b>	1,6	135	<b>7,39</b>	2,7	133	<b>2,01</b>	1,1	133	<b>1,40</b>	0,5	374.13;***
$\text{Ca}^{2+}$	336	<b>0,98</b>	1,2	125	<b>7,75</b>	2,4	126	<b>3,20</b>	1,4	125	<b>2,36</b>	0,7	379.46;***
$\text{Mg}^{2+}$	335	<b>0,22</b>	0,4	126	<b>1,62</b>	0,5	126	<b>0,88</b>	0,5	126	<b>0,67</b>	0,3	152.53;***
$\text{Na}^+$	336	<b>0,43</b>	0,4	125	<b>3,76</b>	1,1	126	<b>2,71</b>	0,9	126	<b>2,78</b>	0,9	45.47;***
$\text{K}^+$	335	<b>0,63</b>	0,6	125	<b>1,61</b>	0,3	126	<b>1,07</b>	0,3	126	<b>0,58</b>	0,4	233.23;***
$\text{NH}_4^+$	331	<b>0,87</b>	1,4	125	<b>0,04</b>	0,1	136	<b>0,03</b>	0,1	136	<b>0,03</b>	0,1	1.62;n.s.
$\text{Cl}^-$	332	<b>1,11</b>	2,1	135	<b>1,66</b>	1,1	136	<b>1,01</b>	0,6	134	<b>0,86</b>	0,5	38.60;***
$\text{SO}_4^{2-}$	310	<b>6,10</b>	6,0	134	<b>13,6</b>	6,7	134	<b>11,2</b>	6,4	132	<b>11,3</b>	7,5	5.38;***
$\text{PO}_4^{3-}$	332	<b>0,27</b>	0,5	137	<b>0,07</b>	0,1	135	<b>0,05</b>	0,0	136	<b>0,05</b>	0,1	1.94;n.s.

n.s. – neprůkazné, \* průkazné na  $p < 0.05$ , \*\* průkazné na  $p < 0.01$ , \*\*\* průkazné na  $p < 0.001$

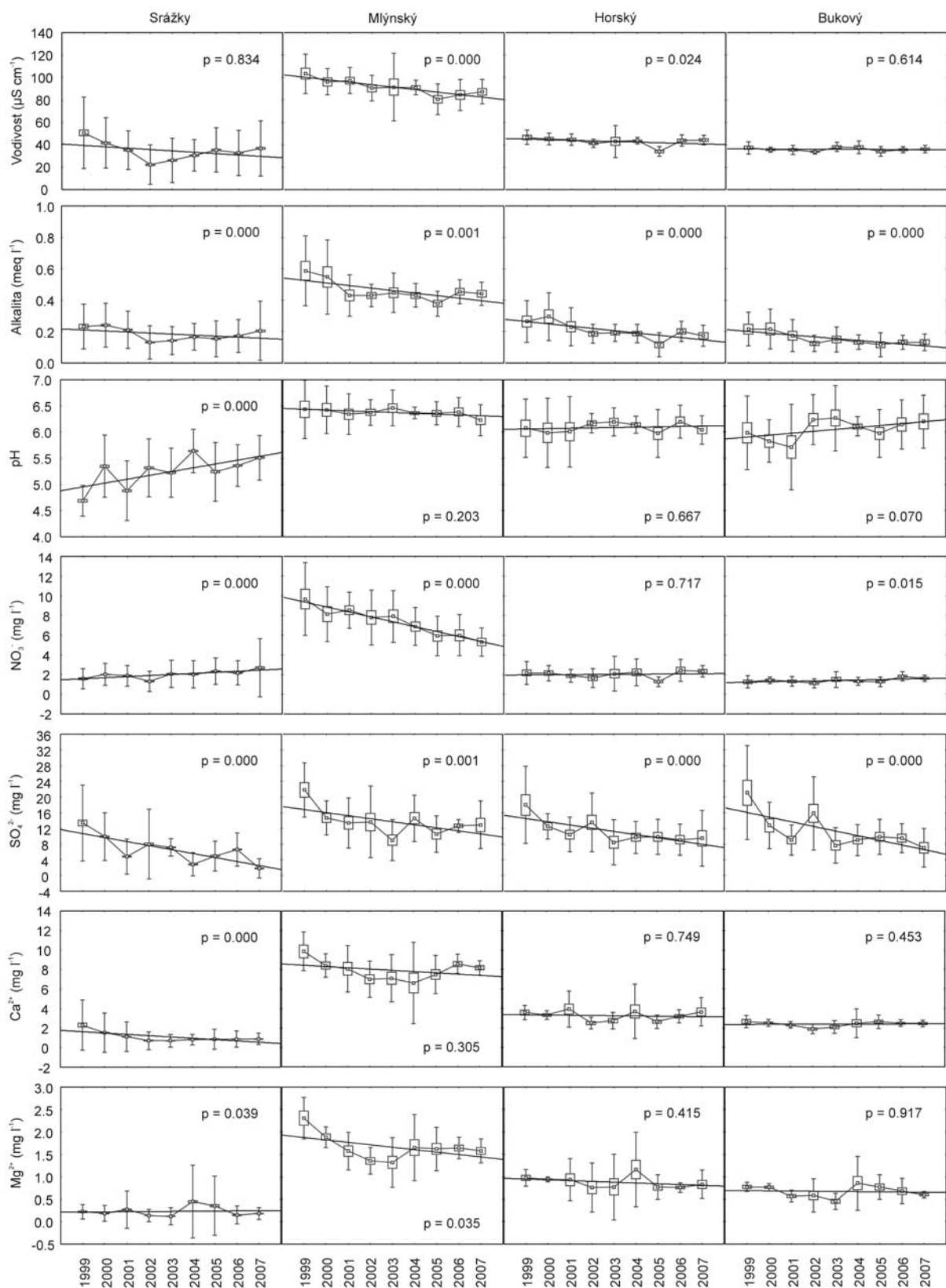
Následný obrázek (obr. 2) současně ukazuje celkové roční úhrny srážek a jak se průměrné koncentrace látek ve srážkách od roku 1999 vyvíjely. Zatímco u síranů je zřejmý prokazatelně klesající trend za celou dobu sledování, u koncentrace dusičnanů je tento trend rostoucí. S tím logicky koresponduje i celková deponice, která se u dusičnanů pohybuje v průměru kolem  $20 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$  a u síranů průměrně  $60 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$  s tím, že za rok 1999 to bylo 151 a v roce 2007 překvapivě už jen  $28 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Obdobnou deponici dusičnanů prezentuje ve své práci z monitorovací sítě GEOMON i Fottová (2003), která pro šumavské povodí Liz uvádí roční deponici dusičnanů za sedmileté sledování (1994 – 2000) v rozmezí od 12 do  $40 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ , průměrně pak 21 kg za rok.



Obr. 2: Roční srážkové úhrny a trend deponice  $\text{NO}_3^-$  a  $\text{SO}_4^{2-}$  ze stanice Pasečná.

V porovnání trendů ostatních sledovaných parametrů (obr. 3) je zcela jasný trend vidět u koncentrace vodíkových iontů ve srážkách, kdy hodnota pH stoupá ze 4,8 na 5,6 v roce 2007. Hodnota pH v odtékající vodě se prokazatelně nevyvíjí, mírně stoupající trend lze z grafu vyzorovat u lesního povodí. Klesající trend koncentrací látek byl u všech povodí prokázán u síranů a v případě alkality, podobně tomu bylo u deponice těchto parametrů. Téměř žádné významné trendy nebyly prokázány u sledovaných alkálií, jejich rozdílnost v odtékající vodě mezi povodími je však prokazatelná na hladině významnosti  $\alpha = 0.001$  ve všech případech (Ca, Mg, Na i K). Vodivost i koncentrace dusičnanů výrazně poklesly v povodí Mlýnského potoka, na rozdíl od dvou dalších povodí, přesto zůstávají ve srovnání stále výrazně vyšší.

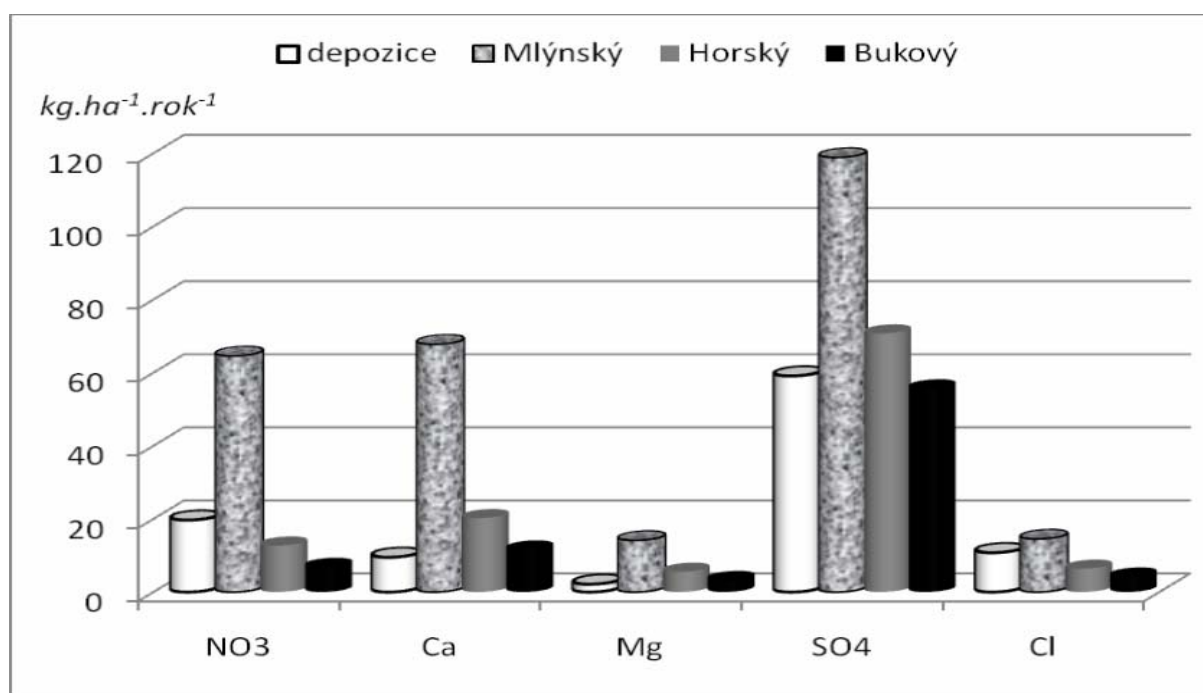
Závislost vodivosti na průtocích může dobře vypovídat o hydrochemických procesech, které v povodí probíhají. V potocích Bukovém a Horském se pohybuje vodivost v nevelkém rozsahu ( $30\text{-}45$ , resp.  $35\text{-}60 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ) a její nárůst se snižujícím průtokem není příliš výrazný. To ukazuje na dobrou schopnost povodí zadržovat látky (živiny) v krajině, na nízkou mineralizaci v půdním horizontu a tudíž minimální vymývání iontů z půdy. Minulé studie ukázaly (Procházka et al. 2001, 2006), že při zvyšujících se průtocích je patrná mírně klesající tendence a hodnoty vodivosti zde dosahují hodnot blízkých hodnotám dešťové vody, což je obecným důsledkem naředění odtékající vody přímo vodou srážkovou, která nebyla dlouho v kontaktu s povrchem. Celkově vyšší hodnoty vodivosti jsou zaznamenávány u vody Mlýnského potoka a zřetelný je jejich nárůst při nízkých průtocích ( $125 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Tato tendence potvrzuje výrazné ovlivnění chemismu odtékající vody procesy vymývání iontů z půdního profilu. Tento výsledek společně s nejnižší extrahovatelnou zásobou bazických kationtů v půdě a nejvyššími odnošy látek z povodí zřejmě souvisí se systematickým odvodněním (Procházka et al. 2006).



Obr. 3: Trendy průměrných ročních koncentrací látek ve srážkách a odtékající vodě za roky 1999 – 2007.

Celková průměrná bilance látkových toků v povodích za sledované období 1999 – 2007, vyjádřená jako poměr mezi množstvím látek přicházejících do povodí prostřednictvím atmosférické depozice a

množstvím rozpuštěných látek odtékajících z povodí prostřednictvím povrchového odtoku (obr. 4), ukazuje na negativní vliv hospodářských zásahů v povodí. Z povodí Mlýnského potoka odtéká ve většině případů více látek, než přichází, lze tedy říci, že povodí látky neustále ztrácí. Z výsledků vyplývá, že z každého hektaru povodí Mlýnského potoka odtéká ročně více než 60 kg dusičnanů a přibližně stejné množství vápníku. I odnos dalších bazických kationtů převažuje v tomto narušeném povodí. Povodí Horského a Bukového potoka mají bilanci více méně vyrovnanou, některá spíše zadržují. Většina autorů dává odnos rozpuštěných iontů zejména z vrcholových oblastí Šumavy do souvislosti s acidifikací srážkami, biologickými i geochemickými procesy v půdě (Buedert, Kantor 1999, Kopáček et al. 2000, Moritz, Bittersohl 2000).



Obr. 4: Průměrná roční depozice a roční odnosy vybraných rozpuštěných látek z modelových povodí za sledované období.

## Závěr

Na příkladu třech povodí s rozdílným krajinným pokryvem a způsobem hospodaření v oblasti lipenského pravobřeží byl testován holistický koncept účinnosti krajiny (ETR model, Rippl 1995). Na povodích byly hodnoceny množství a kvalita srážek a v závislosti na antropogenním ovlivnění krajiny a na stavu a struktuře vegetace pak odtok vody a množství látek v odtékající vodě. Největší množství vody je schopno zadržet lesní povodí Bukového potoka (54 % z celkového objemu srážkové vody), dále rozmanité povodí Horského potoka (41 %). Odvodněné pastviny v povodí Mlýnského potoka zadržují podle měření výrazně málo vody, naopak ve srovnání s ostatními ztrácí daleko nejvíce látek v povodí Mlýnského potoka. Patrně zvýšená rychlost rozkladu organických látek v půdním profilu povodí Mlýnského potoka se projevuje několikanásobně vyšší koncentrací především  $\text{NO}_3^-$  a  $\text{Ca}^{2+}$  v odtékající vodě. Autoři hodlají v dlouhodobém sledování látkových toků i nadále pokračovat. Zejména v kombinaci s analýzou vegetačního krytu, hospodářských aktivit v území, půdních vlastností, energeticko-disipačních funkcí prostřednictvím pozemního sledování a dálkového průzkumu Země přináší tyto výsledky cenné informace pro holistické hodnocení krajiny a jejích funkcí.

## Poděkování

Práce byla finančně podpořena z projektu MŠMT MSM 6007665806.

## Literatura

- Buedert, B., Kantor, W. (1999): Water and element budgets in the Forellenbach area of Bavarian Forest National Park. *Silva Gabreta*, 3: 49 – 64.
- Fottová, D. (2003): Trends in sulphur and nitrogen deposition fluxes in the GEOMON network, Czech Republic, between 1994 and 2000. *Water, Air, Soil Pollut.* 150, 73 – 89.
- Hanák, P., Klimeš, F. (1996): Optimální způsob hospodaření a využití bezlesí pravobřežní části Lipna. Dílčí závěrečná zpráva k úkolu 20/95, ZF JU, České Budějovice, 81 p. (unpubl).
- Kopáček, J., Hejzlar, J., Porcal, P. (2000): Ionic fluxes in the Čertovo watershed-lake ecosystem in the 1998 hydrological year. *Silva Gabreta*, 4: 117 – 134.
- Moritz, K., Bittersohl, J. (2000): Turnover of nitrogen and acidification in the small headwater catchment Markungsgraben. *Silva Gabreta*, 4: 63 – 70.
- Procházka, J., Hakrová, P., Pokorný, J., Pecharová, E., Hezina, T., Šíma, M., Pechar, L. (2001): Effect of different management practices on vegetation development, losses of soluble matter and solar energy dissipation in three small sub-mountain catchments. In: Vymazal, J. (ed.): *Transformations of Nutrients in Natural and Constructed Wetlands*, 143 – 175. Backhuys Publishers, Leiden, The Netherlands.
- Procházka, J., Včelák, V., Wotavová, K., Štichová, J., Pechar, L. (2006): Holistic concept of landscape assessment: case study of three small catchments in the Šumava Mountains. *Ekológia (Bratislava)*, 25 (Supplement 3/2006), 5 – 17.
- Ripl, W. (1995): Management of water cycle and energy flow for ecosystem control: the energy-transport-reaction (ETR) model. *Ecological Modelling*, 78: 61 – 76.
- Ripl, W. (2003): Water: the bloodstream of the biosphere. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* (2003) 358, 1921 – 1934.
- StatSoft, Inc. (2005). STATISTICA (data analysis software system), version 7.1. [www.statsoft.com](http://www.statsoft.com).



# Využitie hydrologického modelu SWIM: modelová štúdia Kysuce

Zuzana Sitková<sup>1</sup>, Romana Košková<sup>2</sup>, Soňa Němečková<sup>2</sup>, Tomáš Hlásny<sup>1</sup>, Peter Baláž<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Národné lesnícke centrum – LVÚ, T.G. Masaryka 22, 960 92 Zvolen, Slovenská republika

<sup>2</sup> Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6, Česká republika

## Úvod

V rámci riešenia hydrických funkcií lesa ako jednej zo subetáp globálnej výskumnej úlohy „*Výskum, klasifikácia a uplatňovania funkcií lesa v krajine*“ vznikla potreba a zámer modelovať hydrologické procesy vo vybraných lesných ekosystémoch (povodiach) reprezentatívnych pre celé územie Slovenska s následnou klasifikáciou a diferenciaciou podľa významnosti z hľadiska plnenia hydrickej funkcie lesa. Vzhľadom na paralelne prebiehajúci výskum a aktuálnosť problému odumierania smrečín na nepôvodných stanovištiach v oblasti severného Slovenska sme sa v prvom roku riešenia hydrických funkcií lesa zamerali na smrekové spoločenstvá v povodí rieky Kysuce. Cieľom modelovej štúdie Kysuce bolo vypracovať hydrologický model záujmového povodia a za účelom jeho kalibrácie realizovať v území kontrolné merania. K uvedenému účelu boli využité nástroje na GIS-báze založeného hydrologického modelu SWIM (Soil and Water Integrated Model, Krysanova –Wechsung, 2000). V rámci predloženého posteru prezentujeme predbežné výsledky hydrologického modelovania v povodí rieky Kysuce, ktoré vznikli zo vzájomnej spolupráce pracovníkov Lesníckeho výskumného ústavu – NLC vo Zvolene (SK) a pracovníkov Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i. v Prahe (CZ).

## Územie, dáta a metódy

Ako už bolo uvedené hlavným cieľom čiastkového projektu je tvorba hydrologického modelu a výskum vodnej bilancie v povodiach s rôznym prevládajúcim typom lesných porastov (smrek, buk, dub). V prvom roku bolo predmetom nášho výskumného záujmu povodie rieky Kysuce s dominantným zastúpením smreka v drevinovom zložení lesných porastov. Ďalšími porastotvornými drevinami v modelovom povodí sú postupne podľa významnosť buk, jedľa, borovica, smrekovec, miestami cenné listnáče a dub. Lesnatosť územia aktualizovaná k roku 2007 podľa satelitnej scény SPOT (10x10 m) je približne 55%.

Modelové povodie tvorí 91 menších subpovodí s celkovou výmerou približne 873 km<sup>2</sup>. Územie zasahuje do geomorfologických celkov Moravsko-Sliezske Beskydy, Jablunkovské medzihorie, Turzovská vrchovina, Kysucké Beskydy, Javorníky a Kysucká vrchovina. Výškové rozpätie územia je od 260 m n. m. v juhozápadnej časti územia pri Váhu do 1236 m n. m. v severovýchodnej časti územia vo Veľkej Rači. Geologické podložie je tvorené flyšovým pásmom (ílovce, pieskovce, slieňovce). Z geomorfologického hľadiska v území prevláda planačno-rázsochový a hornatinový reliéf. Klimaticky územie leží prevažnou časťou v mierne chladnom regióne a čiastočne v mierne teplom, veľmi vlhkom vrchovinovom regióne. Z hľadiska hydrologických pomerov územie zaraďujeme do oblastí s miernou, v južnej časti s vysokou a v severnej časti nízkou prietoknosťou a hydrogeologickou produktivitou, so snehovo dažďovým až dažďovo snehovým režimom odtoku. Územie patrí do regiónu s puklinovou priepustnosťou podložia. Hlavné pôdne jednotky územia tvoria kambizeme pseudoglejové nasýtené, kambizeme modálne kyslé, kambizeme podzolové a kambizeme modálne nasýtené. V území sa nachádzajú fragmenty fluvizemí glejových. Z hľadiska zrnitosti sa v území nachádzajú piesočnato hlinité až hlinité pôdy, sporadický je výskyt ílovito hlinitých až ílovitých pôd. Pôdy majú strednú až veľkú retenčnú schopnosť a strednú priepustnosť. Pôdna reakcia je až na malé výnimky v celom území silno kyslá až extrémne kyslá. Vlhkostný režim pôd spadá do kategórie vlhký.

Prvý výstup hydrologického modelu SWIM zo záujmového územia Kysúc bol vytvorený pre obdobie rokov 1995 až 1999. Základnou priestorovou jednotkou, u ktorej sa v koncepcii SWIMu predpokladá uniformné hydrologické správanie je hydrotop, t.j. časť subpovodia s jedinečným vegetačným krytom (land use) a typom pôdy. Do modelu SWIM vstupovali nasledovné skupiny údajov:

– základné GIS-vrstvy (DEM, porastové mapy, landcover, mapa pôdnych typov a subpovodí)



- časové rady denných klimatických a hydrologických údajov (teplota a vlhkosť vzduchu, úhrny zrážok, globálne žiarenie, prietoky v závere povodí a subpovodí)
- fyzikálne, hydrofyzikálne a chemické parametre pôdných horizontov
- informácie o rotácii a spôsobe obhospodarovania poľnohospodárskych plodín.

Za účelom parametrizácie hydrologického modelu na lokálne podmienky povodia boli v roku 2007 realizované kontrolné merania vlhkosti pôdy v smrekových porastoch a meteorologických prvkov na blízkej voľnej ploche (úhrny zrážok, radiácia, teplota a vlhkosť vzduchu). Terénne merania boli situované do ôsmich plošne najzastúpenejších hydrotopov v povodí rieky Kysuce. Objemová vlhkosť pôdy (v %) bola na každom hydrotope meraná v 3 kontrolných sondách (A, B, C) v dvoch hĺbkach (v 15 a 45 cm). Pre meranie vlhkosti pôdy boli použité senzory pôdnej vlhkosti EC-10 (Decagon Devices, Inc., WA, USA) pracujúce na princípe merania dielektrickej konštanty pôdy, ktoré boli napojené na datalogger Minikin TV (EMS Brno). Výrobca uvádza presnosť čidiel  $\pm 4\%$  bez kalibrácie a presnosť  $\pm 1\text{--}2\%$  v prípade kalibrácie na špecifické pôdne podmienky. Údaje boli zaznamenávané kontinuálne s hodinovým krokom v období od mája do novembra 2007.

Cieľom meraní bolo čo najoptimálnejšie vystihnúť variabilitu pôdy, terénu, klimatických podmienok a vegetačného krytu a tak dosiahnuť čo najlepšiu reprezentatívnosť získaných výsledkov pre modelové územie. Výsledky priamych terénnych meraní budú v tomto roku využité ku kalibrácii hydrologického modelu povodia Kysuce aktualizovaného pre rok 2007. Paralelne plánujeme začať nové merania a zostaviť hydrologický model pre ďalšie povodie (Bánovce nad Bebravou), ako reprezentanta bukových a dubových lesných spoločností.

### Prezentované výsledky

Na základe vstupných údajov o vegetačnom kryte, pôdných jednotkách (poľnohospodárskych a lesných) bolo z modelu SWIM pre povodie Kysuce vygenerovaných spolu 2255 hydrotopov – jednotiek s približne homogénnym hydrologickým režimom. Pre všetky hydrotopy boli vyčíslené denné hodnoty obsahu pôdnej vody (soil water content) od 1.1. 1995 – 31.12. 1999, t.j. spolu 1826 denných záznamov. Údaje je možné používať buď vo forme objemovej vlhkosti pôdy (%) alebo ako obsah vody v mm vodného stĺpca v konkrétnej hĺbke alebo v celom profile. Pre naše potreby boli z modelu vyexportované údaje o objemovej vlhkosti pôdy (%) v dvoch rôznych hĺbkach (približne 15 a 45 cm). Prepojenie databázy s vrstvou hydrotopov umožňuje priestorové analýzy a vizualizáciu distribúcie vody v pôde v ľubovoľnom časovom kroku a rozpätí.

Pre prvotné vyhodnotenie výsledkov boli spracované mesačné priemery *objemovej vlhkosti pôdy* 1995 – 1999 v dvoch rôznych hĺbkach pôdy. Mapové výsledky pre mesiace vegetačného obdobia sú uvedené na obr. 1 (15 cm) a na obr. 2 (45 cm). Rovnaké kategórie hodnôt v mapovom zobrazení umožňujú vzájomné porovnanie výstupov v rámci jednej hĺbky. Podľa modelu sa pôdna vlhkosť pohybuje v danom území počas roka od hodnoty 23 – 42 % v 15 cm pôdneho profilu a v rozpätí od 22 – 40% vlhkosti v hĺbke 45 cm. V ročnom chode sa najnižšie hodnoty ukazujú byť v mesiacoch máj, jún a august. V júli vlhkosť pôdy prechodne vzrastie, čo môže byť čiastočne odraz vyšších zrážkových úhrnov (najmä v roku 1997) a s tým spojeným nižším úhrnom slnečného žiarenia príčinu však bude potrebné bližšie overiť buď simuláciou v inom časovom období, príp. v inom povodí. V zimných a jesenných mesiacoch je vlhkosť pôdy v rámci územia viac-menej vyrovnaná, najmä v hĺbke 15 cm.

Podobným spôsobom boli vyhodnotené aj mesačné úhrny *aktuálnej evapotranspirácie* na sledovanom povodí, ktoré sú jedným z medzivýstupov modelu SWIM. Evapotranspirácia bola v modeli SWIM počítaná podľa metódy Priestly-Taylor (1972), do ktorej vstupujú údaje o slnečnej radiácii a teplote vzduchu. Aktuálna evapotranspirácia je potom počítaná podľa konceptu Ritchieho (1972) ako súčet pôdneho výparu a transpirácie rastlín. Výsledkom sú denné úhrny aktuálnej evapotranspirácie za 5 rokov 1995 – 1999 pre modelové územie povodia Kysuce. Ako príklad boli z denných dát spracované priemerné mesačné úhrny vo vegetačnom období (apríl až september) rokov 1995 – 1999 (obr. 3). Najvyššie úhrny boli zistené najmä v mesiacoch jún (od 65 do 115 mm v rámci povodia) a júl (od 60 mm do 112 mm), čo je v súlade s dlhodobým priemerom (1951 – 80) podľa Tomlaina (1991), ktorý

napr. pre Čadcu uvádza v júli úhrn evapotranspirácie 94 mm. Naopak najnižšie úhrny aktuálnej evapotranspirácie v rámci vegetačného obdobia boli modelom SWIM vypočítané pre mesiac september, kedy územný priemer povodia dosiahol hodnotu 37 mm.

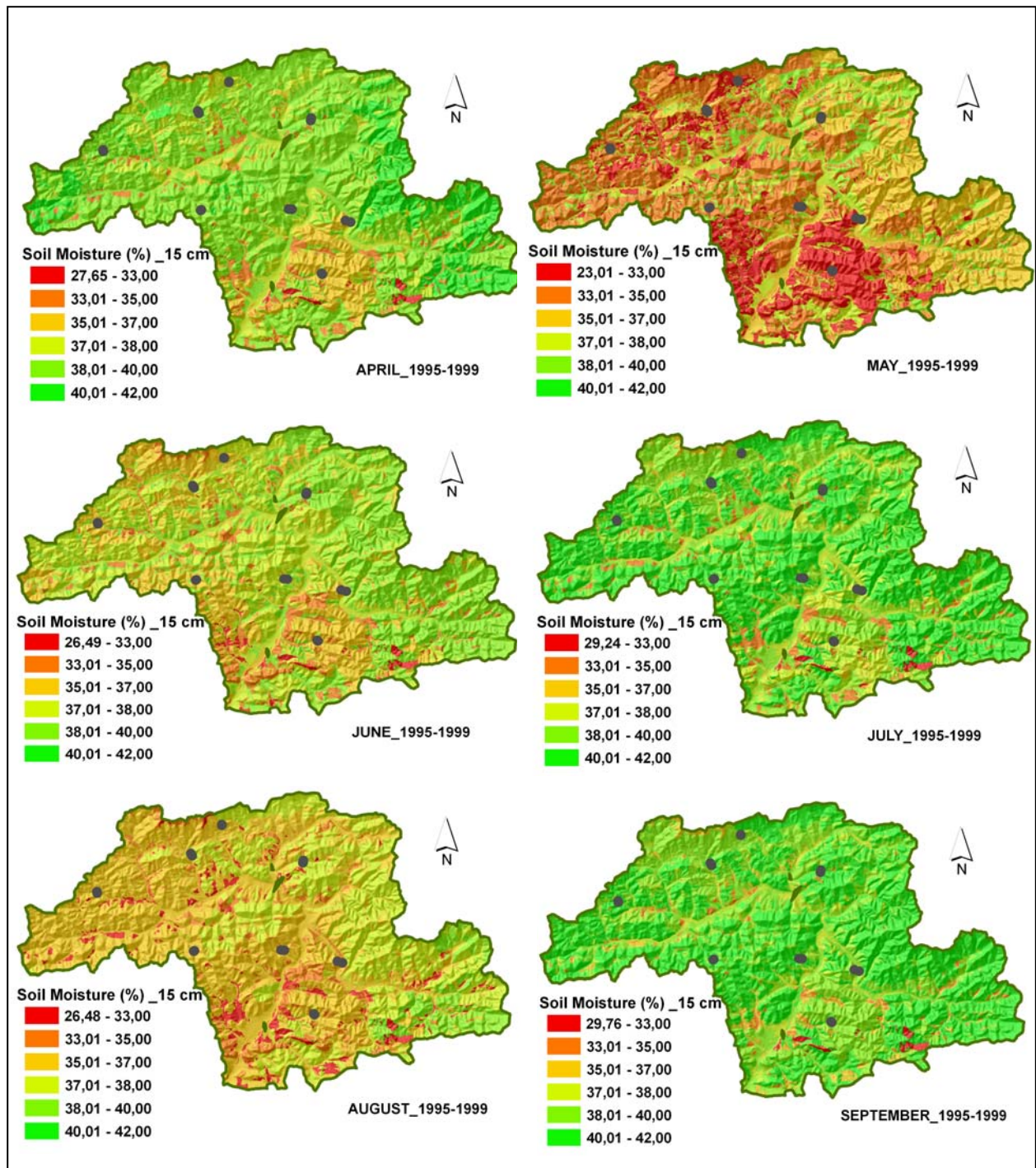
Rozdielne obdobie kontrolných terénnych meraní (2007) a obdobia, pre ktoré bol nastavený model SWIM (1995–1999) neumožňuje síce priamo vzájomnú komparáciu absolútnych hodnôt pôdnej vlhkosti, zaujímalo nás však aký chod vlhkosti pôdy vygeneroval SWIM v nami meraných hydrotopoch a za rovnaké dni v roku. Na obr. 4 je uvedený príklad priebehu vlhkostí pôdy z oboch hĺbok nameranej na lokalite Zborov nad Kysucou (hydrotop H4) vo vegetačnej sezóne roku 2007 a priemernej objemovej vlhkosti pôdy modelovanej cez SWIM (1995 – 1999). Na prvý pohľad je zrejmé, že vlhkosti pôdy v danom hydrotope sa podľa modelu SWIM pohybujú rádovo vyššie ako nami namerané dáta, avšak exaktné porovnanie bude nasledovať až v rámci kalibrácii po prestavení modelu na vstupné dáta z roku 2007.

### **PodĎakovanie**

Výskum bol podporený prostriedkami Grantovej agentúry AV ČR (KJB300600602), ďalej Agentúry na podporu výskumu a vývoja (APVT-27-023304) a s podporou rezortnej výskumnej úlohy *Výskum a klasifikácia funkcií lesov a ich využívania v krajine*.

### **Literatúra**

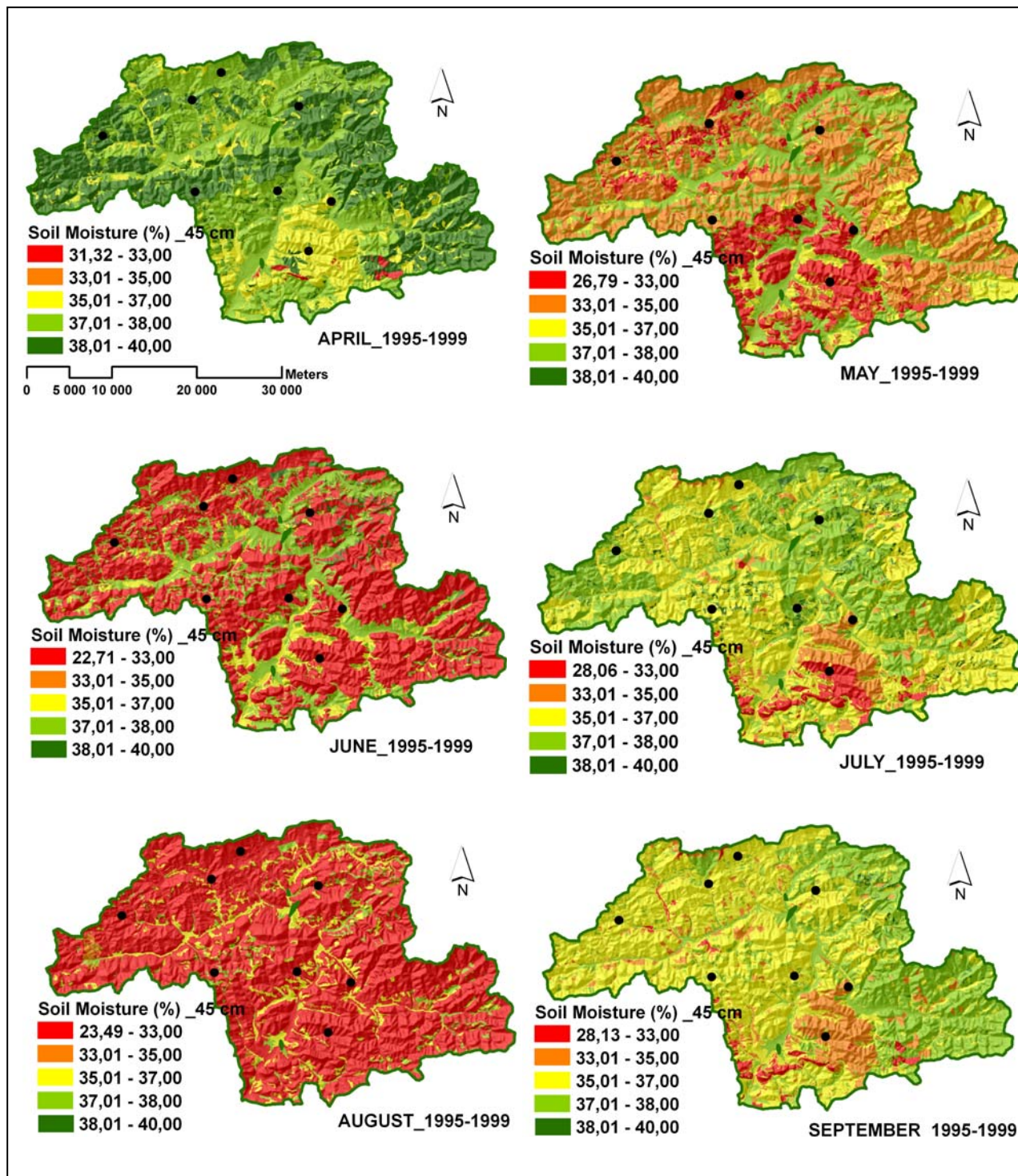
- Krysanova, V., Wechsung, F. (2000). SWIM – User Manual. Version SWIM-8. 239 p.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*. 100: 81 – 92.
- Ritchie, J.T., 1972. A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resource Res.* 8: 1204 – 1213.
- Tomlain, J., 1991. Výpar z povrchu pôdy a rastlín. Zborník prác SHMÚ, Zväzok 33/1, Klimatické pomery na Slovensku., Bratislava, s. 171.



Obr. 1: Priemerná mesačná objemová vlhkosť pôdy vo vegetačnom období 1995 – 1999 v hĺbke 15 cm v povodí rieky Kysuca – výstup z modelu SWIM.

Fig. 1: Spatial distribution of the soil moisture values (%) at soil-depth 15 cm in the Kysuca basin produced by SWIM. Values present the monthly averages during the vegetation season of 1995–1999.

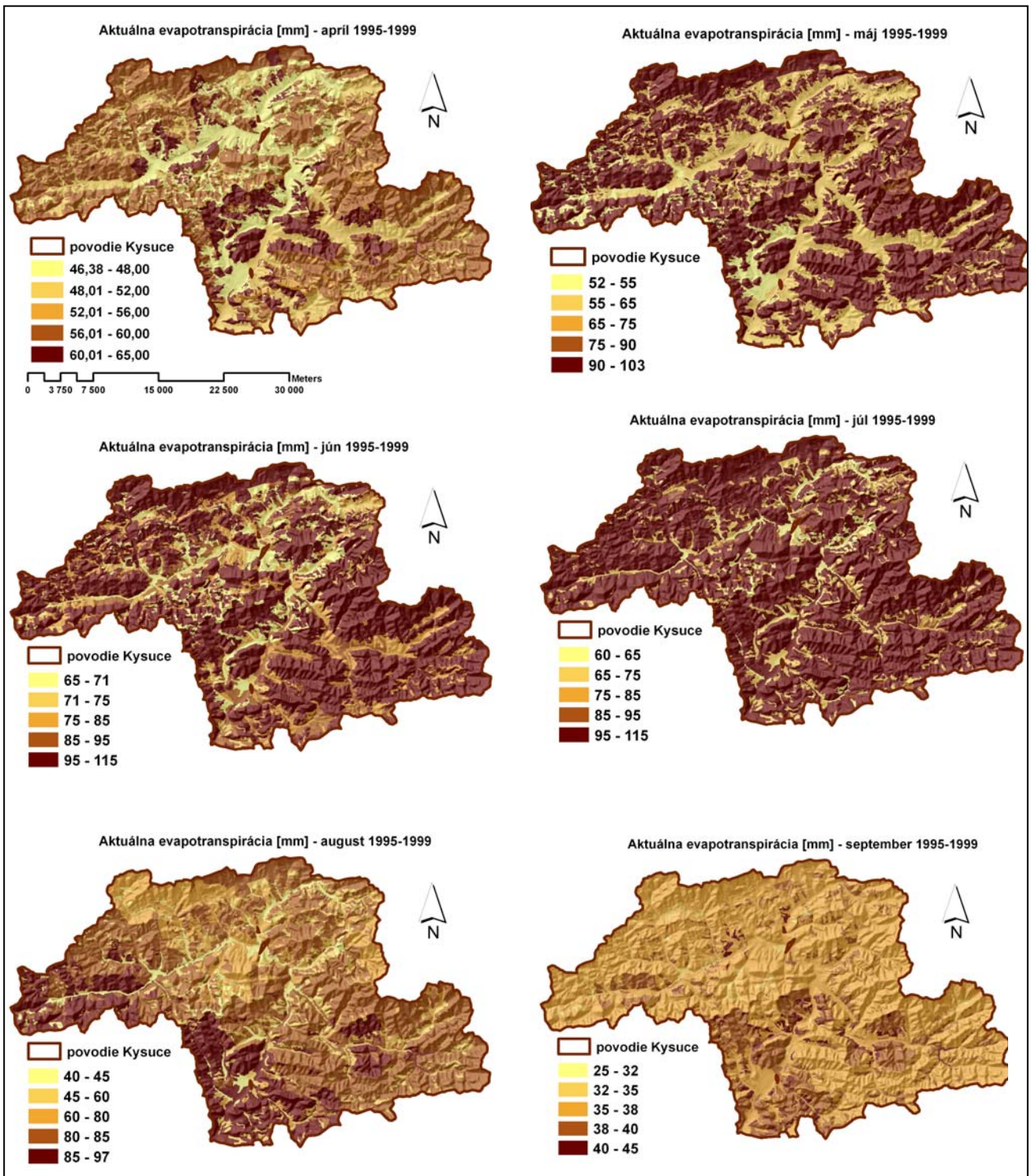




Obr. 2: Priemerná mesačná objemová vlhkosť pôdy vo vegetačnom období 1995 – 1999 v hĺbke 45 cm v povodí rieky Kysuca – výstup z modelu SWIM.

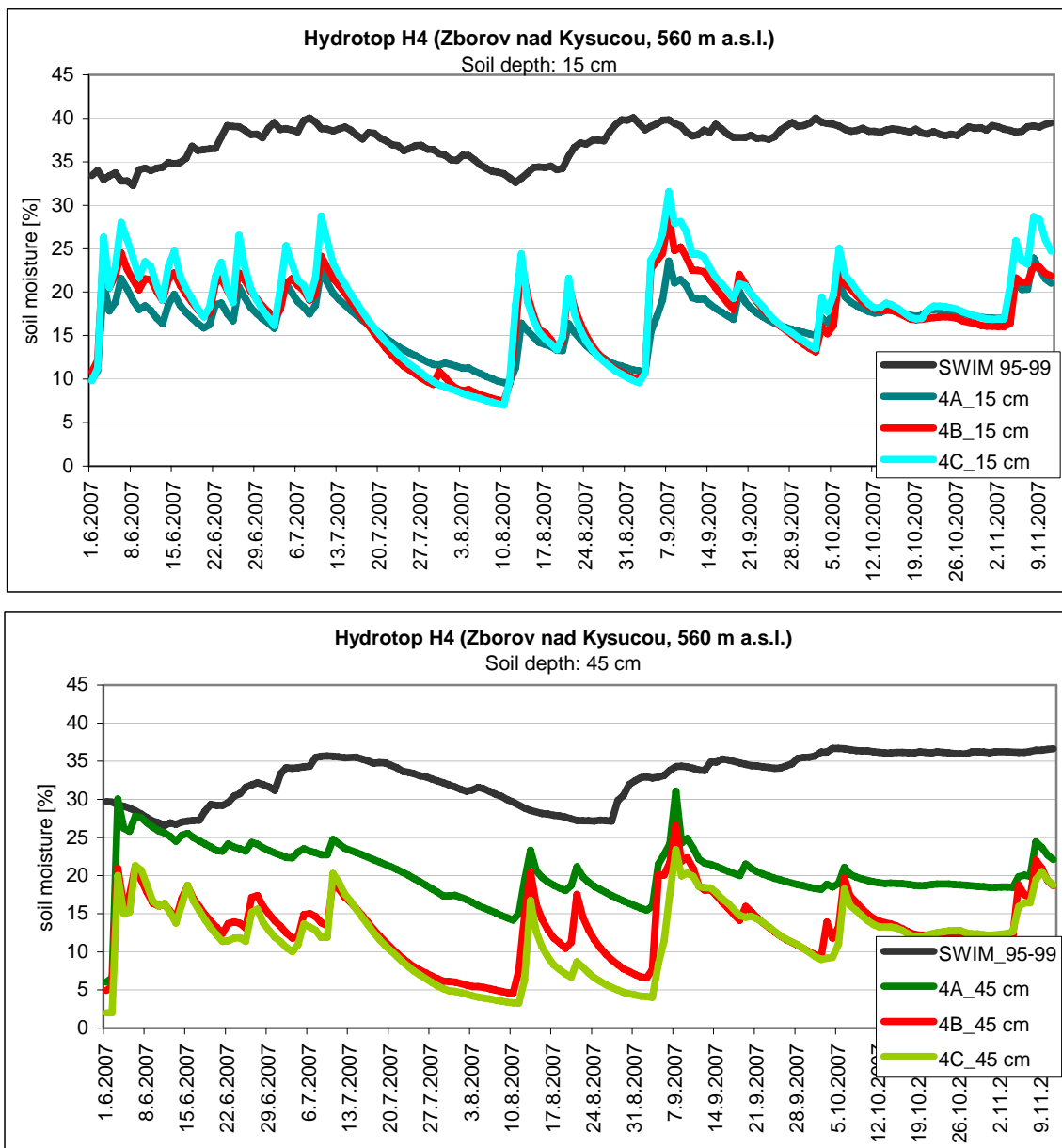
Fig. 2: Spatial distribution of the soil moisture values (%) at soil-depth 45 cm in the Kysuca basin produced by SWIM. Values present the monthly averages during the vegetation season of 1995–1999.





Obr. 3: Priestorové rozloženie priemerných mesačných úhrnov aktuálnej evapotranspirácie [mm] vo vegetačnom období (1995 – 1999) pre skúmané povodie rieky Kysuca.

Fig. 3: Spatial distribution of the actual evapotranspiration (mm) within the Kysuce basin during the vegetation season (IV.–IX.). The values present the monthly averages of years 1995–1999.



Obr. 4: Priebeh objemovej vlhkosti pôdy nameranej v roku 2007 na lokalite Zborov nad Kysucou (hydrotop H4) v jednotlivých sondách (A, B, C) a hodnôt modelovanej vlhkosti pôdy prostredníctvom SWIMu ako päťročný priemer 1995 – 1999 v dvoch pôdnych hĺbkach (15 cm, 45 cm).

Fig. 4: The course of soil moisture (%) measured at the hydrotop Zborov in 2007 (in the probes A, B, C) and data simulated by SWIM (1995–1999) at two soil-depths: 15 and 45 cm.



# Experimentální výzkum vlivu uzavřeného vzduchu na proudění vody a transport látek v půdě

Michal Sněhota, Martina Sobotková, David Zumr, Milena Císlarová  
ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Praha, Česká Republika

## Úvod

Teorie a stávající modelové přístupy, definující hydraulické a transportní charakteristiky půdy, předpokládají spojitost plynné fáze. V blízkosti nasycení není tento předpoklad vždy splněn a z různých příčin dochází při zvlhčování k zachycení a uzavření určitého objemu vzduchu v pórech půdy (Faybishenko, 1995; Sakaguchi et al., 2005). Stávající modely pak často nepostihují skutečnou dynamiku proudění vody a pohybu rozpuštěných látek. Cílem výzkumu představeného v tomto příspěvku je zjišťování vlivu uzavřeného vzduchu na proudění vody a transport látek prostřednictvím laboratorních infiltračních experimentů na velkých vzorcích půdy a jemného písku.

## Materiál

Experimenty byly prováděny na vzorcích o objemu 7 litrů. Pro testování aparatury byl připraven jeden referenční hutněný vzorek jemného písku. Referenční vzorek byl připraven postupným hutněním na objemovou hmotnost  $1.8 \text{ g.cm}^{-3}$ . Předběžný odhad koeficientu nasycené hydraulické vodivosti, změřený na stejně připraveném menším vzorku, byl  $0.014 \text{ cm.s}^{-1}$ . Odběry neporušených půdních vzorků byly provedeny na experimentálních lokalitách v pramenných oblastech České republiky, kde bylo již dříve zaznamenáno výrazné preferenční proudění a nestabilita hydraulických charakteristik (Císlarová et al., 1988, 1990). Vzorek LIZ byl odebrán v experimentálním povodí Liz v povodí Spůlky na Šumavě (Tesař et al., 2006). V místech odběru je typickým půdním typem Eutric Cambisol (hlinito-písčítá půda). Půdní vzorek byl odebrán z hloubky 20 – 45 cm. Neporušený půdní vzorek JIZ byl odebrán na svahu Tomšovka v experimentálním povodí Uhlířská v Jizerských horách (Šanda et al., 2004). Dominantním půdním typem v této lokalitě je Cambisol s hlinito-písčitou až písčito-hlinitou texturou, s příměsí skeletu.

Půdní vzorky byly odebírány do plastových válců. Průměr vzorků byl 18,9 cm a jejich výška byla 25,0 cm. Odběr kvalitních vzorků s minimálním porušením půdy je klíčový pro vypovídací hodnotu naměřených dat. Proto bylo pro potřeby odběru vzorků navrženo a sestrojeno speciální odběrné zařízení.

## Měřicí aparatura

Pro provádění infiltračních experimentů byla navržena a vyrobena nová sestava s automatizovaným záznamem měřených dat. Sestava je konstruována pro současné měření na čtyřech velkých neporušených vzorcích půdy. Základní koncepce aparatury vychází z měřicí sestavy předchozí generace představené Sněhotou et al., (2002). Základ sestavy tvoří ocelová rámová konstrukce, na které jsou připevněna čtyři závěsná vážní čidla typu S (Omegadyne, Inc., LCM 101, U.S.A.). Každý neporušený půdní vzorek je uložen na hliníkovému rámu zavěšeném na vážním čidle. K zajištění stability zavěšených vzorků slouží malá plastová kolečka. Stálá tlaková okrajová podmínka je na horním okraji vzorku zajištěna modifikovaným infiltračním diskem. Novým prvkem aparatury je speciální porézní destička ze sintrovaného skla, kterou se opatřuje povrch půdního vzorku. Na destičce byly s roztečí 10 mm vybroušeny drážky o rozměrech 2 x 2 mm. Sintrovaná destička zabráňuje rozplavení povrchu půdního vzorku během infiltrací a její drážky umožňují odvod vzduchu uvolněného z půdy během infiltrace a naopak vstup vzduchu při drenáži vzorku. K měření sacích tlaků v průběhu experimentu byl každý vzorek osazen čtyřmi mikrotenzometry ve výškách 7.5, 12.5 a 17.5 cm od horního okraje válce, přitom v hloubce 12.5 cm jsou osazeny 2 mikrotenzometry. Výběr přesného místa osazení těchto čidel byl proveden podle snímků půdního vzorku získaných počítačovou tomografií. Záznam sacích tlaků se provádí v pravidelných intervalech volitelné délky, odpovídající dynamice experimentu.



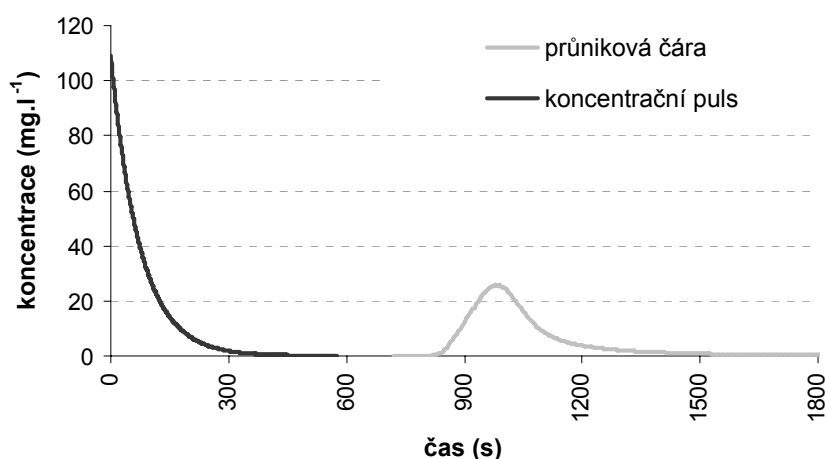
Voda vytékající dnem vzorku byla kontinuálně sbírána do překlopného průtokoměru. Z četnosti překlopení průtokoměru a záznamu vážního čidla, na kterém je překlopný průtokoměr uložen, byly vypočítány odtokové rychlosti a kumulativní množství odtoku.

Pro měření průnikových čar bromidového iontu (konzervativní značkovač) byla vyvinuta metoda kontinuálního „in-line“ měření s použitím iontově selektivní analýzy. Princip měření spočívá v čerpání vytékající vody miniaturním peristaltickým čerpadlem (Mini-S Pumps, Ismatec, UK) do průtočné cely z borosilikátového skla (Mettler Toledo). Uvnitř průtočné cely byla umístěna iontově selektivní (ISE) Br<sup>-</sup> elektroda (Orion 96-35, Thermo Electron Corporation, U.S.A.), napojená na ISE elektroda napojena na ionometr. Podrobně byla metoda popsána Sobotkovou et al., (2007). Řídící a záznamovou jednotkou měřicí aparatury pro všechny sledované veličiny byl data logger CR23X (Campbell Scientific, U.S.A.) rozšířený multiplexory.

