# HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2023



Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i, Praha 2023



Sborník obsahuje plné texty vědeckých článků. Příspěvky neprošly jazykovou kontrolou a za obsah odpovídají autoři článků. Články byly připraveny jako příspěvky pro konferenci s mezinárodní účastí **"Hydrologie malého povodí 2023"**, která se konala ve dnech **30. 5. až 1. 6. 2023 v Praze**. Konferenci pořádal Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i. a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost ve spolupráci s Ústavem hydrológie SAV, Českým hydrometeorologickým ústavem, Českým národním výborem pro hydrologii a Českým národním komitétem geodetickým a geofyzikálním (asociací IAHS).





Konference se konala za podpory Výzkumného programu Strategie AV21 Voda pro život.



Foto na titulní straně: © Miroslav Tesař

Název: Hydrologie malého povodí 2023 Editoři: Soňa Hnilicová, Miroslav Tesař Vydal: © Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 160 00 Praha 6. jako elektronickou knihu ve formátu .pdf. Rok vydání: 2023

ISBN: 978-80-87117-22-4

## Obsah

Úvodní slovo	5
Globální vlivy a změny v režimu vodních zdrojů	7
CAMELS-CZ: Databáze atributů povodí pro hydrologické a klimatologické studie n malých povodí Michal Jeníček, Ondřej Nedělčev, Radovan Tyl, Václav Vajskebr, Jan Unucka, Petr Bernsteinová, Jakub Langhammer	na velkém vzorku <i>Šercl, Jana</i> 7
Klimatická změna v Beskydech – vliv na zásoby vody <i>Veronika Šustková, Pavel Lipina</i>	
Mapy ohrožení lesních porostů suchem jako nástroj hodnocení sucha v lesních po velkém prostorovém měřítku Kateřina Neudertová Hellebrandová, Rostislav Fiala, Filip Chuchma, Vít Šrámek	orostech ve 20
Zmeny teploty vody v hĺbkových horizontoch vodárenskej nádrže Turček Yvetta Velísková, Adrián Varga, Marek Sokáč, Saeid Okhravi	27
Hydrologické extrémy (přívalové povodně; sucho – typy a hodnocení)	37
Možnosti včasného varování před povodněmi v měřítku malého povodí na příkla Bělé Alena Kamínková, Jarmila Šustková, Roman Volný	du Stonávky a 37
Porovnanie meteorologicky odlišných rokov 2020 a 2022 z pohľadu nebezpečens požiarov v oblasti Banskobystrického kraja Milan Ostrihoň, Jaroslav Škvarenina, Adriana Leštianska, Jozef Zverko, Mariana N	tva vzniku lesných <i>Narečeková</i> 47
Hydrologické modelování: nejistoty v hydrologickém modelování	
nyurologicke modelovani, nejistoty v nyurologickem modelovani	59
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda	metody SCS-CN 59
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí <i>Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda</i> Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vli změny 21. století	metody SCS-CN 59 vem klimatické
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i <i>Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda</i> Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vli změny 21. století <i>Pavel Krám, Anna Lamačová, Xuan Yu</i>	metody SCS-CN 
<ul> <li>Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda</li> <li>Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vli změny 21. století</li> <li>Pavel Krám, Anna Lamačová, Xuan Yu</li> <li>Modelování nejistot srážkového odtoku z malého městského povodí při použití n srážkových dat</li> <li>Martin Fencl, Jaroslav Pastorek, Vojtěch Bareš</li> </ul>	metody SCS-CN 59 vem klimatické 67 etradičních 
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vli změny 21. století Pavel Krám, Anna Lamačová, Xuan Yu Modelování nejistot srážkového odtoku z malého městského povodí při použití n srážkových dat Martin Fencl, Jaroslav Pastorek, Vojtěch Bareš Modelovanie snehovej pokrývky v malom horskom povodí Patrik Sleziak, Michal Danko, Martin Jančo, Ladislav Holko, Michal Chrenek	metody SCS-CN 
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vli změny 21. století Pavel Krám, Anna Lamačová, Xuan Yu Modelování nejistot srážkového odtoku z malého městského povodí při použití n srážkových dat Martin Fencl, Jaroslav Pastorek, Vojtěch Bareš Modelovanie snehovej pokrývky v malom horskom povodí Patrik Sleziak, Michal Danko, Martin Jančo, Ladislav Holko, Michal Chrenek Teplotní režim lesních horských půd Michal Dohnal, Jana Votrubová, Rebeka Mazúchová, Peter Blunár, Miroslav Tesa	metody SCS-CN 
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda	metody SCS-CN 
Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí i Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda	metody SCS-CN 
<ul> <li>Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí u Petr Kavka, Luděk Strouhal, Martin Pecha, Vojtěch Svoboda</li> <li>Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vli změny 21. století</li> <li>Pavel Krám, Anna Lamačová, Xuan Yu</li> <li>Modelování nejistot srážkového odtoku z malého městského povodí při použití n srážkových dat</li> <li>Martin Fencl, Jaroslav Pastorek, Vojtěch Bareš</li> <li>Modelovanie snehovej pokrývky v malom horskom povodí</li> <li>Patrik Sleziak, Michal Danko, Martin Jančo, Ladislav Holko, Michal Chrenek</li> <li>Teplotní režim lesních horských půd</li> <li>Michal Dohnal, Jana Votrubová, Rebeka Mazúchová, Peter Blunár, Miroslav Tesa</li> <li>Variabilita vstupních parametrů při srážkoodtokovém modelování a jejich vliv na údaje</li> <li>Radovan Tyl</li> </ul> Komplexní monitoring a bilance zásob vody v malých povodích	metody SCS-CN 