### Infiltračně výtokové experimenty

Infiltračně výtokový experiment je založen na opakovaném měření výtopových infiltrací. Měří se transientní proudění až do dosažení ustálené infiltrační rychlosti ve vzorku. Opakování výtopové infiltrace při různých počátečních hodnotách vlhkosti půdy ve vzorku by mělo podle teoretických předpokladů vést ke stejným hodnotám ustálené infiltrační rychlosti.

Infiltrace se provádí klasickou metodou udržováním stálé hladiny vody nad horním okrajem vzorku, v našem případě byla konstantní hladina udržována pomocí elektronického ventilu spínaného na základě impulsů z hladinového senzoru. Vlhkost vzorku lze vyhodnotit z časového průběhu hmotností vzorku během experimentu. Ze změn hmotností lze usuzovat na změny množství vody ve vzorku a nepřímo na okamžité množství uzavřeného vzduchu. V případě výrazné proměnlivosti změřených ustálených infiltračních rychlostí u jednotlivých infiltračních běhů u jednoho vzorku je nutné se zabývat nestabilitou proudění.



Obr. 1: Příklad průnikových čar získaných měřeními na referenčním pískovém vzorku.

Byly provedeny tři série měření výtopové infiltrace s aplikací bromidu pro referenční vzorek, čtyři běhy pro půdní vzorek LIZ a čtyři pro vzorek JIZ.

Pro jednotlivá měření byla v tlakovém disku udržována konstantní hladina vody +0.5 až +0.8 cm. Po celou dobu experimentu byly zaznamenávány sací tlakové výšky, okamžité infiltrační rychlosti a změny hmotností vzorku. Po dosažení ustálené fáze proudění, byly do vrstvy vody na povrchu disku aplikovány 3 ml standardu bromidu draselného o koncentraci 0.1 M. Tvar koncentračního pulsu byl vypočítán na základě předpokladu dokonalého ředění roztoku výtopy přitékající vodou. Tvar pulsu společně s typickým tvarem průnikové čáry je zřejmý z obr. 1. Počáteční koncentrace v čase aplikace činila

ve výtopě nad horním okrajem vzorku 108.9 ppm. Průnikové čáry byly měřeny během ustáleného proudění. Při některých infiltracích bylo aplikováno několik po sobě jdoucích pulsů bromidu. Pro referenční vzorek bylo v rámci tří infiltračních experimentů měřeno celkem sedm průnikových čar při různém počátečním nasycení referenčního vzorku. Pro vzorek LIZ byly měřeny čtyři průnikové čáry, pro vzorek JIZ byly změřeny tři průnikové čáry.

Pro každý infiltrační běh byly pro jednotlivé vzorky získány záznamy z vážních čidel, to znamená záznamy časových průběhů hmotností vzorku a hmotností překlopných průtokoměrů, dále časy překlopení průtokoměrů a záznamy průběhů sacích tlaků v čidlech osazených ve vzorku a v čidle umístěném v infiltračním disku, pomocí kterého se sledoval průběh tlaků výtopy na horním okraji vzorku. Pro získání informace o vnitřním uspořádání geometrie pórů studovaných půd byly před zahájením infiltrační neporušené vzorky půdy z lokality LIZ a JIZ snímkovány počítačovou tomografií. Pro obě půdy byly také pořízeny snímky elektronovým mikroskopem.

### **Snímkování počítačovou tomografií**

V rámci tohoto projektu byly půdní vzorky snímkovány standardním medicínským CT skenerem. Snímkovány byly dva neporušené půdní vzorky odebrané v lokalitě LIZ a jeden neporušený půdní vzorek z lokality JIZ. Snímkování bylo provedeno tomografem Siemens SOMATON PLUS IV. Výsledkem snímkování je matice hodnot atenuačních koeficientů v jednotkách HU. Matice CT snímků měla velikost 512 x 512 x 246 voxelů, velikost voxelů byla 0.4 x 0.4 x 1 mm<sup>3</sup>. Atenuační koeficienty vypovídají o prostorovém uspořádání hustoty a pórovitosti půdy uvnitř vzorku (Čislerová a Votrubová, 2002).

Pro odlišení preferenčních cest byly snímky segmentovány modifikovanou metodou morfologického otevírání pórů (podrobně viz Sněhota et al., 2007). V prvním kroku segmentace, kdy byly za potenciální preferenční cesty považovány voxely s hodnotou nižší než HU = 1000 (tj. voxely s nižší hustotou a vyšší pórovitostí), vykazaly vzorky LIZ a JIZ 29 resp. 15 % takových voxelů. Vyšší podíl potenciálních preferenčních cest u vzorky LIZ byl zjištěn i metodou otevírání pórů, kdy byly za platné považovány voxely seskupené do útvarů s minimálním roztečí středů voxelů větší než 1 mm. Zastoupení potenciálních preferenčních cest bylo v tomto případě 5.8 a 0.7 % pro vzorky LIZ resp. JIZ.

Tabulka 1: Charakteristiky odvozené z CT snímků.

vzorek	půdní vzorek		potenciální preferenční cesty		půdní matrice	
	obj. hmotnost (g.cm <sup>-3</sup> )	pórovitost (-)	obj.hmotnost (g.cm <sup>-3</sup> )	pórovitost (-)	obj.hmotnost (g.cm <sup>-3</sup> )	pórovitost (-)
<i>segmentováno hodnotou HU 1000</i>						
LIZ1	0.93	0.635	0.420	0.835	1.134	0.555
JIZ1	0.90	0.647	0.434	0.830	0.981	0.615
<i>segmentováno hodnotou HU 1000, a strukturním elementem o poloměru r = 1 mm</i>						
LIZ1	0.93	0.635	0.291	0.886	0.970	0.620
JIZ1	0.90	0.647	0.255	0.900	0.905	0.645

V tab. 1 je uveden souhrn informací o objemové hustotě a pórovitosti odvozené z CT snímků půdních vzorků z lokality LIZ a JIZ. Kromě základních parametrů celých 3D snímků jsou v tabulce uvedeny také parametry oblastí vyjmutých ze snímků v prvním a druhém kroku segmentace. Informace o podílu potenciálních preferenčních cest na celkovém objemu vzorku může být použito jako vodítko pro počáteční odhad tohoto parametru pro modelování proudění vody půdním vzorkem modelem duální propustnosti.

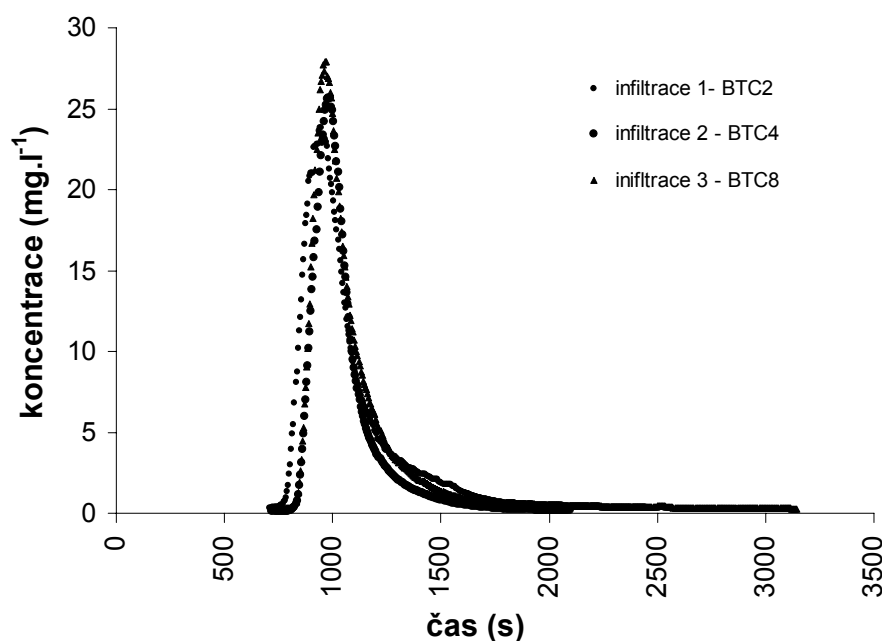
## Výsledky měření

Výsledkem každého experimentu jsou časové záznamy kumulativního odtoku, tlakových výšek, hmotnosti vzorku.

Ze záznamů kumulativních odtoků byly vyhodnoceny okamžité rychlosti proudění, které pro nasycené proudění a nízkou výtopu na povrchu vzorku odpovídají nasycené hydraulické vodivosti. Vzorek písku nevykazoval výrazné změny hydraulické vodivosti pro jednotlivé infiltrační epizody pro různé hodnoty sací tlakové výšky na počátku experimentu.

Naměřené hodnoty objemových toků jsou velmi podobné pro všechny tři infiltrace. Z měření na neporušeném vzorku LIZ bylo zjištěno, že hodnoty objemových toků v kvazi ustálené fázi experimentů byly nižší pro druhý běh opakované infiltrace, zahajovaný do vzorku s vyšší počáteční vlhkostí. U druhé opakované infiltrace byl tento jev rovněž pozorován s tím, že objemové toky byly celkově nižší než při první výtopové infiltraci. Druhý běh byl vždy zahajován s vyšší počáteční vlhkostí půdy. U druhého výtopového experimentu se tento jev opakoval. Podobné výsledky poskytl také experiment na vzorku JIZ. Tento jev lze vysvětlit nestabilitou proudění v důsledku uzavření vzduchu na počátku jednotlivých infiltračních běhů.

Výsledkem transportních experimentů jsou průnikové čáry Br. Příkladem průnikových čar získaných měření na referenčním pískovém vzorku jsou tři čáry naměřené pro infiltrace 1, 2 a 3 zobrazeny v obr. 2. Z obrázku je zřejmé, že se průnikové čáry z infiltračí s různou počáteční podmínkou výrazně neliší.



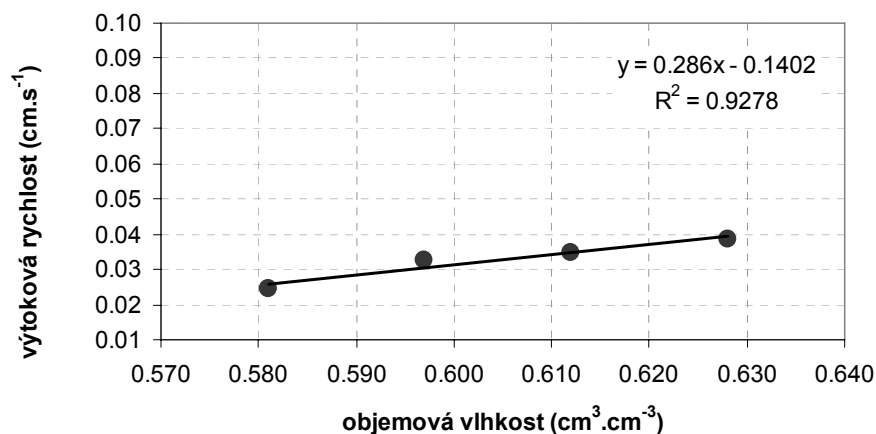
Obr. 2: Příklad průnikových čar získaných měření na referenčním pískovém vzorku.

Průnikové čáry z experimentů na neporušených půdních vzorcích vykazují výrazně odlišné efekty. Příkladem jsou průnikové čáry z infiltračí č. 1 a 2 provedených na vzorku LIZ. Od průnikových čar měřených na pískovém vzorku se liší především velmi rychlým nástupem a delší sestupnou větví. Tento tvar průnikových čar na vzorky LIZ vypovídá o přítomnosti preferenčního proudění, což dobře koresponduje se skutečností zjištěnou počítačovou tomografií. Posun průnikové čáry z infiltrace č. 2 do pozdějších časů je způsoben nižším objemovým tokem při druhé infiltraci. Ta byla zahájena do

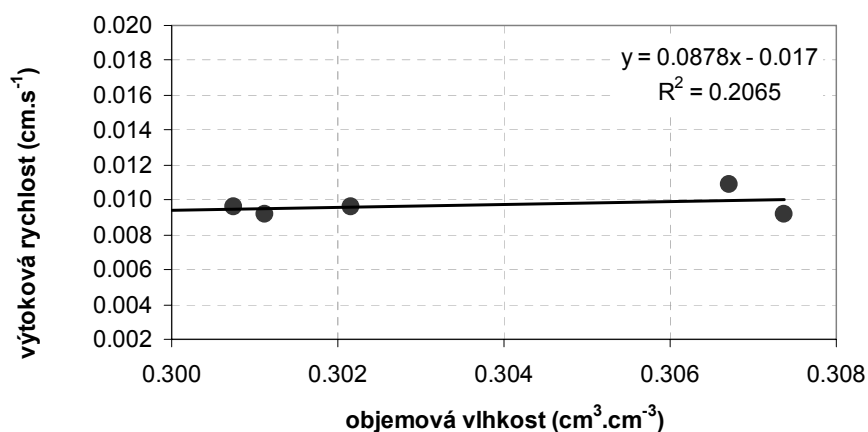
vzorku s vyšší vlhkostí. Měřením na vzorku LIZ byl zjištěn vliv přítomnosti uzavřeného vzduchu, byl však patrný pouze v advekční části transportu. Vliv na disperzivity zatím prokázán nebyl.

### Vliv uzavřeného vzduchu na proudění vody

Vliv uzavřeného vzduchu byl v záznamech infiltračních experimentů vyšetřován pro kvazi ustálené fáze experimentů. V tomto režimu se tlakové výšky přiblížily nulové hodnotě a změny objemové vlhkosti půdy jsou již velmi malé v porovnání s počátečními fázemi experimentu. Klasická teorie v této fázi infiltrace předpokládá pro danou konfiguraci výtopového experimentu, plně nasycené ustálené proudění vody s konstantní vlhkostí odpovídající nasycené vlhkosti a změny rychlosti proudění se nepředpokládají.



Obr. 3: Vztah mezi výtokovou rychlostí a objemovou vlhkostí pro půdní vzorek LIZ pro okamžik před aplikací koncentračního pulsu.



Obr. 4: Vztah mezi výtokovou rychlostí a objemovou vlhkostí pro referenční pískový vzorek pro okamžik před aplikací koncentračního pulsu.

Výsledky měření na vzorku LIZ ukazují, že v kvazi ustáleném režimu proudění k určitým změnám rychlosti proudění v kvazi ustáleném stavu docházelo. Výtokové rychlosti se měnily v čase v průběhu jednotlivých infiltrací a pro stejné fáze experimentu byly odlišné i pro jednotlivé experimenty. Obr. 3 ukazuje pro čtyři infiltrační experimenty porovnání celkové vlhkosti půdy a výtokové rychlosti pro stav před aplikací koncentračního pulsu. V tomto případě byla zjištěna lineární závislost mezi celkovou objemovou vlhkostí a výtokovou rychlostí. Rozdíly v objemové vlhkosti je možné, za předpokladu neměnicí se pórovitosti vzorku, vysvětlit pouze rozdíly v objemu nespojitě plynné fáze ve vzorku, která určitý objem vody vytěšňuje.

Měření na pískovém referenčním vzorku ukázalo určité změny ve vlhkosti vzorku (obr. 4), nebyla ale zjištěna závislost mezi objemovou vlhkostí z výtokovými rychlostmi.

### Diskuse a závěr

Výsledky výzkumu představeného v tomto příspěvku lze shrnout do následujících bodů:

1. Byla sestavena automatizovaná aparatura pro provádění infiltračně výtokových experimentů; sestava byla navržena, realizována, oživena, otestována a uvedena do provozu.
2. Byly provedeny infiltrační experimenty na neporušených vzorcích půd ze dvou lokalit a na referenčním hutněném vzorku jemného písku.
3. Byla provedena měření průniků konzervativního traceru bromidu pro různé počáteční vlhkosti vzorků na počátku experimentu.

Experimentální sestava je v současnosti plně provozní a v experimentech se pokračuje. Předběžné výsledky ukazují pro neporušené vzorky půdy závislost mezi množstvím uzavřeného vzduchu a objemovým tokem za jinak stejných podmínek a pro stejnou fázi experimentu. Experimentální aparatura, použité metody měření a vyhodnocení výsledků se jeví jako velmi vhodné ke studiu dynamiky proudění vody a transportu rozpuštěných látek v laboratorních podmínkách. K formování obecnějších závěrů bude třeba provést větší počet dalších infiltračně výtokových a transportních experimentů.

### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou MŠMT (projekt 1K05024) a GAČR (projekt 103/08/1552).

### Literatura

- Císlerová, M., J. Šimůnek, T. Vogel, 1988. Changes of steady state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments, *Journal of Hydrology*, 104, 1 – 16.
- Císlerová, M., T. Vogel, J.Šimůnek, 1990. The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations, *Field-Scale Water and Solute Flux in Soils*, K. Roth, H. Fluhler, W.A. Jury, J.C. Parker (editors), Monte Verita, Birkhauser Verlag, Basel, 109 – 117, ISBN 3-7643-2510-0.
- Císlerová, M. a J. Votrubová 2002. CT derived porosity distribution and flow domains, *Journal of Hydrology*, Vol. 267 (3 – 4) 186 – 200, Elsevier, Amsterdam.
- Faybishenko, B.A., 1995 Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air: Laboratory experiment, *Water Resources Research*, 31, 10, 2421 – 2435.
- Sakaguchi, A., Nishimura, T., Kato, M., 2005. The Effect of Entrapped Air on the Quasi-Saturated Soil Hydraulic Conductivity and Comparison with the Unsaturated Hydraulic Conductivity, *Vadose Zone Journal*, 4, p. 139 – 144.
- Sněhota, M., A. Robovská, M. Císlerová, 2002. Automated set-up designed to measure hydraulic parameters in heterogeneous soil close to saturation, *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 50(3), 247 – 257.
- Sněhota, M., M. Sobotková, Ch. Ray a M. Císlerová, 2007. Characterization of Potential Preferential Pathways in Soil Columns by X-ray Tomography and Infiltration Experiments, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract H53F-1500.
- Sobotková, M., M. Sněhota a M. Císlerová 2007. Vliv počáteční vlhkosti půdy na tvar průnikové čáry dusičnanu: laboratorní experiment, *Proceedings CD of 15th International Poster Day [CD-ROM]*. Bratislava: Ústav hydrologie SAV a Geofyzikální ústav SAV.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. 2006. Hydrologický výzkum v povodí Volyňsky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz, *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, , 2, 137 – 150.
- Šanda, M., T. Vogel, a M. Císlerová, M. 2004. Euromediterranean Conference. Hydrograph formation in the hillslope transect. *Progress in Surface and Subsurface Water Studies at the Plot and Small Basin Scale*, Turin, Italy.

# Hodnotenie hydrologického sucha a jeho vplyvu na zložky hydrologickej bilancie v povodí hornej Nítry

Michaela Stojkiová, Andrej Machlica, Miriam Fendeková  
Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave, Mlynská dolina 842 15 Bratislava,  
Slovenská republika

## Abstract

The identification of hydrological extremes (drought) arising is very actual at present. The knowledge about mechanism of hydrological extremes development could be useful on many levels of human society, such as scientific, agricultural, local governmental, political and others. The research was done in the Upper part of Nitra River catchment. Lumped hydrological model BILAN was used to identify relationships among compounds of the water balance. Presented results are focused on drought in groundwater storage, soil moisture, base flow and discharges. Castany's baseflow estimation methods were used and compared with model results. Another item of the research was to compare results of hydrological balance model applied on catchment with different geological conditions and degree of human influencing of natural streamflow conditions.

**Key words:** Hydrological drought, base flow, groundwater storage, soil moisture, discharges.

## Úvod

Sucho spôsobovalo a spôsobuje značné škody národnému hospodárstvu. Analýza sucha umožňuje racionálnejšie využívanie vodných zdrojov a zvýšenie efektívnosti vodohospodárskej a národohospodárskej činnosti. Prvotnou príčinou vzniku sucha je nedostatok zrážok v území a jeho trvanie v čase. Tento typ sucha nazývame sucho meteorologické. Nedostatok vody sa prejaví v hydrologickom cykle a dáva dôvod na vznik ďalších typov sucha. V kombinácii s vysokou evapotranspiráciou môže nedostatok pôdnej vody spôsobiť vznik sucha v pôdnej vlhkosti. Výraz poľnohospodárske sucho sa používa, ak pôdna vlhkosť nepostačuje podporovať rast plodín. Následne sa zmenší množstvo podzemnej a povrchovej vody a vznikne sucho hydrologické. Zmenšenie prietokov vedie k nižším zásobám podzemnej vody. V hydrologickom cykle podzemná voda reaguje na vznik sucha v povrchovom toku tým, že v prevažnej miere dopĺňa povrchovú vodu. Meteorologické sucho sa nakoniec prejaví aj v hlbokých kolektoroch a pomalá reakcia podzemnej vody na sucho sa prejaví ako sucho v podzemnej vode. Oneskorenie medzi vplyvom meteorologického sucha na sucho v podzemnej vode môže trvať niekoľko mesiacov, dokonca aj rokov, zatiaľ čo oneskorenie medzi meteorologickým suchom a suchom v povrchovej vode trvá niekoľko dní (Tallaksen, van Lanen, eds., 2004).

Cieľom práce bolo zhodnotiť výskyt hydrologického sucha a jeho vplyv na zložky hydrologickej bilancie v povodí hornej Nítry, s dôrazom na podzemné zložky hydrologického cyklu. Pozornosť sme venovali jednotlivým zložkám vodnej bilancie v zóne aerácie i možnému ovplyvneniu zvodnených vrstiev, pričom sme sledovali pokles alebo nárast podzemného odtoku. Skúmali sme aj prejavy možných antropogénnych vplyvov na hodnoty prietokov v povrchových tokoch a na režim povrchových vôd.

## Materiál a metódy

V úvodnej fáze práce na projekte bola ako prvá vytvorená databáza údajov, potrebná pre zostavenie hydrologických modelov. Údaje, získané zo Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) v Bratislave, boli verifikované a následne upravené do formátu vhodného pre fyzikálne založený model BILAN.

Model BILAN bol vyvinutý pre simuláciu zložiek vodnej bilancie povodia. Je založený na definícii systému vzájomných vzťahov, ktoré opisujú základné princípy vodnej bilancie nenasýtenej a nasýtenej

zóny. Časový krok je jeden mesiac. Vstupnými dátami na výpočet vodnej bilancie sú mesačné rady zrážok a teploty vzduchu v povodí. Ďalej je potrebné poznať vlhkosť vzduchu (možnosť 1) alebo potenciálnu evapotranspiráciu (možnosť 2). Na kalibráciu ôsmich modelových parametrov (využitím optimalizačného algoritmu) sa využíva porovnanie simulovaných a pozorovaných mesačných radov odtokov v záverečnom profile povodia.

Model simuluje časové rady mesačnej potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie, infiltráciu do pôdy a dopĺňanie z pôdy do zvodnenej vrstvy, ako aj množstvo vody akumulované v snehovej pokrývke, v pôde a v zvodnenej vrstve. Všetky tieto premenné sú použité pre povodie ako celok (sústredený fyzikálny model). Celkový odtok pozostáva z troch zložiek, a to z priameho, hypodermického a základného odtoku.

Výstup z modelu pozostáva z dvoch typov radov – z radov mesačných hodnôt a mesačných priemerov (mesačných charakteristík). Mesačné charakteristiky obsahujú priemerné mesačné hodnoty, priemerné mesačné minimá a maximá, ktoré boli odvodené z radov mesačných hodnôt pre každý mesiac v roku a každú premennú. Výstupné rady môžu byť jednak vo forme numerických údajov uložených vo forme súboru, ako aj vo forme grafov vybraných dátových radov, ktoré môžu byť zobrazené na obrazovke a následne vytlačené. Spolu s mesačnými radmi alebo mesačnými charakteristikami sú vo výstupe uvedené aj identifikačné informácie (Kašpárek in Talaksen, van Lanen Eds., 2004).

Jednou zo zložiek hydrologickej bilancie je aj podzemný odtok. Táto zložka nie je priamo merateľná a najčastejšie sa vyčleňuje z hydrogramu povrchového toku buď separačnými metódami, alebo matematicko-štatistickým postupom. Na výpočet podzemného odtoku bola použitá Castanyho metóda (Castany et al., 1970). Táto metóda bola použitá preto, lebo v porovnaní s inými metódami dáva nižšie hodnoty odtoku podzemnej vody, ktoré charakterizujú minimálny podzemný odtok. Castanyho metóda vychádza z tridsiatich po sebe idúcich minimálnych priemerných denných prietokov v roku. Minimálne prietoky reprezentujú odtok podzemných vôd z daného povodia. Priemerný podzemný odtok za určité obdobie (obvyčajne 10 rokov) stanovujeme ako medián z priemerných minimálnych odtokov za jednotlivé roky. Táto hodnota podľa Castanyho reprezentuje napájanie hydrografickej siete podzemnými vodami, a teda odpovedá regionálnemu podzemnému odtoku.

Niektoré vstupné údaje do modelu museli byť upravené vzhľadom k reliéfu pozorovaného územia a k príslušnej nadmorskej výške. Tieto úpravy boli zrealizované pomocou programu ArcView 3.2. Na základe topografického podkladu sa vyseletovali v hodnotenom území jednotlivé povodia ohraničené rozvodnicami. Následne bola pomocou interpolácií v ArcView stanovená priemerná výška terénu a na túto výšku boli prepočítané teplotné údaje.

Po upravení a verifikovaní všetkých vstupných podmienok boli spustené modelové riešenia v programe BILAN. Bolo potrebné overiť, či neprišlo k chybnému nakalibrovaniu modelu a či kontrolný parameter programu, ktorý udáva odchýlenie sa od reálneho stavu, nevykazuje príliš veľkú odchýlku. Po overení všetkých potrebných parametrov sme na základe analýzy výstupných radov zvolených zložiek vodnej bilancie vyhodnocovali vzájomné vzťahy medzi nimi. Pre skúmanie vybraných extrémnych situácií, sme rozdelili pozorované časové rady tak, aby bolo možné ich vzájomné porovnanie. Hydrologické roky boli klasifikované z hľadiska vlhkosti, a to z pohľadu percentuálneho podielu ročného úhrnu zrážok konkrétneho roka na dlhodobom zrážkovom normále. Ako zrážkový normál bolo použité obdobie rokov 1951 – 1980. Vplyv zrážok na vznik extrémnych situácií je podmienený dĺžkou a intenzitou zrážok. Nemalý vplyv má aj vegetácia a antropogénne ovplyvnenie prostredia. Východná časť územia je podstatnou mierou ovplyvnená banskou činnosťou, centrálna časť územia priemyslom nachádzajúcim sa v meste Nováky a vyššie položenaj Prievidzi. A práve z tohto dôvodu bolo potrebné dôkladne spoznať lokalitu aj z pohľadu geografického, geologického, hydrografického, klimatického a socioekonomického.

Zamerali sme sa predovšetkým na obdobie veľmi suchých a suchých rokov. Riešeným problémom bolo stanovenie veľkosti poklesu základného a celkového odtoku v suchých rokoch a percentuálne

vyjadrenie tohto stavu. Podrobne bola analyzovaná veľkosť zásob podzemnej vody a vplyv pôdnej vlhkosti na ich stav.

Pre hodnotenie sme na hornom toku Nitry vybrali 4 prietokové profily, a to profil Tužina na toku Tužina (plocha povodia 35,60 km<sup>2</sup>), profil Chvojnica na toku Chvojnica (plocha povodia 17,82 km<sup>2</sup>), profil Handlová na toku Handlovka (plocha povodia 40,18 km<sup>2</sup>) a profil Chalmová na toku Nitra (plocha povodia 601,11 km<sup>2</sup>). Toky Tužina a Chvojnica sú pravostrannými prítokmi Nitry v horskej časti povodia, tok Handlovka je ľavostranným prítokom. Toky Chvojnica a Tužina pramenia v mezozoických vápencovo-dolomitických horninách, avšak prevažná časť toku preteká územím tvoreným prevažne granitoidnými horninami a migmatitmi. Pri vstupe do Hornonitrianskej kotliny pretekajú územím tvoreným kvartérnymi náplavovými kužeľmi (piesčité a štrkové naplaveniny). Handlovka pramení v neovulkanických horninách pohoria Vtáčnik a na svojom strednom a dolnom toku preteká územím budovaným horninami vnútrokarpatského paleogénu pokrytými kvartérnymi sedimentami. Centrálna časť územia pozdĺž hlavného toku až po prietokový profil Chalmová je tvorená prevažne fluvialnými nivnými hlinami a proluviaľnými piesčito hlinitými štrkami, ktoré sú schopné viesť väčšie množstvo podzemnej vody. Povodie hornej Nitry patrí do mierne teplej, vlhkej klimatickej oblasti (toky Chvojnica, Tužina, Handlovka) až teplej, mierne vlhkej (tok Chalmová). Priemerný ročný úhrn zrážok je od 600 – 700 mm (tok Chalmová) až 800 – 900 mm (toky Chvojnica, Tužina, Handlovka) za sledované obdobie 1961 – 1990. Priemerná ročná teplota vzduchu sa pohybuje od 7 – 8 °C (Chvojnica, Tužina, Handlovka) až do 8 – 9 °C (Chalmová) za sledované obdobie 1961 – 1990.

Hodnotené bolo obdobie 21 hydrologických rokov (1983 – 2003). K jednotlivým vodomerným staniciam boli priradené zrážkomerné stanice tak, aby sa hodnoty zrážok z príslušných staníc odrážali na hodnotách prietokov v pozorovaných vodomerných stanicích (pre Tužinu a Chvojnicu – zrážkomerná stanica Nitrianske Pravno a pre Handlovku hornú časť toku Nitra po profil Chalmová – zrážkomerná stanica Prievidza).

Údaje o relatívnej vlhkosti vzduchu a teplote pre všetky štyri profily boli použité z jedinej klimatologickej stanice v povodí, a to zo stanice Prievidza. Pri sledovaní vplyvu sucha a antropogénneho ovplyvnenia na vybrané zložky vodnej bilancie sme sa zamerali predovšetkým na dve malé subpovodia a to na Tužinu a Handlovku. Povodie Chvojnice má veľmi podobné geologické, hydrologické aj klimatické pomery ako povodie Tužinej. Horná časť povodia Nitry po profil Chalmová je istým spôsobom kombináciou rôznych podmienok a vplyvov, je charakteristická najmenšou nadmorskou výškou terénu a jeho rovinatým charakterom.

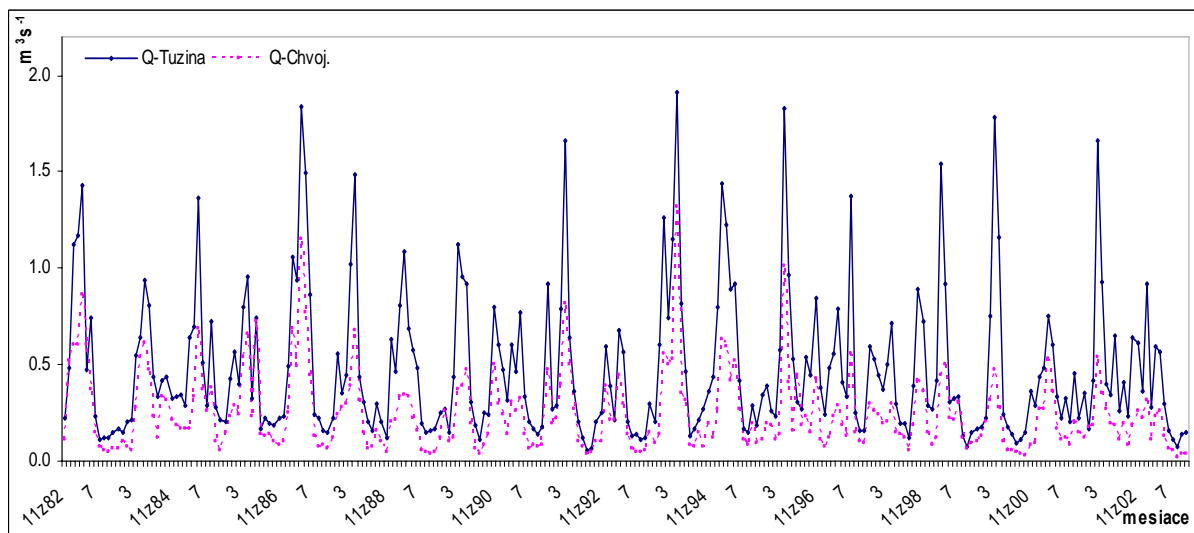
## Výsledky a diskusia

V našej práci sme sa pokúsili o komplexný pohľad na problematiku hydrologického sucha hodnotenej lokality Hornej Nitry. Hľadali sme prejavy možných antropogénnych vplyvov na hodnotách prietokov v povrchových tokoch a na režime povrchových vôd. Boli analyzované jednotlivé podpovrchové zložky vodnej bilancie v zóne aerácie až po možné ovplyvnenie zvodnených vrstiev, v ktorých sme sledovali pokles alebo nárast podzemného odtoku. V nasledujúcej časti uvádzame niektoré z dosiahnutých výsledkov.

### *Analýza prietokov*

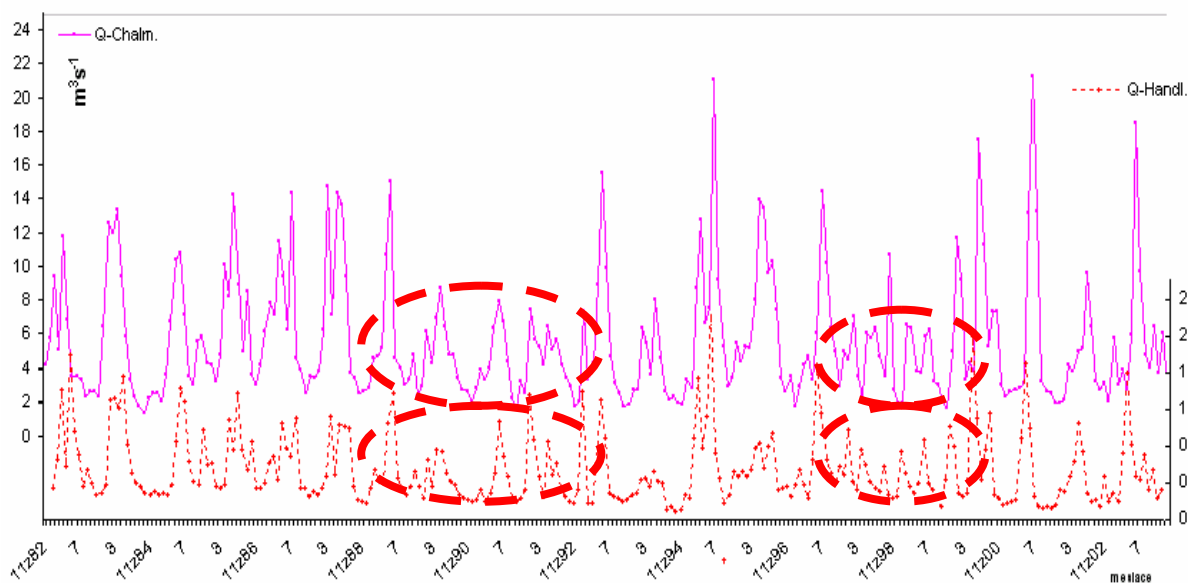
Pri vyhodnotení priebehu prietokov na tokoch Tužina a Chvojnica bola zistená podobnosť ich priebehu. Obidva toky majú výrazné maximá prietokov v jarných mesiacoch marec, apríl (od 1,5 do 1,9 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> Tužina a 0,6 až 1,9 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> Chvojnica). Obidva toky dosahujú svoje minimálne hodnoty prietoku v mesiacoch júl až december (Tužina 0,1 až 0,2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> a Chvojnica 0,03 až 0,08 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). Priebeh prietoku Chvojnice je takmer identický s prietokom na Tužinej, avšak s nižšími hodnotami prietoku (obr. 1).





Obr. 1: Chronologický priebeh prietokov antropogénne neovplyvnených tokov Tužiná a Chvojnica.

Maximálne hodnoty prietoku pre Handlovku sú v rozmedzí od 1 do  $1,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (marec, apríl). Minimálne prietoky sú v letných a jesenných mesiacoch ( $0,2$  až  $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Prietokový profil Chalmová na Nitre má podobný priebeh prietokov. Maximá sú v jarných mesiacoch a minimá na jeseň s hodnotou okolo  $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Veľkosť prietoku po toku narastá. V Chalmovej dosahujú minimálne hodnoty aj 10-násobok jeho hodnôt v povodí Tužinej a Handlovky. Tok Nitra je významnou mierou ovplyvňovaný tokom Handlovka, čo je vidno z obr. 2.



Obr. 2: Chronologický priebeh prietokov na tokoch Handlovka a Nitra.

Porovnanie prietokov v profiloch Handlová a Chalmová (obr. 2) dokumentovalo, že do roku 1997 mali prietoky na oboch tokoch približne rovnaký priebeh. Tento stav sa znova obnovil v rokoch 2001 – 2003. Všetky toky majú do roku 1995 istý pravidelný priebeh prietokov s maximami na jar a minimami v lete a na jeseň. V období rokov 1987 – 1992 a 1997 – 2000 došlo k výraznému poklesu maxim prietokov na toku Handlovka, čo sa zreteľne odrazilo aj na prietokoch v profile Chalmová. Súčasne, v rokoch 1994 – 2002 sa zvýšili hodnoty maxim prietokov.

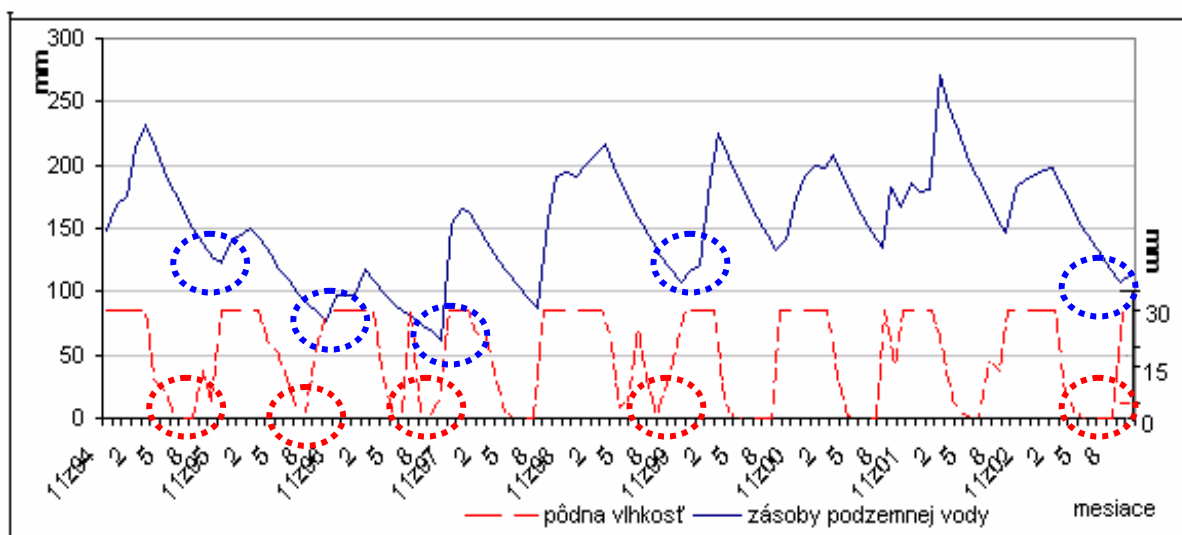
Pri klasifikácii rokov z hľadiska vlhkosti a porovnaní výskytu suchých rokov s priebehom prietokov sa približne kryli obdobia nízkych prietokov s rokmi vyhodnotenými ako suché alebo veľmi suché roky. Pre antropogénne neovplyvnenú časť územia bolo z celkového počtu 21 rokov zistených 33 % suchých rokov, 19 % veľmi suchých a 33 % normálnych rokov. Pre časť územia, v ktorej je vyšší vplyv ľudskej činnosti na toky je 19 % suchých, 9 % veľmi suchých a 47 % normálnych rokov. Z uvedeného vyplýva, že v časti povodia, ktorá má prirodzený režim aj z pohľadu geologickej stavby a hydrogeologických pomerov sa vyskytuje viac suchých období. V tejto oblasti je preto väčší predpoklad citlivosti prostredia na klimatické zmeny.

Za celé hodnotené obdobie bol analyzovaný aj podiel podzemného odtoku na celkovom prietoku v hodnotených profiloch. Špeciálne boli hodnotené roky klasifikované ako veľmi suché a sledoval sa ich vplyv na veľkosť podzemného odtoku. Oplyvnenie veľkosti podzemného dotoku v suchých rokoch sa potvrdilo. Vo veľmi suchých rokoch klesla veľkosť podzemného odtoku priemerne o 15,6 % na všetkých sledovaných tokoch. Najväčší pokles bol zaznamenaný na Chvojnici o 23,5 %, na Tužinej o 17,5 %. Na Handlovke a Chalmovej poklesla hodnota podzemného odtoku o 10 %. Kvantitatívne vyjadrenie priemerného podzemného odtoku vo veľmi suchých rokoch je nasledovné. Na toku Chvojnica dosahuje hodnotu  $0,088 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , na Tužinej  $0,133 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , na Handlovke  $0,315 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a na Nitre  $3,02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Najnižšie hodnoty podzemného odtoku majú toky Chvojnica a Tužiná. Vyššie hodnoty podzemného odtoku vo východnej a strednej časti územia sú spôsobené priaznivejšou geologickou stavbou.

#### Porovnanie vývoja vybraných zložiek vodnej bilancie v čase na Hornej Nitre

##### Tok Tužiná

Z výsledkov modelu vyplýva, že v zimných obdobiach sa hodnota zásob podzemnej vody (GS) pohybuje okolo hodnoty 200 mm. V rokoch 1990, 1996 a 1997 boli hodnoty GS v rozmedzí 117 až 130 mm (obr. 3). Táto skutočnosť poukazuje na nedostatok snehovej pokrývky počas zimného obdobia, čo dokazuje aj parameter SW (zásoba vody v snehovej pokrývke), ktorý model pre veľmi nízku hodnotu nemohol graficky zobrazovať. V roku 1987 však dosiahla hodnota parametra SW oproti ostatným pozorovaným hodnotám najvyššiu hodnotu.



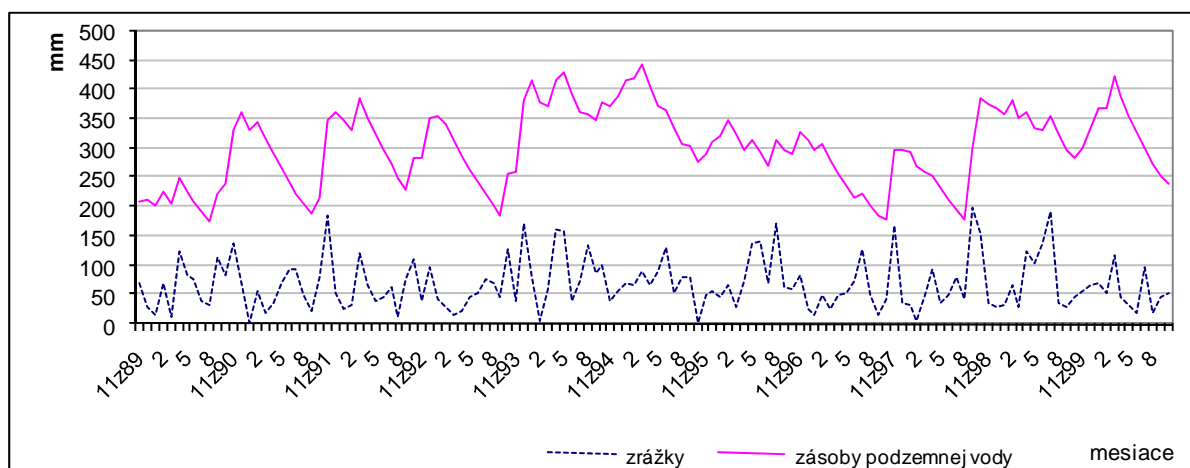
Obr. 3: Zníženie hodnoty pôdnej vlhkosti v letných mesiacoch má za následok pokles zásob podzemných vôd.

Parameter GS sa v letných mesiacoch pohyboval do roku 1995 približne v rozmedzí 100 až 130 mm. V rokoch 1995 až 1997 boli hodnoty GS najnižšími v celom pozorovanom súbore. Krivka pôdnej vlhkosti (SS) mala približne rovnaký priebeh v celom pozorovanom súbore až na výnimky v letných me-

siacoch. Jednalo sa o letné mesiace rokov 1986, 1988, 1997, 1999 a 2001 kedy došlo k maximálnemu nasýteniu pôdy pôdnou vlhkosťou. V uvedených prípadoch dosiahol mesačný úhrn zrážok od 130 do 150 mm, čo predstavuje viac ako dvojnásobok oproti priemernému mesačnému úhrnu zrážok, ktorého hodnota je 61 mm. V letných mesiacoch z pohľadu SS boli najnižšie hodnoty zaznamenané v rokoch 1995 až 1997, kedy sa podobne ako pri GS jednalo o najnižšie hodnoty v celom pozorovanom súbore (obr. 3).

#### Tok Handlovka

Tok Handlovka je antropogénne ovplyvneným tokom. Priemerná hodnota GS je 283,17 mm. Priemerná hodnota GS sa v zimných mesiacoch pohybuje okolo 370 mm a v letných mesiacoch okolo hodnoty 200 mm. Výraznejší pokles GS nastal len v mesiacoch január a február v rokoch 1984 (252 mm), 1990 (202 mm) a 1998 (294 mm). Približne pravidelný priebeh GS počas sledovaného obdobia bol prerušený najmä v rokoch 1993, 1994, 1995, 1996 a 1997. V celom pozorovanom súbore nie je jasne viditeľný prirodzený priebeh odtoku, čo je spôsobené v povodí Handlovky antropogénnymi vplyvmi, pravdepodobne banskou činnosťou. Z porovnania priebehu úhrnov zrážok a GS je možné usudzovať, že zrážky sú tu výraznou zložkou, ktorá ovplyvňuje veľkosť zásob podzemných vôd v zimných mesiacoch (obr. 4). Horninové prostredie je schopné infiltrácie väčšieho množstva zrážok a ich následnej transformácie na doplnenie zásob podzemných vôd a podzemný odtok. Vďaka menšiemu spádu toku a vhodnejším kolektorským horninám je územie Handlovky schopné udržať oveľa väčšie množstvá podzemných vôd a nedochádza tu k výraznému poklesu GS v letných mesiacoch, k akému prichádza napr. vo flyšových oblastiach, alebo v oblastiach budovaných slabo priepustnými horninami neogénu (Machlica, Fendeková, 2006).



Obr. 4: Priebeh hodnôt mesačných úhrnov zrážok a zásob podzemnej vody v povodí toku Handlovka.

Veľkosť podzemného odtoku bola hodnotená aj Castanyho metódou. V povodí Chvojnica po profil Chvojnica bola veľkosť podzemného odtoku  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a v povodí Tužinej po profil Tužiná  $0,12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na hornej časti toku Nitra (Stojkovová, 2007) po profil Chalmová bola hodnota podzemného odtoku  $2,05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a v povodí Handlovky po profil Handlová  $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Boli zistené dva typy časového výskytu minimálnych prietokov charakterizujúcich podzemný odtok. Prvý typ je charakteristický pre obdobie leto – jeseň (minimálny podzemný odtok sa vyskytuje hlavne od augusta do októbra). Tento typ sa preukázal pri hodnotení podzemného odtoku pre povodie tokov Handlovka (vodomerná stanica Handlová) a Nitra (vodomerná stanica Chalmová). Druhý typ je charakteristický pre obdobie zima – jar (od decembra do februára) a súčasne leto – jeseň (od júla do októbra). Tento typ sa preukázal pri hodnotení podzemného odtoku pre povodie tokov Chvojnica a Tužina.

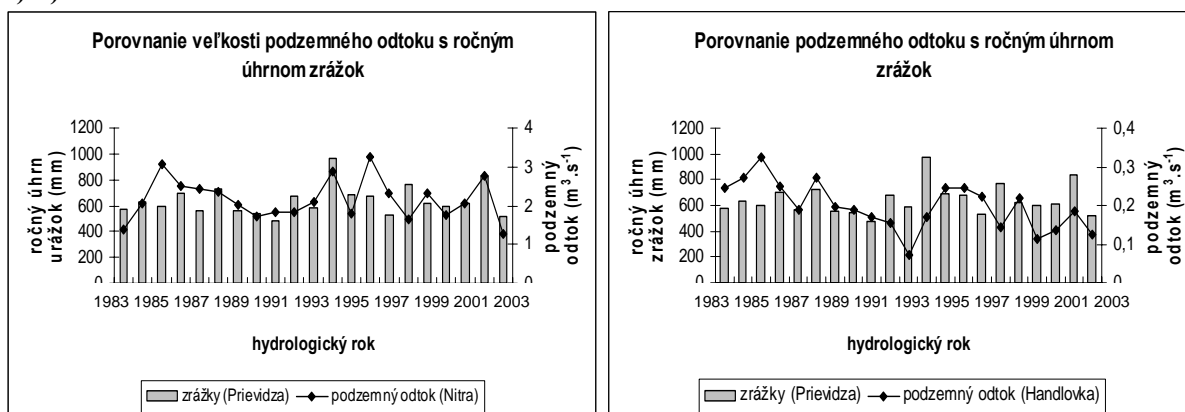
Veľkosť podzemného odtoku bola určovaná aj pomocou metód Castanyho. Táto metóda vyžaduje pri hodnotení podzemného odtoku minimálne 10-ročné dekády, preto bolo hodnotené obdobie rozdelené na obdobia 1983 – 1992 a 1993 – 2003.

Z hľadiska výskytu suchých rokov bolo obdobie hydrologických rokov 1983 – 1992 suchším obdobím. Nasledujúce obdobie rokov 1993 – 2003 bolo oproti predošlému vodnejšie. V tab. 1 sú uvedené hodnoty podzemného odtoku za jednotlivé dekády a za celé obdobie. V grafoch na obr. 5 je porovnaný priebeh ročných úhrnov zrážok s priemernými minimálnymi hodnotami prietokov za 30 po sebe idúcich dní v jednotlivých rokoch, čo je základ určenia priemerného podzemného odtoku pre Castanyho metódu.

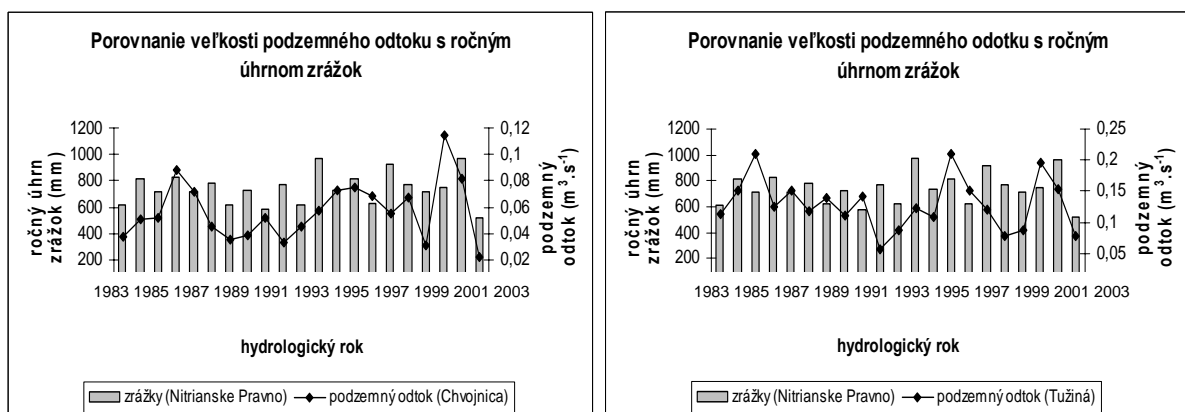
Tab. 1: Veľkosť podzemného odtoku vypočítaná Castanyho metódou.

stanica	tok	podzemný odtok ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )		
		1983 – 1992	1993 – 2003	1983 – 2003
Chvojnica	Chvojnica	0,05	0,07	0,05
Tužina	Tužina	0,13	0,12	0,12
Handlová	Handlovka	0,22	0,17	0,19
Chalmová	Nitra	2,03	2,05	2,05

a) b)



c) d)



Obr. 5: Porovnanie veľkosti podzemného odtoku s ročným úhrnom zrážok (a) tok Nitra – vodomerná stanica Chalmová; b) tok Handlovka – vodomerná stanica Handlová; c) tok Chvojnica – vodomerná stanica – Chvojnica; d) tok Tužiná – vodomerná stanica Tužiná).

V prípade povodia toku Chvojnice po profil Chvojnica boli hodnoty podzemného odtoku za obdobie 1983 – 1992 nižšie, ako v období 1993 – 2003. V prípade povodia toku Tužina bola hodnota podzemného odtoku za sledované obdobie takmer rovnaká, resp. o málo vyššia v rokoch 1983 – 1992. Pre povodie toku Handlovka po profil Handlová a toku Nitra po profil Chalmová boli v suchšom období

1983 – 1992 vyššie hodnoty podzemného odtoku (predovšetkým pre povodie toku Handlovka), ako v nasledujúcom vodnejšom období. Túto skutočnosť v prípade toku Handlovka môžeme vysvetliť tým, že tento tok je výrazne ovplyvnený banskou činnosťou. Do toku je vypúšťaná voda z odvodňovania banských diel, ktorá nadlepšuje prirodzené prietoky. Prepokladáme, že tok Handlovka ovplyvňuje prietoky toku Nitra vo vodomernej stanici Chalmová. Vplyv antropogénnej činnosti na tieto toky bol preukázaný aj pri stanovení veľkosti podzemného odtoku modelom BILAN.

## **Záver**

Na uvedených príkladoch je možné dokumentovať, ako sa môže prejavovať sucho v povrchej i podpovrchovej zložke hydrologického cyklu. Interpretáciou priebehu kriviek vygenerovaných modelom BILAN a vyhodnotením podzemného odtoku Castanyho metódou je teda možné skúmať v mesačnom časovom kroku faktory vedúce k extrémom, v našom prípade k suchu. Mesačný časový krok však nie je dostatočne podrobný pre sledovanie extrémnych hydrologických situácií. Pre ich presnejšiu analýzu by bolo vhodné použiť hydrologické modely s denným časovým krokom. V súčasnej dobe sa pracuje na prehodnotení výsledkov získaných modelom BILAN v dennom časovom kroku. V článku boli spracované toky v povodiach s odlišnou geologickou stavbou a rozdielnym antropogénnym ovplyvnením. Pri porovnaní vývoja prietokov išlo o zistenie, do akej miery vplýva antropogénna činnosť na vývoj jednotlivých zložiek vodnej bilancie. Antropogénne ovplyvnené povodie Handlovky a taktiež miera ovplyvnenia toku Handlovka banskou činnosťou bude predmetom ďalšieho výskumu.

## **PodĎakovanie**

Príspevok vznikol s finančnou podporou projektu FP 6 WATCH.

## **Literatúra**

- Castany, G., Margat, J. and Albinet, M., 1970: Evaluation rapide des resource en eaux d'une region, Simposio internacional sobre aguas Subterráneas de Palermo, Asociación internacional de Hidrogeólogos, Ente de Desarrollo Agrícola, Palermo, s. 462 – 682.
- Stančík, S. 2004: Odtokové pomery povodia Hornej Nitry a prognóza ich vývoja, diplomová práca, Katedra hydrogeológie, PriF UK Bratislava.
- Bara, M. 2006: Modelovanie zmien podzemného odtoku v súlade s vybraným scenárom klimatickej zmeny v povodí Tužinej, diplomová práca, Katedra hydrogeológie, PriF UK Bratislava.
- Machlica A., Fendeková, M., 2006: Separácia zložiek odtoku v povodí Chvojnice modelom BILAN, Podzemná voda, roč. XII, č. 2., SAH Bratislava, s.135 – 147.
- Machlica A., Stojkovová M., Bara M. 2007: Impact of meteorological drought on the base flow formation. 14th Slovak hydrogeological conference. Abstract, p. 100, ISBN 978-80-969342-3-2.
- Kašpárek in : Tallaksen, L.M, van Lanen, A.J, Eds. 2004: Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Development in water science 48, Elsevier, 2004: 579 pp.
- Stojkovová, M., 2007: Odtok podzemnej vody Slovenska, Podzemná voda, roč. XIII, SAH Bratislava, s. 146 – 152.
- Tallaksen, L. M. and van Lanen, H. A. J., eds., 2004: Hydrological Drought, Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater, Developments in Water Science 48, ELSEVIER, 579 s.

# Analysis of heavy elements in air, fog and rime from Milešovka and Kopisty

Valeria Stoyanova<sup>1</sup>, Petranka Petrova<sup>2</sup>, Jaroslav Fišák<sup>3</sup>, Nonka Daskalova<sup>2</sup>,  
Tsenka Tsacheva<sup>1</sup>, Miko Marinov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Rostislav Kaischew Institute of Physical Chemistry, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria

<sup>2</sup>Institute of General and Inorganic Chemistry, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria

<sup>3</sup>Institute of Atmospheric Physics, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague,  
Czech Republic

## Introduction

The presence of solid particles in air, water, soils and urban dust is object of intensive study the last decades due to their possible negative impact on human health and environment (Eletta, 2007; Zimmermann et al., 2003; Tasic et al., 2006; Laskin et al., 2006). The focus of main interest is on the fine and ultra-fine particles (micro- and nano-sized objects), especially in the cases when they are enriched by heavy elements. Metals, most often originating from industrial sources and traffic, are important trace constituents of the ambient particles and serve as tracers for specific emission sources (Tolocka et al., 2004). The first stage of their accumulation is the transfer of air born particles to land or water surfaces by dry and wet depositions. Thus water and land could be increasingly stressed through the action or inaction of man leading to environmental pollution (Eletta, 2007). All this makes important our knowledge for the origin, composition and morphology of such individual particles (Jambers et al., 1996; Poelt et al., 2000). We need a great amount of simultaneous measurements of the particles size, morphology and chemical composition. The small total amount of this material and the large number of elements in the sample at widely different concentrations require not only extremely sensitive methods, but also more than one instrumental technique. Some of them are cited in the references (Gilfrich et al., 1973; Jambers et al., 1996; Hoffmann et al., 1997; Lüdke et al. 1997).

Aim of this study is to estimate the presence of heavy metal particles filter-collected in the air, fog and rime water from the polluted area of North Bohemia, Czech Republic. The proposed comparison of the obtained preliminary results for air born particles enriched of heavy metals with those captured in the fog and rime, combined with a comparative analysis of water-soluble and insoluble particles from the same samples (Fišák et al. 2007, 2008), could provide a basis for the most appropriate way for future analyzing of many other samples in similar routine manner.

## Location and sampling

Meteorological observatories Milešovka and Kopisty of the Institute of Atmospheric Physics, AS CR, are situated within the north Bohemian brown coalfield. This highly polluted industrial region is near the border area of the Czech Republic, Germany and Poland. Particles from fog (FP) and rime (RP) water and also from ambient air (AP) were collected in February, May and June 2006. The corresponding meteorological parameters were regularly recorded during the sampling. All studied here solid particles were collected by filter technique – either by filtering of the fog/rime-water or by impacting of the ambient air. Nitrocellulose filters (0.45 µm pore size, 47 mm diameter, 1.2 mm thickness) were dried and prepared for analysis by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) and by Electron Probe X-ray Microanalysis (EPXMA). For EPXMA the samples were covered with mono-atomic layer of carbon. Details for the sampling procedure and filters preparation before the analysis of water-insoluble particles are given by Fišák et al. (2007, 2008).

## Instrumentation

*ICP-AES*: Emission spectral analysis was performed with 40.68 MHz radial viewing ICP. Jobin Yvon JY ULTIMA 2 (Longjumeau, France) ICP-AES equipment was used with a 1 m Czerny-Turner monochromator (practical bandwidth 5 pm in the second order from 160 to 320 nm). The nitrocellulose filters were dissolved by extraction of trace elements soluble in aqua regia in accordance

with ISO 11466 (1995). Detailed description of the digestion procedure and ICP-AES determinations are given in (Petrova et al., 2008; Velitchkova et al., 2004).

**EPXMA:** Electron microscope analysis was applied for determination of single particles size, shape, chemical composition and number concentration. The solid particles captured on the filter surface were observed by Scanning Electron Microscope (SEM). The electron-microscope image formed by secondary electrons (SEI mode) gives various morphological characteristics (shape, faceting, surface structure, etc.), and the image formed by back-scattered electrons (BEI mode) is influenced by the atomic number of the chemical elements, and then the heavy metal particles could be seen as white spots on dark field. A brief description of the method is given in (Stoyanova et al., 2006; Laskin et al., 2006). The electron microprobe analysis of single particles was carried on the JEOL JSM-6390 and JXA-733 Superprobe, both supplied by an energy-dispersive X-ray detector. The particle elemental spectrum was collected for 30 s at accelerating voltages of 20 KeV. The particle size (an effective diameter) was estimated by visual observation of the microscope images or from its microphotograph.

### ICP-AES results for AP

Air born particles (AP) enriched by heavy elements, including Al and Ti, were analysed by ICP-AES. Table 1 lists the concentration levels of elements in four samples collected from Milešovka (M4, M5, M6 and M8) and five – from Kopisty (K5 – K9). The highest concentration of a given element among the studied samples is printed in bold. As the chemical composition of the studied samples is closely related to meteorological conditions, the available data are given in the lower part of tab. 1.

Table 1: Contents of some heavy elements obtained by ICP-AES (in ng/m<sup>3</sup>) of some heavy metals in AP, collected from Milešovka and Kopisty. Some of the sampling conditions are given below, such as wind direction (sector of wind), air flow volume (in m<sup>3</sup>) and collection time (in h).

Concentration [ng/m <sup>3</sup> ]	Milešovka					Kopisty						<i>Teplice (Stevens et al. 1996 )</i>	
	M4	M5	M6	M8	M <sub>avg</sub>	K5	K6	K7	K8	K9	K <sub>avg</sub>	<i>fine</i>	<i>coarse</i>
As	2	<b>6</b>	3	2	3	2	10	<b>13</b>	10	9	9	<i>44</i>	<i>-</i>
Mn	<b>13</b>	2	3	1	5	13	27	26	25	24	23	<i>19</i>	<i>12</i>
Cu	<b>213</b>	41	20	10	70	18	18	<b>34</b>	14	20	21	<i>14</i>	<i>7</i>
Zn	<b>287</b>	93	116	90	147	165	<b>364</b>	160	343	345	271	<i>160</i>	<i>18</i>
Pb	<b>36</b>	9	31	12	22	19	93	19	20	<b>116</b>	53	<i>108</i>	<i>7</i>
Ba	<b>6</b>	4	2	1	4	2	<b>32</b>	6	3	11	11		
Fe	<b>704</b>	239	180	270	350	520	<b>1784</b>	1522	686	748	1052	<i>380</i>	<i>820</i>
Al	<b>745</b>	74	114	133	267	242	<b>804</b>	<b>803</b>	772	643	653	<i>830</i>	<i>2020</i>
Ti	<b>13</b>	10	6	6	9	7	13	16	13	<b>24</b>	15	<i>71</i>	<i>153</i>
Wind direction	W	W	W	W		W	W	W	E	SE			
Air flow volume, m <sup>3</sup>	79	38	78	77		111	106	116	94	92			
Collection time, h	96	96	48	48		48	48	48	48	48			

The averaged concentration data of the selected elements show higher values for K<sub>avg</sub> than for M<sub>avg</sub>. This result is expected and reasonable, having in mind the additional influence in case of Kopisty of the urban area of town Most with its chemical industry. The obtained by us values (tab. 1) are of the same order as the obtained in January–March 1993 data (Stevens et al. 1996) for fine and coarse particles from a relatively near location (Teplice). The measured there trace element concentrations are shown in the last columns (printed in italic) of tab. 1.

### EPXMA results for AP

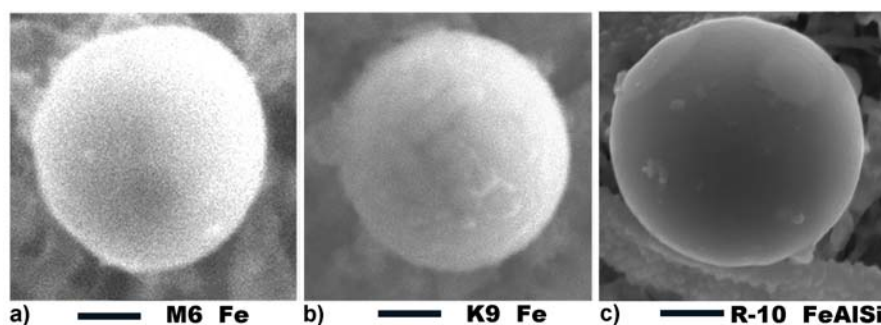
About 700 single AP (348 from Milešovka and 443 from Kopisty) were analyzed by EPXMA. The distribution of heavy elements among the particles of given sample is listed in tab. 2 through the number of enriched AP. This study is concentrated mainly on particles smaller than 10 μm, whose

different shape and various element composition are presented in fig. 1 and fig. 2. In BEI-mode of the SEM observation we have the possibility to find easily a great variety of heavy metals, toxic or cancer elements, and also to determine their distribution among the individual particles. These data are more or less semi-quantitative. They concern the enrichment of single particles with the elements measured by ICP-AES (see tab. 1), as well as of others.

Table 2: Number of the observed single AP enriched by heavy elements from Milešovka and Kopisty.

Elements	Milešovka - AP					Kopisty - AP				
	M4	M5	M6	M7	M8	K5	K6	K7	K8	K9
Pb	1	1	1						1	
Pb+S	4						1		1	
Pb+As							1			
Pb+Ba				1						
Pb+Ba+Cr					1					
Ba+S	1					1	2	1		
Ba+Cu	1									
Cu								1		
Cu+Zn			1							3
Cu+Zn+Ni				1						
Cr	1									
Fe+Cr	3									
Fe+Zn	1								3	
Fe+Mn						6				
Fe+Cr+Mn+ Zn+Ni						4				
W								1		
Au			1							
Zr			1	1						1
Zr+Si			1						1	
Zr+S			1							1
Ti						2				
Ti+S	1						1		1	
Al			1		1					
Sn+Cu+S										1
Fe	30	6	20	12	6	32	40	42	52	26
Fe+S	3	1	1			5	1	3	6	
All studied particles	78	74	72	64	60	66	83	101	103	90
Wind direction	W	W	W	S	W	W	W	W	W	SE
Air flow volume, m <sup>3</sup>	79	38	78	68	77	111	106	116	94	92
Collection time, h	96	96	48	72	48	48	48	48	48	48

Figure 1: SEM-SEI image of iron-rich spheres on the filter surface. AP are taken from the ambient air of Milešovka (a) and Kopisty (b) and RP – from the rime-water of Milešovka (c). The marker line below each photograph is 1  $\mu\text{m}$ .



The obtained data were classified in several principal groups. Abundance of iron-rich was found in Kopisty, that reflects the industrial-urban influence in its near vicinity. There are typical iron-rich



spheres with smooth surface or texture, which are present in all kinds of studied precipitations – dry or wet, and are shown in fig. 1. We found also many other shapes of the iron-rich particles.

A great variety of particles enriched by non-ferrous heavy metals (Pb, Ba, Cu, Zn, Cr, Ni, Zr, Ti, Mn) was established in both locations (see fig. 2 and tab. 2). They were often concentrated in the finest particles ( $< 1\text{--}2\ \mu\text{m}$ ), and rarely in the bigger ones. Some heavy elements, like Pb and Ba, were present in great amount in single particles, often with S, Cr and As. Others, like Cu and Zn, were found combined together with Cr, Ni, Mn and Fe (Stoyanova et al., 2008).

Figure 2: SEM-BEI image of some of the enriched by different heavy metals AP, collected from the ambient air of Milešovka and Kopisty. The marker line below each photograph is  $1\ \mu\text{m}$ .

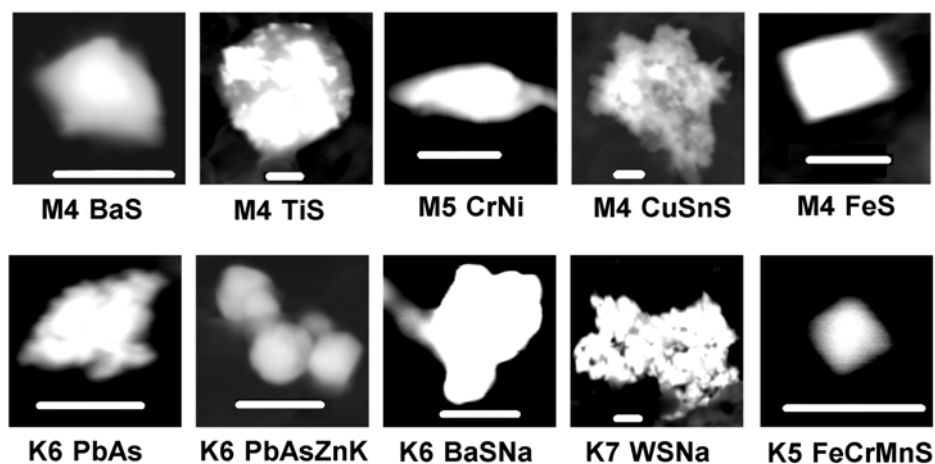
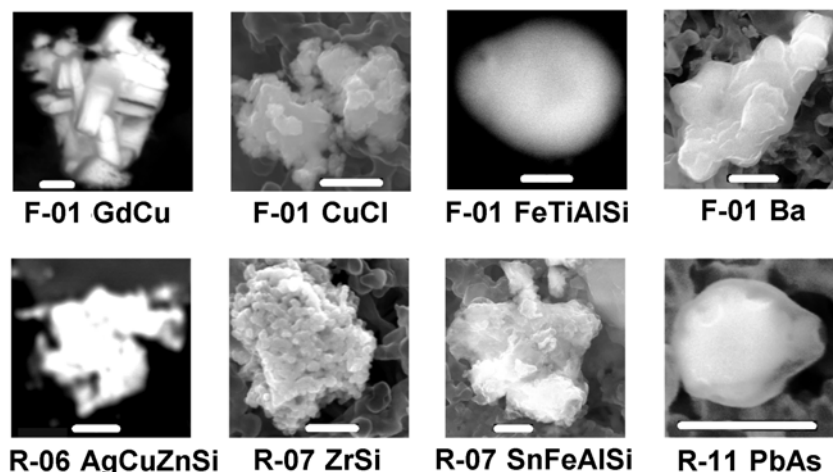


Figure 3: SEM images of FP and RP enriched by different heavy metals, filter-collected from the region of Milešovka. The marker line below each photograph is  $1\ \mu\text{m}$ .



### Fog (FP) and Rime (RP) particles – EPXMA results

Water-insoluble particles (297 FP and 592 RP), obtained after the filtering of fog and rime water, respectively, have been studied by EPXMA. The results are given in tab. 3 and fig. 3. The shapes of FP and RP are similar to that of AP, as seen from fig. 1 and fig. 3. More detail comparison is forthcoming. Water-soluble particles from the same fog and rime samples were studied also and compared with the insoluble ones by their averaged elemental composition (Fišák et al., 2008).

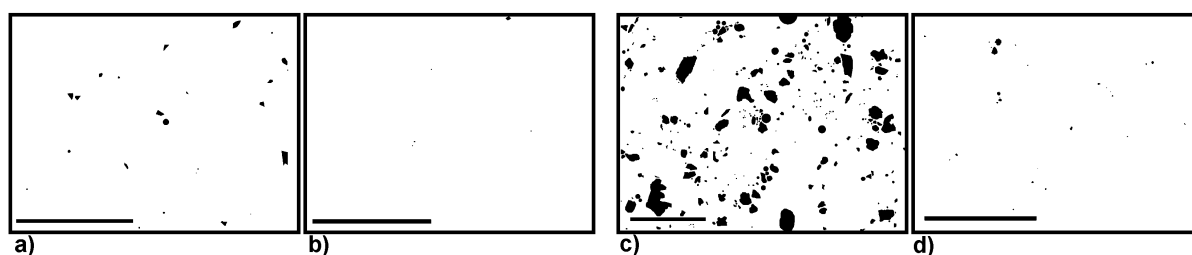
The presence of As could serve as a tracer for pollution distribution in the studied region. The concentration of As registered in AP from Kopisy is three times higher than in Milešovka (tab. 1). In AP from Kopisy is established a presence of (Pb+As) enriched particles (tab. 2). The (Pb+As) enriched RP from Milešovka is observed at East wind direction (tab. 3), i.e. from the direction of Kopisty. This approach can be applied for some other specific heavy elements also.

Table 3: Number of the observed single FP and RP enriched of heavy elements from Milešovka.

Elements	Milešovka – FP and RP										
	F-01	F-02	F-03	F-04	F-05	R-06	R-07	R-08	R-09	R-10	R-11
Pb+As											1
Cu	1			1							
Cu+Zn+Ag+Si						1					
Cu+Zn+Al									1		
Fe+Zn	2			1						3	3
Fe+Mn			1	1		1	4	1		2	1
Fe+Cr	1						1				
Fe+Cr+Ni+S			1								
Fe+Mn+Cr							1				
Fe+Mn+Zn							1		3	3	1
Fe+Mn+Zn+Cr							2	1			
Fe+Mo							1			1	
Ta+S							1				
Sn+Fe							3				
Gd+Cu	1										
Zr+Si							3				
Tl			1								
Ag	1	1									
Ti+Al+Si+Fe	2					4	3	2	2	2	2
Al	2		4	6	5				1	1	1
Fe	1				2	3	11	8	5	19	13
Fe+S	1					3					
All studied particles	59	50	66	59	63	111	83	120	77	115	85
Wind direction	S	W	N	W	N	N	S	N	W	N	E
Collection time, h	5	6	8	7	8	37	10	85	10	24	68

This study is complemented by an additional statistical data processing by using of the software program ImageJ. The aim is determination of the area distribution (in  $\text{mm}^2$ ) of the particles (FP and RP) on the filter surface and their concentration in the collected fog and rime water (in  $\text{ml}^{-1}$ ), as well as in the air (in  $\text{m}^{-3}$ ). An illustration of the typical concentration of all FP and RP is given in fig. 4a and 4c, respectively. The concentration of heavy elements in FP and RP is lower (up to two orders), see fig. 4b and 4d, respectively.

Figure 4: Black-white presentation of the particles on filter surface: all FP (a) and RP (c), seen in SEM-SEI-mode, and heavy FP (b) and RP (d), seen in SEM-BEI-mode. The marker line is 50  $\mu\text{m}$ .



As seen from tab. 4, the number concentration per  $\text{mm}^3$  of all of the water-insoluble RP is up to ten times higher than of the FP. A few times higher is this relation between the enriched of heavy metals RP and FP. In each one fog sample the number concentration of heavy metal particles is  $\sim 1/10 \div$

1/100, while for RP this relation is  $\sim 1/3 \div 1/4$ . Some numerical data obtained by mass spectrometry from Baltimore, Maryland, show that the number concentration of ultra-fine ambient particles (45–1250 nm), enriched of Fe, Pb, As and V, can exceed  $10^{10} \text{ m}^{-3}$  (Tolocka et al., 2004). Our preliminary evaluations give considerably lower values ( $\sim 10^2 \text{ m}^{-3}$ ) for the concentrations of FP enriched by heavy elements. This could be an adequate result having in mind that the studied particles in the present paper are  $10\text{--}10^3$  times bigger.

The mean size of FP obtained by this statistical analysis is about two times lower than of RP (tab 4). This result is more correct in comparison with the corresponding one, determined by microscope observation of 50–100 individual particles, arbitrary chosen from each sample.

Table 4: Characterization of FP and RP by their sampling conditions – wind direction (sector of wind), quantity of the collected water (in ml) and liquid water content (in  $\text{g}/\text{m}^3$ ); mean size (in  $\mu\text{m}$ ), filter area coverage (in %) and area concentration on the filter surface (in  $\text{mm}^{-2}$ ), number concentration in the collected water (in  $\text{ml}^{-1}$ ) and in the air (in  $\text{m}^{-3}$ ).

Milešovka					All Particles					Heavy Element Particles				
Type	Sample	Wind	Water [ml]	LWC [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ]	Mean size [ $\mu\text{m}$ ]	Filter coverage [%]	Area conc. [ $\text{mm}^{-2}$ ]	Water conc. [ $\text{ml}^{-1}$ ]	Air conc. [ $\text{m}^{-3}$ ]	Mean size [ $\mu\text{m}$ ]	Filter coverage [%]	Area conc. [ $\text{mm}^{-2}$ ]	Water conc. [ $\text{ml}^{-1}$ ]	Air conc. [ $\text{m}^{-3}$ ]
Fog water	F-01	S	100	0.130	1.2	1.10	$3.2\cdot 10^3$	$4.8\cdot 10^4$	<b>6200</b>	0.7	0.06	$4.7\cdot 10^2$	$7.1\cdot 10^3$	<b>920</b>
	F-02	W	100	0.100	0.8	0.28	$1.5\cdot 10^3$	$2.4\cdot 10^4$	2400	0.6	0.02	$6.1\cdot 10^2$	$0.9\cdot 10^3$	90
	F-03	N	95	0.079	0.8	0.24	$1.4\cdot 10^3$	$2.2\cdot 10^4$	1700	0.7	0.02	$4.1\cdot 10^2$	$0.7\cdot 10^3$	60
	F-04	W	90	0.107	0.9	0.54	$2.1\cdot 10^3$	$3.5\cdot 10^4$	3700	1.1	0.06	$10.2\cdot 10^2$	$1.7\cdot 10^3$	180
	F-05	N	80	0.062	1.0	0.89	$2.8\cdot 10^3$	$5.4\cdot 10^4$	3300	0.9	0.04	$4.1\cdot 10^2$	$0.8\cdot 10^3$	50
Rime water	R-06	N	70	0.036	3.8	5.00	$1.2\cdot 10^4$	$2.6\cdot 10^5$	9400	2.0	0.68	$4.3\cdot 10^3$	$9.4\cdot 10^4$	3400
	R-07	S	85	0.051	3.7	9.36	$2.2\cdot 10^4$	$3.9\cdot 10^5$	20000	1.6	0.40	$4.2\cdot 10^3$	$7.5\cdot 10^4$	3800
	R-08	N	85	0.095	3.7	6.58	$1.5\cdot 10^4$	$2.7\cdot 10^5$	26000	2.3	0.60	$3.7\cdot 10^3$	$6.7\cdot 10^4$	6400
	R-09	W	95	0.132	3.3	3.00	$0.8\cdot 10^4$	$1.3\cdot 10^5$	17000	1.9	0.12	$1.2\cdot 10^3$	$1.9\cdot 10^4$	2500
	R-10	N	70	0.068	3.5	7.88	$2.0\cdot 10^4$	$4.4\cdot 10^5$	<b>30000</b>	2.0	0.83	$6.9\cdot 10^3$	$15.0\cdot 10^4$	<b>10000</b>
	R-11	E	110	0.061	3.6	7.16	$1.8\cdot 10^4$	$2.6\cdot 10^5$	16000	1.9	0.64	$5.3\cdot 10^3$	$7.3\cdot 10^4$	4400

## Conclusion

The preliminary analysis of heavy metal enriched AP and their comparison to the presented here additional results for heavy metal enriched FP and RP show that the single-particle measurements can indeed be useful in estimation of the number concentration of solid particles in wet and dry samples. The characterization of individual particles by semi-quantitative EPXMA, supplemented by additional quantitative elemental analysis (ICP-AES) of the same “bulk” material on the filter could better reveal the noxious impact of the heavy elements. The established assembling of heavy metals in the particles (AP, FP and RP) smaller than 1–5  $\mu\text{m}$  proves that their finest fraction is more dangerous for human health and environment.

## Acknowledgements

Financial support of projects F1413/2004 from the Bulgarian Science Fund and IRP Nb. AVOZ30451017 is gratefully acknowledged.

## References

Eletta, O. A. A. (2007): Determination of some trace metal levels in Asa river using AAS and XRF techniques. International Journal of Physical Science 2(3), 56–60.

- Fišák, J., Řezáčová, D. (2001): Comparison between pollutant concentration in the samples of fog and rime water collected at the Milešovka Mt. *Studia geoph. et geod.* 45, 319–324.
- Fišák, J., Řezáčová, D., Elias V., Tesar M., Weignerova V., Fottova, D. (2002): Pollutant Concentrations in Fog/Low Cloud Water at Selected Sites of the Czech Republic. *Atmospheric Research* 64, 75–87.
- Fišák, J., Stoyanova, V., Chaloupecky, P., Rezacova, D., Tsacheva, Ts., Kuppenova, T., Marinov, M. (2007): Soluble and insoluble pollutants in fog and rime water. In: Biggs A., Cereceda P. (eds), *Proc. 4th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*. La Serena, Chile, Pontificia Universidad Catolica de Chile, 141–144.
- Fišák, J., Stoyanova, V., Chaloupecký, P., Řezáčová, D., Tsacheva, Ts., Kuppenova, T., Marinov, M., (2008): Rozpustné a nerozpustné polutanty ve vzorcích vody z mlh a námraz. In: *Hydrologie malého povodí 2008*, submitted.
- Gilfrich, J. V., Burkhalter, P. G., Birks, L. S. (1973): X-ray spectrometry for particulate air pollution – a quantitative comparison of techniques. *Analytical Chemistry* 45, 2002–2009.
- Hoffmann, P., Dedik, A. N., Deutsch, F., Sinner, T., Weber, S., Eichler, R., Sterkel, S., Sastri, C. S., Ortner, H. M. (1997): Solubility of single chemical compounds from an atmospheric aerosol in pure water. *Atmospheric Environment* 31, 2777–2784.
- ISO 11466: International Organization for Standardization (1995) Soil Quality, Extraction of Trace Elements Soluble in Aqua Regia.
- Jambers, W., De Bock, L., Van Grieken, R. (1996): Application of micro-analysis to individual environmental particles. *Fresenius J. Anal. Chem.* 355, 521–527.
- Laskin, A., Cowin, J. P., Iedema, M. J. (2006): Analysis of individual environmental particles using modern methods of electron microscopy and X-ray microanalysis. *J. Electron Spectr. Rel. Phen.* 150, 260–274.
- Lüdke, C., Hoffmann, E., Skole, J. (1997): Determination of trace-metal concentrations in size-classified atmospheric particles by ETV-ICP-MS. *Fresenius J. Anal. Chem.* 403, 359–403.
- Petrova, P. P., Velichkov, S. S., Stoyanova, V. B., Fišák, J., Havezov, I. P., Daskalova, N. N. (2008): Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry – air quality monitoring, *Eurasian J. Analytical chemistry (EJAC)*, submitted.
- Poelt, P., Schmied, M., Brunner, T. (2000): Automated analysis of submicron particles in SEM?. *EUREM 12, Brno*, 1283–1284.
- Stevens, R. K., Pinto, J. P., Willis, R. D., Mamane, Y., Novak J. J., Benes, J. (1996): Monitoring and Modeling Methods for Air Pollution Control Strategies: A Case Study in the Northwest Czech Republic. In: Allergini I., De Santis, F. (eds.) *NATO ASI Series. Partnership Sub-Series. 2. Environment -vol.8 Urban Air Pollution*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 151–166.
- Stoyanova, V., Tsacheva Ts., Marinov, M. (2006): Technogenic inhalatory size particles from ground atmosphere of urban and rural environment – comparative elemental and morphological analysis. *Journal of International Research Publications, Issue Ecology* 1, 1–24.
- Stoyanova, V., Marinov, M., Tsacheva, Ts., Vasilev, D., Kuppenova, T., Fišák J., Rezacova, D., Chaloupecky, P. (2008): Heavy-metal particles in atmospheric dusts collected by dry-filter techniques: electron microscopy analysis, In: Kashchiev, D. (ed), *Nanoscale phenomena and structures*, Prof. M. Drinirov Publishing House, Sofia, 121–124.
- Tasic, M., Rajsic, S., Novakovic, V., Mijic, Z. (2006): Atmospheric aerosols and their influence on air quality and urban areas. *Facta Universitatis, Ser. Phys., Chem and Technol.* 4, 83–91.
- Tolocka, M.P., Lake, D.A., Johnston, M.V., Wexler, A.S. (2004): Number concentration of fine and ultrafine particles containing metals. *Atmospheric Environment* 38, 3263–3273.
- Velitchkova, N., Pencheva, E. N., Daskalova, N. (2004): Determination of arsenic, mercury, selenium, thallium, tin and bismuth in environmental materials by inductively coupled plasma emission spectrometry. *Spectrochim. Acta Part B* 59, 871–882.
- Zimmermann, F., Lux, H., Maenhaut, W., Matschullat, J., Plessow, K., Reuter, F., Wienhaus, O. (2003): A review of air pollution and atmospheric deposition dynamics in Southern Saxony, Germany, Central Europe. *Atmospheric Environment* 37, 671–691.



# Hydrological response of the small catchment monitored by means of isotope and silica tracers

Martin Šanda<sup>1</sup>, Alena Kulasová<sup>2</sup>, Renata Němcová<sup>1</sup>, Milena Císlarová<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Czech Technical University, Faculty of Civil Engineering, Thákurova 7, 166 29, Prague 6

<sup>2</sup>TGM Water Research Institute, Public Research Institution, Podbabská 30, 160 62, Prague 6

## Abstract

Uhlířská, Jizera Mountains, Czech Republic, is a typical catchment with the crystalline bedrock forming Cambisols. It is situated in a humid mountainous region where soils are shallow and highly permeable with preferential pathways. As a result of these facts, outflow caused by storms can be of a quick response and high magnitude. Based on the hydrological observations performed since 1998, it becomes evident that soil profile plays dominant role in the rainfall-runoff transformation. Data collection of the water regime in the soil profile and the subsurface flow accompanied with the standard climatic and hydrological monitoring is performed. Due to the fact that the behaviour of flow of water in the heterogeneous soil profile and hydrogeological structure is not fully understood, quantitative measurements are supplemented by the additional techniques of the tracing of stable oxygen isotope <sup>18</sup>O and silica since 2006 in rainfall, catchment streamflow, subsurface stormflow and soil pore water and shallow groundwater. Furthermore isotope <sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H and <sup>3</sup>H is sampled in rain and stream outflow monthly. It is becoming evident that stormwater is composed of a high fraction of pre-event water held in soil profile and groundwater aquifer. Porous space of the catchment plays dominant role in initial mixing of the water.

**Keywords:** catchment response, isotopes, geochemical tracers, monitoring.

## Introduction

Uhlířská (1.78 km<sup>2</sup>), is a typical catchment with the crystalline bedrock forming Cambisols as 60% of the area of the Czech Basin. It is situated in a humid mountainous region the northern part of Czech Republic where soils are typically shallow and highly permeable with preferential pathways. As a result of these facts, outflow caused by storms can be of a quick response and high magnitude. Focusing on the flow processes in the subsurface, the aim of the hydrological research is to reveal the flow mechanism transforming rainfall into runoff in both variably saturated soil profile on the instrumented hillslope and within the scope of the catchment. To record also other factors of the hydrological cycle, the site is accompanied with the basic climatic station recording air temperature, net radiation, wind speed and humidity on a continuous basis.

Based on the observations performed, it becomes evident that soil profile plays dominant role in the rainfall-runoff transformation (Šanda et al., 2006a). Flow of the water in the heterogeneous porous environment, including the soil profile and hydrogeological saturated structure can not be satisfactorily described using quantitative hydrological variables only. Quantitative measurements lack the information about the nature of the transformation in space and time. Therefore additional techniques stated to be utilized. Due to the fact that the behaviour of flow of water in the heterogeneous porous media and highly heterogeneous hydrogeological structure is not fully understood, a targeted study of these phenomena in the field scale has been launched in 2006. The tracing by means of the natural substances is the only noninvasive tool available to render the mechanisms of the outflow. Study of the water dynamics by means of natural tracers is targeted to employ effects of stable isotope of oxygen <sup>18</sup>O and hydrogen <sup>2</sup>H(D) (Kendall and McDonnell, 1998) and silica as SiO<sub>2</sub> (Kennedy, 1971) within the elements of the hydrological cycle. Tritium data (<sup>3</sup>H) in the rainwater and outflow are collected as well on monthly basis for water age and its dynamics. Such investigation increases the quality of the present research fundamentally by adding an independent set of information for catchment outflow generation.

## Experimental setup

Both of the natural elements ( $^{18}\text{O}$  and silica) are sampled at selected spots in the catchment since the spring of 2006 (Šanda et. al, 2007). These activities cover the sample collection of rainfall, snow melt, snow cover, subsurface stormflow, groundwater, soil water from soil suction cups and the stream outflow at two gauging stations (Fig. 1). Silica is not sampled in the meteoric water (snowmelt and rainfall) assuming not to be present. Isotopes  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  and  $^3\text{H}$  are sampled in the rain and stream outflow monthly within the frame of GNIP and GNIR programmes of IAEA (IAEA, 2006).

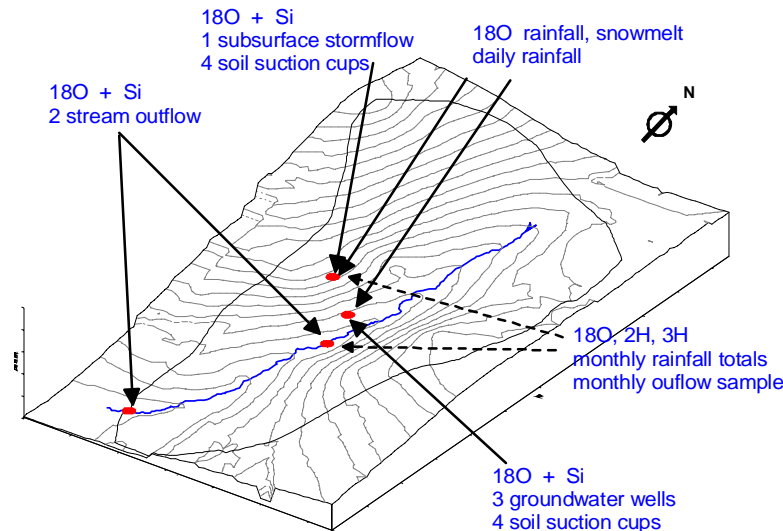


Fig. 1: Water sampling locations in the experimental catchment Uhlířská.

Besides the most recent activities in the area of the environmental hydrological isotopes, detailed, long-term automated measurements of climatic and hydrological components have been performed within the last decade. The measurements comprise rainfall, air and surface temperature, net radiation, air humidity, barometric pressure and wind speed measurements. Soil suction, soil moisture and groundwater level at chosen locations is being acquired on continuous basis as well. In the subsurface, stormflow is collected for the outflow measurements on the hillslope. The setup, built for the subsurface stormflow observation, is recently utilized for the isotope content sampling too.

## Observations of the hydrological cycle

Streamflow intensity of the catchment is shown on the Fig. 2. For the non-vegetation season, complex picture of the compounds measured, indicates the replacement of pre-melt water in the subsurface outflow and the stream outflow during the snowmelt seasons. Outflow is being transformed by the variably saturated soil profile and then in the saturated aquifer. During the storms, the quicker response of the soil profile to the change of  $\delta^{18}\text{O}$  is evident (Fig. 3). It supports the hypothesis of the partial transformation of the rainfall onto runoff within the soil profile, employing the preferential pathways. Later the differences of the oxygen isotope signatures found in the subsurface stormflow and the catchment streamflow are diminished, probably due to the extreme nature of storm event, where the most of the pre-event water is already displaced with the causal rainwater.

The course of the concentrations of  $\text{SiO}_2$  at the same checkpoints is similar (Fig. 4). The fall of  $\text{SiO}_2$  concentration during the culmination of the flow is observed, due to the extreme amount of the outflow from the soil profile and from the catchment. Variation of  $\text{SiO}_2$  prior to the snowmelt shows the range of low concentration values, however since the commencement of the snowmelt, a rapid rise is observed. Possibly, the pre-event baseflow drains the aquifer via paths, which are washed permanently, where silica can not be dissolved into the water at higher concentration.

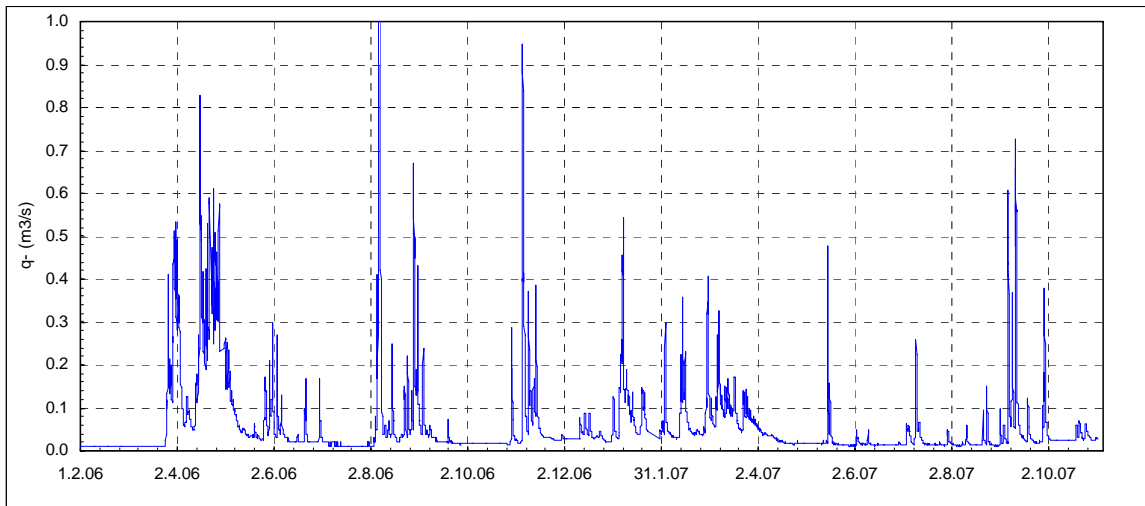


Fig. 2: Outflow hydrograph at the stream gauging profile Uhlířská.

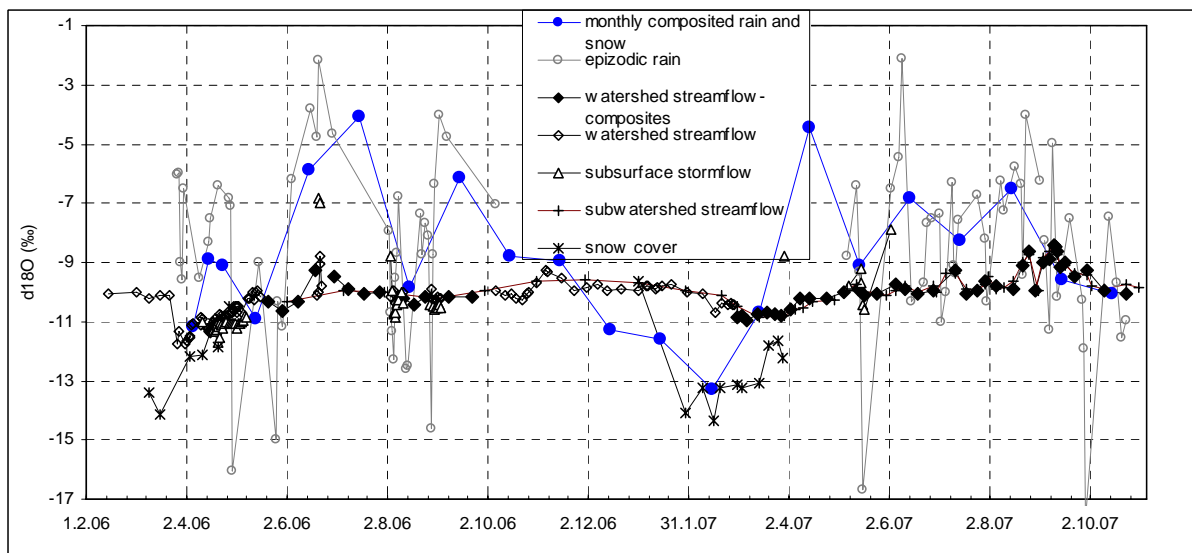


Fig. 3: Isotope  $\delta^{18}\text{O}$  in rain, snow, subsurface outflow and streamflow.

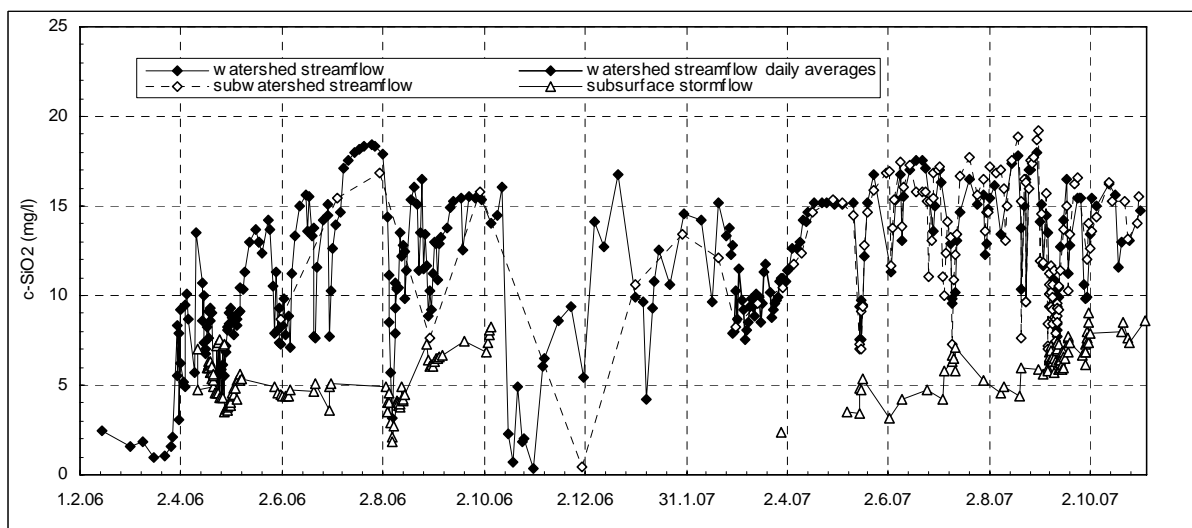


Fig. 4: Silica ( $\text{SiO}_2$ ) in subsurface outflow and streamflow.



On contrary to, the snowmelt water replaces the soil water stagnant during the winter season in the soil profile. Given a sufficient time to dissolve silica in soil water, this contributes to its rapid rise in the streamflow.

Content of  $\text{SiO}_2$  exhibits observable variation during the summer season related to the outflow. There is significant dilution of Si by storms. Subsurface water, such as soil pore water and groundwater show in general a progressive increase in  $\text{SiO}_2$  with increasing depth (Fig.7), suggesting that the weathering signal dominates over the biological cycle of silica. Values of  $\text{SiO}_2$  at 30 cm depth in peat are comparable to average streamwater, supporting the drainage hypothesis found by  $^{18}\text{O}$  tracing. This  $\text{SiO}_2$  is likely to be biogenic. Si rapid decrease during a time of base flow in October, 2006 may imply the fact that silica is depleted by diatoms in bloom after extremely hot summer and autumn of 2006.

As sampled in the subsurface porous space of the catchment, soil profile shows dominant role in initial mixing of the rainfall water, resulting furthermore in almost constant content of  $^{18}\text{O}$  in the groundwater (fig.5). Fluctuation of the natural tracing component  $^{18}\text{O}$  is of much narrower amplitude compared with the signal produced by rainfall (Fig. 5 and 6). Also the variation of silica content in the soil matrix water and groundwater is more stable than in the catchment outflow (Fig. 7).

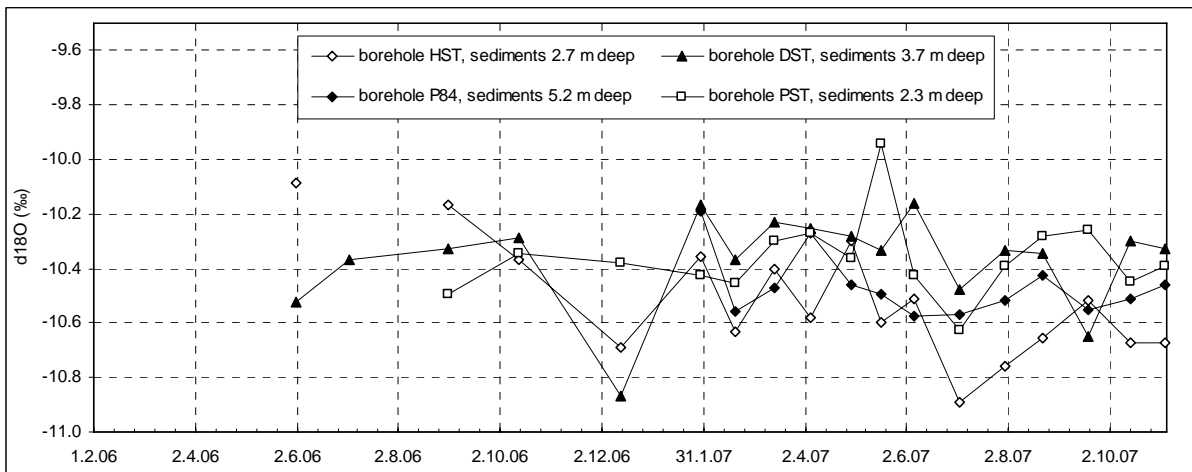


Fig. 5: Isotope  $\delta^{18}\text{O}$  and groundwater.

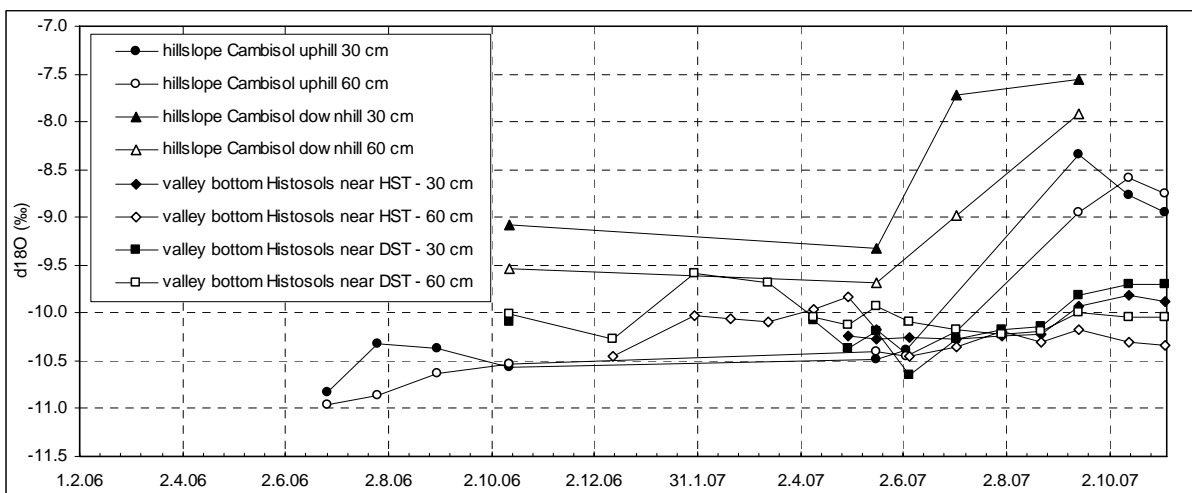


Fig. 6: Isotope  $\delta^{18}\text{O}$  in soil matrix pore water.

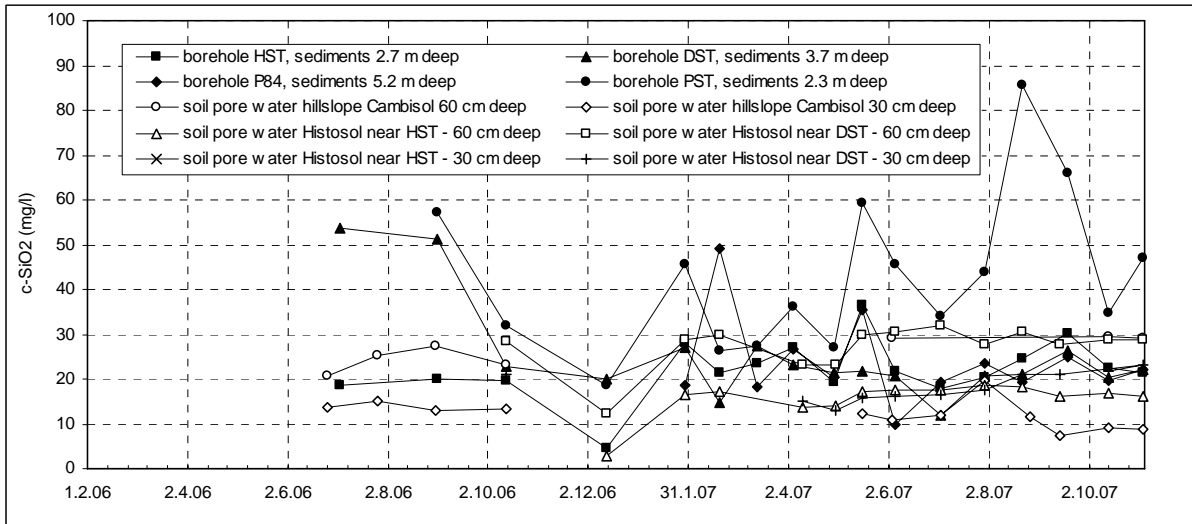


Fig. 7: Silica ( $\text{SiO}_2$ ) in soil matrix pore water and groundwater.

Fig. 8 provides comparison of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  ( $\delta\text{D}$ ) in monthly rainfall totals and monthly stream outflow samples. In rainfall course, the isotopic content of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  is analogous except for period of Nov. 2006 (rain and snowfall) which might result in the delayed incoherence of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in the outflow during the end of Dec. 2006. This effect might be enhanced by sublimation of snow and consequent infiltration during intermittent rainfall event and partial snowmelt during January 07. Incoherence of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in the outflow during August 2006 can not be explained within the frame of the limited dataset. From hydrological point of view, massive rainfall 247 mm total appeared (consecutive 4 days: 4.8.–8.8.06: 17, 37, 72, 121 mm of daily totals – last three exceeding 99% of daily totals since 1980), flood highest recorded (approx:  $4 \text{ m}^3/\text{s}$  for  $1.78 \text{ km}^2$  –  $8.1 \text{ mm/h}$ , i.e. two to three times of previously recorded maxima). This unprecedented event with relatively lower value of  $\delta^{18}\text{O}$  not typical for the month of August, might have caused processes of water masses replacement previously unseen. In addition to this event, extra 152 mm of rain was recorded in the rest of this month, i.e. 399 mm total (approx. 340% of long term average), following the rainfall shortage in month of July, 2006 (20% of long term average).

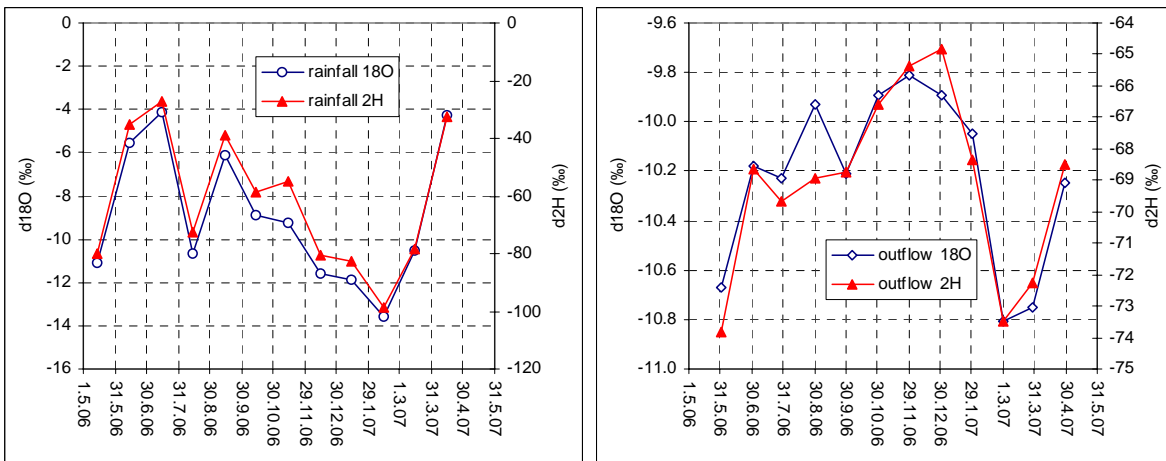


Fig. 8: Isotope  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in rainfall and streamflow.

For this limited dataset, preliminary meteoric water line and analogous linear fit for the stream outflow is presented on the fig. 8. For  $\delta^{18}\text{O}$  monthly rainfall totals, correlation with monthly averaged continuous record of the air temperature is built. Both sampling of rainfall for the isotopes content and temperature measurement are performed at the same location within the bounds of the catchment (fig. 1). Similar correlation of air temperatures and  $\delta^2\text{H}$  is not constructed due to the limited use of hydrogen isotope in the ongoing study.

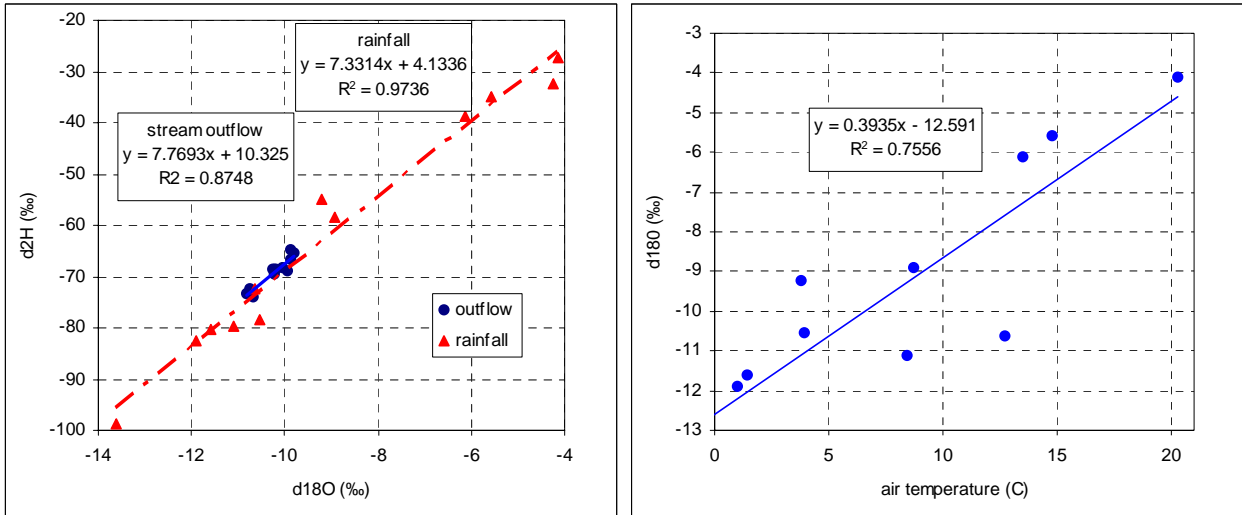


Fig. 9: Meteoric and outflow water line of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ , correlation of monthly rainfall isotopic content with the air temperature.

Based on the correlation in between monthly rainfall and monthly air temperature, synthetic  $\delta^{18}\text{O}$  values are calculated based on the monthly temperature averages for 1997–2007 (fig. 10). It is becoming evident that the course of the monthly temperature exhibits periodical sine-like behaviour, thus linearly correlated values of  $\delta^{18}\text{O}$  show the same course. Both synthetic and measured data of  $\delta^{18}\text{O}$  in rainfall, along with the measured  $\delta^{18}\text{O}$  values in the stream outflow were fitted with the sine function. The fit of measured rainfall data of  $\delta^{18}\text{O}$  shows higher mean and smaller amplitude compared to the long term synthetic data, due to warmer winter of 2006/2007.

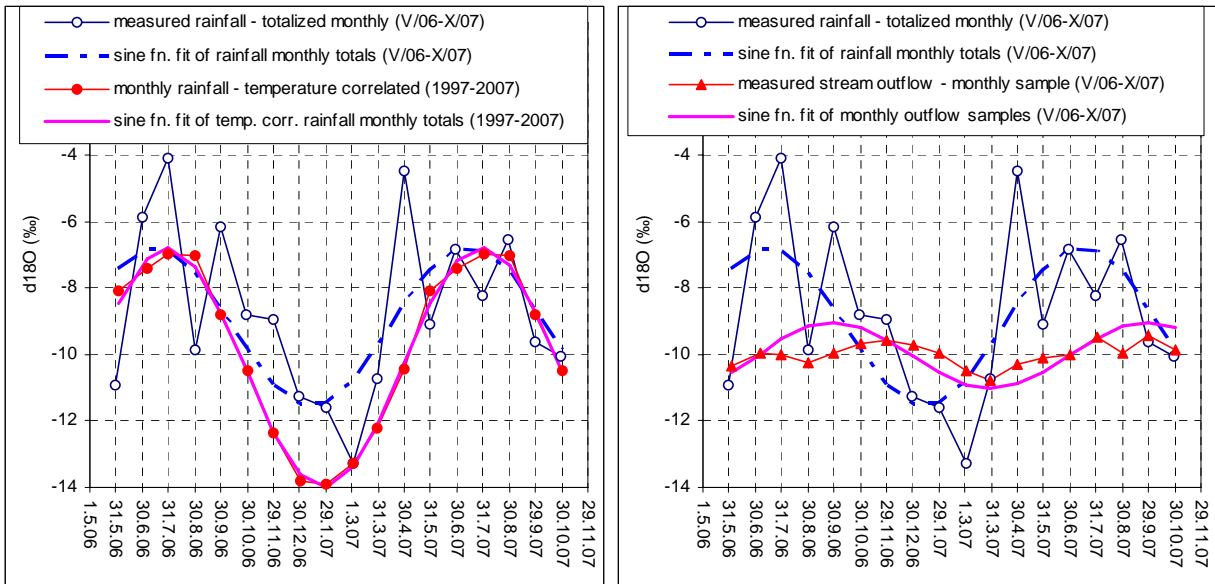


Fig. 10: Course of the  $\delta^{18}\text{O}$  in monthly rainfall totals and synthetic  $\delta^{18}\text{O}$  for monthly air temperature averages (1997–2007) correlated by relationship on fig. 9. Course of the  $\delta^{18}\text{O}$  monthly rainfall totals and monthly stream outflow samples fitted by sine functions.

Comparison of the fitted sine functions of measured rainfall and stream outflow shows delay in the mean residence time of water in the catchment. Referring rainfall data to the end of each month, the bulk mean long term response of the catchment is lagged 77 days only. However, due to the limited dataset, possibility of the delayed outflow by addition of the whole year multiple  $n$  ( $n \cdot 365$  days) can

not be rejected due to the annual fluctuation of the isotopic content of rainfall. The fluctuation of the measured outflow indicates catchment transformation robustness in damped catchment outflow variation. Its mean value of the sine fit is  $\delta^{18}\text{O} = -10.0\text{‰}$  compared to synthetic  $\delta^{18}\text{O}$  content according to mean rainfall monthly values ( $-10.4\text{‰}$ ), while mean value of the sine fit of  $\delta^{18}\text{O}$  in measured rainfall for examined period of V/06-X/07 gives  $\delta^{18}\text{O} = -9.2\text{‰}$ ). However this finding can not approve any extensive hypothesis due to the short period of observation. The values of  $\delta^{18}\text{O}$  for shallow groundwater (ranging  $-10.4$  to  $-10.6\text{‰}$ ), indicate that higher content of  $^{18}\text{O}$  rainfall impacts the rise of  $\delta^{18}\text{O}$  values of the actual stream outflow.

## Conclusions

Preliminary analyses of the course of  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  and  $\text{SiO}_2$  in water are shown, with observable trends. Minor response seen in variation of the  $^{18}\text{O}$  in the outflow is clear with respect to the course of the precipitation isotope content. Along with the minor variation of  $^{18}\text{O}$  content in the groundwater, the significant transformation effect of the subsurface is supported. Groundwater and soil pore water in Cambisol show lighter isotopic signal than surface stream, implying deeper seepage of the snowmelt or significant frontal rainfall. Signature of the stream is similar to signature of the riparian peatlands, which is probably major drainage pool for the outflow. For the storm events – quick subsurface outflow from the soil profile and the outflow from the catchment exhibit similar dynamics, analyzing both quantity and quality of selected natural tracer  $^{18}\text{O}$ . Quick subsurface outflow from the soil profile and the outflow from the catchment exhibit similar dynamics, analyzing both quantity and quality of selected natural tracer (Šanda et al., 2006b). It is becoming evident that stormwater is composed of high fraction of pre-event water held in soil profile and groundwater aquifer. Based on the monthly based data, bulk response of the catchment is built showing relatively quick mean residence time of water in the catchment ranging 2–3 months.

## Acknowledgements

This research has been supported by the Czech Science Foundation 205/06/0375.

## References

- IAEA (2006): Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>
- Kendall, C and McDonnell, J.J. (Eds.) J. (1998): Isotope Tracers in Catchment Hydrology, Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Kennedy, V. C. (1971): Silica variation in stream water with time and discharge, in nonequilibrium systems in natural water chemistry. *Adv. Chem. Ser.* vol. 106, pp. 94–13.
- Šanda, M., Hrnčíř, M., Novák, L., Císlarová M.: (2006a). Impact of the soil profile on rainfall-runoff process. *J. Hydrol. Hydromech.* vol. 54, No. 2, 163–182.
- Šanda, M., Hrnčíř, M., Novák, L., Císlarová, M. (2006b): Tracing of the water flowpath in the soil profile of the mountainous watershed by means of natural elements. In: Proceedings of the Eleventh Biennial conference of the Euromediterranean Network of experimental and representative basins (ERB). Luxembourg: CRP – Gabriel Lippmann, p. 131–132. ISBN 2-919900-06-4.
- Šanda, M., Sobotková, M., Císlarová, M. (2007): Water Flowpaths in the Mountainous Watershed Traced by 18-oxygen Isotope. In: *Advances in Isotope Hydrology and its Role in Sustainable Water Resources Management (IHS-2007)*. Wien: IAEA, 2007, p. 419–425. ISBN 978-92-0-110207-2.



# Variabilita hodnôt nasýtených hydraulických vodivostí poľnohospodársky obrábaných pôd

Vlasta Štekauerová, Vladimír Mikulec  
Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovensko

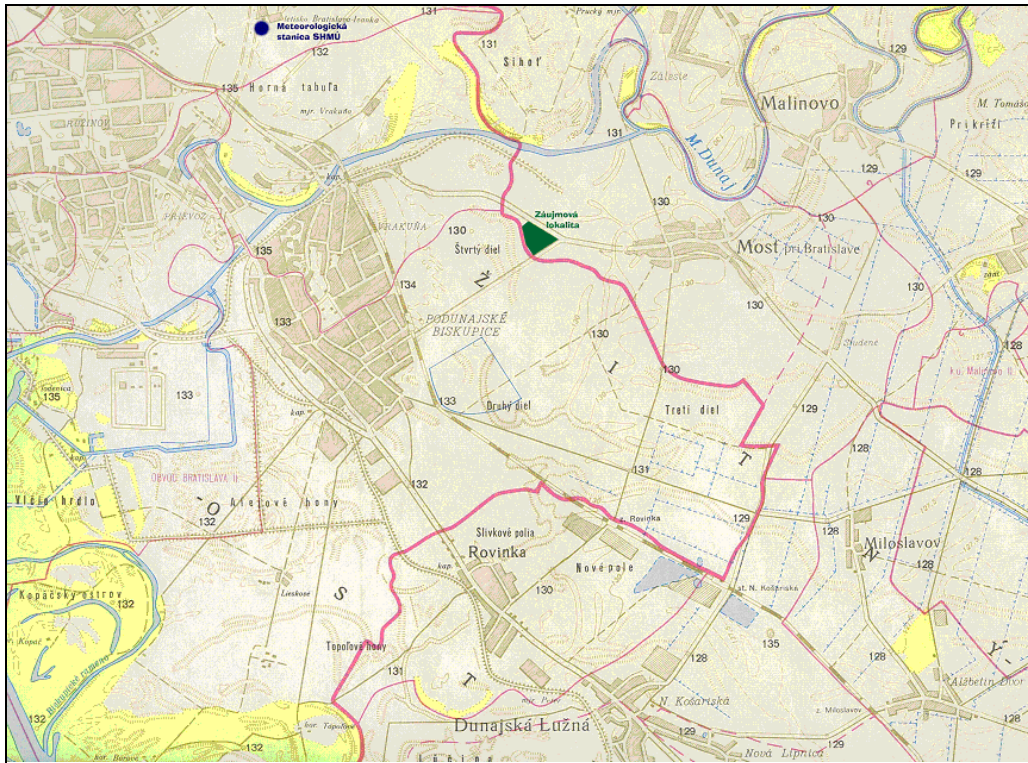
## Úvod

Objem vody, ktorý sa nachádza v pôde medzi jej povrchom a polohou hladiny podzemnej vody (HPV), nazývaný tiež zásoba vody ( $W$ ) v zóne aerácie pôdy (ZAP), je ovplyvňovaný tokmi vody cez hornú a dolnú hranicu ZAP. Hornú hranicu ZAP tvorí povrch pôdy s porastom, resp. bez porastu. Je priamo ovplyvňovaná klimatickými podmienkami prostredníctvom evapotranspirácie, resp. je miestom, ktoré umožňuje vtok vody zo zrážok do nižších vrstiev pôdneho profilu. Dolná hranica ZAP je zvyčajne vymedzená polohou HPV pod povrchom pôdy (Šútor a kol., 2002). Klimatické podmienky a poloha HPV podliehajú počas roka časovej variabilite. Toto sa potom prejavuje aj časovou variabilitou  $W$  v ZAP (Štekauerová, Nagy, 2002). Toky vody medzi obidvomi hranicami ZAP sú závislé od hydrofyzikálnych charakteristík pôdy (HFCH). Základnými HFCH v ZAP sú nasýtená hydraulická vodivosť ( $K$ ) a vlhkosná retenčná čiara (VRČ). Tieto vykazujú priestorovú a niektoré aj časovú variabilitu v pomerne krátkom časovom rozpätí (napríklad hodnota  $K$  v čase vzrastá v prítomnosti porastu, ktorý počas roka zväčšuje svoju koreňovú oblasť, na hodnotu  $K$  najmä vo vrchných pôdnych horizontoch taktiež vplýva aj zmena povrchových vlastností pôdy spôsobená používanou agrotechnikou). Toto vedie k časovej a priestorovej variabilite  $W$  v ZAP. Z priestorovej variability HFCH v spojitosti s klimatickými, topografickými a poľnohospodársko-výrobnými podmienkami možno usudzovať aj na priestorovú variabilitu  $W$  v ZAP. Pre analýzu časovej variability  $W$  v ZAP je potrebné určiť spojité zmeny zložiek vodnej bilancie pôd počas reprezentatívneho časového obdobia. Získať časové rady  $W$  v ZAP možno systematickým monitoringom vlhkosti pôdy ( $\theta$ ), ktorého vykonávanie je však pomerne náročné na čas, pracovníkov, prístroje a financie. Ďalšou možnosťou je numerická simulácia na matematickom modeli, kde sa časové rady  $W$  v ZAP získajú, napriek určitému stupňu idealizácie riešeného problému, podstatne efektívnejšie a komplexnejšie (Štekauerová, Šútor, 2000). Adekvátnosť výsledkov z numerickej simulácie je závislá od úrovne spracovania vstupných údajov, avšak získava sa ňou kontinuálny rad údajov v ľubovoľne volených časových intervaloch v konkrétnej lokalite.

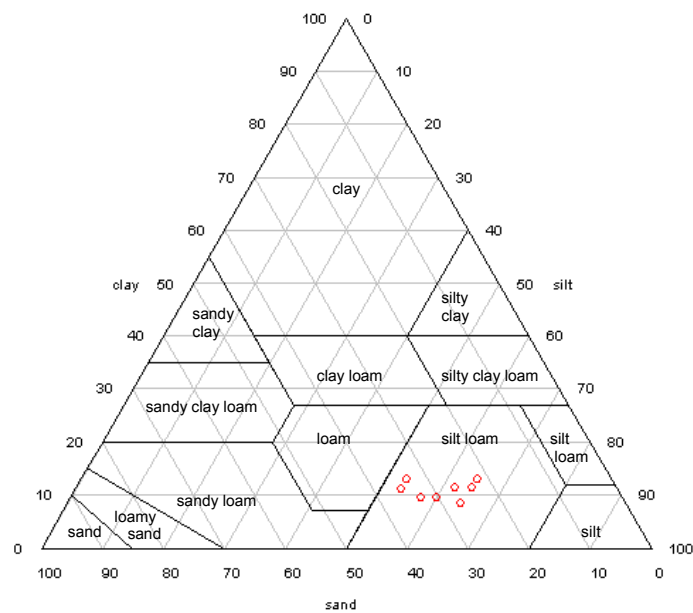
Z použitia Richardsovej rovnice vyplýva, že hydrofyzikálna charakteristika, ktorá najviac ovplyvňuje pohyb vody a jeho numerickú simuláciu v ZAP je nasýtená hydraulická vodivosť  $K$ . Je to kľúčová charakteristika pri realizácii tokov znečisťujúcich látok do pôdy (Lichner a kol., 2006). Preto je nutné čo najlepšie opísať variabilitu tejto HFCH. Práca je zameraná na stanovenie jej časovej variability, avšak s prihliadnutím aj na priestorovú variabilitu, vzhľadom na odber vzoriek v rôznych vertikálach. Existuje viacero metód na stanovenie hodnôt  $K$ . V práci bola využitá laboratórna metóda merania  $K$  na zariadení s premenlivým hydraulickým sklonom ( $K_{\text{labor}}$ ). Časovo-priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  bola vyhodnotená počas vegetačného obdobia roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave.

## Popis lokality

Záujmová lokalita patrí do katastra obce Most pri Bratislave (obr. 1). Je to rovinatá oblasť Podunajskej nížiny na západnom cípe Žitného ostrova, juhovýchodne od Bratislavy. Miestom merania bolo kukuričné pole. Pôdny typ na danej lokalite je podľa klasifikačného systému FAO černoziem. Pôdny druh bol pomocou Kopeckého klasifikačnej stupnice klasifikovaný ako hlina až jemne piesočnatá hlina a pomocou textúrneho trojuholníka USDA ako prachovitá hlina (obr. 2). Celý pôdny profil sa javil relatívne homogénny. V hĺbke 160 cm začína hrubá vrstva štrkových sedimentov Dunaja. HPV sa nachádza v hĺbke 6 až 8 m pod povrchom pôdy.



Obr. 1: Poloha záujmovej lokality Most pri Bratislave.

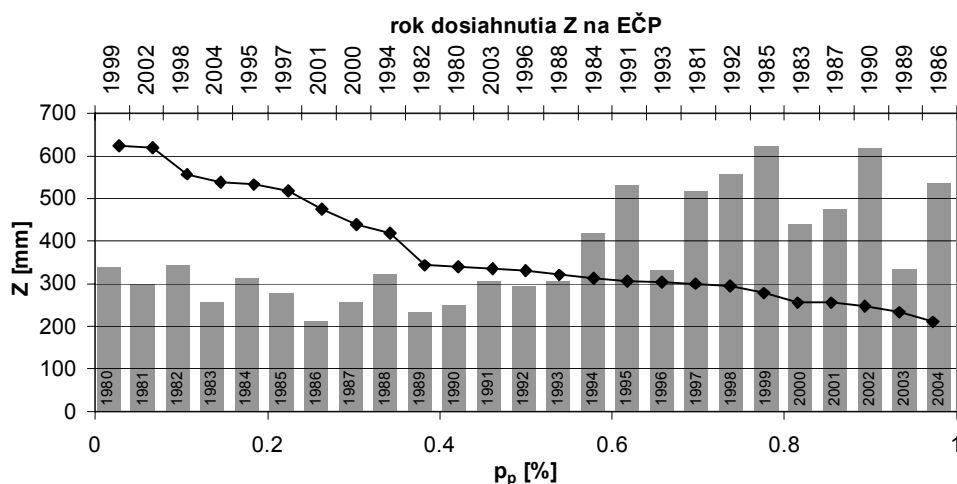


Obr. 2: Stanovenie pôdneho druhu na lokalite Most pri Bratislave pomocou textúrneho trojuholníka USDA.

Údaje meteorologickej stanice SHMÚ Bratislava – letisko (sev. zem. šírka  $48^{\circ} 10' 18''$ , vých. zem. dĺžka  $17^{\circ} 12' 00''$ , nadmorská výška 131 m n. m.) reprezentujú klimatické pomery záujmovej lokality. Na obrázkoch 3 a 4 sú uvedené len dve základné charakteristiky, ktoré bližšie charakterizujú zrážkové a teplotné pomery v tejto lokalite za posledných 25 rokov.

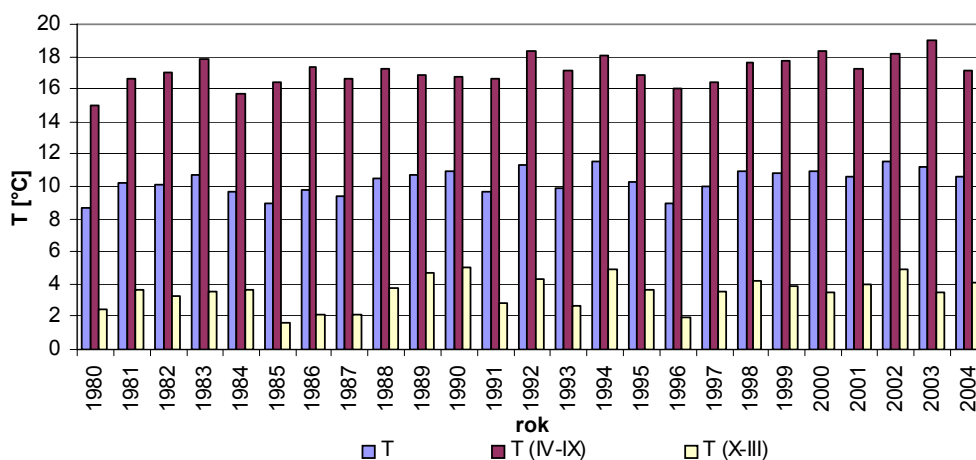


Počas vegetačného obdobia roku 2003 bol na záujmovej lokalite uskutočňovaný odber vzoriek. Deň 17.3. 2003 bol prvým dňom odberu vzoriek. Počas tohto dňa bolo odobratých 40 neporušených vzoriek do Kopeckého valcov s objemom 100 cm<sup>3</sup>. Odbery boli uskutočnené v piatich odberových vertikálach po ôsmich vzorkách do predpokladanej aktívnej hĺbky pôdneho profilu, na ktorú bude vplývať koreňový systém pestovanej plodiny t.j. kukurice (cca. 0 – 120 cm). Pôdorysne štyri vertikály tvorili štvorec (so stranou cca. 2 m) a piata bola uprostred, aby sa čo najlepšie zachytila aj priestorová variabilita hodnôt, ktoré budú na vzorkách určované. V dôsledku pôsobenia rôznorodých prírodných i umelých faktorov na reálnu pôdu, nie je hodnota nasýtenej hydraulickej vodivosti v čase konštantná. Z dôvodu zachytenia a vyhodnotenia časovej variability  $K_{\text{labor}}$ , bol odber neporušených vzoriek uskutočňovaný aj v ďalších dňoch vegetačného obdobia (14.5., 30.5., 16.6., 25.6., 14.7., 4.8. 16.9. a 15.10. 2003). Počas týchto dní bolo odobratých ďalších 205 neporušených vzoriek. V každom dni odberu bol odber vzoriek uskutočňovaný v troch vertikálach.



Obr. 3: Rad ročných zrážkových úhrnov  $Z$  (mm) za obdobie 1980 – 2004 pre lokalitu Most pri Bratislave z meteorologickej stanice Bratislava – letisko a ich empirická čiara prekročenia.

Z hľadiska teplotných pomerov patrí Žitný ostrov k najteplejším klimatickým oblastiam Slovenska. Najvyššie teploty sa dosahujú v júli a v auguste. V júli priemerné teploty vzduchu počas hodnoteného obdobia 1980 – 2004 dosahujú na stanici Bratislava – letisko 18,5 až 23,7 °C.



Obr. 4: Časový chod priemerných ročných teplôt a teplôt v letnom a zimnom polroku na lokalite Most pri Bratislave z meteorologickej stanice Bratislava – letisko za obdobie rokov 1980 – 2004.



## Výsledky a diskusia

Keďže odber vzoriek nemohol prebiehať vždy na tom istom mieste, bolo potrebné uvažovať aj na tak malej ploche odberu definovanej rádiusom cca 10 m s vplyvom priestorovej variability na stanovovanie hodnôt  $K_{\text{labor}}$ . Preto bol v každom dni merania uskutočnený odber vzoriek z troch (a v prvom dni merania z piatich). Keďže nameraný súbor hodnôt  $K_{\text{labor}}$  z 244 odberov neporušených vzoriek bol ďalej štatisticky spracovávaný, bolo najskôr potrebné overiť predpoklad jeho log – normálneho rozdelenia (Šútor, 1986).

Namerané hodnoty  $K_{\text{labor}}$  boli zlogaritmované a bol na ne aplikovaný Shapiro-Wilksov test normality (program Statistica, StatSoft, Inc.). W-štatistika pre  $N = 244$  zlogaritmovaných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  bola  $W = 0,9952$  s pravdepodobnosťou chyby pri zamietnutí hypotézy o normalite  $p_p = 0,64$ . Keď uvážime že hypotéza o normalite sa zamietá pri  $p_p = 0,05$ , dosahuje sa vysoký stupeň pravdepodobnosti o platnosti hypotézy, že zlogaritmované hodnoty  $K_{\text{labor}}$  majú normálne rozdelenie (Mikulec, 2005).

Frekvenčná funkcia (resp. funkcia hustoty rozdelenia pravdepodobnosti) log-normálneho rozdelenia má tvar:

$$g(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\sigma_{\ln(x)} \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(\ln(x) - \mu_{\ln(x)})^2}{2\sigma_{\ln(x)}^2}}$$

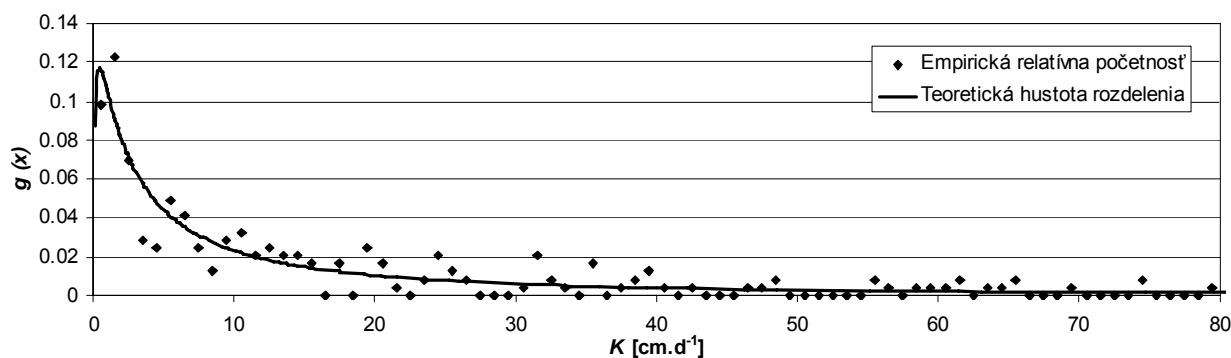
Distribučná funkcia log-normálneho rozdelenia pravdepodobnosti je vyjadrená rovnicou:

$$G(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\sigma_{\ln(x)} \sqrt{2\pi}} \int_0^x \frac{1}{x} \cdot e^{-\frac{(\ln(x) - \mu_{\ln(x)})^2}{2\sigma_{\ln(x)}^2}} dx,$$

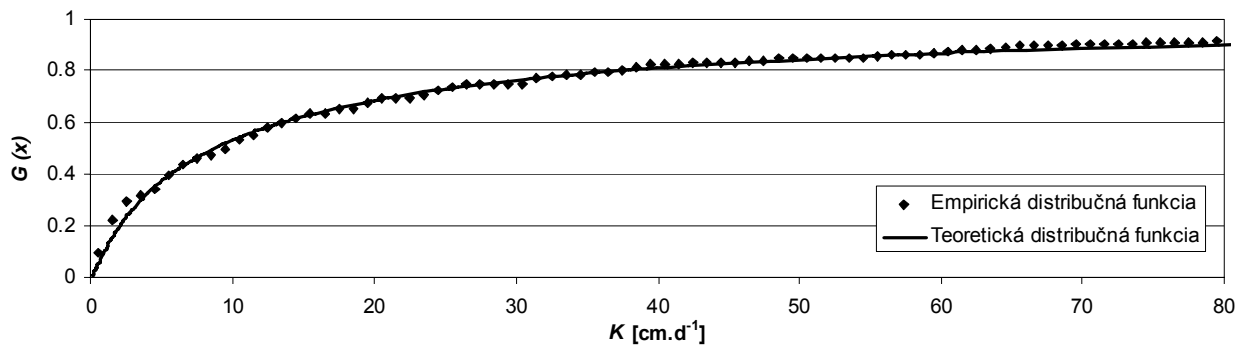
kde

- $g(x)$  je relatívna početnosť hodnôt  $x$  v triednych intervaloch štatistického súboru (%),
- $G(x)$  – relatívna kumulatívna početnosť hodnôt  $x$  v triednych intervaloch štatistického súboru (%),
- $x$  – hodnoty patriace do štatistického súboru,
- $\sigma_{\ln(x)}$  – smerodajná odchýlka od strednej hodnoty štatistického súboru v logaritmickeo-normálnom rozdelení pravdepodobnosti,
- $\mu_{\ln(x)}$  – stredná hodnota štatistického súboru v logaritmickeo-normálnom rozdelení pravdepodobnosti.

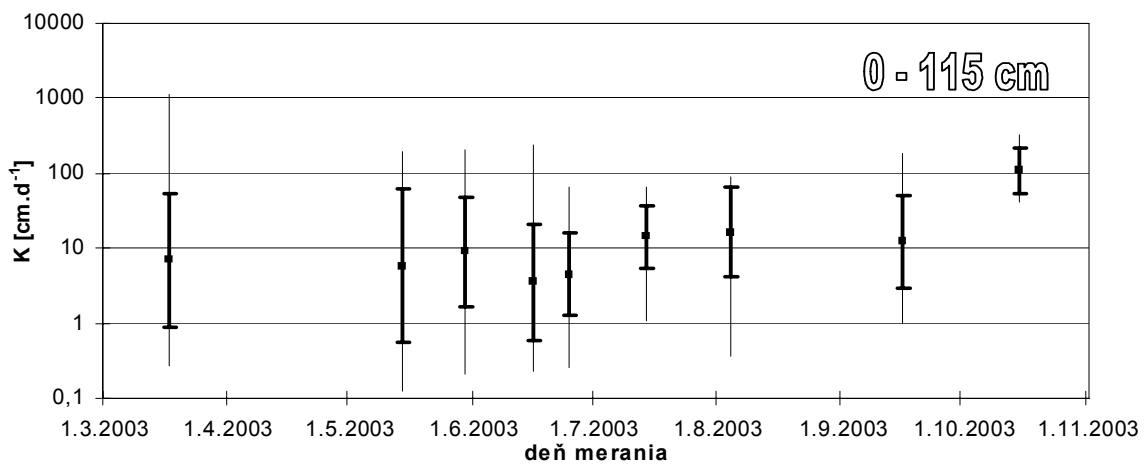
Frekvenčná funkcia pre súbor všetkých hodnôt  $K_{\text{labor}}$  je na obr. 5 (Mikulec, 2005) a k nej prislúchajúca distribučná funkcia je na obr. 6.



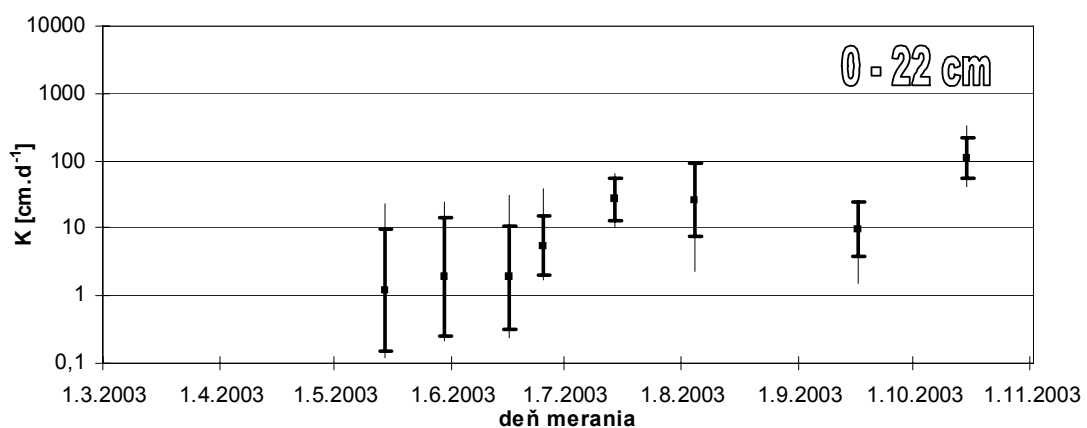
Obr. 5: Empirická relatívna početnosť a teoretická hustota rozdelenia pravdepodobnosti log-normálneho rozdelenia  $K_{\text{labor}}$  pre všetky merania, uskutočnené na vzorkách odobratých počas obdobia 17.3. – 15.10. 2003 v pôdnom horizonte 0 – 120 cm v lokalite Most pri Bratislave.



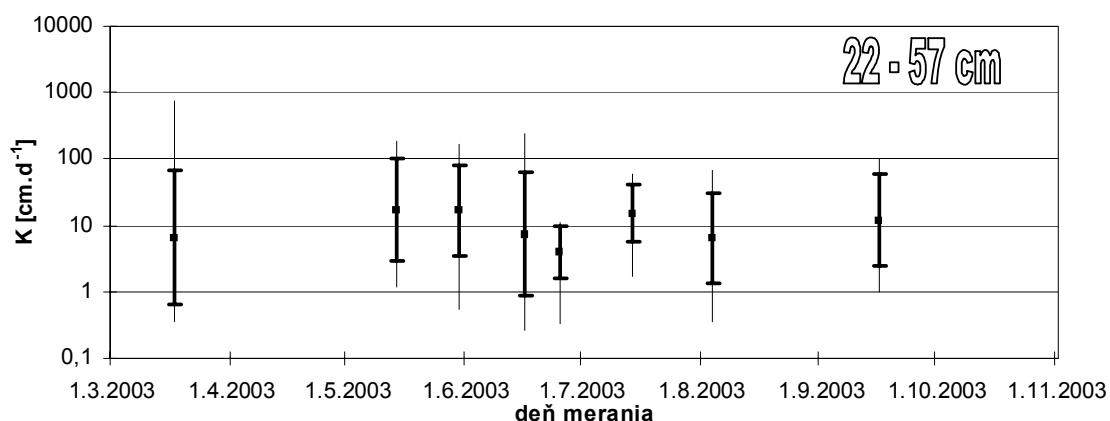
Obr. 6: Empirická a teoretická distribučná funkcia log-normálneho rozdelenia pravdepodobnosti hodnôt  $K_{\text{labor}}$  pre všetky merania, uskutočnené na vzorkách odobratých počas obdobia 17.3. – 15.10. 2003 v pôdnom horizonte 0 – 120 cm v lokalite Most pri Bratislave.



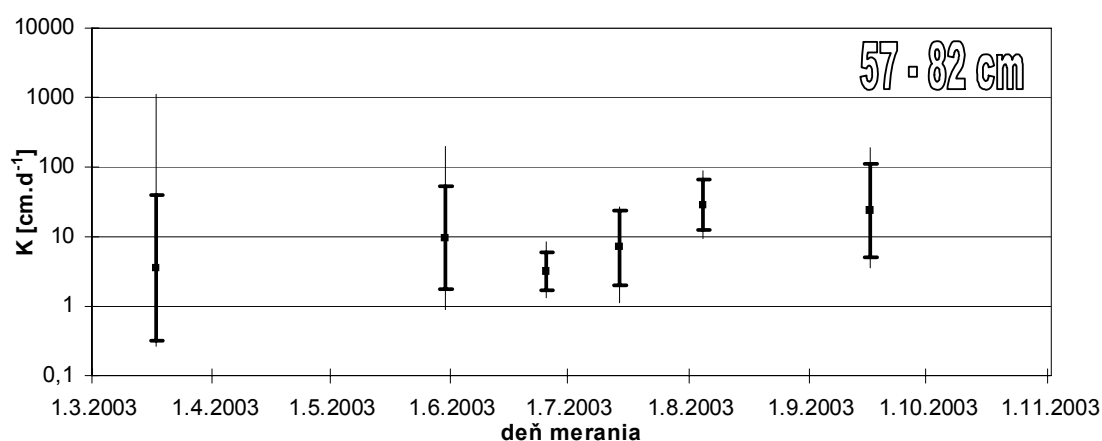
Obr. 7: Časový priebeh a priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  nameraných pre celú hĺbku pôdneho profilu 0 – 115 cm na vzorkách odobratých počas roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave. Priestorová variabilita je vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.



Obr. 8: Časový priebeh a priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  nameraných pre vrstvu pôdneho profilu 0 – 22 cm na vzorkách odobratých počas roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave. Priestorová variabilita je vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.

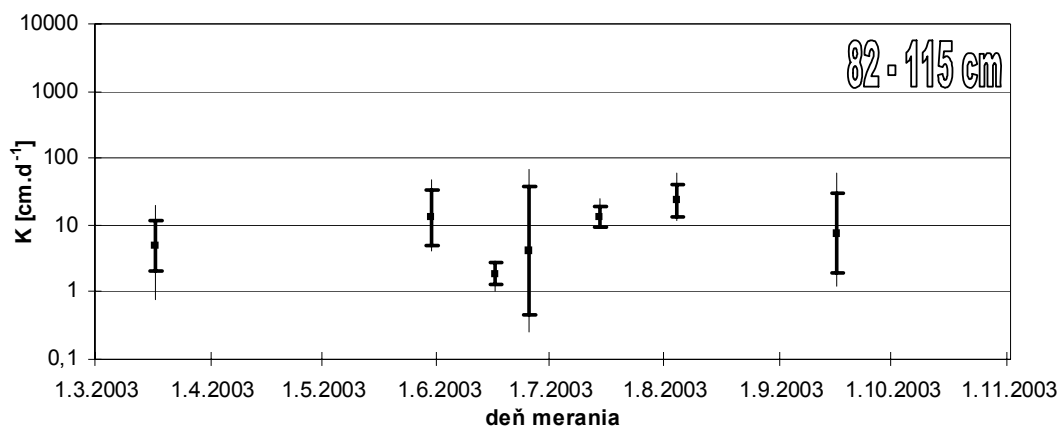


Obr. 9: Časový priebeh a priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  nameraných pre vrstvu pôdneho profilu 22 – 57 cm na vzorkách odobratých počas roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave. Priestorová variabilita je vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.

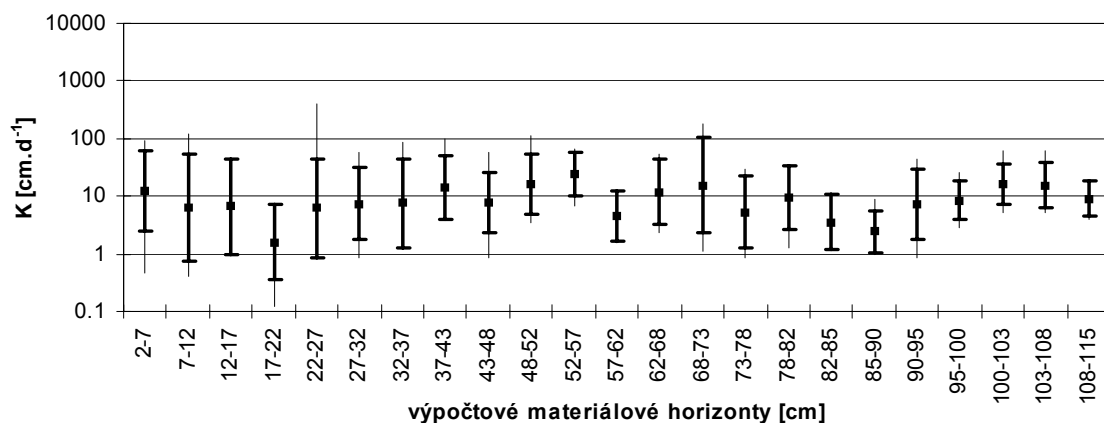


Obr. 10: Časový priebeh a priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  nameraných pre vrstvu pôdneho profilu 57 – 82 cm na vzorkách odobratých počas roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave. Priestorová variabilita je vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.

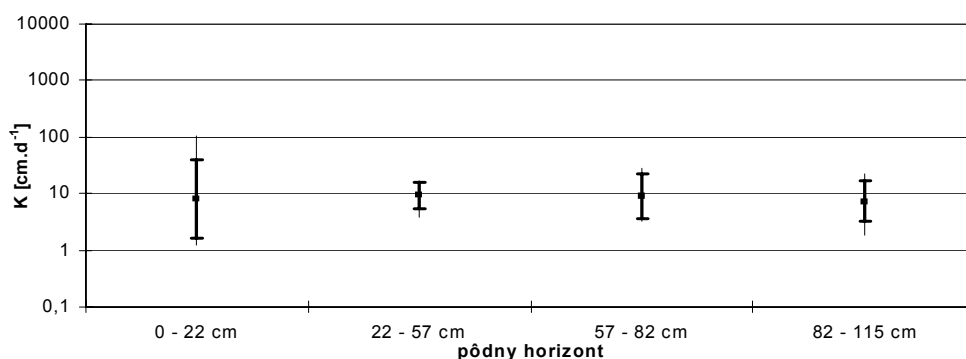
Priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  nameraných počas roka 2003 v študovanom pôdnom profile (0 – 115 cm) na lokalite Most pri Bratislave je zobrazená na obr. 7. Z daného obrázku možno usúdiť, že podstatná časť nameraných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  spadá do intervalu (1; 100)  $\text{cm d}^{-1}$  a stredné hodnoty  $K_{\text{labor}}$  majú v priebehu jednotlivých dní odberov vzoriek celkovo mierne stúpajúci trend. Podrobnejší pohľad na časo-priestorovú variabilitu hodnôt  $K_{\text{labor}}$  umožnilo jej zobrazenie aj v pôdnych vrstvách 0 – 22 cm (obr. 8), 22 – 57 cm (obr. 9), 57 – 82 cm (obr. 10) a 82 – 115 cm (obr. 11). Na daných obrázkoch je zreteľné, že k najväčšiemu vzrastu hodnôt  $K_{\text{labor}}$  v čase dochádza vo vrchnej vrstve pôdneho profilu 0 – 22 cm (obr. 8). Nižšie namerané hodnoty  $K_{\text{labor}}$  boli zistené na začiatku vegetačného obdobia na odobratých vzorkách vo vrchnej vrstve pôdneho profilu 0 – 22 cm najmä z dôvodu prejazdov obrábacej techniky po záujmovom území a aj toho dôvodu, že sa ešte nezačal vývoj koreňového systému plodiny (kukurice) pestovanej na záujmovej lokalite. Neskoršie narastanie hodnôt  $K_{\text{labor}}$  vo vrchnej vrstve pôdneho profilu počas roka je spôsobené práve rozvojom koreňového systému pestovaného porastu a životným procesom zocenení na záujmovej lokalite.



Obr. 11: Časový priebeh a priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$  nameraných pre vrstvu pôdneho profilu 82 – 115 cm na vzorkách odobratých počas roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave. Priestorová variabilita je vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.



Obr. 12: Časová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$ , zistených na vzorkách odobratých počas dní odberov vo vegetačnom období roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave vo výpočtových horizontoch pôdneho profilu, vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.



Obr. 13: Časová variabilita stredných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  vo vegetačnom období roka 2003 na lokalite Most pri Bratislave pre vrstvy pôdneho profilu (0 – 22; 22 – 57; 57 – 82 a 82 – 115) cm vyjadrená maximom, minimom, strednou hodnotou a smerodajnou odchýlkou od strednej hodnoty.

V závislosti od horizontov odberov neporušených vzoriek boli určené hrúbky pôdných vrstiev po hĺbke ZAP. V týchto vrstvách bola vyhodnotená časová variabilita nameraných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  (obr. 12). Jej štatistické parametre sú však len informatívne, keďže v niektorých výpočtových pôdných vrstvách bol odobratý len veľmi malý počet vzoriek v čase. Reprezentatívnejšie výsledky sa získajú v hrubších vrstvách pôdneho profilu. Z tohto dôvodu bola zisťovaná časová variabilita stredných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  pre vrstvy pôdneho profilu, v ktorých bola určovaná priestorová variabilita hodnôt  $K_{\text{labor}}$ . Graficky je časová variabilita stredných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  pre vrstvy pôdneho profilu (0 – 22; 22 – 57; 57 – 82 a 82 – 115) cm vynesená na obr. 13. Z daného obrázku vidno, že k najväčšej časovej variabilite stredných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  dochádza vo vrchnej vrstve pôdneho profilu 0 – 22 cm.

## Záver

Časovo-priestorová variabilita hodnôt nasýtených hydraulických vodivosti  $K_{\text{labor}}$  stanovených laboratórnou metódou premenlivého hydraulického sklonu bola vyhodnotená počas vegetačného obdobia roku 2003 na lokalite Most pri Bratislave. Práca bola zameraná aj na získanie priebehu hodnôt tejto hydrofyzikálnej charakteristiky počas vegetačného obdobia roku 2003. K určitému nárastu hodnôt  $K_{\text{labor}}$  prichádza vo vrchnej vrstve pôdy 0 – 22 cm ale nie významne. K najväčšej časovej variabilite stredných hodnôt  $K_{\text{labor}}$  dochádza tiež v tejto vrstve pôdneho profilu.

## PodĎakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou grantu VEGA 2/0120/28 a projektu APVT-51-019804.

## Literatúra

- Lichner, L., Dlapa, P., Šír, M., Čipáková, A., Houšková, P. Faško, B., Nagy, V. (2006): The fate of cadmium in field soils of the Danubian lowland. *Soil & Tillage Research*, 85, 154 – 165.
- Mikulec, V. (2005): Vplyv spracovania nameraných hydrofyzikálnych charakteristík na výsledky simulácie vertikálneho pohybu vody v nenasýtenej zóne pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 6 (2), 283 – 292.
- Štekauerová, V., Nagy, V. (2002): Influence of climate conditions on security of necessary water for vegetation in various ecosystems. In: *Pollution and Water Resources, Columbia University Seminar Proceedings, HAS, Budapest, Hungary*, s. 324 – 337.
- Štekauerová, V., Šútor, J. (2000): Úloha monitoringu pri numerickej simulácii vodného režimu zóny aerácie pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 1 (2), 203 – 212.
- Šútor, J. (1986): Priestorová variabilita hydrofyzikálnych charakteristík pôd – Hydraulické vlastnosti pôd. *Vodohospodársky časopis*, 34 (3), 284 – 313.
- Šútor, J., Majerčák, J., Štekauerová, V. (2002): Quantification of water store in soil aeration zone in agricultural ecosystems using data files from numerical simulation. In: *Pollution and Water Resources, Columbia University Seminar Proceedings, HAS, Budapest, Hungary*, s. 352 – 361.

# Prognózovanie pôdneho sucha

Július Šútor

Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

## Abstrakt

Zásoby vody v zóne aerácie pôdy v nížinných oblastiach sú počas hydrologického roku pod vplyvom meteorologických javov, vegetačného pokryvu, gravitácie a hladiny podzemnej vody. Integrálny dopad týchto zložiek determinuje chod zásob vody v zóne aerácie pôdy počas celého hydrologického roku, resp. vegetačného obdobia. Klimatické zmeny sa prejavujú zvyšovaním priemernej mesačnej, resp. ročnej, teploty a znižovaním úhrnu zrážok v tom istom období. Okrem toho sa predpokladá pre-rozdelenie úhrnu zrážok počas roku, a to tak, že zrážkový úhrn počas zimných mesiacov sa bude zvyšovať oproti mesiacom letným. S tým sa spája aj jav zvyšovania časového intervalu medzi zrážkami. Ak sa časový interval medzi zrážkami zvýši na čas, počas ktorého zásoba vody v zóne aerácie klesne vplyvom evapotranspirácie porastu až na hodnotu odpovedajúcu bodu vädnutia, štartuje pôdne sucho. V predkladanom príspevku sa uvádza metodický postup prognózovania vzniku pôdneho sucha. Overenie tohto postupu je urobené na podmienky lokality Trstená na Ostrove (nachádzajúcej sa na Žitnom ostrove) pre rok 1994. Vychádza sa z údajov zásob vody v zóne aerácie pôdy získaných priamym monitoringom. Za týmto účelom je možné využiť i súbor údajov získaných numerickou simuláciou na matematickom modeli vodného režimu zóny aerácie pôdy.

**Kľúčové slová:** vlhkostný režim pôdy, zásoba vody v pôde, monitoring vlhkosti pôdy.

## Úvod

Zdrojom vody pre poľnohospodárske plodiny je zásoba vody v pôde. To, či a ako bude plniť funkciu v produkčnom procese v priebehu vegetačného obdobia závisí nielen od samotného obsahu pôdnej vody, ale aj od charakteristík pôdy a pestovaných plodín. Pre charakterizovanie vzťahu medzi rastlinou a vlhkosťou pôdy, resp. jej vlhkostným potenciálom sú na základe konvencie používané hydroli-mity vyjadrené charakteristickými vlhkosťami pôdy, a to

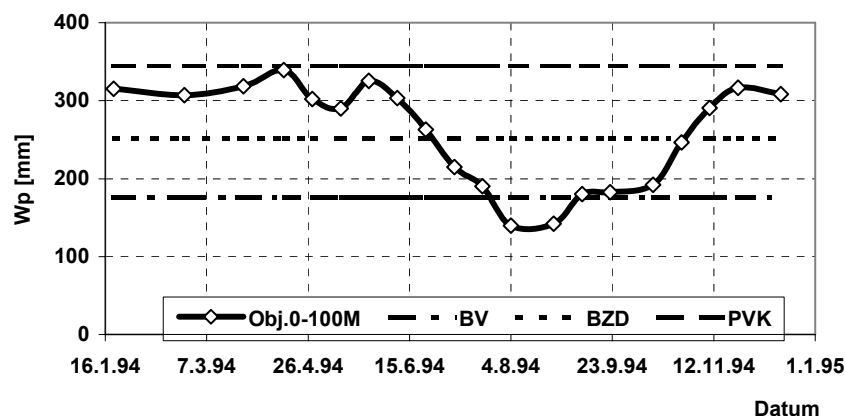
- a) bod vädnutia, BV, zodpovedajúci hodnote  $pF = 4,18$  (ide o takú vlhkosť pôdy, keď rastlinný kryt je trvale nedostatočne zásobený vodou z pôdy a vädne,
- b) bod zníženej dostupnosti, BZD, zodpovedajúci hodnote  $pF = 3,3$  (charakterizuje vlhkosť pôdy, pri ktorej fyziologické procesy rastlinného krytu sú limitované nedostatkom),
- c) poľná vodná kapacita, PVK, zodpovedajúca hodnote  $pF = 2,0$  až  $2,7$  (charakterizuje vlhkosť pôdy, ktorá sa udržuje v pôdnom profile za relatívne dlhší čas, pričom prevzdušnenosť pôdy je ešte postačujúca pre vývoj rastlinného krytu).

Pre úplnosť je potrebné ešte pripomenúť nasledovné. Najviac rozšírené metódy pre stanovenie stavu zásob vody v zóne aerácie pôdy sú založené na meraní pôdnej vlhkosti, alebo na výpočtovej metóde z meteorologických charakteristík. V týchto metódach sa nezohľadňuje potreba vody pre rastlinu, ktorá sa v priebehu ontogenézy mení v závislosti od rastových a vývinových zmien rastliny. Fyziologické metódy charakterizovania stavu zásob vody v zóne aerácie pôdy (vzhľadom na porast založené na fyziologických ukazovateľoch v kritickom období potreby vody rastlinami) sú vhodnejšie, pretože informujú o skutočnej potrebe a zefektívňujú využívanie zásob vody v pôde. Metódy založené na sledovaní morfológických znakov rastliny, napr. na vädnutí (bode vädnutia – BV) spoľahlivo signalizujú nedostatok (Štekauerová, Nagy, 2002) vody ale oneskorene, pretože v týchto príznakoch sa už začína prejavovať poškodenie rastliny. Optimalizácia vodného režimu založená na fyziologických ukazovateľoch, ktoré charakterizujú stav vody v rastline, sú objektívne a veľmi citlivé (Kostrej a kol., 1998; Matejka, Huzulák, 1993). Signalizujú potrebu vody v čase, keď ešte rastlina nebola poškodená. Takýmito ukazovateľmi sú: vodný potenciál rastliny, osmotický potenciál, difúzna rezistencia listov, vodný sýtosťový deficit listov atď. Metódy optimalizácie potreby vody podľa fyziologických ukazovateľov sledujú skutočnú potrebu vody rastlinou na základe zistenia odchýlky od normálneho stavu a zaisťujú maximálnu efektívnosť využitia zásob vody v zóne aerácie pôdy. Avšak fyziologické ukazo-

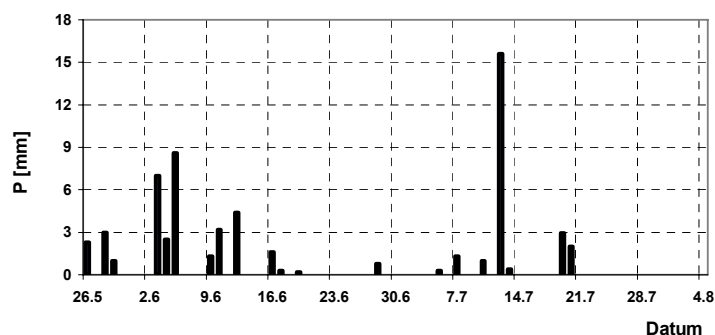
vatele vyššie uvedené si vyžadujú náročné experimentálne prístroje a preto ich rozšírenosť je relatívne malá, resp. u nás nevyužívaná. Preto sa využívajú uvedené kritické body vlhkostnej retenčnej čiary, tj. PVK, BZD a BV.

## Materiál a metódy

Metóda prognózovania nástupu pôdneho sucha vychádza z jeho definície (Šútor a kol., 2006). Ak chod zásob vody v pôde dosiahne hodnotu zodpovedajúcu bodu vädnutia, štartuje v pôde stav sucha. Identifikácia vývoja stavu zásob v časovom a priestorovom prejave je fundamentálnym podkladom pre prognózovanie štartu pôdneho sucha.



Obr. 1: Chod zásob vody v zóne aerácie pôdy Wp na lokalite spolu so zásobami odpovedajúcimi hydrolimitom, tj. PVK – poľnej vodnej kapacity, BZD – bodu zníženia dostupnosti a BV – bodu vädnutia na lokalite Trstená na Ostrove.

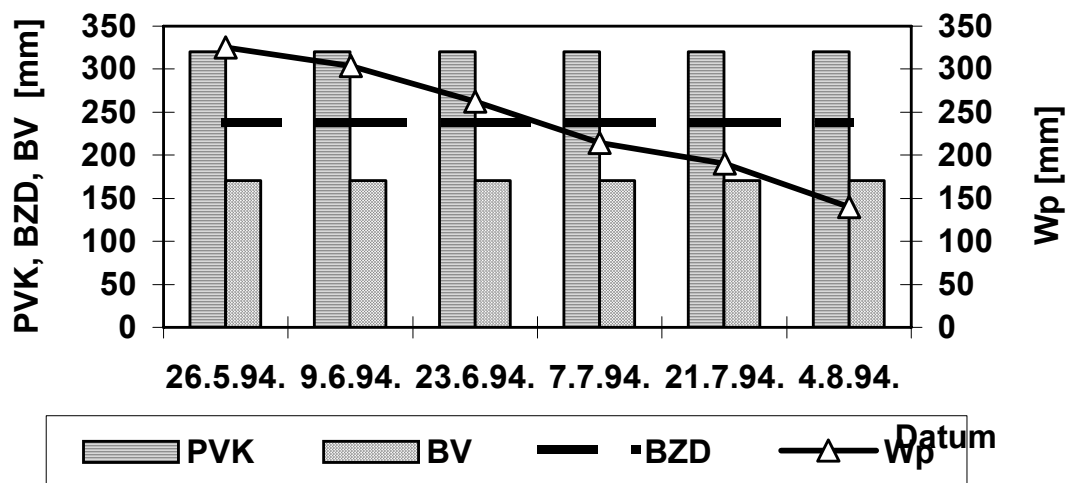


Obr. 2: Chod denných úhrnov zrážok pre analyzované obdobie chodu zásob vody v zóne aerácie na obr. 1.

Za týmto účelom je potrebné sledovať vývoj zásob vody v pôde počas časového intervalu medzi zrážkami, resp. aplikáciou závlahovej dávky. Z tohoto údaju môžeme stanoviť dĺžku časového intervalu, kedy možno očakávať nástup sucha. Inými slovami, aký čas po zrážke je nebezpečný pre vývoj vlhkostného režimu. K tomuto účelu slúži priamy monitoring zásob na reprezentatívnej lokalite záujmového územia (Šútor, Štekauerová, 2001; Štekauerová, Nagy, 2006), alebo alternatívna metóda k monitoringu, získavanie chodu zásob z numerickej simulácie na matematickom modeli vodného režimu zóny aerácie pôdy (Majerčák a kol., 2003; Mikulec, Skalová, 2002). Pre interpretáciu tejto metódy prognózovania sa vychádza z chodu zásob vody v zóne aerácie pôdy monitorovaný na lokalite Trstená na Ostrove (obr. 1).

Z uvedeného zobrazenia vidíme, že zásoby vody v zóne aerácie pôdy od 16. januára, tj. od štartu monitoringu, sú pod vplyvom zrážok a nástupu vegetačného obdobia (začiatkom apríla). Zásoby vody v tomto časovom úseku (v intervale PVK – BZD) dokumentujú dobrú pripravenosť na vegetačné obdobie až do 26. mája 1994, keď začína takmer bezzrážkové obdobie, dokumentované na obr. 2. Od toho-

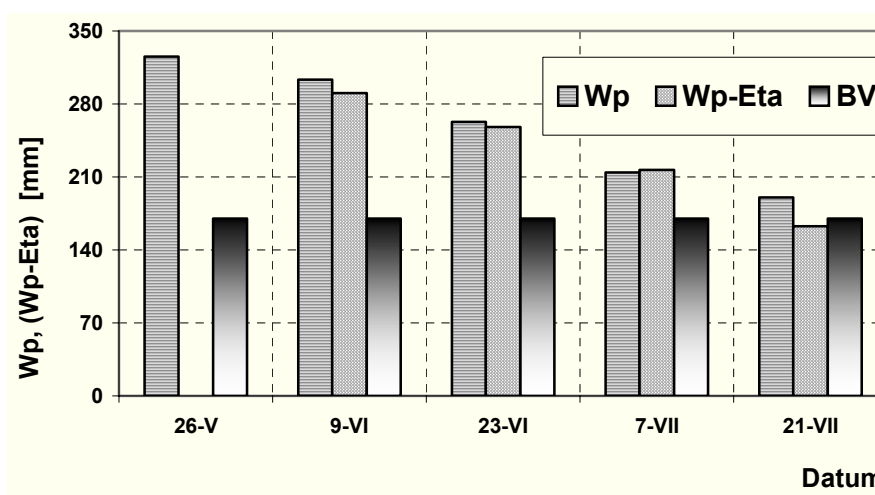
to dňa pozorujeme lineárny pokles zásob až do začiatku augusta (pozri obr. 3), keď klesajú na prahovú hodnotu štartu pôdneho sucha. 4. augusta zásoby klesli až pod bod vädnutia (BV). Následne opäť začínajú rásť. Potom pod vplyvom jesenných zrážok zásoby vody pozvoľna rastú až koncom novembra dosahujú takmer hodnotu PVK a okolo tejto hodnoty zotrúva až do ukončenia monitoringu.



Obr. 3: Fragment klesajúceho chodu zásob vody  $W_p$  z obr. 1 vo vegetačnom období na uvedenej lokalite.

### Výsledky a diskusia

Chod zrážok v období od 26.5 do 4.8.1994, uvedený na obr. 2 (bez identifikácie hodnôt intercepcie), dokumentuje minimálny prítok vody do zóny aerácie pôdy. Pri predpoklade, že na zásoby vody v zóne aerácie pôdy dominantne vplýva aktuálna evapotranspirácia  $E_a$ , štart prognózovania znižovanie zásob, v uvedenom časovom intervale, spočíva na postupnom odčítavaní hodnôt  $E_a$  od  $W_p$ . Hodnoty  $E_a$  pre danú lokalitu a rok 1994 sa uvádzajú v práci (Šútor a kol., 2001).



Obr. 4: Porovnanie monitorovaných hodnôt zásob vody  $W_p$  v zóne aerácie pôdy s vypočítanými hodnotami ( $W_p - E_a$ ) a hodnotami zodpovedajúcimi bodu vädnutia – BV.

Postup výpočtu je uvedený v tabuľke 1. Výsledok výpočtu postupného klesania zásob vody v zóne aerácie pôdy ( $W_p - E_a$ ) pre bezzrážkové obdobie porovnaný s monitorovanými hodnotami zásob vody v zóne aerácie pôdy ( $W_p$ ) sa uvádza na obr. 4.



Uvedený metodický postup je urobený pre prognózovanie tvorby pôdneho sucha v zjednodušených bilančných podmienkach lokality Trstená na Ostrove a rok 1994. V reálnych interakčných podmienkach v nížinných oblastiach sa vychádza z bilančnej rovnice, ktorá poskytuje informácie o chode zásob vody v zóne aerácie pod vplyvom vegetačného pokryvu, atmosférických podmienok, kapilárneho prítoku od hladiny podzemnej vody a drenážneho odtoku do hladiny podzemnej vody, resp. nižších geologických štruktúr. V týchto podmienkach predpokladajme, že v čase  $t_{n-1}$  zásoba vody v zóne aerácie pôdy zodpovedá hodnote  $W_{n-1}$  a v čase  $t_n$  hodnote  $W_n$  (v oboch prípadoch vyjadrené v mm vodného stĺpca). Zmena zásob vody v časovom úseku  $\Delta t = (t_{n-1} - t_n)$  je vyjadrená rozdielom hodnôt  $(W_{n-1} - W_n) = \Delta W$ . Potom v každom výpočtovom časovom horizonte je potrebné poznať hodnoty členov bilančnej rovnice, ktorá determinujú spôsobenú zmenu, t.j.  $I_k$  – kapilárny prítok vody,  $P$  – prítok vody zo zrážok,  $E_a$  – aktuálnu evapotranspiráciu (kde  $E_a = E_a + T_a$ ). Teda pre každý výpočtový interval platí

$$P_{(n-1)-n} + I_{k(n-1)-n} - E_{a(n-1)-n} = (W_{n-1} - W_n) = \Delta W_p \quad (1)$$

Priame meranie členov bilančnej rovnice (1) v prírodných podmienkach u nás je obmedzené len na zložky  $P$  a  $\Delta W_p$ . Absencia ostatných je vyvolaná nedostatkom meracej techniky. Z toho dôvodu sa pre určovanie vyššie uvedených členov využíva numerická simulácia na matematickom modeli vodného režimu zóny aerácie pôdy. Keď model pracuje s dňovým krokom, sú k dispozícii pre relevantnú lokalitu hodnoty členov bilančnej rovnice získané taktiež s dňovým krokom. Tak ako priamy monitoring zásob vody v zóne aerácie pôdy poskytuje chod zásob v priebehu roka, resp. vegetačného obdobia, tak numerická simulácia na matematickom modeli poskytuje i chody zložiek vodnej bilancie (Šútor a kol., 2001; 2002). Tento poznatok môže byť plne využitá pri prognózovaní pozvoľného vývoja pôdneho sucha v interakčných podmienkach v zmysle uvedenej metodiky pre lokalitu Trstená na Ostrove. Zvlášť významná je táto skutočnosť pre prognózovanie impaktu klimatickej zmeny v ľubovoľnom časovom horizonte v budúcnosti, ak sa využijú očakávané hodnoty charakteristík meteorologických javov z klimatických scenárov, a to v danom roku s denným krokom (Stehlová, 2004; Mikulec, Stehlová, 2006).

Tabuľka 1: Hodnoty  $W_p$  a  $(W_p - E_a)$  pre obdobie 26.5. až 21.7. 1994.

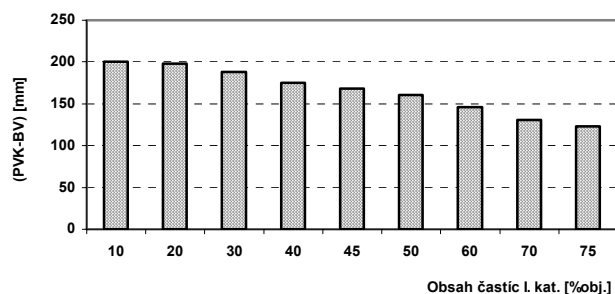
Datum	$W_p$ [mm]	$W_p - E_a$ [mm]	BV [mm]
26.V	325,15	0	170,38
9.VI	303,45	290,3	170,38
23.VI	262,7	257,83	170,38
7.VII	214,6	216,72	170,38
21.VII	190,15	162,6	170,38

Intenzita vývoja pôdneho sucha v medzizrážkovom období je závislá od intenzity aktuálnej evapotranspirácie  $E_a$  a tá od druhu porastu, vegetačného pokryvu a od využiteľnej zásoby vody porastu v pôdnom druhu na záujmovej lokalite. Využiteľná zásoba vody porastom je daná rozdielom hodnôt  $(PVK - BV)$ .

Pre spracovanie závislosti hodnôt hydrolimitov PVK, BZD a BV od obsahu častíc I. kat., boli využité vlhkostné retenčné čiary zo siedmich druhov pôd Žitného ostrova v počte 80 (Šútor, Štekauerová, 1999). Týmto bolo pre jednotlivé hydrolimity, t.j. pre  $pF = 2,6; 3,3$  a  $4,18$ , z 80 vlhkostných retenčných čiar, vybrané hodnoty vlhkosti a k nim priradené odpovedajúce údaje o obsahu častíc I. kat. Vytvorené súbory dvojíc hodnôt „ $pF - \%$  častíc I. kat.“ o počte prvkov  $n = 80$ , boli podriadené lineárnej regresii a získané obecné závislosti hydrolimitov od obsahu častíc I. kat. (Šútor, Štekauerová, 2003). Týmto metodickým postupom boli stanovené funkcionálne závislosti hydrolimitov PVK, BZD a BV od obsahu častíc I. kat. zrnitostného zloženia pôdy v nasledovnom vyjadrení  $PVK (\% \text{ obj.}) = 16,726 * x^{-0,1898}$ ;  $BZD (\% \text{ obj.}) = 3,195 * x^{0,5218}$ ;  $BV (\% \text{ obj.}) = 1,089 * x^{0,7318}$ , kde  $x = \% \text{ častíc I. kat.}$

Zo súborov dvojíc  $(PVK - BV)$  boli pre pôdne druhy Žitného ostrova spracovaná využiteľná zásoba vody v zóne aerácie pôdy porastom. Získané výsledky spracované v grafickej forme sa uvádzajú na obr. 5. Z výsledkov spracovaných na obr. 5 vyplýva, že intenzita procesu vysušovania pôdy rastie smerom od pôd s relatívne nižším obsahom častíc I. kategórie k pôdam s vyšším obsahom, t.j. smerom

od piesočnatej pôdy (obsah častíc I. kategórie je v intervale 0 až 10 %) k ílovitým pôdam (obsah častíc I. kategórie je v intervale 60 až 75 %) pretože disponibilné zásoby vody odberom porastom v uvedenom smere rýchlejšie klesajú. Toto platí, keď zásoby vody nie sú dopĺňané, čiže v medzizrážkovom období a bez vplyvu hladiny podzemnej vody. V prípade interakcie hladiny podzemnej so zónou aerácie je klesanie zásob spomalené, resp. odber eliminovaný, a to kapilárnym prítokom.



Obr. 5: Závislosť využiteľnej zásoby vody v zóne aerácie pôdy porastom od obsahu častíc I. kat. zrnitostného zloženia pôdy.

## Súhrn

Ak chod zásob vody v zóne aerácie pôdy dosiahne hodnotu zodpovedajúcu hydrolimitu bodu vädnutia (BV), štartuje v pôde stav sucha. Identifikácia vývoja stavu zásob v časovom a priestorovom prejave je fundamentálnym podkladom pre prognózovanie štartu pôdneho sucha. Uvádza sa metodický postup pre prognózovanie tvorby pôdneho sucha v zjednodušených bilančných podmienkach lokality Trstená na Ostrove, ktoré nastali v roku 1994. Vychádza sa z vývoja zásob vody v pôde počas časového intervalu medzi zrážkami, resp. aplikáciami závlahových dávok. Z tohoto údaju je stanovená dĺžka časového intervalu, kedy možno očakávať nástup sucha. Inými slovami, aký čas (vyjadrený napr. v dňoch) po zrážke je nebezpečný pre vývoj vlhkového režimu. K tomuto účelu slúžia údaje z priameho monitoringu zásob na lokalite Trstená na Ostrove z roku 1994 (obr. 1 a obr. 2).

Výpočet sa zakladá na odpočítavaní hodnôt denných úhrnov aktuálnej evapotranspirácie ( $E_a$ ) od štartujúcej hodnoty zásob vody v zóne aerácie pôdy  $W_p$  (tabuľka 1). Pre obdobie 26.5. až 21.7. 1994 a lokalitu Trstená na Ostrove chod hodnôt  $W_p$ , ( $W_p - E_a$ ) a zásoby vody odpovedajúcej BV sa uvádza na obr. 4. Rozdiely medzi meranými údajmi  $W_p$  a určenými predloženou metodikou sú pomerne malé. V interakčných podmienkach v nížinných oblastiach sa vychádza z bilančnej rovnice, ktorá poskytuje informácie o chode zásob vody v zóne aerácie pod vplyvom vegetačného pokryvu, atmosférických podmienok, kapilárneho prítoku od hladiny podzemnej vody a drenážneho odtoku do hladiny podzemnej vody, resp. nižších geologických štruktúr. Stanovenie členov bilančnej rovnice pre vývoj zásob vody v zóne aerácie pôdy sa v týchto podmienkach využíva numerická simulácia na matematickom modeli vodného režimu pôdy.

Meraním zásob vody v zóne aerácie pôdy a ich porovnávaním s údajmi z numerickej simulácie na matematickom modeli (so vstupmi pre relevantnú lokalitu) možno kontrolovať vývoj znižovania zásob minimálne do 4 dní, maximálne do osem dní, čiže predpovedať 4 až 8 dní vopred nástup pôdneho sucha. Podľa takto sledovaného vývoja znižovania zásob je možné v hociktorom štádiu zásob vody zasahovať, napr. závlhami.

## PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-044802 a grantovou agentúrou VEGA (projekt č. 2/6046/26).

## Literatúra

- Kostrej, A. (1998): Indicators of water deficit and evapotranspiration forming in winter wheat stand. In: 5th Congress of European Society for Agronomy. Volume II: Short communications. Nitra, Slovenská poľnohospodárska univerzita, s. 153 – 154.
- Majerčák, J., Šútor, J., Štekauerová, V. (2001): Simulácia vodného režimu pôd ako alternatíva k monitoringu jeho charakteristík in situ. Národný klimatický program Slovenskej republiky. In: Zborník NKP 11/01. MŽP a SHMÚ, Bratislava, s. 50 – 62.
- Matejka, F., Huzulák, J. (1993): Relations between the soil moisture and evapotranspiration for various crops. In: Evaporation, water balance and deposition: Proceedings of the international symposium on precipitation and evaporation. Bratislava, Slovenský hydrometeorologický ústav, s. 123 – 127.
- Mikulec, V., Skalová, J. (2002): Vyhodnotenie charakteristík vodného režimu pôdy v lokalite Malé Leváre matematickým modelovaním. *Acta Hydrologica Slovaca*, 3, 102 – 112.
- Mikulec, V., Stehlová, K. (2006): Application of the climate change scenarios on selected meteorological characteristics for the purposes of water content course prognosis in time horizons 2010, 2030 and 2075. *Cereal Research Communications*, 33, 45 – 48.
- Stehlová, K. (2004): Assessment of change of soil water content in the soil profile at locality Bodiky in comparison with a forecast of his potential change in the time horizon 2010, 2030 and 2075. In: Pollution and water resources Columbia University seminar proceedings, Slovak Academy of Sciences Institute of Hydrology, s. 203 – 215.
- Štekauerová, V., Nagy, V. (2002): Influence of climate conditions on security necessary water for vegetation in various ecosystems. In: Gaál, K. K. (ed.): CD Proc. 29th Scientific Days in Mosonmagyaróvár. Mosonmagyaróvár, 10 p.
- Štekauerová, V., Nagy, V. (2006): Course of soil layer water content in agricultural cultivated soil during years 1999 and 2000. *Cereal Research Communications*, 33, 287 – 290.
- Šútor, J., Štekauerová, V. (1999): Pedotransférne funkcie pôd prírodného prostredia Žitného ostrova. *J. Hydrol. Hydromech.*, 47, 443 – 458.
- Šútor, J., Majerčák, J., Štekauerová, V. (2002): Quantification of water store in soil aeration zone in agricultural ecosystems using data files from numerical simulation. pp.352-361. In: Pollution and water resources. Columbia University Seminar Proceedings, (Ed.G.J.Halasi-Kun). Budapest, Hungary.
- Šútor, J., Rehák, Š. (1999): Evaluation of disposable water supply in soil for biosphere in the area of Žitny ostrov. In: Scientific Papers of the Research Institute of Irrigation Bratislava, No 24, s. 173 – 187.
- Šútor, J., Štekauerová, V. (2001a): Kvantifikácia zásob vody v zóne aerácie pôdy v poľnohospodárskych ekosystémoch. 1. Využitie súborov údajov získaných monitoringom. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2, 64 – 71
- Šútor, J., Majerčák, J., Štekauerová, V. (2001): Kvantifikácia zásob vody v zóne aerácie pôdy v poľnohospodárskych ekosystémoch. 2. Využitie súborov údajov z numerickej simulácie. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2, 72 – 77.
- Šútor, J., Štekauerová, V. (2003): Stanovenie hydrolimitov pôdy PVK, BZD a BV zo zrnitostného zloženia pôdy. Bioklimatické dni 2003 „Funkcia energetickej a vodnej bilancie v bioklimatických systémoch“, Račková dolina, 2.-4. september, SPU Nitra, 5 str.
- Šútor, J., Gomboš, M., Mati, R. (2006): Vplyv pôdneho druhu na zásoby vody v zóne aerácie pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 7, 128 – 134.

# Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokových změn na malém lesním povodí Orlických hor

Vladimír Švihla<sup>1</sup>, Vladimír Černošous<sup>2</sup>, František Šach<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Fügnerova 809, 266 01 Beroun 2

<sup>2</sup> Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i., Strnady, Výzkumná stanice Opočno

## Abstract

Analysis of stormflow hydrographs as a tool to study runoff changes in a small forested catchment, Orlické hory Mts.: Dynamics of runoff process within a small forested catchment depended on site conditions. The objective of the analysis was to reveal both quantitative and qualitative parameters of runoff processes and describe parameters of stormflow. The runoff investigation was based on observations before and after drainage treatment in a partially waterlogged catchment. The first analysis was aimed to falling limb, the second analysis to raising limb of stormflow hydrograph.

**Klíčová slova:** lesní povodí; povodňové vlny; odtok; odvodnění; hydrogram; sestupná větev; vzestupná větev.

## Úvod

Úkolem analýzy vybraných povodňových vln v lesním povodí U Dvou louček bylo stanovit reakci stanoviště (ze sedmdesáti procent obnovená imisní holina) na odtokový proces obecně a zvláště na odvodnění deseti procent povodí otevřenými příkopy. Povodňové vlny byly zvoleny jako ukazatel reakce stanoviště na dynamický projev vodní komponenty povodí – srážko-odtokový proces. Cílem bylo odhalit kvalitu i kvantitu srážko-odtokového vztahu a posoudit, nakolik odlesnění vyvolané imisní kalamitou a následné odvodnění tento proces ovlivnilo. Pro poznání tohoto jevu byl zvolen matematicko-fyzikální přístup semi-empirickým modelem lineárních nádrží. Veličiny a parametry zvoleného modelu otevřely hlubší pohled do analýzy povodňových vln a umožnily bližší poznání projevů srážko-odtokového vztahu.

Vodní provoz horských a podhorských lesů Orlických hor je dominantou vodního režimu dotčených přilehlých území velkého rozsahu. Znalost tohoto procesu umožňuje jeho optimalizaci osvěceny lesním hospodářstvím.

## Materiál a metody

Pro analýzu byly vybrány dvě typické povodňové vlny s periodicitou  $N = 1$  rok, jedna před odvodněním, druhá po odvodnění lokality U Dvou louček (UDL). Povodí má plochu 32,6 ha a nachází se ve vrcholové partii Orlických hor v k. ú. Říčky 880 – 920 m n. m. Na podkladu ruly a svoru se zde vytvořily půdní typy humusový podzol a kambizem (hnědá a šedá lesní půda humusová) s lokálním ložiskem rašelinného gleje. Lesní vegetaci tvoří lesní typy 7K3, 7P1 a 7T1. Kvartérní pokryv je tvořen deluviálními a fluviodeluviálními písčitými hlínami a jílovitými hlínami s vysokou příměsí skeletu (20 – 50 %). Mocnost kvartérního pokryvu je 1 – 2 m.

Z hydrogeologického hlediska patří povodí ke krystaliniku Orlických hor. Ve vrcholové partii povodí je hladina podzemních vod zakleslá několik metrů pod povrchem terénu, odkud se část infiltrované vody vzdouvá na příčných tektonických hranicích svorů a rul, které působí hydraulické bariéry, do půdního profilu ve středu lokality, ve vlhkých periodách až k povrchu terénu. Na tektonických zlomech vznikají četné přirozené pramenní vývěry.

Dlouhodobé roční průměry činí u ovzdušných srážek 1 350 mm, u odtoků 910 mm a u územního výparu 440 mm. Vodoteč odvodňující povodí je přítokem Anenského potoka v povodí Říčky. Průměrná roční teplota je 4,4 °C. Odvodnění bylo provedeno sporadickou sítí příkopů 60 – 70 cm

hlubokých na 3 ha ve středu povodí. Podrobný popis povodí UDL obsahují publikace Hydrogeologický průzkum na lokalitě Říčky v Orlických horách – U Dvou louček (Šeda 2003), Vliv obnovy hydrografické sítě devastované při imisních těžbách na odtokový proces (Černohous 2006), Příspěvek k hydrologické analýze povodí U Dvou louček v Orlických horách (Švihla, Černohous, Kulhavý, Šach 2005) a Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokového procesu na malém lesním povodí (Švihla, Černohous, Kulhavý, Šach 2007).

Pro analýzu povodňových vln byla zvolena metoda lineárních nádrží (Wesseling 1973, Ven Te Chow 1964, Kraijenhoff 1966, Švihla 1992) vycházející z rovnic pro jednotlivé složky odtoku.

Schéma odtoku z povodí UDL se ztotožňuje s modelem děleným, kdy celkový odtok z povodí se sestává z odtoků z  $n$  složek, které představují odtokové oblasti. Jde o schéma variabilních odtokových ploch, v našem případě vlna před odvodněním je tvořena odtokem pomalým a středně rychlým, vlna po odvodnění odtokem pomalým, středně rychlým a rychlým.

K analýze byly vybrány dvě povodňové vlny s periodicitou srážek  $N = 10$  let a perioditou kulminačního odtoku  $N = 1$  rok. Povodňová vlna před odvodněním vykazuje na poklesové části hydrogramu odtoku po semilogaritmické anamorfóze jeden lomový bod, vymežující dílčí plochy povodí charakterizující odtok pomalý a středně rychlý. Povodňová vlna po příkopovém odvodnění jedné desetiny povodí vykazuje na logaritmické anamorfóze poklesové větve hydrogramu odtoku dva lomové body, charakterizující meze odtoku pomalého, středně rychlého a rychlého.

Koeficienty  $\alpha$  modelu lineárních nádrží byly vypočteny z dat získaných separací odtoku celkového na odtoky dílčí – odtok pomalý, středně rychlý a zrychlený. Po logaritmické transformaci celkového odtoku se dílčí složky odtoku vymezují jako přímky ohraničené lomovými body.

Správnost výpočtu koeficientů  $\alpha$  z výtokové větve hydrogramů odtoku v semilogaritmickém tvaru po separaci odtoků

$$\alpha(i) = 2,30 \frac{\log q(i) - \log q(n)}{t(n) - t(1)}$$

$q(1)$ ,  $q(n)$  – odtok z lineární nádrže v době  $t(1)$ , resp.  $t(2)$ .

byla ověřena zohledněním všech hodnot  $q(t)$  stanovením koeficientu  $\alpha$  též metodou nejmenších čtverců. Pro separaci odtoků byly zvoleny lomové body na semilogaritmickém zobrazení hydrogramů odtoku ( $y = \log q$ ,  $x = t$ ). Velmi dobrá shoda modelových výpočtů a experimentálně naměřených dat je zřejmá z obr. 1 a 2.

Ke studiu odtokových poměrů v povodí U Dvou louček byla použita také hydrologická analýza vzestupné větve hydrogramu odtoku matematicko-fyzikálním modelem lineárních nádrží (Švihla, Černohous, Kulhavý, Šach 2007). Výsledky analýzy jsou v tab. 1, 2, 3, 4 a obr. 1 a 2. Z obr. 1 a 2 je na první pohled zřejmá shoda modelu odtoku s experimenty. Ta je tak těsná, že nevyžaduje žádnou optimalizaci parametrů  $\alpha(i)$ .

## Výsledky

O dynamice odtokového procesu vypovídají především koeficienty  $\alpha(i)$  v tab. 1. Z tab. 1 je patrné, že zatímco dynamika odtoku pomalého se podstatně nelišila, po odvodnění došlo k odtoku zrychlenému. Odtok středně rychlý byl před odvodněním poněkud prudší, což bylo dáno vysokým stupněm nasycení půdy podpovrchovou vodou před příchodem povodňové vlny ve srovnání s poměrně suchou půdou v povodí po odvodnění (Švihla a kol. 2005). Vlna před odvodněním vykazuje objemový součinitel odtoku 0,848, po odvodnění pouze 0,410. Přesto, že nasycenost povodí vodou, tj. dispozice povodí k odtoku zrychlenému byla daleko vyšší před odvodněním, kdy došlo v půdě před povodňovou vlnou

ke kapilárnímu nasycení podpovrchové vrstvy, při povodňové vlně k odtoku zrychlenému nedošlo. Odtok zrychlený při druhé vlně vyvolal zřejmě odvodňovací zásah. Do půdy stačilo u první vlny vsáknout 33 mm, u druhé vlny 34 mm, při úhrnech ovzdušných srážek 39 mm a 46 mm a prakticky stejné hodnotě intenzity infiltrace ovzdušných srážek do půdy. Kulminační průtok celkový první vlny byl 48,124 mm .d<sup>-1</sup>, t. j. 557 l.s<sup>-1</sup>. km<sup>-2</sup>, druhé vlny potom 36,144 mm .d<sup>-1</sup>, t. j. 418 l.s<sup>-1</sup>. km<sup>-2</sup>. Porovnání velikosti kulminačních odtoků dělených je v tab. 2.

Tab. 1: Vypočtené koeficienty odtoku  $\alpha(i)$ . Calculated outflow coefficients  $\alpha(i)$ .

Koeficienty $\alpha$	Povodňová vlna <sup>1</sup>		Odtok <sup>2</sup>
	před odvodněním <sup>1a</sup>	po odvodnění <sup>1b</sup>	
$\alpha(z)$	0,421	0,816	pomalý (základní) <sup>2a</sup>
$\alpha(pp)$	4,653	3,538	středně rychlý (podpovrchový) <sup>2b</sup>
$\alpha(p)$	-	10,054	zrychlený (povrchový) <sup>2c</sup>

Explanation note: 1 – outflow event; 1a – before drainage; 1b – after drainage; 2 – outflow; 2a – slow (basic) outflow; 2b – medium-fast (subsurface) outflow; 2c – accelerated (surface) outflow.

Tab. 2: Kulminace dílčích odtoků (l . s<sup>-1</sup> . km<sup>-2</sup>). Culmination of component outflows.

Odtok (outflow)	Povodňová vlna (outflow event)	
	před odvodněním (before drainage)	po odvodnění (after drainage)
Pomalý (slow)	186	89
středně rychlý (medium)	419	235
Zrychlený (accelerated)	-	151

Tab. 3: Objem odtokových složek v hydrogramu porovnávaných povodňových vln. Component outflow volume in flooding-event hydrographs.

Odtok <sup>1</sup>	vlna před odvodněním <sup>2</sup>		vlna po odvodnění <sup>3</sup>	
	objem mm <sup>2a</sup>	% objemu <sup>2b</sup>	objem mm <sup>3a</sup>	% objemu <sup>3b</sup>
Pomalý <sup>1a</sup>	20,3	61,3	8,1	42,4
středně rychlý <sup>1b</sup>	12,8	38,7	8,3	43,5
zrychlený <sup>1c</sup>	-	-	2,7	14,1
Celkem (total)	33,1	100,0	19,1	100,0

Poznámka: Po odvodnění bylo statickou retencí (retencí kapilárních vod) v půdě zadrženo 17,9 mm ovzdušných srážek, před odvodněním pak 0 (17.9 mm of precipitation was retained in soil (capillary water retention) after drainage, whereas before drainage the retention was none).

Explanatory note: 1 – outflow; 1a – slow; 1b – medium; 1c – accelerated; 2 – outflow event before drainage; 2a – volume; 2b – percent; 3 outflow event after drainage; 3a – volume; 3b – percent.

Větší dynamika při prakticky nasyceném povodí kapilární vodou byla zjištěna u vlny před odvodněním. Z tab. 1, 2 a 3 je jasně patrná vysoká dynamika srážko-odtokového procesu v povodí UDL. Kulminační průtok středně rychlý 4,19 l.s<sup>-1</sup>.ha<sup>-2</sup> je velmi vysoký. Při ztotožnění odtoku pomalého s odtokem základním, středně rychlého s odtokem podpovrchovým a zrychleného s odtokem otevřenými příkopy je zřejmé, že lesní půdy v povodí UDL jsou vysoce propustné. Ve vlně po odvodnění je průměrný objem odtoku z plochy povodí 1,9 mm; objem odtoku zrychleného z odvodněné plochy je 2,7 mm, t. j. je 1,4 × větší než průměrný.

Výsledky provedené analýzy vzestupné větve hydrogramu odtoku byly prakticky použity k výpočtu hydrologické bilance vybraných povodňových vln (tab. 4). Před odvodněním střední části povodí na

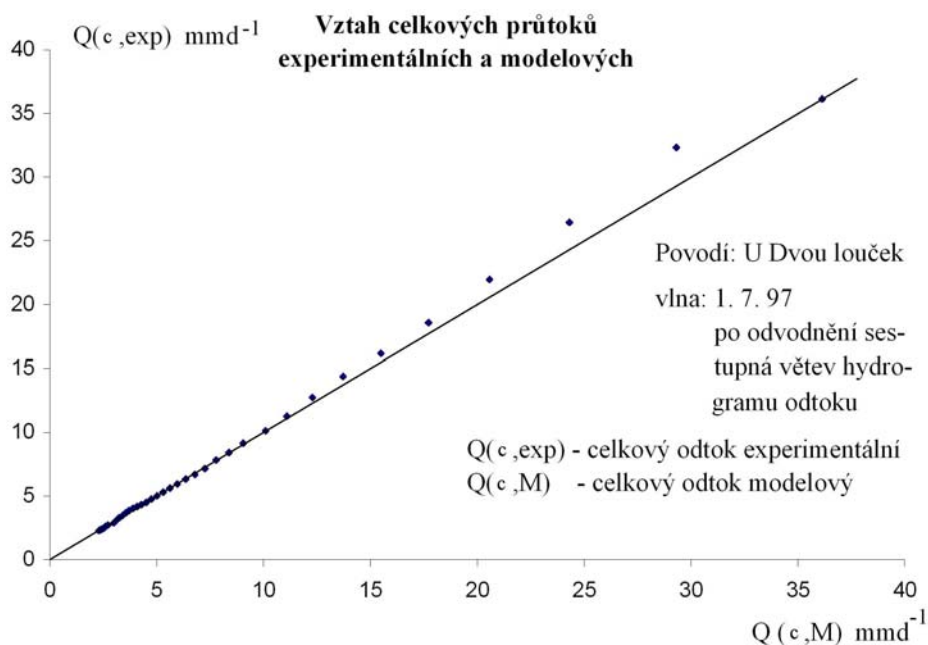
ploše 3 ha otevřenými příkopy povodňovou vlnu tvořily jen odtok pomalý a středně rychlý (z, pp). Retence vody v povodí v době kulminace povodňové vlny byla 65 % spadlých ovzdušných srážek, což svědčí o jejich vysoké transformaci retencí v povodí a tím i o velmi efektivním snížení kulminace velké vody a prodloužení povodňového průtoku. Použije-li se zjednodušená schematizace hydrogramů odtoku, pak při 52 % plnění dynamického retenčního prostoru povodí je skutečná kulminace velké vody asi jednou třetinou potenciální kulminace velké vody bez účinku retence v povodí.

Tab. 4: Hydrologická bilance vybraných povodňových vln povodí UDL. Hydrological balance of chosen flood events in UDL catchment.

Parametr	Povodňová vlna (Flood event)			
	Před odvodněním (before drainage) 13. 5. – 16. 5. 1996		Po odvodnění (after drainage) 1. 7. 1997	
	objem (volume) mm	pozn.	objem (volume) mm	pozn.
HS	39,0		46,5	
Ú(v)	5,9	E(t) + J(t)	9,5	E(t) + J(t)
D(a)	33,1		37,0	
Q(p)	–		2,7	$\sum_{t=K}^{t=1} Q(p) = 2$
Q(pp)	12,8		8,3	
Q(z)	20,3		8,1	
$\Sigma Q$	33,1		19,1	
$\sum_{t=t(k)}^{t=1} Q$	7,6		7,5	
R(d)	25,5	33,1 – 7,6	11,6	19,1 – 7,5
R(st)	0,0	D(a) – $\Sigma Q$	17,9	D(a) – $\Sigma Q$
R(c)	25,5	zadrženo v době kulminace v. v. v povodí	29,5	zadrženo v době kulminace v. v. v povodí
Z	5,9	Ú(v) + R(st)	27,4	Ú(v) + R(st)
R(pp)	25,5	25,5 – 0 = R(d)	10,9	11,6 – 0,7 $\sum_{t(n)}^{t(k)} Q(p) = 0,7$
R(p)	25,5	R(st) + R(pp)	28,8	R(st) + R(pp)
JNF	33,1	Q(pp) + Q(z)	34,3	Q(pp) + Q(z) + R(st)

Poznámky (Explanatory notes): HS – ovzdušné srážky (rainfall precipitation), Ú(v) – zemní výpar (total vaporization), E(t) – evapotranspirace (evapotranspiration), J(t) – intercepce (interception), D(a) – retenčně zadržené vody v povodí v době kulminace (water storage by retention in the catchment at flow culmination), Q(p) – odtok povrchový – rychlý (overland flow – quick flow), Q(pp) – odtok podpovrchový – středně rychlý (subsurface flow – medium flow), Q(z) – odtok základní – pomalý (base flow – slow flow), R(d) – retence dynamická (dynamic retention), R(st) – retence statická (static retention), R(c) – retence celková (total retention), v. v. – velká voda (flood, storm flow), Z – voda mimo odtokový proces (water excluded from the outflow process), R(p) – retence celková v době kulminace (total retention at flow culmination), R(pp) – retence podpovrchové vody (retention of subsurface water), JNF – voda infiltrovaná do půdy celkem (total water infiltration into soil).

Při ztotožnění rychlého odtoku převážně s odtokem povrchovým a dynamické retence s odtokem podzemním se dynamická retenční kapacita lesních půd povodí UDL naplnila z 52 % při nulové retenci statické. Pak D(a) je totožné s infiltrací ovzdušných srážek do půdy. Do půdy infiltrovalo 85 % vzdušných srážek, které gravitačními póry v půdě odteklo. Maximální podzemní odtok celkový byl  $5,57 \text{ l. s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ , což odpovídá velmi dobře propustné a gravitačními póry vysoce drénované lesní půdě.



Obr. 1: Vztah celkových experimentálních a modelových průtoků po odvodnění. Relation between total measured outflow and total calculated one in the U Dvou louček catchment during the event in 1.7. 1997 after drainage (falling limb of stormflow hydrograph);  $Q(c,exp)$  – total measured outflow;  $Q(c, M)$  – calculated outflow.

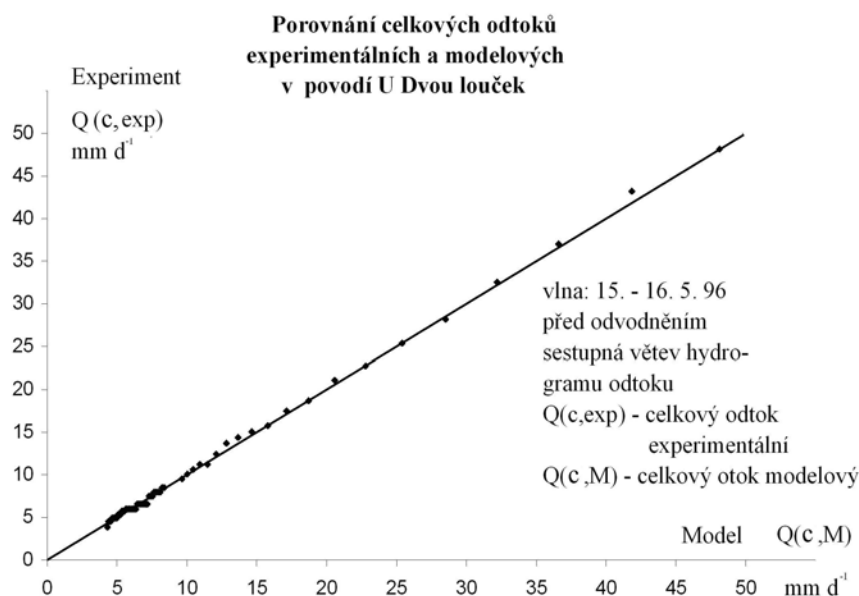
Po odvodnění se ve vybrané povodňové vlně objevil navíc ve srovnání se stavem před odvodněním odtok zrychlený, vyvolaný přibližně sítí odvodňovacích příkopů. Před příchodem vlny byla lesní půda povodí nasycena jen z části. Retence statická se zvýšila o 20 % retenční kapacity statické, retence dynamická o 24 % retenční kapacity dynamické, retence celková o 19 % retenční kapacity celkové. Disponibilní voda z 52 % odtekla, ze 48 % obohatila zásobu půdních vod. Ze spadlých ovzdušných srážek odteklo 41 %, 20 % se vrátilo do ovzduší územním výparem a 39 % bylo půdou trvale zadrženo.

V době kulminace velké vody bylo v povodí zadrženo 63 % ovzdušných srážek (u první vlny 65 %), což jen potvrzuje vysokou regulaci ovzdušných srážek povodím UDL. Při zjednodušení geometrické schematizace hydrogramů odtoku velkých vod a při využití 22 % celkového retenčního prostoru povodí je skutečná kulminace přibližně 36 % (u první vlny 33 %) potenciální kulminace velkých vod bez účinku retence v povodí.

Celkový odtok z povodí se sestával ze 14 % z odtoku zrychleného (přibližně povrchového), ze 44 % z odtoku středně rychlého (převážně podpovrchového) a ze 42 % z odtoku pomalého (převážně základního). Za těchto předpokladů infiltrovalo do půdy 74 % ovzdušných srážek (u první vlny 84 %) a gravitačními póry z půdy odteklo 35 % ovzdušných srážek a 39 % jich bylo půdou zadrženo. Maximální odtok gravitačními póry v půdě byl  $2,66 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$  (48 % kulminačního podzemního odtoku první vlny), což stejně jako u první vlny svědčí o vysoké drenážní schopnosti gravitačních pórů půd povodí UDL. Nižší kulminační průtok podzemní vody ve druhé vlně je způsoben nižším % nasycené lesní půdy povodí vodou.



Kulminační průtok povrchové vody  $1,51 \text{ l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$  je přibližně ukazatelem účinnosti příkopového odvodnění. Protože jde o drenážní systém sporadický, průtok  $1,51 \text{ l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$  je rovněž velmi vysoký a potvrzuje účinnost drenáže otevřenými příkopy i vysokou drenážní schopnost odvodněných půd. Prudký vzestup rychle reagujícího odtoku nastal po 4 hodinách od nástupu povodňové vlny a byl provázen poklesem odtoku středně rychlého (podpovrchového). To signalizuje markantní nástup průsaku do sítě otevřených příkopů odvodnění po 4 hodinách od počátku infiltrace, potvrzený prudkým vzestupem celkového odtoku při jasném poklesu srážek.



Obr. 2: Porovnání celkových odtoků experimentálních a modelových před odvodněním. Relation between total measured outflow and total calculated one in the U Dvou louček catchment during the event in 15. – 16. 5. 1996 before drainage (falling limb of stormflow hydrograph);  $Q(c,exp)$  – total measured outflow;  $Q(c, M)$  – calculated outflow.

### Diskuse a závěry

- a) Poměr mezi složkami odtoků se mění nejen dle velikosti průtoků v jednotlivých vlnách, ale i v různých vlnách. Není tedy konstantní, jak někdy předpokládá literatura (Wesseling 1973). Je to dokladem velké proměnlivosti vstupních podmínek odtoků jednotlivých povodňových vln. Velikost prostorů dílčích složek odtoků se liší především dle nasycenosti okrsků půd povodí vodou, jak jasně dokládá teorie dílčích odtokových ploch. Tato teorie také plně odpovídá modelu lineárních nádrží.
- b) Provedený rozbor jednoznačně dokládá vysokou dynamiku srážko-odtokového procesu v povodí UDL. Hodnoty koeficientu  $\alpha$  pro středně rychlé i zrychlené odtoky jsou vysoké a vypovídají tak o velké proměnlivosti odtoků povodňových vln. Rovněž tak středně rychlý odtok  $4,19 \text{ l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$  je pro půdní poměry nezvykle velký a dokazuje vysokou transportní kapacitu pro vodu gravitačních pórů v půdě. Tento závěr analýzy odpovídá literárně známým výsledkům (Čislerová, Šanda, Vogel 2000).
- c) Zrychlený odtok je zřejmě důsledkem odvodnění části povodí UDL sítě otevřených příkopů. Studovaná vlna před odvodněním vykazovala všechny znaky vysoké nasycenosti půd povodí vodou. K odtoku zrychlenému však nedošlo, nebyly pro něj vytvořeny podmínky. Naopak stupeň nasycení půd povodí před příchodem vlny po odvodnění byl nízký a předpoklady k odtoku zrychlenému by bez příkopového odvodnění (uvážíme-li podmínky prvé vlny) nebyly vůbec.

Velikost zrychleného odtoku  $1,5 \text{ l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$  velice přesně sporadické odvodňovací síti otevřených příkopů odpovídá.

- d) Předkládaný příspěvek není vyčerpávající výpovědí o povodňových vlnách v povodí UDL. Je však vhodnou metodikou pro rozборы odtokového procesu velkých vod a pro porozumění jeho charakteru. Následovat nyní musí vytvoření programu pro podobné rozборы, který umožní zpracování většího množství povodňových vln metodou lineárních nádrží.
- e) Po zalesnění 70-ti % imisní holiny smrkem před 17-ti lety nedošlo ve sledovaném lesním povodí U Dvou louček k žádné destrukci hydrické funkce lesa. Její kladný vliv na tlumení velkých vod zůstal zachován.

## Summary

The small forested catchment U Dvou louček (UDL) represents experiment of an air-polluted forest restoration situated within a clear cut. When the mature spruce stands had been logged over, the core area of catchment waterlogged via high ground water table. In order to manage outflow, drainage ditches were made within the core area of catchment. The results prove that:

- a) three-linear-reservoirs method (TLN) is a proper mathematically-physical model fitting measured flows; furthermore results characterize a precipitation-outflow process within the UDL catchment.
- b) even twenty-year-lasting period after forest stand destruction have not influenced the soil negatively; high dynamics of water component is obvious,
- c) the drained one tenth of catchment area contributed to accelerated outflow,
- d) the forest stand covers approximately 70% of the catchment area, however a high retention of water has been already proved. One-year-periodicity floods were caused by ten-year-periodicity precipitation. The precipitation induced slow and medium-fast outflows in 100% before and in 86% after drainage.
- e) during flood culmination roughly 63% of precipitation was retained (during event before drainage was retained 65% of precipitation); ability to retain precipitation water confirms high rate of outflow regulation within the UDL catchment. 22%-filling of catchment retention capacity leads to transformation of culmination events; culmination after drainage was 36% and before drainage 33% of potential culmination without retention.
- f) the outflow consists of accelerated (surface) outflow (14%), medium-fast (subsurface) outflow (44%), and slow (basic) outflow (42%) after drainage. 74% of precipitation infiltrated into soil after drainage and 84% before drainage. 35% of precipitation drained away through soil gravity pores and 39% of precipitation was retained in soil.
- g) static retention increased by 20% of static retention capacity, dynamic retention increased by 24% of dynamic retention capacity and total retention increased by 19% of total retention capacity.

## Poděkování

Výsledky prezentované v příspěvku vznikly v rámci výzkumného záměru MZe ČR č. 0002070201: Stabilizace funkcí lesa v biotopech narušených antropogenní činností v měnících se podmínkách prostředí s finančním přispěním NAZV, projektu 1 G 570 16 Srážkoodtokové poměry horských lesů a jejich možnosti při zmírňování extrémních situací – povodní a sucha.

## Literatura

- Císlarová, M., Šanda, M., Vogel, T., 2000: Tvorba odtoku ze svahu v transektu Tomšovka. In: Hydrologické dny 2000. Nové podněty a vize pro příští století. 2. díl. Praha: Český hydrometeorologický ústav, s. 265 – 272.
- Černohous, V., 2006: Vliv obnovy hydrografické sítě devastované při imisních těžbách na odtokový proces. Doktorská disertační práce. Praha: ČZU, Fakulta lesnická a environmentální, 102 s., 14 příloh.
- Chow, W. T., 1964: Handbook of applied hydrology. New York: Mc Graw-Hill, 584 p.

- Kraijenhoff, van De Leur, Schulze, F. E., O'Donnell, F., 1966: Recent trends in hydrograph synthesis. Proc. of Technical meeting 21. The Hague: Comm. for hydrological research T. N. O. 13, 103 p.
- Šeda, S., 2003: Hydrogeologický průzkum na lokalitě Říčky v Orlických horách – U Dvou louček. Závěrečná zpráva. Ústí nad Orlicí: Orlická hydrogeologická společnost, 12 s., 19 příl.
- Švihla, V., 1992: Výzkumný objekt Ovesná Lhota. Monografie. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 154 s.
- Švihla, V., Černohous, V., Kulhavý, Z., Šach, F., 2005: Příspěvek k hydrologické analýze povodí U Dvou louček v Orlických horách. In: Soil and Water. Scientific Studies. 4/2005. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, s. 95 – 105.
- Švihla, V., Černohous, V., Kulhavý, Z., Šach, F., 2007: Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokového procesu na malém lesním povodí. I. Hydrologická analýza sestupné větve hydrogramu odtoku matematicko-fyzikálním modelem lineárních nádrží pro povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách. Zprávy lesnického výzkumu, 52, 2007, č. 4, s. 374 – 381.
- Švihla, V., Černohous, V., Kulhavý, Z., Šach, F., 2007: Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokového procesu na malém lesním povodí. II. Hydrologická analýza vzestupné větve hydrogramu odtoku matematicko-fyzikálním modelem lineárních nádrží pro povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách. Zprávy lesnického výzkumu, 52, 2007, č. 4, s. 382 – 389.
- Wesseling, J., 1973: Subsurface flow into drains. Theories of field drainage and watershed runoff. Publ. No. 16. Vol. 11. Wageningen: ILRI 1973.

# Runoff formation in Senotín: a revitalised sub-mountain headwater area

Miroslav Tesař<sup>1</sup>, Oldřich Syrovátka<sup>2</sup>, Miloslav Šír<sup>1</sup>, Ľubomír Lichner<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Hydrodynamics of the ASCR, v.v.i., Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6, Czech Republic

<sup>2</sup> Faculty of Management in Jindřichův Hradec of the University of Economics in Prague,  
Jarošovská 1117/II, 377 01 Jindřichův Hradec, Czech Republic

<sup>3</sup> Institute of Hydrology SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovakia

## Abstract

The purpose of the Senotín pilot project (1993–2000) was to determine methods of revitalisation of a sub-mountain headwater area (0.38 km<sup>2</sup>) in the Novobystřická Vysočina Highlands (610–725 m a. s. l.) in the Czech Republic. This area was drained, ploughed and damaged by unsuitable agricultural practices in 1985. Seven underground clay shields that were constructed in 1995 stopped pipe drainage, and four balks prevented surface and subsurface runoff. These adaptations improved the water retention capacity of the whole catchment, as demonstrated by the formation of runoff in the revitalised area. A typical rainstorm (amount 15 mm, duration 5.6 hours, max. intensity 1.8 mm/20 minutes) and consequent runoff was analysed, along with the role of soil in runoff retardation and water retention. The time course of the contributing area was also quantified. The contributing area was formed in the surface soil layer with a thickness of about 40 cm. Runoff retardation lasted two hours after the rain began. Retention reached 98% of the total rainfall. Runoff lasted for 85 hours. The convex shape of the falling hydrograph limb indicated that the maximum retention capacity of the studied catchment is high.

**Key words:** headwater area, landscape revitalisation, runoff formation.

## Introduction

Extensive farming in the Czech Republic in 1950–1990 was accompanied by the construction of large-scale drainage systems across the whole country. A substantial area (1081836 ha, i.e. 25.4%) of arable land was drained by systematic pipe drainage and 72.2% of arable land was ploughed. The network of watercourses was reduced by 30% during the 20th century. A large proportion of the remaining watercourses (36527 km, i.e. 40.2%) was canalised. The most serious damage was caused by the large-scale draining of headwater regions in the highlands and mountains. The Czech headwater areas (above 500 m a. s. l.) are formed mainly of acid crystalline rocks covered by acid brown soils, which give rise to a rapid turnover and a short residence time of groundwater. The typical water retention capacity of the soil cover is 60–90 mm, the runoff coefficient is about 0.3 and average annual runoff is about 100–400 mm (Doležal et al. 2004).

An unfavourable consequence of systematic pipe drainage of a traditional agricultural landscape is a reduction of the water retention capacity, leading to excess water discharge, drying of vast areas, extreme oscillations in the groundwater table and elution of nutrients and pesticides. Drainage and unsuitable agricultural practices have significantly damaged physical, chemical and biological soil properties (Austad 2000; Doležal et al. 2004), while a significant reduction of the closed water cycle for the benefit of the open cycle has been recorded (Ripl 1995). Furthermore, drainage and ploughing negatively affect the heat flow in the landscape (Pokorný 2001).

Economic, social and cultural waste caused by extreme weather events (floods, extremely dry and warm periods, whirlwinds etc.) has prompted the implementation of principles of sustainable development (Agenda 21 1992; Syrovátka 1996; Antrop 2006) in landscape management in the Czech Republic. The basis of this is a systematic revitalisation of the landscape in the headwater areas (Syrovátka et al. 1994). At the centre of landscape revitalisation is: (1) retardation of the drainage runoff from some drained areas (Syrovátka et al. 1994), (2) renaturalisation of streams (Luderitz et al. 2004),

and (3) formation of biocentres and biocorridores (Kubeš 1996), with a holistic approach to landscape revitalisation being preferred (Syravátka 1995a, Naveh 2000).

Given insufficient experience in this field, the Senotín pilot project was established by the Ministry of Environment of the Czech Republic in 1994 (Syravátka et al. 1994; Meruňka 1995). Its purpose was to create a methodological basis for revitalisation of submontane headwater areas that had been drained, ploughed and damaged by unsuitable agricultural practices. The history and results of the Senotín project are described in various research reports (Syravátka et al. 1995, 1997, 1998, 1999). They also illustrate a significant increase in biodiversity in the revitalised landscape.

It should be noted that catastrophic rainfall of approx. 240 mm in the period 6.–15.8.2002 did not cause any extreme runoff in the revitalised Senotín catchment, while a great part of Bohemia (including the Novobystřická Vysočina Highlands) was affected by floods (Bouček et al. 2003; Brázdil et al. 2006).

The aim of this study was to demonstrate the runoff formation in the revitalised spring area of the Senotín catchment. A typical rainstorm and consequent runoff was analysed, along with the role of soil water movement. The time course of contributing areas was quantified and the flow paths were identified.

### Experimental area and methods

The Senotín catchment is located in the Novobystřická Vysočina Highlands. It lies about 1 km from the village of Senotín in the district of Jindřichův Hradec. This catchment lies in an area of crystalline rocks. The climatic conditions correspond to the characteristics of the mild-cold humid climatic zone (Table 1). The catchment has the form of a shallow valley with gentle slopes. Its cross section has a typical U-shape.

Table 1: Characteristics of the Senotín experimental catchment.

Maximum elevation	725 m a.s.l.
Minimum elevation	610 m a.s.l.
Drainage area	0.38 km <sup>2</sup>
Average slope	0.066
Brook length	200 m
Vegetation cover and land-use	Forest (spruce) 26%, submontane meadows 74%
Soil type	Cambisol
Bedrock	Granite
Mean annual of air temperature	6°C
Mean air temperature in January	−4°C
Mean air temperature in July	16°C
Mean annual precipitation	700 mm
Mean number of days with snow cover	80

Slopes are covered by acid brown soils (Cambisol) with a thin humic A-horizon (0–40 cm). The subsoil B-horizon (40–70 cm) on the slopes has a very low hydraulic conductivity. The deeper C-horizon (70–100 cm) can be found close to the brook only. It is formed by fluvial or fluviodeluvial sediments.

The spring area (9 ha), which has the form of shallow valley, lies in the bottom part of the catchment. This area was drained by systematic pipe drainage and ploughed in 1985. In 1995 the spring area was revitalised as recommended in the research report (Syravátka et al. 1994). The surface-, subsurface- and drainage runoff was disabled (717 m of underground clay shields stopped the pipe drainage, 657 m of barks were constructed, 200 m of drainage ditches were destroyed). The Potočná brook was renaturalised (6 pools were constructed in the brook along with a small pond, and 126 m of the brook was

reconstructed). The balks were planted with trees and shrubs, forming biocorridors connected to the shrubs bordering the Potočná brook. The pond in the Potočná brook formed a biocentrum. Seven underground clay shields were located along the contour lines, with a breadth of 30 cm and a depth of 100 cm. Four balks were constructed above the underground clay shields, with a height of 50 cm.

A monitoring station measuring precipitation and tensiometric pressures in the soil profile covering fluvial deposits was situated in the middle of the revitalised area approximately 20 m from the Potočná brook and 5 m below a balk. Precipitation intensity and tensiometric pressures were recorded at 20-minute intervals. Tensiometric pressures were measured at the depths of 30 and 90 cm using water tensiometers (Tesař et al. 2001). In the closing profile of the catchment the discharge was measured with the help of an ultrasonic device and was recorded at 20-minute intervals.

The time course of the contributing area (Beven, Kirkby 1979) during the discharge wave was estimated as a ratio of cumulative discharge and cumulative precipitation. Providing that the contributing area has the form of a belt around the stream, then the width of the contributing belt can be derived as a ratio of the contributing area and the length of the brook.

Table 2: Analysis of discharge wave in the Senotín catchment.

Beginning of precipitation	21.5. 02:00
End of precipitation	21.5. 07:40
Beginning of runoff	21.5. 04:00
Precipitation amount (mm)	15
Duration of precipitation (hours)	5.6
Duration of discharge wave (hours)	85
Precipitation volume (m <sup>3</sup> )	5700
Runoff volume (m <sup>3</sup> )	106
Runoff depth (mm)	0.28
Runoff coefficient (-)	0.02
Total retention (m <sup>3</sup> )	5594
Retention as a percentage of rain volume (%)	98
Rising hydrograph limb	
Duration (hours)	8
Volume (m <sup>3</sup> )	8
Contributing area (ha)	0.06
Width of contributing belt (m)	3.0
Falling hydrograph limb	
Duration (hours)	77
Volume (m <sup>3</sup> )	98
Contributing area (ha)	0.7
Width of contributing belt (m)	35

## Results

*Causal rain:* On 21.5. 1999, 15 mm of rain fell over 5.6 hours and its maximum intensity was 1.8 mm/20 minutes. The shape of the causal rain corresponds to a typical rainstorm (Fig. 1).

*Tensiometric pressure:* The soil was sufficiently humid throughout the study, so plant transpiration was not restricted by water shortage. Infiltrating water filled the A-horizon soil layer during the rainstorm, as demonstrated by the tensiometric pressure at a depth of 30 cm (Fig. 2). The maximum tensiometric pressure -21 kPa (i.e. the maximum moisture) at a depth of 30 cm was reached 4.5 hours after the end of rainstorm (ER in Fig. 2). The filling of the top horizon lasted for 10 hours. The time course of tensiometric pressure in the C-horizon shows that the infiltrating water percolated very slowly down to a depth of 90 cm (Fig. 2). The maximum tensiometric pressure (-33 kPa) at a depth of

90 cm was reached 30.0 hours after the end of the rainstorm. This pressure was very close to the value of  $-40$  kPa before the rainstorm.

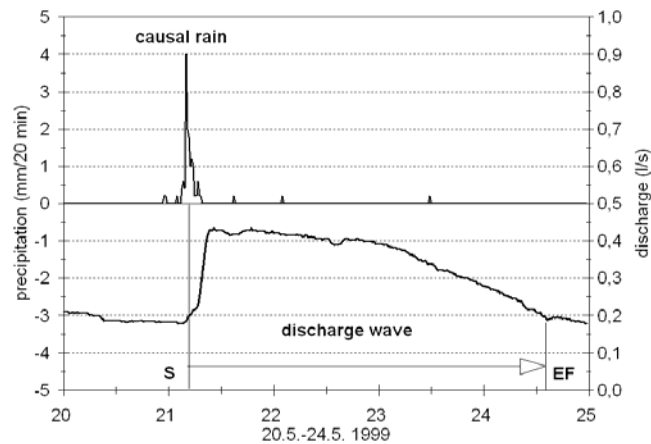


Fig. 1: Causal rain and discharge in the Senotín catchment in the period 20.5.–24.5. 1999. S – beginning of the discharge wave, EF – end of the discharge wave.

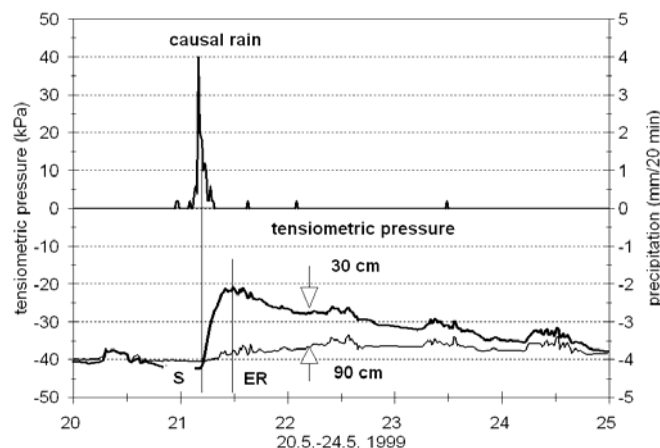


Fig. 2: Causal rain and tensiometric pressure at the depths of 30, 60 and 90 cm in the Senotín catchment in the period 20.5.–24.5. 1999. S – beginning (start) of the rising hydrograph limb, ER – end of the rising hydrograph limb.

*Runoff retardation:* Runoff began 2 hours after the beginning of the causal rain.

*Hydrograph:* Basic runoff before and after the rain was 0.2 l/s. The causal rain caused a discharge wave with a maximum discharge of 0.42 l/s. The discharge wave lasted for 85 hours, with a volume of  $106 \text{ m}^3$ . The rising hydrograph limb grew very quickly and had a very short duration of 8 hours. The volume of water percolating into the brook and generating the rising hydrograph limb was  $8 \text{ m}^3$ , which is 7.5 % of the total volume of the discharge wave. The falling hydrograph limb had a convex shape with a duration of 77 hours and volume of  $98 \text{ m}^3$ , which is 92.5 % of the total volume of the discharge wave. Particularly in the rising hydrograph limb, the shape of the hydrograph is very similar to the time course of the tensiometric pressure at a depth of 30 cm in the soil cover (Fig. 3).

*Water retention:* The discharge wave volume ( $106 \text{ m}^3$ ) compared to the rainwater volume ( $5700 \text{ m}^3$ ) corresponds to very small runoff depth of 0.3 mm and a runoff coefficient of 0.02. Total retention of rainwater is  $5594 \text{ m}^3$ , which means that 98 % of the rainwater was retained in the catchment and only 2 % of the rainwater was lost by runoff.

*Contributing area:* At the moment of the maximum discharge (marked as ER in Figs. 3 and 4), the contributing area was approximately 0.06 ha (AER in Fig. 4) and the width of the contributing belt was about 3.0 m (Table 2). At the end of discharge wave, the contributing area was approximately 0.7 ha (AEF in Fig. 4) and the width of the contributing belt about 35 m (Table 2).

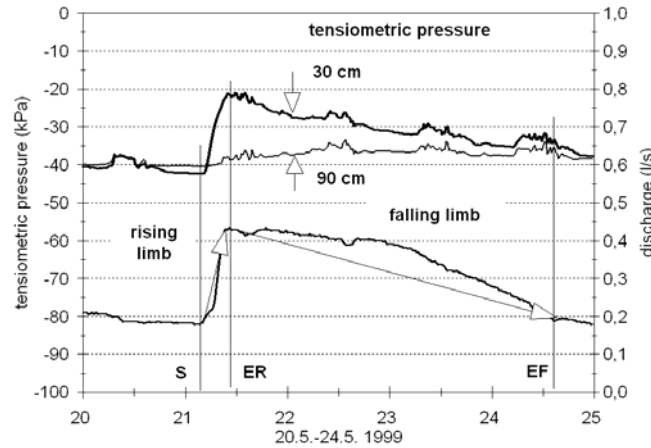


Fig. 3: Discharge and tensiometric pressure at the depths of 30, 60 and 90 cm in the Senotín catchment in the period 20.5.–24.5. 1999. S – beginning (start) of the rising hydrograph limb, ER – end of the rising hydrograph limb and beginning of the falling hydrograph limb, EF – end of the falling hydrograph limb.

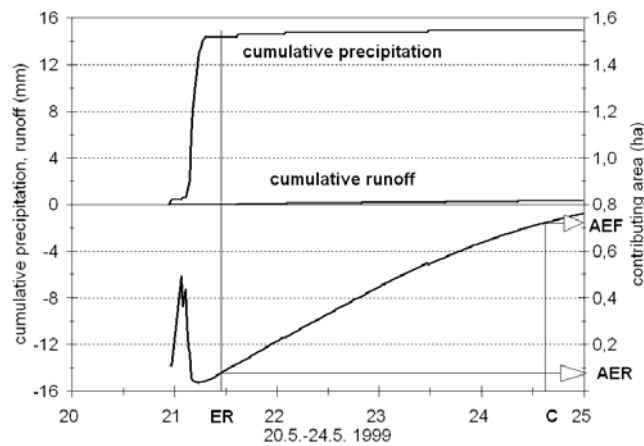


Fig. 4: Contributing area and cumulative precipitation and runoff in the Senotín catchment in the period 20.5.–24.5.1999. ER – end of the rising hydrograph limb, EF – end of the falling hydrograph limb, AER – contributing area at the end of the rising hydrograph limb, AEF – contributing area at the end of the falling hydrograph limb.

## Discussion

The variable contributing area hypothesis (Beven, Kirkby 1979) states: “Rapid delivery of water into the stream during the stormflow is attributed to a shrinking and expanding of the saturated area that can occur anywhere in the catchment where the infiltrated water cannot be transferred through the soil. Nevertheless, the majority of saturated areas occur near streams” (Kostka, Holko 1997). The source of water delivered into the stream is the subsurface flow in the soil layer near the catchment surface. The conception “saturated area” does not mean that the soil is completely filled with water. Rather it means that water is not sufficiently held in soil pores against gravity and therefore flows through the



soil. In the case reported here, the tensiometric pressure in the A-horizon was sufficiently high (–22 to –42 kPa) that the surface soil layer created the “saturated” contributing area.

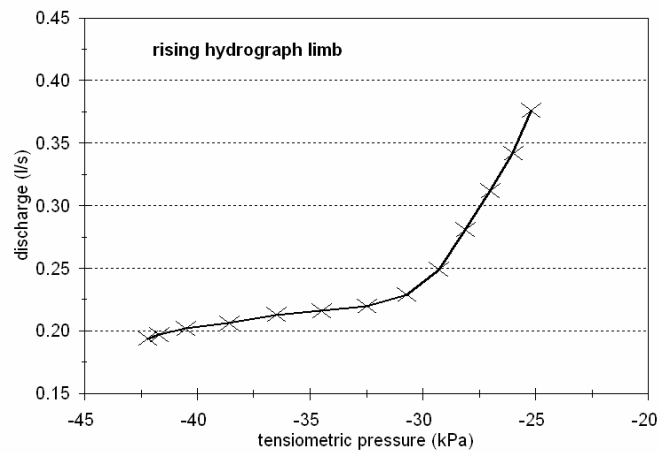


Fig. 5: The empirical relationship between the tensiometric pressure at a depth of 30 cm and discharge during the rising hydrograph limb in the Senotín catchment.

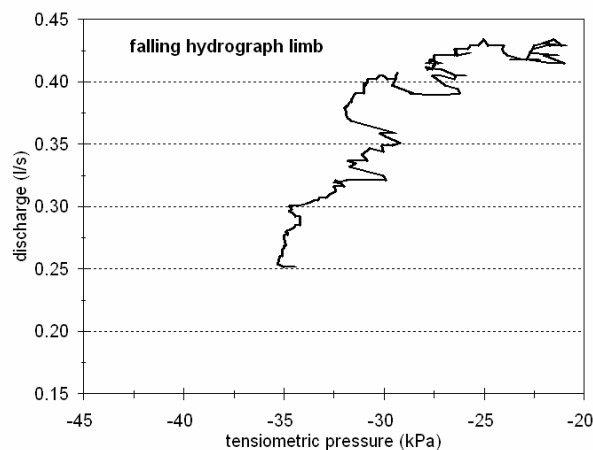


Fig. 6: The empirical relationship between the tensiometric pressure at a depth of 30 cm and discharge during the falling hydrograph limb in the Senotín catchment.

The empirical relationship between the tensiometric pressure at 30 cm depth and discharge during the rising hydrograph limb is depicted in Fig. 5. The relationship seems to be a function. Fig. 6 shows this relationship during the falling hydrograph limb. It looks rather chaotic but the chaotic behaviour is an artefact caused by plant transpiration. At midday everyday, transpiration affects the tensiometric pressure substantially but discharge is influenced negligibly (Fig. 3). In addition, the short rising hydrograph limb appeared during the night and early in the morning, while the much longer falling hydrograph lasted more than three days, including peaks in the demand for water for transpiration. The similarity of the time course of tensiometric pressure at 30 cm depth and the falling hydrograph limb support the hypothesis that the contributing area was formed in the surface soil layer. A similar functional dependence between the tensiometric pressure and discharge was found in the natural conditions corresponding to the Senotín catchment (Šanda, Císlarová 2000).

The hydrodynamic mechanism causing runoff retardation is broadly discussed in Tromp-van Meerveld and McDonnell (2006a, b). The physics of soil water retention and movement is the subject of con-

temporary scientific discussions. It seems that new approaches to the transport in porous media should be applied in order to describe the role of soil water movement in runoff formation.

We suppose that the shape of the falling hydrograph limb indicates the retention capacity of a catchment. The small value of the maximum retention capacity is manifested by the concave shape, the large one by the convex shape.

## Conclusions

Based on the above analysis the runoff in the Senotín catchment was formed as follows:

- (1) The 15 mm of causal rainfall lasted for 5 hours. Its maximum intensity was 1.8 mm/20 minutes.
- (2) The rising hydrograph limb: Runoff retardation lasted 2 hours after the beginning of the causal rain. The contributing belt had a maximum breadth of 3.0 m. Rainwater infiltration caused an increase in the tensiometric pressure from  $-42$  kPa to  $-22$  kPa at a depth of 30 cm. The duration of the rising hydrograph limb was 8 hours.
- (3) The falling hydrograph limb: The contributing belt increased its breadth from an initial value of 3.0 m to the final value of 35 m. The unsaturated flow in the 30–40 cm thick soil layer covering the catchment slopes drained the soil water into the brook. This flow caused a gradual decrease in the tensiometric pressure at a depth of 30 cm and it stopped when the tensiometric pressure decreased under  $-35$  kPa. The duration of the falling hydrograph limb was 77 hours.

The convex shape of the falling hydrograph limb indicates that the maximum retention capacity of the revitalised catchment is high. Underground clay shields stopped pipe drainage and the balks effectively prevented the surface runoff and significantly increased the water retention capacity of the whole catchment area.

## Acknowledgements

Supported by the Ministry of the Environment of the Czech Republic, Grant Agency of the Czech Republic (projects 204/93/2524, 526/98/0805) and Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic (project A3060701) in 1993–2000, and by the Academy of Sciences of the Czech Republic (AV0Z20600510) since 2001.

## References

- Agenda 21 (1992): Report of the United Nations Conference on Environment and Development – Annex II. Rio de Janeiro, 479 pp.
- Antrop M. (2006): Sustainable landscapes: contradiction, fiction or utopia? *Landscape and Urban Planning*, 75: 187–197.
- Austad I. (2000): The future of traditional agriculture landscapes: retaining desirable qualities. In: Klijn J., Vos, W. (Eds.) *From Landscape Ecology to Landscape Science*. Kluwer Academic Publishers, WLO, Wageningen, pp. 43–56.
- Beven K.J., Kirkby M.J. (1979): A physically based variable contributing area of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43–69.
- Bouček J. et al. (2003): Evaluation of catastrophic flood in August 2002. Research report. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka. Praha. (in Czech).
- Brázdil R., Dobrovolný P., Kakos V., Kotyza O. (2006): Historical and recent floods in the Czech Republic: causes, seasonality, trends, impacts. *NATO Science Series*. Vol. 67. Springer, Dordrecht, pp. 247–259.
- Doležal F., Kvítek T., Soukup M., Kulhavý Z., Tipl M. (2004): Czech highlands and peneplains and their hydrological role, with special regards to the Bohemo-Moravian Highland. *IHP/HWRP-Berichte*. Vol. 2. Koblenz, pp. 41–56.

- Kostka Z., Holko L. (1997): Soil moisture and runoff generation in a small mountain basin. Publication of the Slovak Committee for Hydrology, Bratislava, 91 pp.
- Kubeš J. (1996): Biocentres and corridors in a cultural landscape. A critical assessment of the territorial system of ecological stability. *Landscape and Urban Planning*, 35: 231–240.
- Luderitz V., Jupner R., Muller S., Feld Ch.K. (2004): Renaturalization of streams and rivers – the special importance of integrated ecological methods in measurement of success. An example from Saxony-Anhalt (Germany). *Limnologica – Ecology and Management of Inland Waters*, 34: 249–263.
- Meruňka K. et al. (1995): Revitalization of the spring area Senotín. Building plan. Státní meliorační správa, Regionální kancelář České Budějovice (State administration of drained and irrigated areas, District office in České Budějovice). (in Czech).
- Naveh Z. (2000): What is holistic landscape ecology? A conceptual introduction. *Landscape and Urban Planning*, 50: 7–26.
- Pokorný J. (2001): Dissipation of solar energy in landscape – controlled by management of water and vegetation. *Renewable Energy*, 24: 641–645.
- Ripl W. (1995): Management of water cycle and energy flow for ecosystem control – the energy-transport-reaction (ETR) model. *Ecological Modelling*, 78: 61–76.
- Syrovátka O., Bárta J., Boháč J., Dvořáková M., Frouz J., Knittl Z., Křišťůfek V., Luzumová L., Pižl V., Rauch O., Skuhřavý V., Tajovský K., Vydrová A. (1994): Conception of headwater regions revitalization – model study Senotín. Research report No 204/932524. Grant Agency of the Czech Republic, 54 pp. (in Czech).
- Syrovátka O. (1995a): Otázky plošné revitalizace pramenných oblastí v regionech. *Ochrana přírody*, 50: 181–183 (in Czech).
- Syrovátka O., Balík V., Flíček J., Frouz J., Křišťůfek V., Pižl V., Rauch O., Rektoris L., Tajovský K. (1995): Study of revitalization effects in the headwater area Senotín, Etappe 1. Research report. Ministry of the Environment of the Czech Republic, 55 pp. (in Czech).
- Syrovátka O. (1996): Landscape revitalization in the mirror of Agenda 21. *Planeta*, 9: 32–33 (in Czech).
- Syrovátka O., Balounová Z., Balík V., Bayer T., Frouz J., Háněl L., Holásek M., Němec P., Pižl V., Rosenbaum M., Růžička M., Stříteský M., Šír M., Táborská P., Tesař M., Vácha P. (1997): Revitalization of headwater area Senotín: Assessment of revitalization effect 1996–1997. Research report. Ministry of the Environment of the Czech Republic, 124 pp. (in Czech).
- Syrovátka O., Balounová Z., Brzáková M., Stříteský M., Šír M. (1998): Revitalization of headwater area Senotín: Assessment of revitalization effect 1998. Research report. Ministry of the Environment of the Czech Republic, 117 pp. (in Czech).
- Syrovátka O., Šír M., Balounová Z. (1999): Revitalization of headwater area Senotín: Assessment of revitalization effect 1999. Research report. Ministry of the Environment of the Czech Republic, 92 pp. (in Czech).
- Šanda M., Císlarová M. (2000): Observations of subsurface hillslope flow processes in the Jizera Mountains region, Czech Republic. *IHP-V, Technical Documents in Hydrology*, 37, 219–226.
- Tesař M., Šír M., Syrovátka O., Pražák J., Lichner L., Kubík F. (2001): Soil water regime in headwater regions – observation, assessment and modelling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 49: 355–375.
- Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J. (2006a): Threshold relations in subsurface stormflow 1. A 147 storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, 42: W02410.
- Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J. (2006b): Threshold relations in subsurface stormflow 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42: W02411.

# Dynamika změn vybraných ukazatelů jakosti povrchové vody během extrémních hydrologických stavů v malém zemědělsko lesním povodí

Petr Fučík, Markéta Kaplická, Tomáš Kvítek, Jana Peterková, Kateřina Puršová  
Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5

## Abstrakt

Příspěvek se zabývá vyhodnocením vzájemných vazeb mezi změnami koncentrací látek ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  a nerozpuštěné látky) v povrchové vodě a dynamikou průtoků za extrémních hydrologických stavů v různých ročních obdobích během let 2005 – 2007 v povodí drobného vodního toku na Českomoravské vrchovině. Do této studie bylo zahrnuto celkem 12 srážko-odtokových událostí; 3 ze zimního a jarního tání sněhu a 9 z dešťových srážek převážně během vegetačního období. Pro charakteristiku jednotlivých smyček koncentrací a průtoků (*c-q* hysterezi) jsme kromě hydrologických ukazatelů předchozích vlhkostních podmínek v povodí, příčinných srážek a souvisejících odtoků, použili dva parametry;  $\delta C$ , vyjadřující změnu koncentrace sledované látky ve vodě v průběhu vyhodnocované události a  $\delta R$ , který popisuje změřenou hysterezní smyčku (směr a její rozsah). Vztahy mezi jednotlivými parametry byly vyšetřovány pomocí korelačních a regresních metod a také vícerozměrnou analýzou. Pro *c-q* hystereze  $\text{NO}_3^-$  a  $\text{NH}_4^+$  byly zjištěny dva typy smyček podle směru rotace (po a proti směru hodinových ručiček) a dva typy podle tvaru zakřivení (konvexní a konkávní) ve vzájemných kombinacích. Variabilita velikosti plochy a směru *c-q* hysterezi u dusičnanů souvisela na základě výsledků vícerozměrné analýzy nejtěsněji s délkou vzestupné a sklonem počáteční fáze poklesové větve hydrogramu, úhrnem předchozích srážek za 5 dní a koeficientem odtoku. V případě amonných iontů zpravidla koncentrace vzrůstaly s rostoucím průtokem, vícerozměrná analýza neodhalila v tomto případě užší vzájemné vazby mezi posuzovanými faktory. U nerozpuštěných látek byl zjištěn jednoznačně pozitivní monotónní vztah s průtokem; s jeho rostoucí hodnotou strmě rostla koncentrace NL ve vodě.

**Klíčová slova:** hystereze, dusičnany, amonné ionty, nerozpuštěné látky, povrchová voda, malé povodí, srážko-odtoková událost.

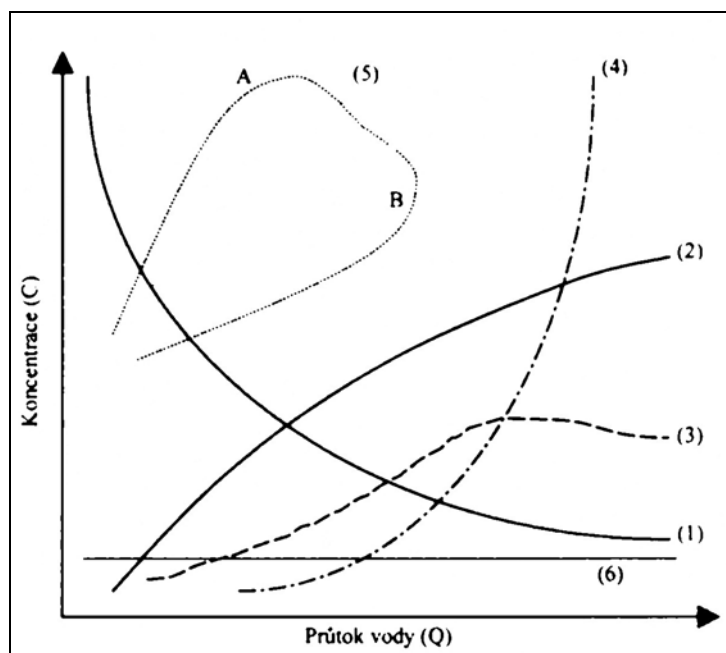
## Úvod

Průběh koncentrací složek anorganického dusíku a nerozpuštěných látek v povrchových vodách drobných vodních toků je velmi variabilní v souvislosti s průběhem počasí (sezóna, intenzita a distribuce srážek, délka suchého období před příčinnou srážkou, atmosférická depozice), půdními a hydrogeologickými podmínkami povodí, nasyceností půdního profilu (předchozí vlhkostní / hydrologické podmínky v povodí), dobou a intenzitou aplikace hnojiv, biochemickými reakcemi v půdním prostředí a způsobem využití území a jeho morfologií (Pačes, 1982; Webb a Walling, 1985; Burt et al., 1993; House a Warwick, 1998; Čížek, 2002; Haygarth and Jarvis, 2002; Withers, et al., 2002; Doležal a Kvítek, 2004; Christopher, et al., 2008; Turgeon, et al., 2008). Vyhodnocením hydrochemických reakcí povodí na srážkové události můžeme prohloubit porozumění interakcí mezi charakteristikami povodí (i.e. půdními, geologickými, geomorfologickými a LAND USE parametry povodí) a dynamikou kvality a kvantity odtékající vody. Vztahy a průběhy koncentrací suspendovaných a rozpuštěných látek v povrchové vodě v souvislosti se zvýšenými průtoky (dále *c-q* hystereze) jsou dokumentovány mnoha různými přístupy a studii. *C-q* hystereze koncentrací látek ve vodě jsou pozorovány v případě, kdy je koncentrace dané látky rozdílná pro stejnou hodnotu průtoku během vzestupné a během poklesové větve hydrogramu.

V obecné rovině popisují Meybeck, Chapman, Helmer (1990) některé typizované vztahy koncentrací látek ve vodě a průtoku během zvýšených vodních stavů s dobou trvání od několika hodin do několika dní (obr. 1).

1. Celkový pokles koncentrace s průtokem a z něj vyplývající naředění; tento podobný model je obecně pozorován pro hlavní ionty, zejména pro více mineralizované vody,

2. omezený vzestup zpravidla spojený s vymýváním půdních částic (organické látky, formy N) během odtoku,
3. nárůst koncentrací s rostoucím průtokem, po maximu koncentrací následuje jejich pokles vlivem naředění koncentrací látek v půdním profilu,
4. exponenciální vzestup charakteristický pro průběh koncentrací suspendovaných částic a připojených komponent (kovy, pesticidy apod.),
5. pravotočivá smyčka, model často pozorovaný pro suspendovaný materiál během povodní s maximálním zákalem v bodě A, vyskytující se před maximumem vodního průtoku v bodě B,
6. konstantní koncentrace způsobená dominantním podílem odtoku podzemní vody (např. krasové oblasti, odtok z vodních ploch).



Obr. 1: Různé modely koncentrací látek v závislosti na průtoku vody v tekoucích vodách.

Pro jednotlivé ukazatele jakosti vody byly během vzestupných a poklesových větví v různých ročních obdobích popsány různé šablony, typy a tvary cyklických smyček.  $C$ - $q$  hystereze bývaly dříve připisovány pouze efektu vyplavování látek a jejich následnému smyvu do recipientu během úvodní fáze srážko-odtokové události, čímž byla vysvětlována zvýšená koncentrace těchto látek ve vodě během vzestupné větve hydrogramu (Walling a Foster, 1975). Bond (1979, cit. Butturini et al., 2006) vyslovil hypotézu, že průběh, směr a rozsah hystereze jsou typické a periodické pro daný parametr a dané povodí. Další vysvětlení jevu podávají např. House a Warwick (1998); Evans, et al. (1999) a Rose (2003), když hystereze popisují jako výsledek mísení dvou („před událostní“ a „událostní“ voda) nebo tří složek odtoku; povrchový odtok ze srážky při nasyceném půdním profilu (surface runoff), mělký podpovrchový – hypodermický (sub-surface-soil water) a základní odtok (ground water), kdy příspěvky z jednotlivých zdrojů s různými koncentracemi rozpuštěných a suspendovaných látek vrcholí v měřeném profilu v různý okamžik. Evans a Davies (1998, cit. Hornberger, et al., 2001; Rose, 2003; Butturini, et al., 2006) navrhli klasifikaci  $c$ - $q$  smyček na základě jejich rotace (po směru – CW a proti směru hodinových ručiček – ACW), zakřivení (konvexní, konkávní) a trendu (pozitivní, negativní, nulový).

Cílem této studie je zjistit, zda je možné charakterizovat a kvantifikovat vzájemné vztahy mezi jednotlivými srážko-odtokovými událostmi v různých ročních obdobích a souvisejícími koncentracemi vybraných parametrů ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  a nerozpuštěné látky) na základě analýzy dat z podrobného vzorkování povrchové vody, souvisejících průtoků a předchozích hydrologických (vlhkostních) podmínek na povodí.

## Materiál a metody

### Popis lokality

Všechna měření probíhala na pokusném povodí Kopaninský tok, který je levostranným přítokem Jankovského potoka poblíž Pelhřimova v povodí Želivky na Českomoravské vrchovině. Povodí Kopaninského potoka je součástí hydrogeologického rajónu 652 – Krystalinikum v povodí Sázavy (Olmer, Kessler a kol., 1990), zahrnující povodí Želivky a povodí Sázavy po Zruč n. S. Nejvíce zastoupenými půdními typy jsou: HPJ 29 – hnědé půdy a jejich slabě oglejené formy, převážně na rulách a žulách, HPJ 50 – hnědé půdy oglejené a oglejené půdy na různých horninách, HPJ 73 – oglejené půdy zbažinné a glejové půdy svahových poloh (databáze BPEJ, VÚMOP, v.v.i.). Plocha povodí k uzávěrovému profilu je 7,1 km<sup>2</sup>, nadmořská výška je 478 – 620 m n. m. Délka hlavní údolnice je 4,2 km, průměrný sklon hlavní údolnice 2,6 %. Odvodněno podpovrchovou drenáží je 10 % území, 16 % ze zemědělské půdy. Z hlediska způsobu využití území zaujímá největší podíl orná půda (44,7 %), následuje les (36,7 %), louky a pastviny (13,1 %), ostatní plochy (3,5 %), sady a zahrady (1,0 %), zastavěné plochy (0,6 %) a vodní plochy (0,5 %).

### Vyhodnocené srážko-odtokové události a režim odběru vzorků

Pro analýzu *c-q* hysterezí bylo vybráno 12 podrobně ovzorkovaných srážko-odtokových epizod; 9 událostí bylo způsobeno dešťovými srážkami (označení symbolem D), 3 události táním sněhu a současně dešťovými srážkami (leden 2005, březen 2006 a březen 2007; označení symbolem T). Událost v roce 2006 se skládala ze šesti po sobě následujících epizod, na které byla rozdělena a které byly analyzovány detailněji. Stručný popis všech vyhodnocených epizod je uveden v tab. 2 a tab. 3. Vzorkování jakosti vody probíhalo v intenzivním režimu s krokem odběru 0,5 – 4,0 hodiny (do června 2006) nebo podle dynamiky hladiny v toku; s každou změnou výšky vodní hladiny o cca 50 mm (od července 2006). Při každém impulsu vzorkovače byl vždy najednou odebrán jeden vzorek vody o objemu 1 l. K odběru byl použit automatický vzorkovač ISCO 6712, jehož sací koš byl trvale umístěn při levém břehu toku, cca 20 cm nad dnem koryta toku v rovné trati cca 0,5 m před hranou měrného přelivu T7U. Vzorky byly vyhodnoceny v akreditované laboratoři VÚMOP, v.v.i. standardními metodami. Dynamika hladiny vody v závěrném profilu byla měřena ultrazvukovou a tlakovou sondou a zaznamenávána dataloggerem v 10 minutovém kroku. Průtoky byly odvozeny z konzumpčních křivek a rovnic přelivu. Srážky byly měřeny automatickým srážkoměrem poblíž měrného přelivu a zaznamenávány v 10 minutovém kroku. Pro zjištění hydrologických parametrů byla při sněhové pokrývce započítávána do úhrnu příčinných srážek vodní hodnota sněhu.

### Konstrukce parametrů událostí a použité statistické metody

Volbu a konstrukci obdobných parametrů, jimiž lze popsat jednotlivé *c-q* hystereze a vlhkostní poměry v povodí, uvádějí Butturini, et al. (2006), Christopher et al. (2008) a Turgeon et al. (2008). Hydrologická charakteristika každé srážko-odtokové události byla vyjádřena pomocí čtyř parametrů hydrogramu (obr. 2a):  $\delta Q_t$  (%) – velikost srážko-odtokové události vztahovaná k průtoku při „základním odtoku“ k průtoku bezprostředně před začátkem události, resp. před vzestupem průtoku (1), *k* (1/den) – sklon počáteční fáze poklesové větve hydrogramu, *SL* (SLOPE) – směrnice lineární regresní čáry proložená datovými body okamžitých průtoků počáteční fáze poklesové větve hydrogramu za celkovou dobu 2 hodin, *RL* (%) – relativní délka vzestupné větve hydrogramu (2).

$$\delta Q_t = (Q_p - Q_{Bas}) / Q_{Bas} * 100 \quad (1)$$

kde  $Q_p$  – kulminační průtok,  $Q_{Bas}$  – průtok při „základním odtoku“ (resp. pokud nebyl základní odtok dosažen, např. při výpočtu parametrů jednotlivých vln jarního tání v březnu 2006, jedná se o průtok předcházející inflexnímu bodu vzestupné větve hydrogramu).

$$RL = R_D / S_D * 100 \quad (2)$$

kde  $R_D$  – délka vzestupné větve hydrogramu (dny),  $S_D$  – celková délka hydrogramu. Konec hydrogramu byl stanoven při poklesu průtoku zpět přibližně na základní odtok, pokud byla poklesová větev přerušena další událostí, byl hydrogram ukončen před touto událostí. Nízké hodnoty parametru  $RL$  ukazují na krátkou a strmou větev vzestupné části hydrogramu.

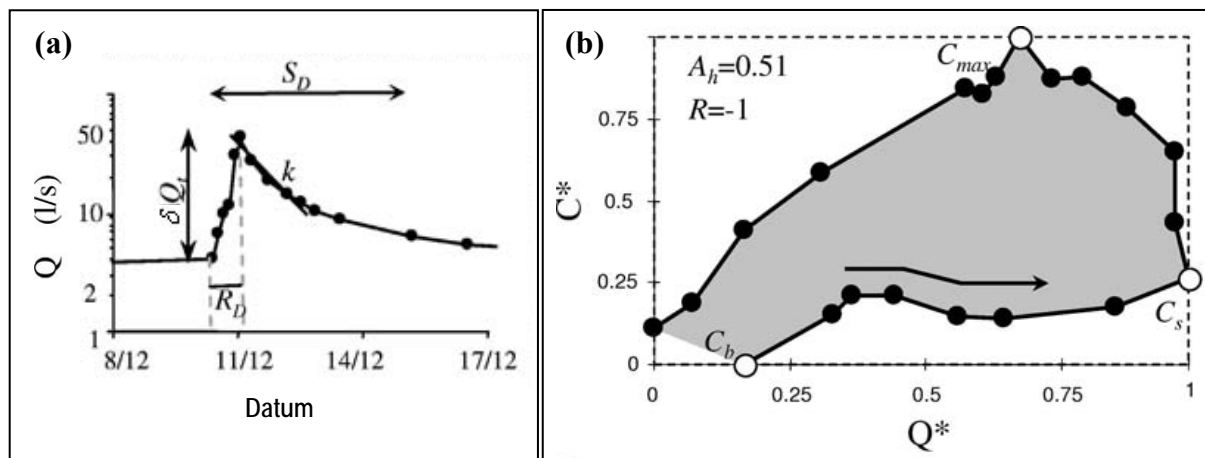
Pro každou  $c-q$  hysterizi byly dále vypočteny dva parametry charakterizující chování rozpuštěných látek:  $\delta C$  a  $\delta R$  (viz obr. 2b). Parametr  $\delta C$  (%) popisuje relativní změnu koncentrací látek a trend hysterize:

$$\delta C = (C_s - C_b) / C_{max} * 100 \quad (3)$$

kde  $C_b$  a  $C_s$  jsou koncentrace rozpuštěných látek na začátku události (tj. první odběr vzorkovačem při události), resp. při kulminačním průtoku.  $C_{max}$  je nejvyšší dosažená hodnota koncentrace dané látky při srážko-odtokové události.  $\delta C$  nabývá hodnot od -100 do 100. Negativní hodnoty naznačují negativní trend  $c-q$  hysterize ve vztahu k průtoku (nařazení látek), kladné hodnoty naopak (splachování látek). Parametr  $\delta R$  (%) zahrnuje informaci o ploše vymezené smyčkou  $c-q$  a směru hysterize:

$$\delta R = R * A_h * 100 \quad (4)$$

kde  $A_h$  je plocha vypočtena po standardizaci průtoků ( $Q^*$ ) a koncentrací ( $C^*$ ) na jednotkové měřítko, proto nabývá hodnot od 0 do 1.  $R$  označuje směr  $c-q$  hysterize, pokud je hysterize  $c-q$  vykreslena po směru hodinových ručiček, potom  $R = 1$ ; pokud proti směru hodinových ručiček, potom  $R = -1$ ; a pokud je hysterize  $c-q$  nejasná nebo neexistuje, pak  $R = 0$ . Parametr  $\Delta R$  tedy nabývá hodnot od -100 do 100.



Obr. 2: Schematický popis (a) hydrologických parametrů srážko-odtokové události; (b)  $c-q$  hysterize. Podrobná charakteristika parametrů je uvedena v textu. Podle Butturini, et al. (2006).

Dále byly pro každou srážko-odtokovou událost vypočteny parametry charakterizující příčinné srážky ( $h_s$  – celková výška srážek od počátku deště do konce události,  $h_{sQmax}$  – od počátku deště do kulminace průtoku,  $h_{iprim}$  – průměrná 1 hodinová intenzita srážek po celou dobu deště,  $h_{imax}$  – maximální 1 hodinová intenzita srážek, výška odtoku  $h_o$  a koeficient odtoku  $f$  (podíl výšky odtoku  $h_o$  ku výšce srážek  $h_s$ ), předchozí vláhové podmínky ( $API$  – úhrn předchozích srážek za 5 dní,  $h_{so}$  počet předchozích dní bez srážek). Přehled použitých parametrů pro všechny posuzované události je uveden v tab. 1.

K vyhodnocení dat byly použity standardní statistické postupy korelace, regrese a vícerozměrné analýzy v prostředí MsExcel a QcExpert 2.5. Všechna testování a analýzy probíhaly na hladině významnosti nulové hypotézy  $\alpha = 0,05$ . Data z rozborů jakosti vody a souvisejících průtoků byla před další analýzou testována na normalitu rozdělení a homogenitu (vybočující body). V souvislosti s tím pak

bylo použito vhodného korelačního koeficientu a regrese ke kvantifikaci vztahů Q-C (okamžitý průtok – koncentrace látky ve vodě). Do vícerozměrné analýzy vstupovaly jednak parametry, které popisují jednotlivé *c-q* hystereze a dále veličiny, charakterizující předchozí a aktuální hydrologickou situaci v povodí během události. Ve výsledném grafu – biplotu (obr. 4a – c) body reprezentují jednotlivé události, paprsky odpovídají parametrům. Blízké vektory řádků (body) nebo sloupců (paprsky) jsou vzájemně korelované. Vektory řádků, ležící ve směru některého vektoru sloupce, mají v tomto sloupci vyšší, resp. nižší hodnoty.

Tabulka 1: Parametry vyhodnocovaných srážko-odtokových událostí a zjištěných *c-q* hysterezí (termíny událostí dle tabulky 2 a 3).

Parametr	$\delta Q_t$	$k$	$SL$	$RL$	$\delta C_{NO3}$	$\delta R_{NO3}$	$\delta C_{NH4}$	$\delta R_{NH4}$	$\delta C_{NL}$	$\delta R_{NL}$	$h_s$	$h_{sQ_{max}}$	$h_i_{prům}$	$h_i_{max}$	$f$	$h_o$	$API$	$h_{so}$
Jednotka / událost	%	den <sup>-1</sup>	-	%	%	%	%	%	%	%	mm	mm	mm/hod	mm/hod	-	mm	mm/5 dní	dny
T1	979	136	-3	3,9	-11	-6	21	-19	81	16	35	25	1,3	7	0,1	4,1	1,2	4
T2	4389	1382	-	26	-22	-	18	-	2,4	-	45	35	0,8	3,2	1,8	80	0,4	10
T2.1	1149	262	-2	69	4,9	-14	50	18	-7	47	6,2	6,2	0,8	1,6	0,7	4,2	0,4	10
T2.2	256	310	-5	35	-7	3	45	5	-79	13	5,4	0	1,3	2,2	1,7	9	6,4	0
T2.3	139	1157	-5	54	47	2	25	1	-63	6	14	12	1,5	3,2	0,5	6,2	9,8	0
T2.4	40	1382	-17	55	-12	20	-8	-10	51	3	11	11	0,8	2	0,0	0,1	9,8	0
T2.5	58	380	-3	34	-3	-1	-16	-1	18	8	0	0	0	0	-	8,1	34,8	0
T2.6	26	890	-10	63	-20	9	-15	10	96	-1	2,2	2,2	0,6	0,8	3,1	6,9	33,6	1
T3	703	161	-3	9,7	0	-	0	-	0	-	45	45	0,9	2,6	0,3	15	25,4	1
D1	322	168	-4	9	3,1	11	0	-	28	-	9,6	8,8	1,2	4,2	0,2	1,5	21	0
D2	2763	1285	-31	24	-43	5	66	23	67	42	38	32	2,1	5,2	0,2	6,4	22	0
D3	353	249	-11	22	-44	15	83	-18	99	-13	12	12	1	4,2	0,3	4,1	47,2	1
D4	1658	426	-25	2,6	-13	-23	2,1	-41	25	-35	15	15	4,9	13	0,1	1,2	0,6	17
D5	2742	599	-26	12	-53	8	-	-	97	-1	56	41	1,6	5,6	0,1	7,7	2,4	9
D6	7175	1117	-65	1,4	-22	-23	0	17	69	21	39	30	4,8	29,6	0,1	3,4	9	3
D7	15949	1413	-48	18	-32	-16	29	8	31	32	163	124	1,3	7,2	0,2	31	1	16
D8	10164	761	-38	7,3	-25	-4	78	-33	22	9	18	17	8,7	17,2	0,1	1,3	0	8
D9	8430	566	-10	22	3,9	-11	26	-32	99	15	74	68	2,4	5,6	0,1	4,6	12,8	2

## Výsledky a diskuse

Na obr. 3 jsou jako příklad uvedeny tři srážko-odtokové epizody a související *c-q* hystereze. Z odebraných vzorků vody a souvisejících průtoků jsme pro rozborované látky zjistili dva hlavní typy (ACLW a CLW, viz níže) smyček s dvojitým zakřivením (konvexní a konkávní).

V případě dusičnanů jsme zjistili:

1. smyčky jdoucí proti směru hodinových ručiček (anticlockwise – ACLW) – při zvyšování průtoku koncentrace dusičnanů mírně stoupá až na vrchol průtoku (popřípadě stagnuje), dále za klesajícího průtoku stoupají koncentrace dusičnanů a to po křivce převážně konkávního tvaru (události T2.1, T2.2, T2.3, T2.5, D1, D4, D7, D8),
2. smyčky jdoucí po směru hodinových ručiček (clockwise – CLW) – při zvyšování průtoku se koncentrace mírně snižuje; od kulminace vlny koncentrace začínají stoupat a jimi vytvořená křivka má konkávní tvar (T2.4, T2.6, D2) nebo tvar konvexní (D3).

Korelační analýza u dusičnanů ukázala ve statisticky průkazných případech většinou negativní monotónní vztahy, kdy s rostoucím průtokem klesala koncentrace; pozitivní korelace byly statisticky nevýznamné; výjimkou byla jedna vlna z dlouhého jarního tání 2006 (T2.3), kdy byla korelace kladná, viz tab. 2 a tab. 3. Z grafu vícerozměrné analýzy (obr. 4a) vyplývá, že plocha a směr *c-q* hysterezí



( $\delta RNO_3$ ) má nejtěsnější kladné vztahy s parametry  $RL$  (relativní délka vzestupné větve hydrogramu) a  $SL$  (sklon počáteční fáze poklesové větve hydrogramu). Dále pozitivně souvisí s parametrem  $API$  a  $f$  (úhrn předchozích srážek za 5 dní a koeficient odtoku). Z postavení vektoru  $\delta Q_t$  k vektorům  $\delta RNO_3$  a  $\delta CNO_3$  je možno usuzovat na slabou inverzní závislost, což potvrdily i korelační analýzy a regrese a naznačují tomu i záporné hodnoty parametru  $\delta CNO_3$  u většiny událostí.

Tabulka 2: Statisticky významné vztahy (korelace a regrese)  $c-q$  hysterezí vyhodnocených srážko-odtokových epizod z tání sněhu v povodí Kopaninského potoka v letech 2005 – 2007. Pomlčka znamená statisticky neprůkazný vztah.

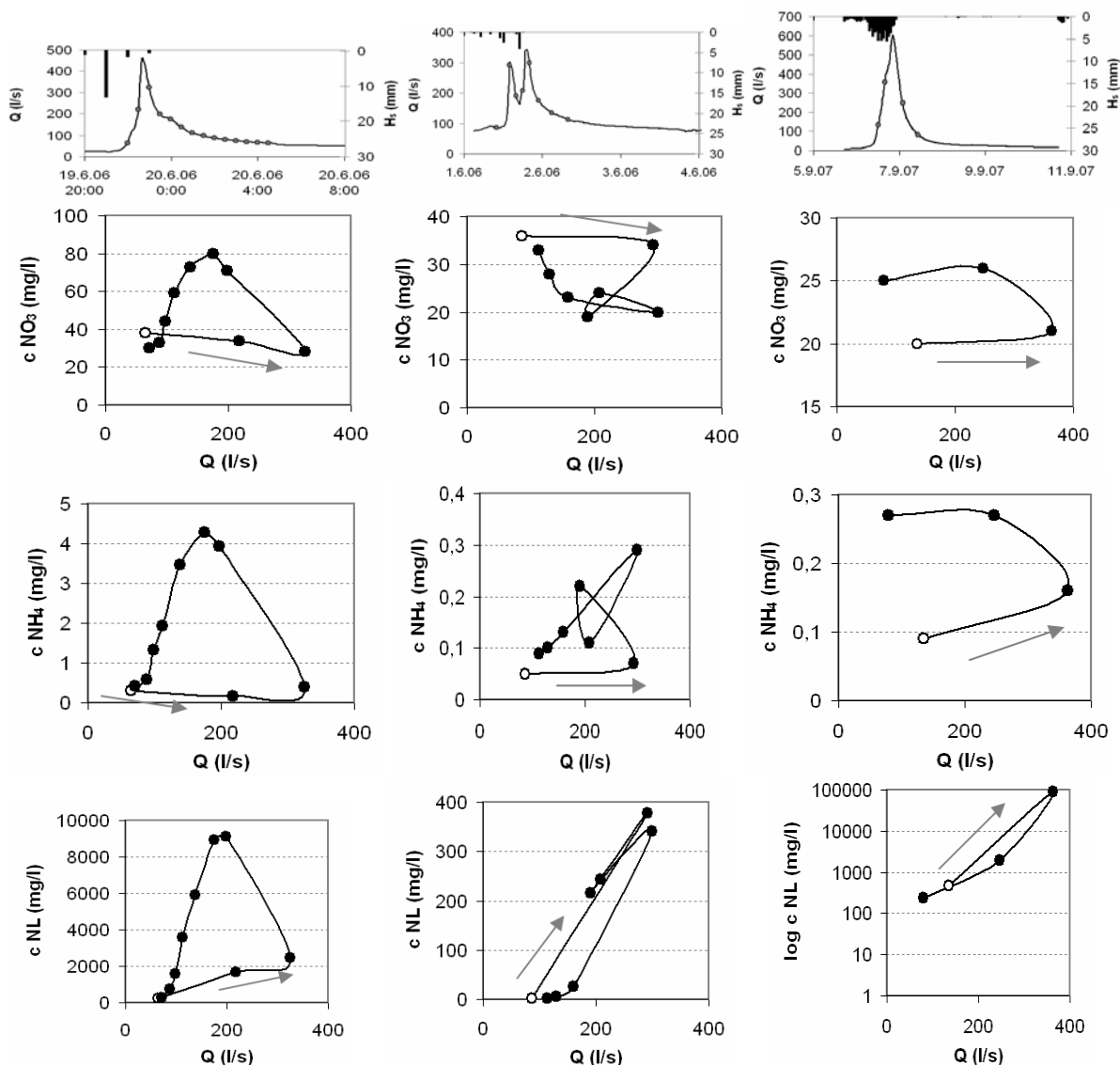
Poř. č.	Datum události (počet vyhodnocených vzorků)	Ukazatel	Korelace			Regrese		
			r (Pearson)	$\rho$ (Spearman)	tau (Kendall)	R <sup>2</sup>	Rovnice vztahu (y=)	Fvalue
<i>Srážko-odtokové události způsobené táním sněhu</i>								
T1	21.1. 2005 (38)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	0,42	7,2277x - 433,93	26,19
		NL	-	0,94	0,83	0,73	0,0016x + 0,0577	98,93
T2	25.3. – 30.3.2006 (71)	NO <sub>3</sub>	-	-0,45	-0,32	0,14	-0,0081x + 56,52	10,89
		NH <sub>4</sub>	-	0,35	0,26	0,12	8E-05x + 0,1953	9,85
		NL	-	0,43	0,31	-	-	-
T2.1	25.3. 21:40 – 27.3. 6:40 2006 (11)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	-	-	-	-	-
T2.2	27.3. 12:20 – 28.3. 12:20 2006 (10)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	0,68	-	-	0,46	0,0002x + 0,1913	6,90
		NL	-0,84	-0,76	-0,58	0,71	-1,3662x + 1323,6	19,46
T2.3	28.3. 14:30 – 29.3. 6:30 2006 (5)	NO <sub>3</sub>	0,90	-	-	0,80	0,086x - 38,739	12,27
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-0,72	-	-	-	-	-
T2.4	29.3. 14:10 – 30.3. 9:10 2006 (9)	NO <sub>3</sub>	-0,94	-0,92	-0,78	0,88	-0,0188x + 61,099	49,29
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	0,92	0,77	0,76	0,944x - 681,55	21,86
T2.5	30.3. 12:10 - 31.3. 1:10 2006 (6)	NO <sub>3</sub>	-0,77	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	-	-	-	-	-
T2.6	31.3. 5:10 – 6.4. 8:10 2006 (30)	NO <sub>3</sub>	-0,61	-0,64	-0,43	0,37	-0,0178x + 60,815	16,75
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	0,55	0,42	-	-	-
T3	24 – 26.3.2007 (4)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	-	-	-	-	-

V případě amonných iontů byly výše zmíněné typy smyček a zakřivení pozorovány také, ovšem obvykle s obráceným průběhem vůči koncentracím dusičnanů; s nárůstem průtoku zpravidla vzrůstaly koncentrace amoniaku. Statisticky průkazné regresní koeficienty mezi koncentracemi NH<sub>4</sub><sup>+</sup> a okamžitým průtokem byly zjištěny pouze u tří událostí a to kladné a v případě událostí z deště také poměrně vysoké, což znamená těsnou závislost (tab. 2 a 3). Vícerozměrná analýza (obr. 4b) neodhalila užší vzájemné vazby mezi posuzovanými faktory.

19. červen 2006

1. červen 2006

6. září 2007



Obr. 3: Ukázka hydrogramů vybraných srážko-odtokových epizod s termíny vzorkování (vznačenými v grafu body) a  $c$ - $q$  hysterezí ( $Q$  – průtok,  $H_s$  – 1 hodinový úhrn srážek,  $c$  – koncentrace; prázdný bod v grafu  $c$ - $q$  hystereze představuje první vzorek dané epizody, šipka označuje směr hystereze).

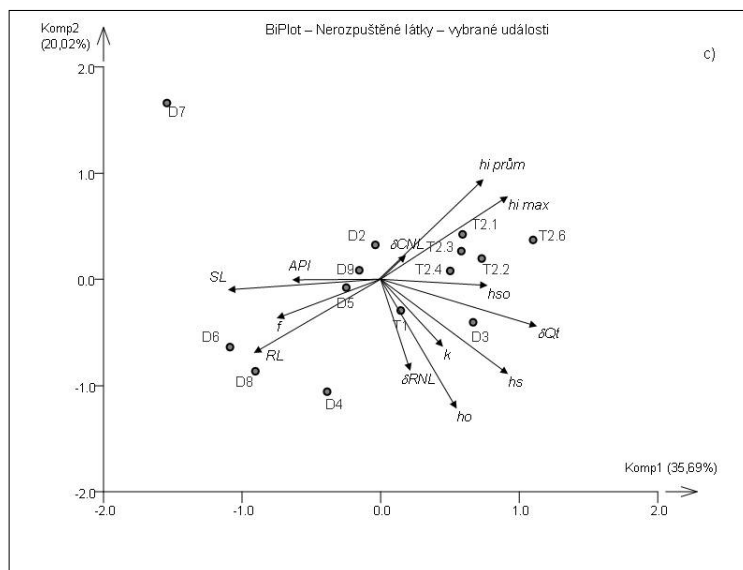
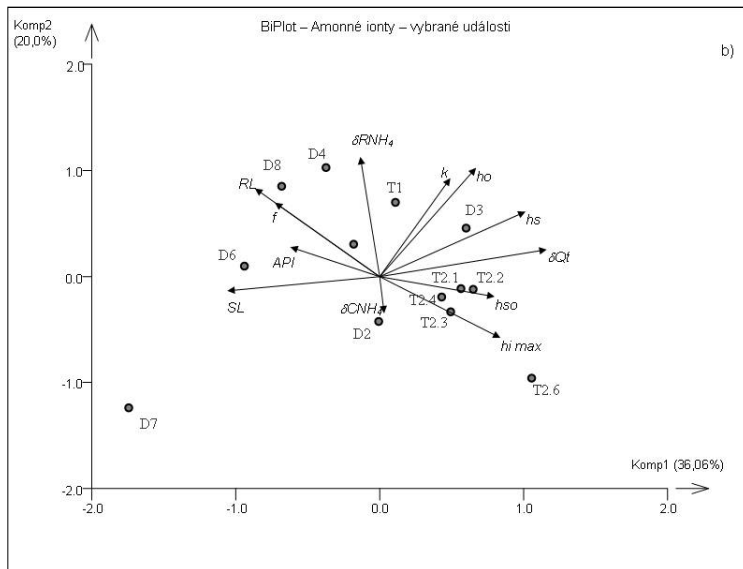
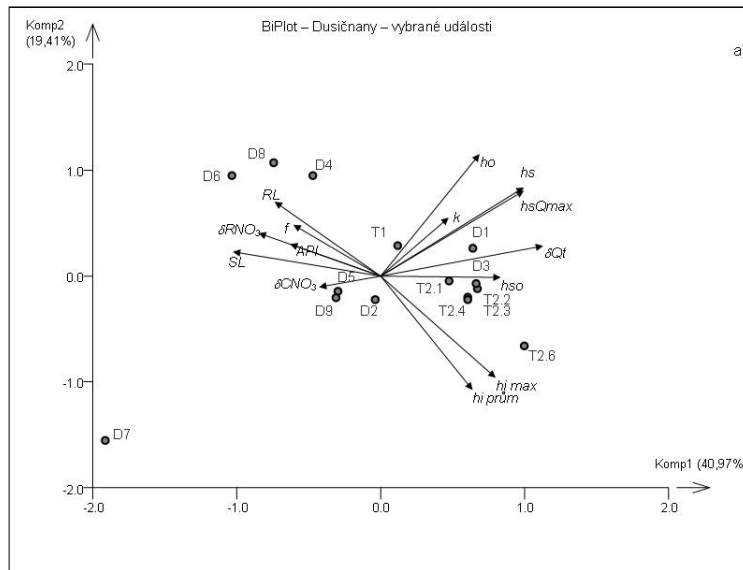
U nerozpuštěných látek byla situace nejednoznačnější; ve většině případů byly zjištěny pozitivní a poměrně těsné monotónní vztahy mezi okamžitým průtokem a koncentrací NL ve vodě. V některých případech byly vazby popsány mocninnými a exponenciálními tvary regresních křivek, což znamená strmý nárůst koncentrací NL se vzrůstem průtokem. Parametr plochy a směru  $c$ - $q$  hysterezí ( $\delta RNL$ ) měl nejtěsnější kladné vztahy s hydrologickými parametry  $h_o$  a  $h_s$ . Tento princip je obecně znám, dokladován mnoha autory; v případě naší studie jsou absolutní hodnoty i průběh koncentrací patrně silně ovlivněny polohou sacího koše vzorkovače (téměř u dna koryta toku).

Kvítek, Doležal (2003) konstatují, že růst koncentrací dusičnanů v důsledku růstu průtokem v povodích krystalinika ČR je pravděpodobně způsoben výraznějším vyplavováním dusičnanů z mělkých partií půdního profilu, resp. podzemní vody, při převažujícím hypodermickém odtoku (při středně velkých průtocích), zatímco základní odtok, který převažuje při nízkých průtocích, je dotován podzemní vodou z větších hloubek, která není tak silně kontaminována dusičnany.

Tabulka 3: Statisticky významné vztahy (korelace a regrese) *c-q* hysterezi vyhodnocených srážko-odtokových epizod z dešťových srážek v povodí Kopaninského potoka v letech 2005 – 2007. Pomlčka znamená statisticky neprůkazný vztah.

Poř. č.	Datum události (počet vyhodnocených vzorků)	Ukazatel	Korelace			Regrese		
			r (Pearson)	ρ (Spearman)	tau (Kendall)	R <sup>2</sup>	Rovnice vztahu (y=)	Fvalue
<i>Srážko-odtokové události způsobené dešťovými srážkami</i>								
D1	29 – 30.9. 2005 (18)	NO <sub>3</sub>	-	-0,55	-0,47	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	0,97	-	0,87	2,283x - 140,42	104,99
D2	27 – 29.5. 2006 (9)	NO <sub>3</sub>	-0,87	-0,95	-0,93	0,75	-0,0123x + 27,761	21,43
		NH <sub>4</sub>	-	0,85	0,70	-	-	-
		NL	-	0,77	0,61	-	-	-
D3	1.6. 2006 (8)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	0,96	0,95	0,86	0,91	1,9429x - 207	62,80
D4	19.6. 2006 (10)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	0,71	0,64	-	-	-
D5	30.6. 2006 (8)	NO <sub>3</sub>	-0,89	-0,90	-0,84	0,80	-0,045x + 32,571	23,40
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	0,75	0,83	0,64	0,75	1,7043e <sup>0,0161x</sup>	
D6	12.7. 2006 (15)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	0,88	0,91	0,75	0,78	6,1343x - 213,18	46,72
D7	6.8. 2006 (9)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	0,73	87,95x <sup>-0,3097</sup>	
		NH <sub>4</sub>	0,57	0,77	0,59	0,62	0,0528x <sup>0,1543</sup>	
		NL	-	0,72	0,55	-	-	-
D8	19. – 20.7. 2007 (7)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	0,86	0,71	0,81	303,93e <sup>0,0066x</sup>	
D9	6. – 7.9.2007 (4)	NO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
		NH <sub>4</sub>	-	-	-	-	-	-
		NL	-	-	-	0,94	31,238e <sup>0,0203x</sup>	

Čím vyšší je průtok vody, tím více se do odtokového procesu zapojují mělčí a zranitelnější kolektory i „kolektory“ v uvozovkách (např. humusové horizonty půd). Na počátku povodňové vlny bývá poměrně vysoká koncentrace dusičnanů, která odpovídá koncentracím při základním odtoku. Zvyšující se odtok, na kterém se z počátku podílel především povrchový odtok, má za následek ředění, a proto dochází k poklesu koncentrací dusičnanů. Po této fázi nastává zvýšením podílu hypodermického odtoku, tzn. zvýšené vyplavování látek z půdy, a může dojít k nárůstu koncentrací dusičnanů. Podle této hypotézy je hypodermický odtok z hlediska vyplavování dusičnanů nejnebezpečnější. Podobné závěry vyvozují např. House a Warwick (1998), kteří dokladují nárůst NO<sub>3</sub><sup>-</sup> na vzestupné větvi hydrogramu a pokles na sestupné.



Obr. 4 a, b, c: Biploty z vícerozměrných analýz pro jednotlivé prvky a  $c$ - $q$  hystereze.

Obdobně McDiffett (1989), který změřil narůstající koncentrace dusičnanů a rozpuštěného fosforu během prvních fází bouřkových přívalů, zatímco vápník a hořčík během vzestupné fáze vlny klesaly v souladu s koncentracemi v podzemní vodě a nízkým obsahem těchto látek v povrchovém odtoku.

Rychlost odtoku jako hlavní faktor určující složení odtoku (zejména pro prvky Ca, N, S a Cl) jak v ročním intervalu, tak pro každou srážko-odtokovou epizodu dokladuje pro povrchové vody Pačes (1982) u dvou malých povodí (polní a lesní) na rulách Českomoravské vrchoviny. V období sucha pochází podle jeho teorie odtékající voda z hornin dobře promytých podzemní vodou a její složení je stacionární a určované interakcí s horninou. V době jarního tání nebo po prudké atmosférické srážce se odtok urychlí a nejprve zředí povrchovým ronem. Po určité době do koryta potoka začne přitékat voda z mezilehlé zóny. Tato voda rozpouští soli, které zbyly po vypaření mezilehlé vody v období sucha a proto se obsah rozpuštěných látek zvýší. Obsah solí je postupně vyluhován a koncentrace rozpuštěných látek začne klesat. K tomu dochází buď při zrychlení odtoku nebo při jeho zpomalení, podle toho, jak dlouhé bylo předchozí období sucha a jak dlouho trvá srážkové období nebo jarní tání sněhu. Po ukončení srážky nebo po tání sněhu se opět ustálí stacionární stav.

## Závěr

Z vyhodnocení koncentrací látek ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  a nerozpuštěné látky) v povrchové vodě malého vodního toku a dynamikou souvisejících průtoků během tání sněhu i dešťů lze konstatovat, že kromě vztahu koncentrace nerozpuštěných látek a průtoků, nebyl prokázán jednoznačný model chování koncentrací vyšetřovaných rozpuštěných látek a okamžitého průtoků. Koncentrace dusičnanů vykazovaly dvojitý průběh; u některých událostí koncentrace mírně vzrůstaly bezprostředně s nástupem povodňové vlny, kdy koncentrace dusičnanů odpovídá koncentraci při pravidelných odběrech v souladu s příslušným ročním obdobím. S dále se zvyšujícím průtokem pak nastával pokles koncentrací, způsobený ředěním a to do doby nebo krátce za moment kulminace povodňové vlny. S klesajícím průtokem poté koncentrace opět stouply. V jiných případech docházelo hned po nárůstu průtoků k ředění a koncentrace dusičnanů klesaly, aby se po odeznění kulminace průtoků vrátily na podobné hodnoty jako před začátkem události. Bylo zjištěno, že variabilita plochy a směru  $c-q$  hysterezi souvisí kladně v případě dusičnanů nejtěsněji s relativní délkou vzestupné a sklonem počáteční fáze poklesové větve hydrogramu, úhrnem předchozích srážek za 5 dní a koeficientem odtoku. Nebylo prokázáno, že by relativní změna koncentrací dusičnanů během události byla ve vazbě na některý z faktorů. V případě amonných iontů zpravidla koncentrace vzrůstaly s rostoucím průtokem, vícerozměrná analýza neodhalila v tomto případě užší vzájemné vazby mezi posuzovanými faktory. U nerozpuštěných látek byl zjištěn jednoznačně pozitivní monotónní vztah s průtokem; s jeho rostoucí hodnotou strmě rostla koncentrace NL ve vodě.

## Poděkování

Prezentované výsledky byly dosaženy v rámci řešení výzkumného záměru VÚMOP, v.v.i. č. MZE0002704901 Zmírnění nepříznivých přírodních a antropogenních vlivů na půdu a vodu. Autoři děkují Davidu Šádkovi.

## Literatura

- Burt, T. P., Heathwaite, A. L., Trudgill, S. T. (1993): Nitrate processes, patterns and management. Chichester: Wiley, 1993.
- Butturini, A. et al. (2006): Cross-site comparison of variability of DOC and nitrate  $c-q$  hysteresis during the autumn – winter period in three Mediterranean headwater streams: a synthetic approach. *Biogeochemistry*, 77, 327 – 349.
- Christopher, S. F. et al. (2008): Factors controlling nitrogen release from two forested catchments with contrasting hydrochemical responses. *Hydrological Processes*, vol. 22, 1, 46 – 62.
- Čížek, V. (2001): Transport aniontů půdním profilem. In: *Pokusná zemědělsko-lesní povodí VÚMOP ve středočeském krystaliniku*. Ed. F. Doležal. Sborník z workshopu Nové Hrady 16. října 2001, VÚMOP Praha.

- Doležal, F., Kvítek, T. (2004): The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 775 – 785.
- Evans, C., Davies, T. D., Murdoch, P. S. (1999): Component flow processes at four streams in the Catskill Mountains New York, analysed using episodic concentration/discharge relationships. *Hydrological Processes* 13, 563 – 575.
- Haygarth, P. M. and Jarvis, S. C. (2002): *Agriculture, Hydrology and Water Quality*. CABI Publishing. Oxon, UK; New York, USA. 2002. 502 s. ISBN 0 85199 545 4.
- Hornberger, G. M. et al. (2001): Modelling transport of dissolved silica in a forested headwater catchment: the effect of hydrological and chemical time scales on hysteresis in the concentration – discharge relationship. *Hydrological processes*, 15, 2029 – 2038.
- House, W. A. a Warwick, M. S. (1998): Hysteresis of the solute concentration / discharge relationship in rivers during storms. *Water Res.*, 32, 8, 2279 – 2290.
- Kvítek, T a Doležal, F. (2003): Vodní a živinný režim povodí Kopaninského toku na Českomoravské vrchovině. *Acta hydrologica slovacica*, 2003, roč. 4, č. 2, 255 – 264.
- McDiffett W. F. et al. (1989): Nutrient concentration–stream discharge relationships during storms events in a first-order stream. *Hydrobiologia* 179, 97 – 102.
- Meybeck, M., Deborah, CH., Helmer, R. (eds.) *Global freshwater quality. First Assessment*. Cambridge, Massachusetts: Basil Blackwell. 1989, ISBN 0-631-17314-5.
- Olmer, M., Kessler, J. a kol. (1990): *Hydrogeologické rajóny. Práce a studie – 176*. VÚV Praha. ISBN 80-209-0114-0.
- Pačes, T. (1982): *Základy geochemie vod*. Academia, Praha, 304 s.
- Rose, S. (2003): Comparative solute – discharge hysteresis analysis for an urbanized and a ‘control basin’ in the Georgia (USA) Piedmont. *Journal of Hydrology*, 284, 45 – 56.
- Turgeon, J. M. L. and Courchesne, F. (2008): Hydrochemical behaviour of dissolved nitrogen and carbon in a headwater stream of the Canadian Shield: relevance of antecedent soil moisture conditions. *Hydrological Processes*, vol. 22, 3, 327 – 339.
- Withers, P. J. A. et al. (2002): Agricultural nutrient inputs to rivers and groundwaters in the UK: policy, environmental management and research needs. *The Science of the Total Environment*, 282 – 283, 9 – 24.
- Webb, B. W. and Walling, D. E. (1985): Nitrate behaviour in stream flow from a grassland catchment in Devon, U.K. *Water Res.*, 19, 1005 – 1016.



# Analýza meteorologických podmienok a sucha pri vzniku lesných požiarov na kalamitných plochách TANAP-u v roku 2005

Tomáš Vida<sup>1</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>1</sup>, Ján Tuček<sup>1</sup>, Andrea Majlingová<sup>1</sup>, Peter Fleischer<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Technická univerzita vo Zvolene, T.G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen,

<sup>2</sup>Výskumná stanica štátnych lesov TANAPu, 059 60 T. Lomnica

## Abstract

Ignition of forest fire in a calamity area is usually caused by great amount of built up organic material and human activity. However, the meteorological conditions and drought of the upper organic soil layer play the key role for fire spread and intensity. These conditions are rated by the meteorological forest fire indices.

This paper describes assessment of ignition and spread of forest fires in the calamity area of the year 2005 in the Tatras National Park originated after wind storm on 19th November 2004.

To predict forest fire danger, three meteorological fire indices were used – Baumgartner Index, Nesterov Index and Angström Index – and the best correlation with fire ignition was shown Angström index, in spite of its big sensitivity to the relative humidity changes that could result in overestimating the real fire danger. The following assessment of three meteorological fire indices altogether on the base of newly created Summational Meteorological Fire Index pointed out the high correlation between the increases of values of this index and the burned area. The similar correlation was obtained after drought analyses based on the Duff Moisture Code – the part of the Canadian Forest Fire Weather Index System.

**Key words:** meteorological fire indices, Baumgartner Index, Nesterov Index, Angström Index, Duff Moisture Code, Summational Meteorological Fire Index, Forest fire, Calamity area, TANAP.

## Úvod

Meniace sa chemické zloženie atmosféry a následná zmena klímy budú pravdepodobne sprevádzané rastom extrémnosti poveternostných javov. Jedným z významných bioklimatických prvkov, u ktorého sa očakáva rastúci trend aj v budúcnosti, je sucha a aridizácia stredoeurópskej krajiny (Lapin a Damborská 2007, Hänsel et al. 2007). Pôdne a meteorologické sucha prejavujúce sa čoraz častejšie už aj v súčasnosti v poľnohospodárstve na Slovensku (Čimo et al. 2007), ovplyvňuje rovnako aj lesné hospodárstvo. Dôsledkom rastu výskytu frekvencií sucha a potenciálnej evapotranspirácie je následný nárast lesných a krajinných požiarov (Pitman et al. 2007, Pausas 2004, Flannigan et al. 2002).

Počasiu, ako okamžitý stav atmosféry výrazne podmieňuje vznik a šírenie požiaru. Sledujú sa významné meteorologické prvky (teplota, vlhkosť, zrážky, vietor ...). Nakoľko však priaznivé podmienky pre vznik lesného požiaru sú výsledkom pôsobenia viacerých meteorologických prvkov súčasne, prístupuje sa v posledných rokoch k hodnoteniu požiarneho nebezpečenstva prostredníctvom „meteorologických požiarnych indexov“ (meteorological fire danger indices). Vo svete bolo vyvinutých veľké množstvo poveternostných požiarnych indexov. Priekopníkom v tomto smere bol významný ruský lesník, prof. V.G. Nesterov, v Nemecku prof. A. Baumgartner, v USA a Kanade dr. R. Rothermel a C.E. Van Wagner. Niektoré sa využívajú na predpoveď požiarneho rizika, iné na šírenie požiaru a na požiaru bezpečnosť.

Stanovenie požiarnych poveternostných indexov na území Slovenska má pomerne krátku tradíciu. Pravdepodobne z dôvodu humidnosti našej klímy v polovici minulého storočia klasici československej ochrany lesov profesori A. Pfeffer a M. Stolina neaplikovali používanie poveternostných indexov v praxi lesného hospodárstva (Stolina et al. 1985).



Prvé použitie indexov začalo v roku 2002 v rámci riešenia európskeho projektu WARM (Holécy et al. 2003, Holécy 2004, Škvarenina et al. 2004). Analyzovaným územím bol Národný park Slovenský raj. Ďalším impulzom pre využitie indexovej metódy pri požiarnej prognóze boli dôsledky veternej kalamity z jesene roku 2004 v TANAPe. V roku 2005 a následné obdobie predstavovalo kalamitné územie TANAPu osobitý odbornovo-vedecký problém, nakoľko bolo potrebné stanoviť riziko vzniku lesných požiarov za pomoci meteorologických požiarnych indexov nielen pre jestvujúce (živé) lesné porasty, ale aj pre rozsiahle kalamitné plochy tvorené mŕtvou biomasou a ťažobnými zvyškami. Metodika realizovaná Slovenským hydrometeorologickým ústavom (SHMU) sa ukázala pre toto územie ako nevhodná. Index SHMÚ založený na interpretácii pôdneho sucha nebol dostatočne citlivý a výrazne podcenil vysoké riziko zápalnosti kalamitných plôch.

V predkladanej práci prezentujeme výsledky analýzy meteorologických podmienok pre vznik požiarov na kalamitných plochách v TANAPe z roku 2005 na základe nasledovných požiarnych indexov: Baumgartner Index (BI), Nesterov index (NI), Angström index (AI). Tieto analyzujeme jednotlivo aj všetky spolu pomocou novo vytvoreného Sumárneho meteorologického požiarneho indexu (SMPI). Pre analýzu sucha sme využili Duff Moisture Code (DMC), súčasť kanadského Fire Weather Index systému, ktorý charakterizuje vlhkosť pomery vrchných vrstiev lesnej pôdy.

## Metodika

Pri analýze meteorologických podmienok vzniku lesných požiarov sme vychádzali z troch meteorologických prvkov – zrážok, teploty vzduchu a relatívnej vlhkosti vzduchu, nameraných na troch klimatologických staniách z územia kalamity – Tatranská Lomnica, Vyšné Hágy, Štrbské Pleso a jednej stanici ležiacej mimo územie kalamity – Poprad.

*Poprad* reprezentuje najnižšie polohy Tatranského národného parku (695 m n. m.), zasahujúce do ochranného pásma. Makroklimaticky reprezentuje lesné spoločenstvá nachádzajúce sa v piatom vegetačnom stupni. *Tatranská Lomnica* sa nachádza v nadmorskej výške 832 m n. m. Makroklimaticky reprezentuje lesné spoločenstvá nachádzajúce sa v piatom vegetačnom stupni. *Vyšné Hágy* sa nachádzajú v nadmorskej výške 1140 m n. m. Makroklimaticky reprezentujú lesné spoločenstvá nachádzajúce sa v šiestom vegetačnom stupni s postupným prechodom do siedmeho vegetačného stupňa. *Štrbské Pleso* sa nachádza zo všetkých už menovaných lokalít v najvyššej nadmorskej výške (1360 m n. m.). Makroklimaticky reprezentuje lesné spoločenstvá nachádzajúce sa v siedmom vegetačnom stupni.

Na analýzu sme využili nasledovné požiarne indexy: *Baumgartner index* (BI) spracoval a na experimentálnom materiáli overil vedecký tím prof. Baumgartnera na Mníchovskej univerzite. Tento index vychádza z klimatickej vodnej bilancie. *Nesterov index* (NI), bezpečnostný prognózy ruský požiarne index, bol vypracovaný prof. Nesterovom v bývalom Sovietskom zväze, kde bol publikovaný v roku 1949. Počíta požiarne riziko z teploty vzduchu a vlhkosťných charakteristík. *Angström index* (AI) bol navrhnutý vo Švédsku meteorológom Angströmom, avšak používa sa v celej Škandinávii, Nemecku a iných európskych krajinách temperátnej a boreálnej klimatickej oblasti. Index kalkuluje s vlhkosťnými a teplotnými parametrami.

Vypočítané hodnoty indexov sa zatriedujú do nasledovnej päťtriednej stupnice nebezpečenstva vzniku požiarov: 1. bez rizika vzniku požiaru, 2. nízke riziko, 3. stredné riziko, 4. vysoké riziko, 5. extrémne vysoké riziko.

Následne sme analyzovali vplyv pôdneho sucha pomocou kódu DMC. *Duff moisture code* (DMC) je jedna zo zložiek pre výpočet kanadského požiarneho indexu FWI. Predstavuje relatívne číselné vyjadrenie priemernej vlhkosti humusovej vrstvy pôdy v priemernej hĺbke 7 cm (Of horizont) a zároveň priemernej vlhkosti dreveného paliva strednej veľkosti – do hrúbky 2,5 cm. Limitná hodnota je  $DCM = 20$ , pri ktorej vo väčšine palivových typov – typov porastov (v podmienkach Kanady) spomenutá pôdna vrstva stráca 2/3 svojej vlhkosti a táto dosahuje hodnotu približne 100 %, čo je prahová hodnota pre sústavné horenie. Pri hodnote  $DCM = 30$  môžeme hovoriť že humusová vrstva je suchá a pri hodnote  $DCM = 40$  táto vrstva začína pri požiari intenzívne horieť (Lawson et al. 1997).

## Výsledky a diskusia

Popis požiarov. Počas vegetačného obdobia v roku 2005 (od 1. mája do 31. októbra) na kalamitnej ploche po veternej smršti z 19. novembra 2004 vzniklo na základe ľudskej činnosti 18 požiarov. Z týchto sme pre našu analýzu vybrali požiare uvedené v tabuľke 1. Do úvahy sme nebrali požiare, ktoré mali menšiu rozlohu ako 1 ár, požiare založené úmyselne a požiare ktoré vznikli opätovným rozhorením požiariska.

Tabuľka 1: Popis požiarov. Veľké tlačené písmená A, B a C priradujú lokalitu vzniku požiaru k najbližšej klimatologickej stanici nasledovne: A – Vyšné Hágy, B – Tatranská Lomnica, C – Štrbské Pleso.

Dátum	Čas	Lokalita	Čo horelo	Príčina
3.5.05	10:57	Hubert, kú Gerlachov – A	lúka, rúbanisko, 3 a	zakladanie ohňa v prírode
28.5.05	17:58	Uhliščaťka – B	rúbanisko, 1 ha	zakladanie ohňa v prírode
29.5.05	15:45	T. Polianka – A	rúbanisko a rodinný dom, 1,5 ha	zakladanie ohňa v prírode
21.6.05	18:34	Žakovská, D.Smokovec – B	zbytky po ťažbe, 15 a	manipulácia s ohňom
29.6.05	19:44	Uhliščaťka – A	polom, 2 ha	manipulácia s ohňom
28.7.05	15:15	Hubert, kú Gerlachov – A	polom, 5,2 ha	manipulácia s ohňom
30.7.05	11:58	T. Polianka – A	polom, 230 ha	manipulácia s ohňom
31.7.05	11:00	Podbanské – C	lesná hrabanka, 0.8 ha	manipulácia s ohňom

Pri analýze jednotlivých požiarnych indexov sme zistili, že pri rovnakých meteorologických podmienkach reagujú rôzne. Je to spôsobené predovšetkým rôznou metodikou ich výpočtu, hlavne rôznou citlivosťou na silu zrážok (BI), teplotu (NI) a relatívnu vlhkosť vzduchu (AI). Tieto rozdiely vyplývajú z podmienok, v ktorých boli požiarne indexy vyvíjané.

Nesterov index vznikol v podmienkach kontinentálnej klímy Ruska a preto je menej vhodný do podmienok stredoeurópskej prechodnej klímy, nakoľko počasie v rýchlom slede strieda oceánický charakter s ustáleným počasím kontinentálneho rázu. Podobne menej vhodnejší sa ukázal aj Baumgartner index, ktorý je založený na hodnotení pôdneho sucha. Vo vzťahu k požiarnym podmienkam v Tatrách nebol najvhodnejší z dôvodu, že sa tu hlavné riziko požiaru reprezentovala usychajúca kalamitná hmota. BI poskytuje uspokojivé výsledky v podmienkach oceánickej klímy, nakoľko riziko požiaru indikuje podľa hodnoty vodnej bilancie. Jeho nevýhodou je však nižšia citlivosť, hlavne v prechodných obdobiach (napr. jarné obdobie, kedy je v pôde ešte dostatok vody zo zimných zrážok, ale teplé jarné počasie už môže spôsobiť, že nadložný pôdny opad dosiahne reálne požiarne riziko).

Ako najcitlivejší sa ukázal Angström index, ktorý sa prejavoval aj rýchlymi fluktuáciami, nakoľko určujúcimi parametrami pre tento index sú denné hodnoty a relatívnej vlhkosti. Veľká citlivosť však môže viesť aj k nadhodnocovaniu reálneho rizika vzniku lesných požiarov. Podľa našich skúseností je vhodnejší pre listnaté porasty pred olistením, ale aj pre kalamity, kde leží veľké množstvo organickej hmoty.

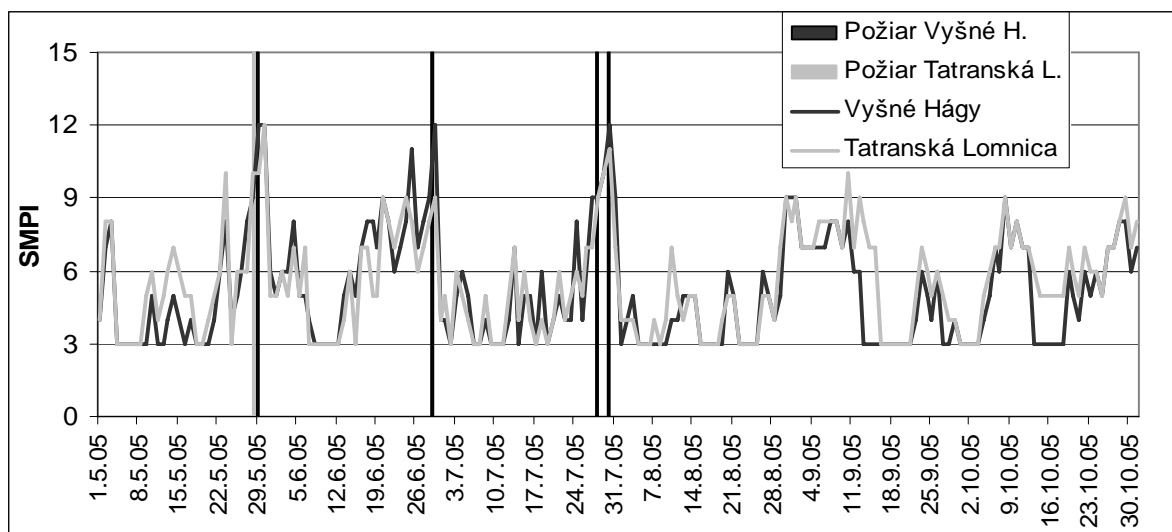
Pri analýze všetkých požiarnych indexov súčasne sme dospeli k nasledovným výsledkom. Všetky nami sledované požiare vznikli za podmienok, kedy súčet hodnôt predstavujúcich triedy nebezpečenstva jednotlivých požiarnych indexov, ktorý sme pomenovali *Sumárny meteorologický požiarny index stredoeurópskej prechodnej klímy* (SMPI), bol 8 až 12, pričom jeho maximálna hodnota môže byť 15 ( $SMPI = BI + NI + AI$ ,  $SPI_{max}=15$ ) (tab. 2). Požiar z 31. júla v lokalite Podbanské ako jediný nedosiahol vyššie spomínané hodnoty. Príčina tohto môže byť nasledovná. Tento požiar vznikol v dopoludňajších hodinách, kedy na základe meteorologických prvkov ( $T = 24.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $RH = 40\%$ ) pre-

trvávalo stále vysoké riziko vzniku požiaru podobne ako v prechádzajúci deň. Silné zrážky ( $P = 31.2$  mm) zaznamenané v podvečerných hodinách však významne ovplyvnili hodnoty požiarneho indexu ako aj hodnotu DMC počítané pre tento deň, čo bola hlavná príčina nepresného stanovenie požiarneho rizika. Podobná situácia nastala aj pri požiari z 3. mája.

Tabuľka 2: Vypočítané hodnoty tried požiarneho nebezpečenstva pre jednotlivé požiarne indexy, hodnoty SMPI a hodnoty DMC pre vybrané požiare kalamitnej plochy roku 2005.

Dátum	Čas	Plocha	BI	NI	AI	SMPI	DMC
2.5.05			2	2	3	9	32
<b>3.5.05</b>	<b>10:57</b>	<b>3 a</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>15</b>
27.5.05			2	2	2	6	17
<b>28.5.05</b>	<b>17:58</b>	<b>1 ha</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>22</b>
28.5.05			2	3	4	9	20
<b>29.5.05</b>	<b>15:45</b>	<b>1.5 ha</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>12</b>	<b>25</b>
20.6.05			3	2	4	9	13
<b>21.6.05</b>	<b>18:34</b>	<b>15 a</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>8</b>	<b>16</b>
28.6.05			2	4	3	9	38
<b>29.6.05</b>	<b>19:44</b>	<b>2 ha</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>12</b>	<b>43</b>
27.7.05			2	2	5	9	16
<b>28.7.05</b>	<b>15:15</b>	<b>5.2 ha</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>9</b>	<b>19</b>
29.7.05			2	3	5	10	24
<b>30.7.05</b>	<b>11:58</b>	<b>230 ha</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>12</b>	<b>28</b>
30.7.05			3	3	4	10	19
<b>31.7.05</b>	<b>11:00</b>	<b>0.8 ha</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>7</b>	<b>11</b>

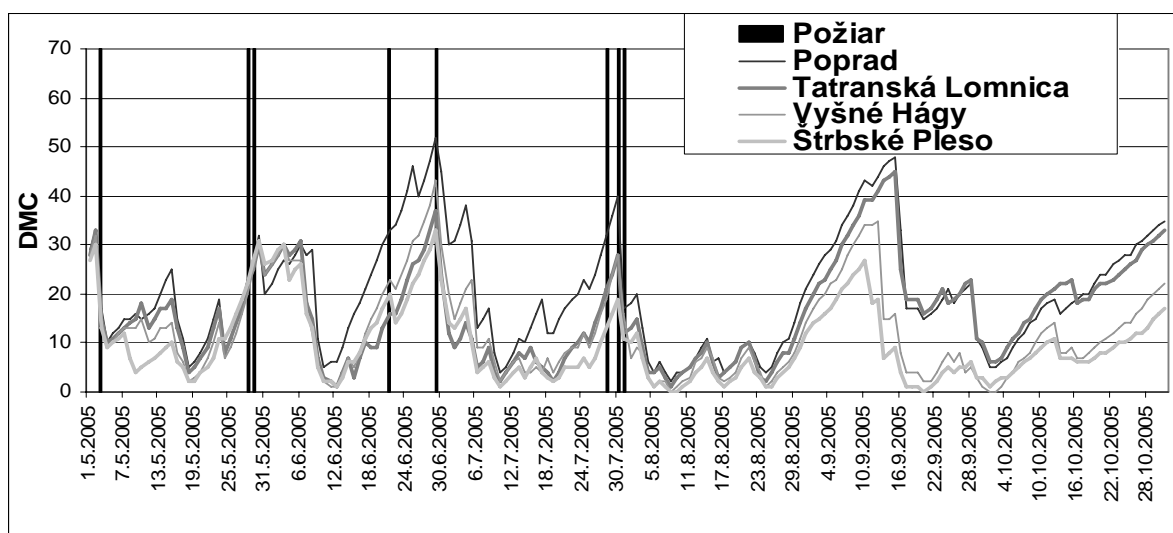
S narastajúcou hodnotou SMPI sa prejavila aj závislosť s veľkosťou plochy postihnutej požiarom. Požiare s najväčšou plochou požiariska (28.5., 29.5., 29.6., 28.7. a 30.7.) vznikli v dňoch s najvyššími nameranými hodnotami SMPI (obr. 1).



Obr. 1: Graf hodnôt SMPI vypočítaných pre jednotlivé dni počas vegetačného obdobia v roku 2005 pre klimatologickú stanicu Vyšné Hágy a Tatranská Lomnica. Zvislé čiary zvyrazňujú dni, počas ktorých vznikli najväčšie požiare.

Na základe našich indexov sa javí, že kombináciou troch spomínaných požiarnych indexov môžeme zohľadniť ich individuálnu citlivosť na rôzne meteorologické prvky a tak dospieť k presnejšiemu stanoveniu požiarného rizika pri rôznych meteorologických situáciách.

Analýza pôdneho sucha pomocou DMC nám poukazuje na známy fakt, že so zvyšujúcimi hodnotami sucha sa zvyšuje aj množstvo prístupného paliva pre horenie, ktoré má za následok väčšiu intenzitu požiaru a teda aj zväčšovanie plochy postihnutej požiarom v dôsledku problémov pri jeho uhasení. Z piatich požiarov, ktoré zachvátili plochu väčšiu ako 1 ha vznikli tri (požiar z 29.5., 29.6. a 30.7.) za podmienok, kedy DMC dosiahol hodnotu 25 alebo vyššiu (obr. 2).



Obr. 2: Graf hodnôt DMC vypočítaných pre jednotlivé dni počas vegetačného obdobia roku 2005 pre nasledovné klimatologické stanice: Poprad – 695 m n. m., Tatranská Lomnica – 832 m n. m., Vyšné Hágy – m n. m., Štrbské Pleso – 1360 m n. m. Zvislé čiary zvyrazňujú dni počas ktorých nasali vybrané požiare.

## Záver

Podmienky v roku 2005, po katastrofálnej tatranskej kalamite v novembra 2004, ukázali vysokú významnosť monitorovania a hodnotenie sucha a meteorologických parametrov z hľadiska požiarného nebezpečenstva. Vhodnou cestou sa ukázalo použitie meteorologických požiarnych indexov, ktoré sú na rozdiel od samotných meteorologických prvkov komplexnejšie. Z analýzy jednotlivých požiarnych indexov vyplýva, že pre použitie v podmienkach Slovenska na kalamitných plochách sa ako vhodný zdá byť Angström index aj napriek tomu, že jeho citlivosť na vzdušnú vlhkosť môže nadhodnocovať požiarné riziko.

Ako vhodnejšia a presnejšia pre stanovenie požiarného rizika na kalamitných plochách sa javí metóda skombinovania všetkých troch požiarnych indexov – počítania sumy ich hodnôt požiarného rizika, ktorá môže zohľadniť ich individuálne prednosti pri rôznych meteorologických situáciách. Týmto spôsobom nám vznikol nový index, ktorý sme nazvali *Sumárny meteorologický požiarny index stredo-európskej prechodnej klímy* (SMPI).

Pri analýze sucha vrchných vrstiev pôdy sa potvrdila jeho previazanosť s možnosťou vzniku ako aj s veľkosťou plochy požiariska, závislej od jeho narastajúcich hodnôt. Pre presnejšie stanovenie pôdneho sucha pod lesným porastom alebo na kalamitnej ploche pre Slovensko pomocou DMC ale bude potrebné do budúcnosti v teréne overiť jeho prahové hodnoty terénnym výskumom.

Hoci veľké množstvo nahromadeného organického materiálu spolu s nízkou relatívnou vzdušnou vlhkosťou a pôdnym suchom významne podporujú rozšírenie sa požiaru od miesta vzniku a jeho intenzi-

tu, hlavným faktorom ovplyvňujúcim samotný vznik požiarov na kalamitisku v roku 2005 bol ľudský faktor. Preto je potrebné venovať sa v budúcnosti okrem stanovovaniu rizika vzniku požiarov aj spôsobu šírenia informácií o tomto riziku k verejnosti žijúcej a pohybujúcej sa v rizikovom území.

## PodĎakovanie

Autori ďakujú za podporu grantovej agentúre VEGA MŠ SR – projekty č. 1/0515/08, 1/3528/0, 1/4393/0, agentúre APVV za podporu projektu APVT-18-016902, Slovenskému hydrometeorologickému ústavu v Bratislave (Dr. Šťastný a Dr. Pecho) ako aj Výskumnej stanici ŠL-TANAP za pomoc pri získaní prvotných údajov.

## Literatúra

- Čimo, J., Špánik, F., (2007): Periódy sucha v podmienkach klimatickej zmeny Podunajskej nížiny. In: *Bioclimatology and natural hazards*, Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M. (eds.), TU Zvolen, Zvolen (CD).
- Flannigan, M.D., Logan, K.A., Stocks, B.J., Wotton, B.M., Amiro, B.D., Todd, J.B., (2002): Projections of future fire activity and area burned in Canada, In: *Forest Fire Research & Wildland Fire Safety*, Viegas (ed.), Millpress, Rotterdam (CD).
- Hänsel, S., Petzold, S., Matschullat, J., (2007): Precipitation trend analysis for Central Eastern Germany, In: *Bioclimatology and natural hazards*, Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M. (eds.), TU Zvolen, Zvolen, (CD).
- Holécý, J., Škvarenina, J., Tuček, J., Mind'áš, J., (2003): Fire Risk Insurance Model for Forest Stands Growing in the Area of Slovak Paradise. In: *Forest Fire in the Wildland-Urban Interface and Rural Areas in Europe An integral planning and management challenge*, Institute of Mediterranean Forest Ecosystems and Forest Products Technology, Athens, Greece, pp. 161 – 172.
- Holécý, J., (2004): *Matematický model poistenia lesov Slovenska proti požiarom*. Zvolen, Technická univerzita vo Zvolene. 65 s.
- Lapin, M., Damborská, I., (2007): Methods of extreme weather events selection and some results of elaboration, In: *Bioclimatology and natural hazards*, Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M. (eds.), TU Zvolen, Zvolen (CD).
- Lawson, B.D., Dalrymple, G.N., Hawkes, B.C., (1997): *Predicting Forest Floor Moisture Content from Duff Moisture Code values*, Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Technology Transfer Note 6., Pacific Forestry Centre: Victoria, B.C.
- Pausas, G. J., (2004): Changes in Fire and Climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin), *Climatic Change* 63: 337 – 350.
- Pitman, J., Narisma, G. T., McAneney, J., (2007): The impact of Climate change on the risk of Forest and Grassland fires in Australia, *Climatic Change* 84: 383 – 401.
- Stolina, M. (ed), (1985): *Ochrana lesa, Príroda*, Bratislava, s. 108 – 130.
- Škvarenina, J., Mind'áš, J., Holécý, J., Tuček, J., (2004): An analysis of the meteorological conditions during two largest forest fire events in the Slovak Paradise National Park, *Meteorologický časopis – Meteorological Journal*, 7(4): 167 – 171.

# Hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v horských ekosystémoch Poľany, Nízkyh a Západných Tatier v zimách rokov 2005/06 – 2007/08

Matúš Hríbik<sup>1</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>2</sup>, Daniela Kyselová<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Katedra environmentálneho inžinierstva, Fakulta ekológie a environmentalistiky, Technická Univerzita vo Zvolene

<sup>2</sup> Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická Univerzita vo Zvolene

<sup>3</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav, Regionálne stredisko Banská Bystrica

## Abstract

Hydrophysical properties of snow cover in mountain ecosystems of Polana Mts., Nízke Tatry Mts., and Západné Tatry Mts. in winter seasons 2005/06–2007/08: This contribution carried out results from three years monitoring of hydrophysical features of snow pack in altitudinal transect of orographic parts Polana Mts., Nízke Tatry Mts. and Západné Tatry Mts. Research was provided in time of snow cover culmination in mountains of years 2006, 2007, 2008. We compared water equivalent of snow cover and depth of snow cover in altitudinal interval from 900 to 1900 meters above sea level. The maximal water equivalent of snow cover (455 mm) in Polana Mts. was find out in the altitude 1400 meters above sea level in the year 2006. In the same year we find out maximum (500mm) in Nízke Tatry Mts. on the altitude 1600 meters above sea level. The highest value (500mm) in Zapadne Tatry Mts. we observed on the altitude 1700 meters above sea level in the year 2007. Depth and water equivalent of snow cover by altitude decrease in sequence: Polana Mts > Nízke Tatry Mts. > Zapadne Tatry Mts.

**Key words:** depth of snow cover, water equivalent of snow cover, Polana Mts., Nízke Tatry Mts., Západné Tatry Mts.

## Úvod a cieľ práce

Temperátna klimatická zóna stredoeurópskych podmienok je charakteristická skutočnosťou, že časť zrážok chladnej časti roka vypadáva vo forme snehu. V horských regiónoch významnosť tohto javu podčiarkuje ešte fakt, že počet dní so snehovou pokrývkou ma v rastúcou nadmorskou výškou lineárne rastúci trend. Ako uvádza Petrovič (1972), v Slovenských horách predstavuje výškový gradient počtu dní so snehovou pokrývkou v priemere 9 dní na 100 m. Zatiaľ čo v nížinách má snehová pokrývka veľmi nestály výskyt (cca do 40 dní v roku), čo súvisí s priebehom počasia v zime, najmä častými obdobiami odmäku, v stredohorských polohách sa snehová pokrývka vyskytuje nezriedka aj 80 a viac dní. Vo vysokých pohoriach Slovenska je výskyt snehu stálejší a v priemere prekračuje číslo 180 dní v roku. Osobité podmienky vysokohorského prostredia alpínskeho vegetačného stupňa, umocnené expozíciou a reliéfom vytvárajú v niektorých vysoko položených dolinách Tatier podmienky pre vznik tzv. „subniválneho“ výškového stupňa. Tu snehová pokrývka v dôsledku zosunovej a veternej akumulácie, nízkej teploty a clonenia reliéfu vytvára trvalé snehové polia zanikajúce len v extrémne teplých letách, napr. Malá a Veľká Zmrzlá dolina, Mengusovská a Kačacia dolina a iné). Už z tohto krátkeho expozé vidíme, že relatívne malé územie Slovenska poskytuje z pohľadu snehovej pokrývky a jej fyzikálnych vlastností veľmi pestré výsledky.

Doterajšie expedičné merania v horských povodiach (Kozlík 1968, Babiaková a Kozlík 1969, Turčan 1973, Holko et al. 1999, 2001, Hríbik a Škvarenina 2006) poukazujú na významný vplyv nadmorskej výšky, ktorý sa prejavuje v čase akumulácie snehovej pokrývky. Rast vodnej hodnoty snehu však nesúvisí s nadmorskou výškou lineárne. Nad hornou hranicou lesa sa rast vodnej hodnoty s výškou znižuje a maximálne hodnoty nedosahuje v najvyšších miestach povodia, ale nižšie čo súvisí s možnou zmenou gradientu zrážok v závislosti od nadmorskej výšky, ale najmä s premiestňovaním snehu vplyvom vetra do nižších polôh (snehový drift). Tieto procesy sú predmetom vedeckého záujmu meteorológov, klimatológov, hydrológov, ekológov, ale aj pôdohospodárov a iných profesných skupín a zatiaľ v sebe skrývajú pomerne veľkú mieru neurčitosti a neistoty, a preto sú aj v spojitosti s očakávanými

zmenami klímy predmetom pomerne širokého vedeckého záujmu (Holko a Kostka 2005, Němec 2006, Hříbik et al. 2007).

Cieľom nášho príspevku je prezentovanie niekoľkoročných výsledkov monitoringu hydrofyzikálnych parametrov snehovej pokrývky v troch orograficky odlišných horských celkoch: Poľana, Nízke Tatry – Kráľova hoľa a Západné Tatry – Brestová. Zatiaľ čo pohorie Poľana predstavuje južný výbežok vyšších horských masívov, Kráľova hoľa reprezentuje východnú časť centrálne položených nízkotatranských hrebeňových celkov. Lokalita Brestová v Západných Tatrách bola vybraná ako výškový transekt reprezentujúci náveterný anemo-orografický masív výrazne ovplyvnený prevládajúcim severozápadným prúdením.

## **Materiál a metódy**

Expedičné merania charakteristík snehovej pokrývky: výška snehu, vodná hodnota snehu a hustota snehu, sme vykonávali približne v trojtýždňových intervaloch od zimnej sezóny 2005/06. Monitorovali sme nasledovné polohy:

- v CHKO BR Poľana, severný transekt (600 m n. m., Pod Bátovským Balvanom – 1264 m n. m. Priehybina), na južnom transekte (1264 m n. m., Priehybina – 600 m n. m., Bystré Vrátko), v obrázkoch hodnotené od 900 m n. m.
- v Západných Tatrách (TANAP) na severnom transekte (900 m n. m., Skanzen Oravskej dediny – 1902 m n. m., Brestová),
- v Nízkych Tatrách (NAPANT) na juhovýchodnom transekte (900 m n. m., Telgárt – 1945 m n. m., Kráľova Hoľa).

Klimatickú charakteristiku skúmaných území podáva tab. 1. Výšku snehu sme merali metódou prenosnej snehomernej laty, pomocou kalibrovannej lavínovej sondy, hustoty a vodnú hodnotu snehovej pokrývky sme zisťovali hmotnostnou metódou, váhovým snehomerom ruskej proveniencie VS – 43. Na každom monitorovacom bode sme uskutočnili 3 merania vodnej hodnoty a hustoty a 20 meraní výšky snehovej pokrývky, podrobnosti monitorovania podávajú Hříbik, Škvarenina (2006) a OTN (2002).

## **Výsledky a diskusia**

V zime 2005/06 v dôsledku relatívne chladnej zimy a nadmerných snehových zrážok, bola aj v nižších nadmorských výškach výška snehu zo všetkých pozorovaných rokov najvyššia. V polohách do 1200 – 1300 m n. m. predstavovala výška snehu až dvojnásobné hodnoty v porovnaní s ostatnými pozorovanými rokmi v Nízkych a Západných Tatrách. Vo zvýšenej miere to platilo aj v pohorí Poľana, kedy tieto hodnoty boli ešte podstatne vyššie (až do štvornásobku roku 2007). V tomto pohorí bol rok 2007 snehovo najchudobnejší (65 cm vo výške 1400 m n. m.), kedy hlavne vo vyšších partiách (od 1200 m n. m.). V roku 2008 boli na Poľane priaznivejšie pomery a výška snehu dosahovala až 110 cm vo výške 1400 m n. m.). Zjednodušene je možné povedať že výška snehovej pokrývky bola v roku 2006 približne na každej výskumnej ploche cca o 50 cm vyššia ako v roku 2007 a maximálne hodnoty predstavovali v nadmorskej výške 1400 m až 150 cm.

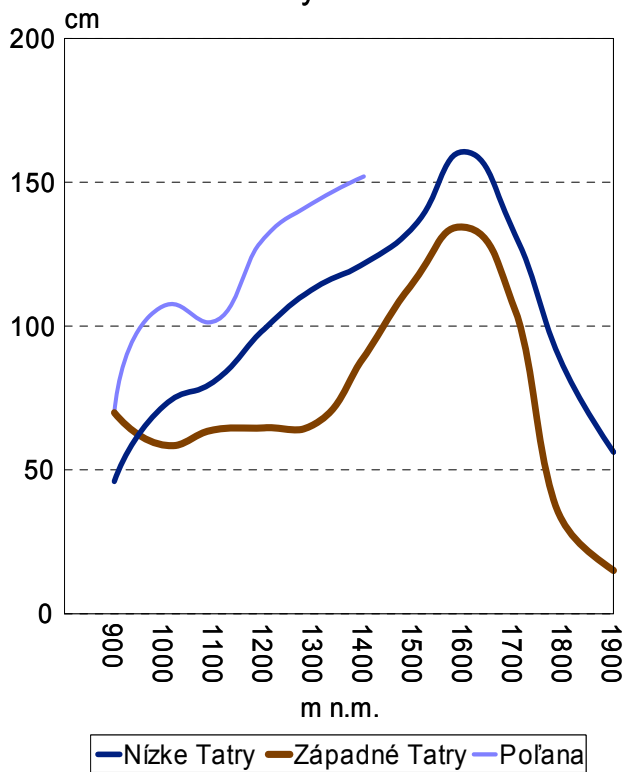
*Výška snehovej pokrývky* predstavuje jej základnú a najjednoduchšiu fyzikálnu charakteristiku. Celkový priebeh výšky snehovej pokrývky na Poľane, Nízkych a Západných Tatrách v rokoch 2006 až 2008 môžeme sledovať na obrázkoch 1 – 3. Z celého radu meraní sme vybrali výškové priebehy v mesiaci marec, čo zodpovedá obdobiu s maximálnou kulmináciou množstva snehu v horských polohách. Vo všeobecnosti môžeme konštatovať, že nárast výšky snehu s pribúdajúcou nadmorskou výškou prebieha až do nadmorskej výšky 1700 m n. m. Približne od tejto nadmorskej výšky na nami sledovaných plochách sa výrazne prejavuje vplyv zvýšenej rýchlosti vetra na odvíevanie snehu, ako aj ubúdanie porastov kosodreviny prejavujúcej sa silným tlmiacim účinkom na prúdenie vzduchu a následné odnášanie snehu. Preto má krivka závislosti výšky snehu od nadmorskej výšky tvar pravostranne posunutej gaussovej krivky (s výnimkou pohoria Poľana, ktorá vzhľadom na jej výšku nemá ešte vyvinuté kosodrevinové a alpínske hľadné pásmo prejavujúce sa snežným „driftom“).

Tabuľka 1: Klimatické charakteristiky monitorovacích plôch snehovej pokrývky v CHKO Poľana, Západných Tatrách TANAP a Nízkyh Tatráh NAPANT.

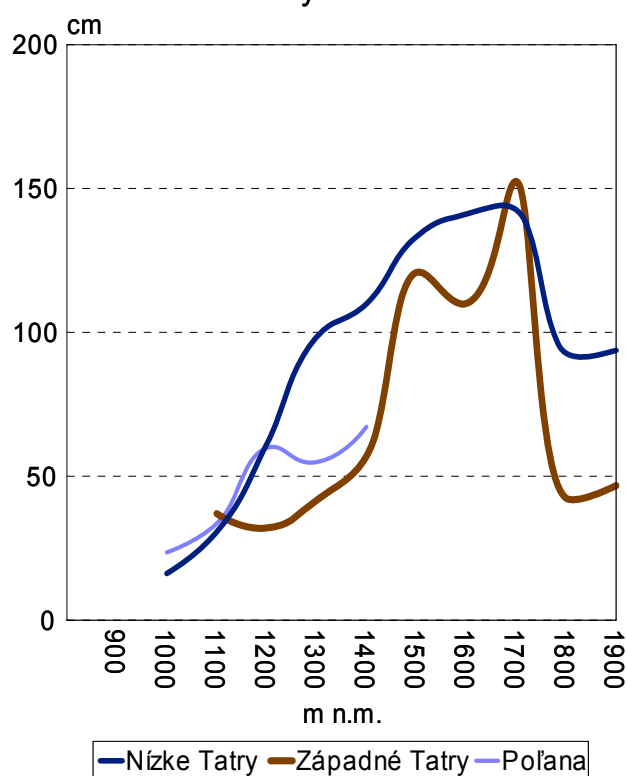
Poľana (600 – 1400 m n. m.)	
Priem ročná teplota	3,7 – 6,2 °C
Priem júlová teplota	12,8 – 16,4 °C
Počet dní s teplotou vyššou ako 0 °C	221 – 266 dní
Počet dní s teplotou vyššou ako 5 °C	163 – 206 dní
Počet dní s teplotou vyššou ako 10 °C	93 – 148 dní
Priemerný ročný úhrn zrážok	815 – 1069 mm
Priemerný úhrn zrážok letného polroku (IV.–IX.)	490 – 609 mm
Priem. trvanie snehovej pokrývky	147 – 180 dní
Klimatická oblasť, okrskok	(M) Mierne teplá oblasť, okrskok: (M6) mierne teplý, vlhký, vrchovinový; (C) Chladná oblasť, okrsky: (C1) mierne chladný; (C2) chladný horský
Klimageografický typ, subtyp	Horská klíma; subtypy klímy: mierne teplá; mierne chladná; studená
Západné Tatry – Brestová (900 – 1902 m n. m.)	
Priem ročná teplota	0,4 – 4,6 °C
Priem júlová teplota	8,7 – 13,9 °C
Počet dní s teplotou vyššou ako 0 °C	188 – 240 dní
Počet dní s teplotou vyššou ako 5 °C	116 – 177 dní
Počet dní s teplotou vyššou ako 10 °C	0 – 111 dní
Priemerný ročný úhrn zrážok	1200 – 1810 mm
Priemerný úhrn zrážok letného polroku (IV.–IX.)	690 – 1040 mm
Priem. trvanie snehovej pokrývky	178 – 241 dní
Klimatická oblasť, okrskok	(C) Chladná oblasť, okrsky: (C2) chladný horský; (C3) studený horský
Klimageografický typ, subtyp	Horská klíma; subtypy klímy: studená; veľmi studená
Nízke Tatry – Kráľova hoľa (900 – 1945 m n. m.)	
Priem ročná teplota	0,1 – 4,8 °C
Priem júlová teplota	8,5 – 14,5 °C
Počet dní s teplotou vyššou ako 0 °C	177 – 244 dní
Počet dní s teplotou vyššou ako 5 °C	104 – 183 dní
Počet dní s teplotou vyššou ako 10 °C	0 – 121 dní
Priemerný ročný úhrn zrážok	850 – 1350 mm
Priemerný úhrn zrážok letného polroku (IV.–IX.)	520 – 782 mm
Priem. trvanie snehovej pokrývky	160 – 240 dní
Klimatická oblasť, okrskok	(C) Chladná oblasť, okrsky: (C1) mierne chladný; (C2) chladný horský; (C3) studený horský
Klimageografický typ, subtyp	Horská klíma; subtypy klímy: mierne chladná; studená; veľmi studená



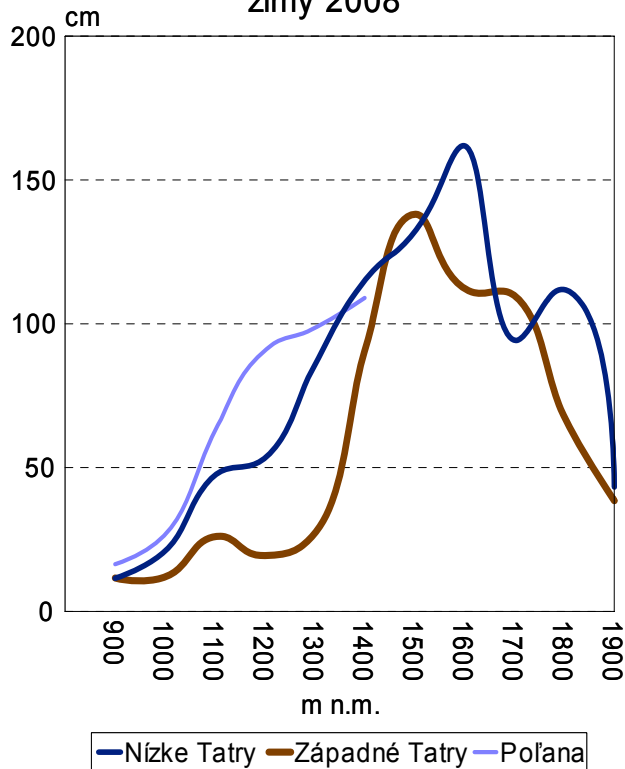
Priemerná výška snehu vo vrchole zimy 2006



Priemerná výška snehu vo vrchole zimy 2007

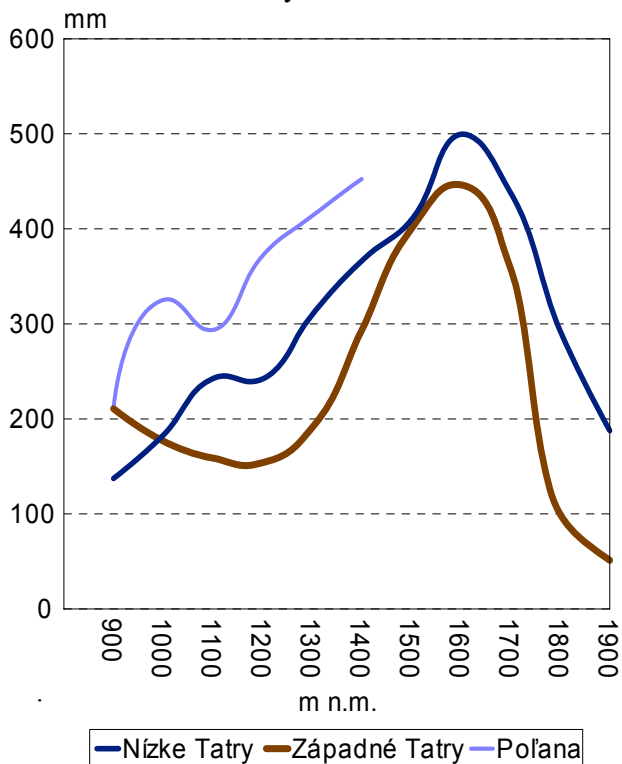


Priemerná výška snehu vo vrchole zimy 2008

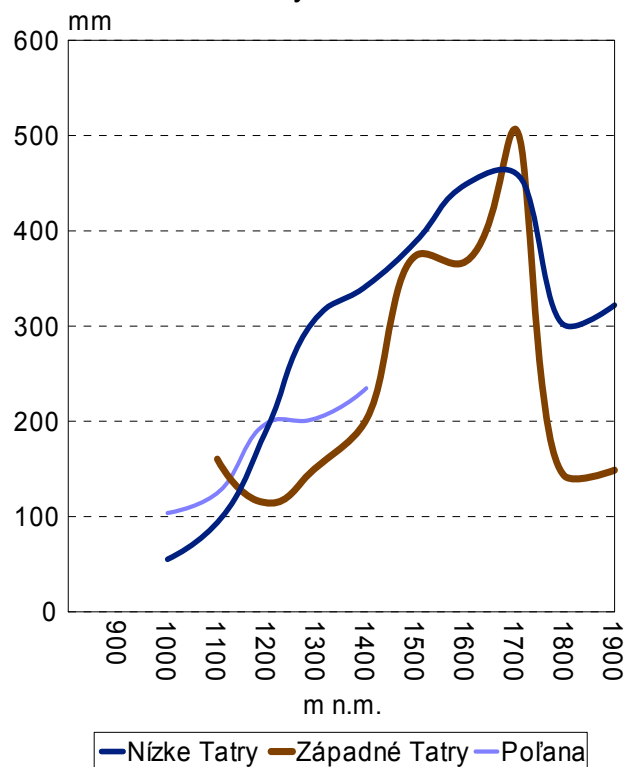


Obr. 1 – 3: Priebeh výšky snehu v rokoch 2006 – 08 na Poľane, v Nízkych a Západných Tatrách.

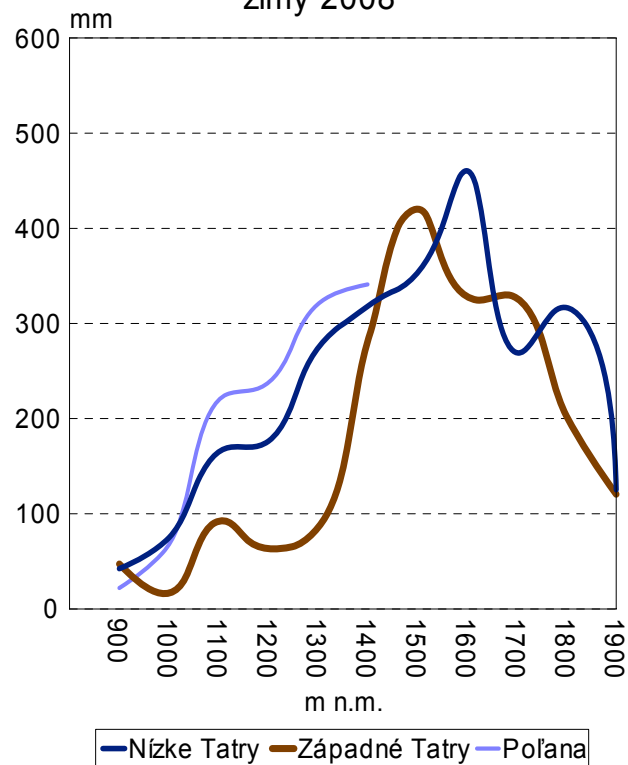
Priemerná vodná hodnota snehu vo vrchole zimy 2006



Priemerná vodná hodnota snehu vo vrchole zimy 2007



Priemerná vodná hodnota snehu vo vrchole zimy 2008



Obr. 4 – 6: Priebeh vodnej hodnoty snehu v rokoch 2006 – 08 na Poľane, v Nížkyh a Západných Tatrách.

Pri porovnaní výšky snehu vo vyššie položených polohách (od 1300 m n. m.) Nízkyh a (od 1400 m n. m.) Západných Tatier je možné konštatovať, že hodnoty vo všetkých troch sledovaných rokoch boli pomerne vyrovnané (rozdiel max. 15 %). Maximum sa nachádzalo vo výškach 1500 až 1700 m n. m. ako dôsledok vysokej nadmorskej výšky a výskytu zapojenej kosodreviny a smrekových porastov na hornej hranici jeho výskytu (akumulačná funkcia). Vo vyšších polohách sa už prejavoval vplyv vetra na odvíjanie snehu (tzv. snehový drift). V Nízkyh Tatrách maximum predstavovalo 160 cm vo výške 1600 m n. m. v roku 2006, 145 cm vo výške 1700 m n. m. v roku 2007 a 165 cm vo výške 1600 m n. m. v roku 2008. V Západných Tatrách namerané maximum predstavovalo v roku 2006 136 cm, v roku 2007 150 cm a v roku 2008 140 cm. V Západných Tatrách bola výška snehu o 20 až 60 cm nižšia v závislosti od nadmorskej výšky ako v Nízkyh Tatrách. Najviac badateľný rozdiel bol vo výške 1300 – 1400 m n. m. od 50 cm v roku 2006 do 60 cm v rokoch 2007 a 2008. Významný rozdiel (40 až 50 cm vo všetkých rokoch) sme zaznamenali aj vo výškach 1800 – 1900 m n. m.

*Vodná hodnota snehovej pokrývky:* V snehovej pokrývke sa v zimnom období akumuluje značná časť (15 – 60 %) z celoročného úhrnu zrážok. Vodná hodnota snehu je jedna z najdôležitejších charakteristík, ktorá podáva informáciu o množstve vody kumulovanej na sledovanom území počas zimného obdobia. Stanovenie zásob vody v snehovej pokrývke poskytuje zaujímavé údaje pre ochranu povodia pred povodňami, ako aj pre zistenie jarných zásob vody v pôde, využiteľných napríklad v lesníctve, poľnohospodárstve a vodnom hospodárstve.

Celkový priebeh vodnej hodnoty snehovej pokrývky na Poľane, Nízkyh a Západných Tatrách v roku 2006 môžeme sledovať na obrázku 4, v roku 2007 na obrázku 5 a v roku 2008 na obrázku 6. Tvar krivky výškového priebehu vodnej hodnoty snehu vcelku logicky kopíruje vyššie prezentovaný priebeh výšky snehu (pravostranne asymetrické gaussovské rozdelenie). Podľa zistených výsledkov je možné sledovať rast vodnej hodnoty snehu s narastajúcou nadmorskou výškou, len do výšky cca 1700 m n. m. kedy sa začína prejavovať zvýšené odvíjanie snehu vetrom. Rovnako ako pri výške snehu je možné konštatovať, že zima 2005/06 bola na zásobu vody v snehu bohatá aj v nižších nadmorských výškach. Najviac badateľné to bolo v orografickom celku Poľana, kedy v porovnaní s rokom 2007 bola vodná hodnota snehu dvojnásobne vyššia s nadbytkom až 100 – 250 mm v závislosti od nadmorskej výšky. V roku 2006 sme maximum so 455 mm zaznamenali vo výške 1400 m n. m. V roku 2008 spomínaná charakteristika bola síce do nadmorskej výšky 1100 za sledované obdobie najnižšia, ale od nej sa vyznačovala už celkom slušnými úhrnmi (maximum 340 mm) stále však v porovnaní zo zimou 2006 s deficitom cca 100 mm. Maximum v roku 2007 vo výške 1400 m n. m. predstavovalo len 230 mm. Pri hodnotení Poľany z hľadiska vodnej hodnoty snehu chceme upozorniť na fakt, že hlavne v zimách na sneh bohatších (2006 a 2008) sú vodné hodnoty v jednotlivých nadmorských výškach v porovnaní s Nízkyh a Západnými Tatrami približne o 50 až 100 mm väčšie. Uvedený fakt môže byť výsledkom: vyššej teploty vzduchu (ťažší sneh) a nižšej výšky pohoria v anemo-orograficky uzavretej kaldere masívu Poľany, čo zabraňuje unášaniu snehu vetrom v takom rozsahu ako je tomu v hrebeňových polohách Nízkyh a Západných Tatier. Pravdepodobne sa na zistenom fakte podieľa aj zvýšený podiel cyklonálnych situácií z južnou a juhozápadnou dráhou.

V nižších polohách do 1300 m n. m. vodná hodnota snehu v Nízkyh a Západných Tatrách bola najvyššia v roku 2006 skoro až o 100 mm. Po tejto výške sa však táto charakteristika začala vyrovnávať a tak je možné povedať že v týchto polohách priebehy všetkých troch zím (rozdiely do 10 %) boli vyrovnané. V Nízkyh Tatrách sme najvyššiu hodnotu v roku 2006 až 500 mm namerali vo výške 1600 m n. m. v roku 2007 sme namerali 460 mm vo výške 1700 m n. m. a v roku 2008 vo výške 1600 m n. m. 480 mm. Rovnako ako pri výške snehu je možné pozorovať po výške 1700 m n. m., snehový drift. V Západných Tatrách vodná hodnota snehu až na malé výnimky bola nižšia v každom pozorovanom roku. Najviac sa prejavovala v nadmorských výškach 1200 – 1400 m n. m. a 1800 – 1900 m n. m. (100 – 150 mm). Najvyššie hodnoty sme namerali v roku 2006 vo výške 1600 m n. m. a predstavovali 440 mm, v roku 2007 sme zistili 500 mm vo výške 1700 m n. m. a v roku 2008 vo výške 1500 m n. m. 410 mm. Vo vrcholových partiách Západných Tatier (od 1700 m n. m.) sme taktiež zaznamenali odvíjanie snehu vetrom.

## Záver

Táto práca prináša výsledky trojročného monitoringu hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky na výškových tranzektoch orografických celkov Poľana (900 – 1400 m n. m.) , Nízke Tatry – Kráľova hoľa (900 – 1945 m n. m.) a Západné Tatry – Brestová (900 – 1902 m n. m.). Pozorovania sa uskutočnili v čase kulminácie snehu v horských polohách v roku 2006, 2007 a 2008. V práci prezentujeme výsledky výšky snehu a vodnú hodnotu snehovej pokrývky. Závěry by sme mohli predbežne zhrnúť do nasledovných zistení:

- Výška a vodná hodnota snehu zákonite rastie s nadmorskou výškou až do výšky 1700 m n. m. kedy sa prejavuje vplyv vetra
- Na Poľane výška a vodná hodnota snehu mala tendenciu byť vyššia v porovnaní s Tatrami.
- Maximálna výška snehu na Poľane v roku 2006 dosahovala v nadmorskej výške 1400 m až 150 cm, v Nízkych Tatrách sme najvyššiu hodnotu v roku 2006 až 165 cm namerali vo výške 1600 m n. m a v Západných Tatrách namerané maximum predstavovalo v roku 2005 vo výške 1700 m n. m. 150 cm.
- Maximálna výška snehu v roku 2005 dosahovala 147 cm vo vrcholových partiách BR Poľana.
- Maximálna vodná hodnota snehu na Poľane bola zistená vo výške 1400 m n. m. a to 455 mm.
- V Nízkych Tatrách sme najvyššiu hodnotu (500 mm) namerali v roku 2006 vo výške 1600 m n. m.
- V Západných Tatrách sme najvyššie hodnoty (500 mm) namerali v roku 2007 vo výške 1700 m n. m.
- Zima 2005/06 bola na zásobu vody v snehu bohatá aj v nižších nadmorských výškach. V polohách do 1200 – 1300 m n. m. predstavovala výška snehu až dvojnásobné hodnoty v porovnaní s ostatnými pozorovanými rokmi v Nízkych a Západných Tatrách. V orografickom celku Poľana bola vodná hodnota snehu väčšia až o 100 – 250 mm v závislosti od nadmorskej výšky.
- V polohách od 1300 m n. m. na Poľane, Nízkych a Západných Tatrách vodná hodnota snehu a výška snehu vo všetkých pozorovaných rokoch bola pomerne vyrovnaná (rozdíly do 10 %).
- Výška, ako aj vodná hodnota snehovej pokrývky podľa nadmorských výšok, klesala v poradí Poľana > Nízke Tatry > Západné Tatry.

## PodĎakovanie

Autori ďakujú za podporu grantovej agentúre VEGA MŠ SR – projekty č. 1/0515/08, 1/3528/0, 1/4393/0, agentúre APVV za podporu projektu APVT-18-016902.

## Literatúra

- Babiaková, G., Kozlík, V., (1969): Príspevok k stanoveniu zásoby snehu v zalesnených a nelesných povodiach. Vodohosp. Čas., 17, 3, 253 – 254.
- Holko, L., Kostka, Z., Parajka, J., (1999): Spatial distribution of snow in mountain catchments and basin-averaged modelling, Int. Conf. "Problems in Fluid Mechanics and Hydrology", Institute of Hydrodynamics AS CR, Praha, Česká republika, p. 400 – 407.
- Holko, L., Kostka, Z., Parajka, J., (2001): Snehová pokrývka, Životné prostredie, 35, 138 – 141.
- Holko, L., Kostka, Z. (eds.) (2005): 10. stretnutie snehárov. Ústav hydrológie SAV, Experimentálna hydrologická základňa Liptovský Mikuláš, 14. – 16.4. 2005, Zborník príspevkov, 36 s.
- Hříbik, M., Škvarenina, J., 2006: Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/04. In: 11. stretnutie snehárov, 21. – 23.3. 2006, Jablonec nad Nisou, vydal: Český hydrometeorologický ústav, červen 2006, s. 30 – 40.
- Hříbik, M., Holko, L., Škvarenina, J. (eds.) (2007): 12. stretnutie snehárov, organizované Technickou univerzitou vo Zvolene, 13. – 15.3. 2006 Telgárt, 202 s.
- Kozlík, V., (1968): Variabilita zásoby snehu v území. Vodohosp. čas., 16, 1, 3 – 29.
- Němec, L. (ed.) (2006): 11. stretnutie snehárov. Český hydrometeorologický ústav, OHV – pracovisko Jablonec nad Nisou, 21. – 23. 3. 2006, Zborník príspevkov, 72 s.

OTN ŽP 3109:02 (2002): Kvantita povrchových vôd. Meranie a vyhodnocovanie snehových zásob v povodí, schválená 25.9.2002, MŽP SR.  
Petrovič, Š., (1972): Počasie a klíma. In: Slovensko – Príroda. Obzor, Bratislava, s. 203 – 275.

# Hodnotenie kvality zavlažovania z aspektu ochrany pôdných a vodných zdrojov

Ján Hríbik

Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy, Gagarinova 10, 827 13 Bratislava

## Abstrakt

Sektor poľnohospodárstva ako významný spotrebiteľ vody musí prehodnocovať svoje vodospotrebiteľské technológie a hľadať tie, ktoré sú úsporné a efektívne z aspektu ochrany a využívania prírodných vodných a pôdných zdrojov. Hodnotenie kvality zavlažovania, ako najväčšieho konzumenta, všeobecne absentuje. Príspevok cez prizmu posudzovania kvality zavlažovacieho procesu hodnotí existujúci stav a naznačuje východiskové trendy rozvoja, ktoré môžu priniesť úsporno-ochranné aspekty.

## Kľúčové slová

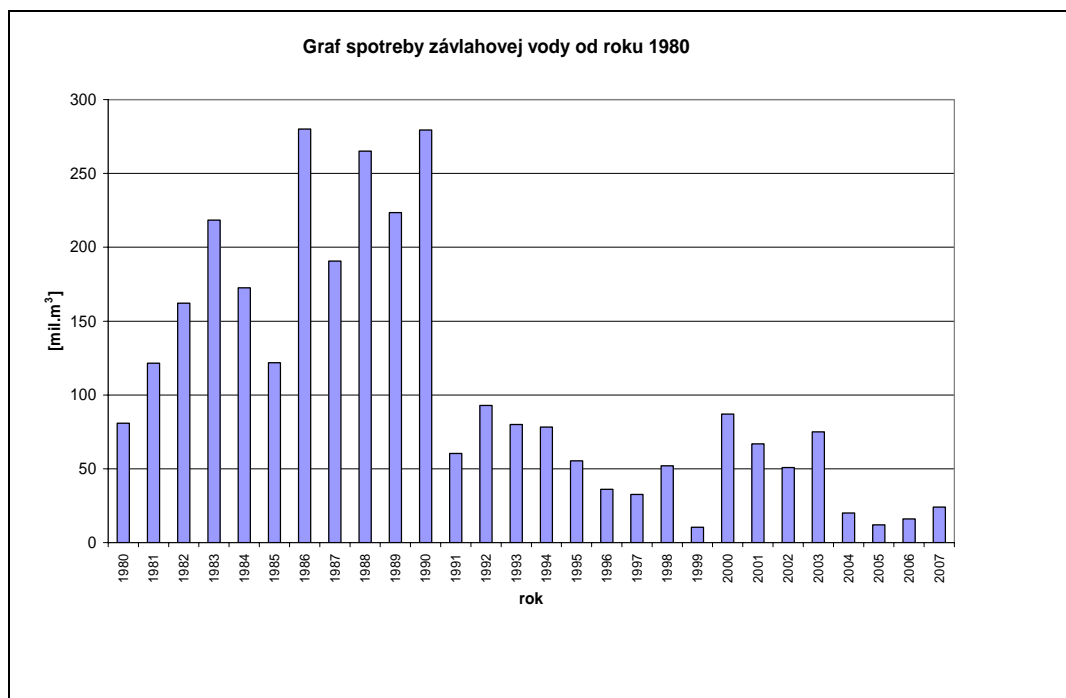
kvalita zavlažovania, koeficient rovnomernosti rozdelenia vody, úsporné závlahové technológie, presné závlahové hospodárstvo, mikrozávlaha, kvapková závlaha

## Úvod

Poľnohospodárstvo a zavlažovanie je v globálnom meradle najväčší spotrebiteľ sladkej vody. Z celkových objemov spotrebovanej sladkej vody je to 70 až 75 %. Z tohto dôvodu konkurenčné sektory ako urbanizmus, priemysel a environment tlačia na zníženie odoberaných objemov. Východisko sa nachádza vo zvýšení efektívnosti zavlažovania sprevádzanom úsporami vody. V našom agroklmatickom pásme (rainfed agriculture) závlaha zohráva iba doplnkovú funkciu. Radikalizácia zrážok ako dôsledok prebiehajúcej klimateckej zmeny prináša však kriticky dlhé periódy sucha, ktoré znásobujú jej významnosť pri realizácii agropestovateľských projektov. Rozhodujúcim sa ukazuje jej stabilizačný aspekt, najmä pri ekonomicky náročných pestovateľských projektoch. Hľadanie zvyšovania účinnosti a efektívnosti zavlažovania má aj ekonomický podtext, ale konečný dôsledok možno definovať aj v ochrane a využívaní prírodných zdrojov.

## Analýza stavu zavlažovania v Slovenskej republike

Štát vybudoval zo svojich zdrojov závlahové zariadenia na ploche cca 320 tis. ha. Podiel zavlažovaných plôch z plochy ornej pôdy bol v minulosti asi 17 % a tieto plochy vyprodukovali cca 40 % všetkej agroprodukcii. V ostatných rokoch je zaznamenaný trend, pri ktorom odbery vody na zavlažovanie klesajú. Po rokoch 1986 – 1990 kedy dosahovali spotreby závlahovej vody až 270 mil. m<sup>3</sup> ročne, klesli na 15 – 25 mil. m<sup>3</sup> ročne v ostatných rokoch (viz obr. 1: Spotreba závlahovej vody od roku 1980). Aktuálne využívaných je v súčasnosti 120 – 150 tis. ha z vybudovaných závlah.

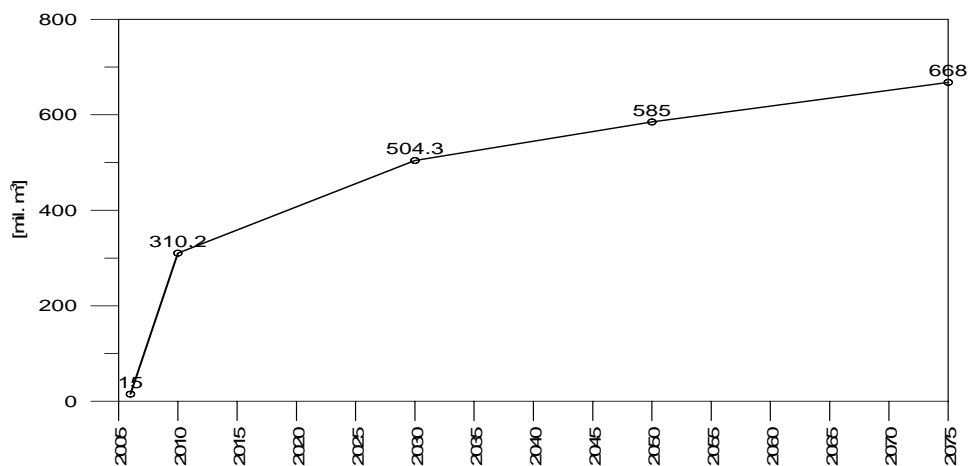


Obr. 1: Spotreba závlahovej vody od roku 1980.

Na adresu paradoxne klesajúceho trendu treba pripomenúť, že práve v ostatných rokoch, menovite po roku 2000 sa vyskytli teplotne extrémne roky s rekordnými teplotami, napr. v roku 2007 až 40 °C, kedy aj deficity pôdnej vody rástli do extrémov.

Na adresu disponibilných vodných zdrojov závlahovej vody treba uviesť, že múdre generácie vodohospodárov v minulosti vytvorili akumulčné zdroje v podobe 200 malých vodných nádrží, s celkovým objemom 65 mil. m<sup>3</sup> s primárnym účelom slúžiť ako zdroje vody pre zavlažovanie. Ďalej ak sa pridá objem veľkých vodných nádrží cca 2 000 mil. m<sup>3</sup> predstavuje to priamo i nepriamo také disponibilné zdroje, ktoré mnohonásobne prekračujú súčasné aktuálne potreby a budú dostatočné aj pre budúcnosť.

Ak ešte prirátame povrchové vody vodohospodársky významných tokov, dotovaných alpskými ľadovcami alebo tatranskými snehmi možno povedať, že takáto hydrologická bilancia je dobrou prípravou na očakávané dôsledky klimatických scenárov aj dlhodobých, napr. do 2075. Predikcie odberov vody na zavlažovanie už hovoria o postupne rastúcom trende odberov s cieľovými hodnotami až 670 mil. m<sup>3</sup> ročne, v roku 2075 pri rozšírenej výmere využívaných závlah až na plochu 500 tis. ha (obr. 2).



Obr. 2: Prognózy potreby závlhovej vody (podľa scenára CCCM).

Zabezpečenie vyššej garancie disponibilných vodných zdrojov vody na zavlažovanie predpokladá realizovať tieto opatrenia:

1. zvýšiť akumulačné objemy vodných nádrží o 15 – 20 % do roku 2050 na 2,15 – 2,20 mld. m<sup>3</sup> vytváraním nových nádrží, menovite malých vodných nádrží v krajine,
2. zvýšiť vodoretentívnu schopnosť poľnohospodárskej krajiny opatreniami ako - zasakovanie, lokálna mikroakumulácia, pestovateľské vodoušetriace technológie, retardačná drenáž ,
3. zvýšiť účinnosť a efektívnosť závlhových technológií – riešenie ponúka presné závlhové hospodárstvo,
4. regulovanie hladín podzemných vôd na poľnohospodárskych pôdach využitím bohatej siete existujúcich, ale dokonale sfunkčnených a vyčistených kanálov.

Celkový podiel agroprodukcie zo zavlažovaných plôch vo svetovom meradle tvorí až 40 % a bude ďalej rásť. Na Slovensku podiel produkcie zo zavlažovaných plôch klesol zo 40 % a tvorí asi 15 – 17 % z celkovej agroprodukcie. Je možné predpokladať, že tento podiel by mal rásť až na 20 %.

Spolupôsobiacimi faktormi rastu podielu produkcie zo zavlažovaných plôch by mohli byť:

- vyšší stupeň využitia existujúcich závlhových zariadení a budovanie nových závlah,
- vyššia intenzita pestovania plodín v južných regiónoch aj novými podnikateľskými projektmi založenými na pestovaní na zavlažovaných pôdach, ktoré je podporované vyšším príkonom slnečnej energie ako dôsledku klimatickej zmeny a podporené vysokou produkčnou schopnosťou pôd.

Zastúpenie jednotlivých plodín pestovaných na zavlažovaných plochách sa bude mierne meniť smerom k nasledovným plodinám:

- kukurica na zrno – ostane ekonomicky najatraktívnejšou zavlažovanou poľnou plodinou, jej plochy budú rásť
- zemiaky – bude zaznamenaný posun z podhorských oblastí na úrodné nížiny, kde sa dajú dosahovať vysoké výnosy v závlhových podmienkach
- ovocné dreviny – všetky nové aj existujúce produkčné výsadby budú vyžadovať doplnkovú závlahu, zavlažované plochy budú rozširované o jadrovinu, kôstkoviny, plantáže drobného ovocia, škôlky výpestkov
- zelenina – predovšetkým poľná zelenina, dá sa očakávať, že po vyriešení vlastníckych vzťahov k pôde, resp. po štarte otvoreného trhu s pôdou porastie aj počet podnikateľských projektov so spoluúčasťou zahraničného kapitálu. Pôjde napr. o projekty pestovania karotky, koreninovej papriky, špargle, cukrovej kukurice, rajčín na priemyselné spracovanie a pod.



- energetické plodiny – dotačná politika umožní zakladanie plantáží rýchlo rastúcich drevín, resp. pestovanie iných energetických plodín aj v závlahových podmienkach, kde sa dajú dosahovať vyššie úrody.

Súhrnne sa dá tvrdiť, že najmä opatrenie pre garancie vodných zdrojov, teda úvahy o zvyšovaní účinnosti zavlažovania majú teda v rovine odpovedí na otázky dôsledkov klimatickej zmeny na pôdohospodárstvo zásadné opodstatnenie.

### Súčasná distribučná kritéria

Závlahové zariadenia v Slovenskej republike patria k tým sofistikovanejším technológiám a patria medzi 8 krajín sveta s takmer 100 % zastúpením tlakových závlahových systémov na zavlažovaných plochách. V rámci tlakových závlahových systémov sa úvahy o účinnosti presúvajú do úrovne rovnomernosti distribúcie závlahovej vody po zavlažovanej ploche. Posun je pochopiteľný, pretože vo finálnej časti závlahového procesu sú výsledky najdiferencovanejšie podľa závlahového detailu, ktorý je určujúcim kvalitatívnym prvkom.

Ako distribučné systémy sú predovšetkým využívané systémy závlahy postrekom a využívanie mikrozávlah. V tejto oblasti sa na posúdenie kvality závlahy alebo aj účinnosti úspešne aplikuje rad rokov tzv. koeficient rovnomernosti rozdelenia vody po zavlažovanej ploche. Najčastejšie sa kalkuluje podľa Christiansena v percentách (1).

$$C_u = \left( 1 - \frac{\sum |x_i - \bar{x}|}{\bar{x} \cdot n} \right) \cdot 100 \quad [\%] \quad (1)$$

$x_i$  ... objem, výška vody v i-tej nádobe

$\bar{x}$  ... aritmetický priemer (objemov, výšok) zachytenej vody

$n$  ... počet záchytných nádob

Koeficient vyjadruje technologickú zdatnosť závlahového stroja alebo zariadenia čo najrovnomernejšie distribuovať závlahovú vodu po zavlažovanej ploche.

Podľa Christiansena, ktorý sa vo výskume hydromeliorácií najviac aplikuje, hodnotené závlahové technológie používané na Slovensku dosahujú nasledovné hodnoty rovnomernosti s uvedením podielu ich zastúpenia medzi všetkými technológiami, ako je uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1: Hodnotenie kvality závlahy podľa používanej technológie.

Technológia	Rovnomernosť	Celkový podiel
- závlaha postrekom stabilná, resp. polostabilná	40 %	10 %
- závlaha postrekom mobilná pásovú zavlažovače, širokozaberové zavlažovače	55 – 65 %	80 %
- závlaha mikropostrekom	70 – 85 %	1 %
- kvapková závlaha a jej modifikácie	85 – 96 %	9 %

Mikrozávlahové technológie – mikrozávlahy, kam náleží kvapková závlaha a jej rôzne modifikácie a závlaha mikropostrekom, možno označiť za skupinu takých účinných technológií, ktoré spĺňajú najnáročnejšie kritériá účinnosti kvality zavlažovania, pretože:

- dodávajú vodu len tam a len v takom množstve a čase, kedy je najviac plodinou využitá
- pri súbežných úsporách závlahovej vody dosahujú vyšší „produkčný“ efekt závlahovej vody

### **Odporúčania pre ďalší vývoj v technicko-technologickej oblasti**

- uplatňovať závlahové technológie tzv. „úsporné“, ktoré šetria vodou jej efektívnejším využitím

Šetrenie vodou sa dosahuje zvýšením kvality zavlažovania, t.j. zvýšením kvalitatívnych parametrov, akými sú stupeň rovnomernosti rozdelenia závlahovej vody, zvýšením rovnomernosti z priemerných 50 až 60 % pri najrozšírenejšom spôsobe závlah postrekom na 90 až 96 % pri aplikácii mikrozávlah, teda kvapkovej závlahy a mikropostreku. Úspory vo výške 40 – 50 % objemu dodanej závlahovej vody pri spravidla zvýšených produkčných efektoch procesu zavlažovania sú jednoznačným príspevkom do problematiky. Tieto údaje kvalifikovaným odhadom platia pre región Slovenska a sú analogické výsledkom celosvetového prieskumu.

- uplatňovanie viacúčelového využívania závlahových systémov

V oblasti využívania závlahových technológií na ďalšie účely, než iba na doplnkovú závlahu je z hľadiska ochrany podzemných vôd pred prienikom dusičnanov odporúčaná fertigácia. Distribúcia roztokov živín a hnojív prostredníctvom média – závlahovej vody je veľmi prosperujúca. Prináša celý rad aplikačných výhod, z ktorých nadväzne na riešenie problematiky sa dá uviesť napr.:

- presné časové, množstvové a štruktúrové dávkovanie živín závlahovou vodou zabezpečuje ich vysoký stupeň využitia bez povrchového odtoku alebo hĺbkového priesaku, a teda bez rizika prieniku polutantov do zdrojov povrchových, resp. podzemných vôd, čím prispievajú k ochrane aj pôdných, aj vodných zdrojov
- v suchých periódach ekonomicky atraktívne zvyšuje mobilitu a dostupnosť živín v pôdnom prostredí

### **Závery**

Slovenské hydromeliorácie sa nachádzajú v európskom priestore. Silnejšími než globálnymi vplyvmi na rozvoj závlah budú vplyvy európskej legislatívy, najmä Rámcovej smernice o vode, resp. Dusičnanej smernice. Implementácia smerníc do národnej legislatívy a ešte silnejšou bude politická vôľa ako hlavné sily ďalšieho rozvoja závlah. Centrálnym motívom bude dobrý stav vôd, inak povedané také využívanie, exploatacia a ochrana vodných zdrojov, ktoré budú mať trvalo udržateľný charakter.

Rozvoj uplatňovania úsporných metód zavlažovania, ktoré efektívnejšie využívajú vodné zdroje bude motivovaný:

- znižovaním nákladových vstupov závlahy do produkčného procesu, znižovaním náročnosti na elektrickú energiu, resp. znižovaním nákladov na vodu,
- zvyšovaním kvality zavlažovania posudzovanej stupňom rovnomernosti distribúcie,
- využívaním úsporných a presných mikrozávlahových technológií na distribúciu hnojív a živín, resp. na ďalšie viacúčelové exploatacie.

Závery, týkajúce sa orientácie výskumu a vývoja s cieľom zvyšovania kvality zavlažovania:

1. zdokonaľovať aplikácie mikrozávlahových technológií v systémoch pestovania špeciálnych plodín: ovocné sady, plantáže drobného ovocia, vinohrady, chmeľnice, zelenina
2. výskum aplikácií mikrozávlah v technológiách pestovania poľných plodín:
  - zemiaky

- rajčiaky na priemyselné spracovanie
  - mrkva (karotka)
  - lahôdková kukurica
  - špargľa
3. ďalší aplikačný rozvoj tzv. “presného závlahového hospodárstva“:
- ide o aplikáciu princípov presného poľnohospodárstva do riadenia závlah, čo vyžaduje:
    - zvládnutie GIS, GPS
    - monitorinky pôdnej vlhkosti
    - aplikačné závlahové mapy
    - vyhovujúci závlahový detail, napr. aj pásové zavlažovače riadené počítačom s možnosťou programovania intenzity závlahy
4. výskum aplikácie prvkov mikrozávlah do existujúcich strojov a zariadení
- mobilná kvapková závlaha, stroje so segmentami kvapkových potrubí
  - aplikácie mikropostrekovačov na širokozábberových strojoch (pivotových a lineárnych) a pásových zavlažovačoch všetkých modifikácií

### **PodĎakovanie**

Tento príspevok vznikol aj na základe podpory Agentúry na podporu vedy a techniky na základe Zmluvy č. APVT-99-033-204.

### **Literatúra**

- Hríbik, J. a kol. (2007): Úsporné technológie zavlažovania z hľadiska ochrany vôd pred znečistením dusičnanmi z poľnohospodárskej výroby, Záverečná správa, Projekt č. APVT 99-033 204, podporený Agentúrou na podporu výskumu a vývoja, Bratislava, 27 strán
- Hríbik, J.(2006): Úsporné závlahové technológie z aspektu ochrany vodných zdrojov, Water saving irrigation technologies from the point of view of water resources protection, príspevok do zborníka, Medzinárodné sympóziu VODA PRE ŽIVOT – VODA ŽIVEL, v rámci 23. ročníka medzinárodného filmového festivalu AGROFILM 2006, 4.10.2006 v Nitre
- Takáč, J. a kol. (2006): Prebiehajúca klimatická zmena a jej dopady na rozvoj spoločnosti, Súhrnná záverečná správa, Úloha štátneho programu výskumu a vývoja č. 2004 SP 20/06 K 0A 03/000 00 10, Bratislava 39 strán