Homogenizácia a dlhodobé trendy a klasifikácia teploty vody vo vysokohorskom povodí rieky Belá Pavla Pekárová, Pavol Miklánek, Dana Halmová, Ján Pekár, Katarína Jeneiová
Kvantifikácia vodnej bilancie v dvoch rôznych pôdnych profiloch s využitím lyzimetrov Andrej Tall, Dana Pavelková, Branislav Kandra, Milan Gomboš
Monitoring mikroklimatických podmínek a hydrického režimu silvoorebného agrolesnického systému - první výsledky Jan Šinko, Jan Weger
Water in an Agricultural Landscape—NUčice Database (WALNUD) Jakub Jeřábek, David Zumr, Tailin Li
Zpřesnění distribuce sněhové pokrývky na vybraných povodích s využitím dat automatických sněhoměrných stanic Jan Procházka, Veronika Šustková, Miroslav Tesař149
Látkové toky v malém povodí a eutrofizace povrchových vod158
Bilance olova v malých povodích Leona Bohdálková, Vladislav Chrastný, Petra Pacherová, Filip Oulehle, Pavel Krám, Jakub Hruška, Tomáš Chuman, Anna Lamačová, Adéla Šípková, Oldřich Myška, Jan Čuřík, František Veselovský 
Dissolved and gaseous nitrogen losses in forests controlled by soil nutrient stoichiometry Filip Oulehle, Tomáš Chuman, Jakub Hruška, Pavel Krám, Tomáš Navrátil, Miroslav Tesař, Alexandr Ač and Otmar Urban
Headwaters biogeochemistry focused on different rainfall-runoff conditions, and the role of waterlogged areas Kateřina Fraindová, Milada Matoušková, Zdeněk Kliment, Lukáš Vlček, Vojtěch Vlach
Kritické body odtoku vody: Podklad pro zlepšení jakosti vody a současně i zvýšení retence a akumulace vody v povodí Tomáš Kvítek
Pesticidy v půdách a vodách malého zemědělského povodí
Antonín Zajíček, Markéta Kaplická, Taťána Halešová
Snižování zátěže povrchových vod zdroji plošného zemědělského znečištění uplatněním regulace drenážního odtoku Zbyněk Kulhavý
Vyhodnocení odtokových charakteristik zemědělských drenáží krystalinika ČR v období 2005–2022 Markéta Kaplická, Antonín Zajíček, Renata Duffková, Petr Fučík
Malá povodí v horský oblastech (usazené srážky, akumulace a tání sněhu, atd.)
História a súčasnosť terénnych meraní snehovej pokrývky a jarný odtok v povodí Bystrianky v Nízkych Tatrách Martin Halai
Hydrologická studie hospodaření s vodou pro potřeby technického zasněžování lyžařské lokality Petr Vít
Izotopově-chemická separace tří složek v odtoku: srážka, půdní a podzemní voda Martin Zdvořák, Martin Šanda, Tomáš Vitvar
Monitoring snehovej pokrývky pomocou kontinuálnych digitálnych snímok: vplyv na jarné fenologické prejavy <i>Vaccinium myrtillus</i> v horskej smrečine Západných Tatier Jaroslav Škvarenina, Martina Husárová, Martin Jančo, Miriam Váľková, Jana Škvareninová 223

	Odkud pochází voda v Plešném jezeře? <i>Marek Kopáček, Petr Porcal</i>
	Vplyv horského smrekového lesa na intercepciu zrážok v priebehu troch vegetačných období Martin Jančo, Michal Chrenek, Patrik, Michal Danko, Ladislav Holko, Jaroslav Škvarenina
N	ové metody, techniky a přístrojové vybavení v hydrologii a hydroekologii
	Měření kosmického neutronového pozadí pro stanovení půdní vlhkosti - zkušenosti z povodí Nučice
	David Zumr, Jakub Jeřábek, Tailin Li, Lorenzo Ferlin, Zdeněk Vykydal
	Vybrané parametre vodnej bilancie pôdy získané výpočtom a lyzimetrickými meraniami Branislav Kandra, Andrej Tall, Milan Gomboš, Dana Pavelková
	Vývoj struktury půdního filtru vsakovacího průlehu sledovaný rentgenovou výpočetní tomografií Petra Hečková, John Koestel, Aleš Klement, Radka Kodešová, Michal Sněhota
Tr	ansportní procesy v půdě a vliv hydrofobie povrchové vrstvy na ně
	Analýza výmoľovej erózie s využitím historických máp Michaela Danáčová, Matúš Tomaščík, Jana Grečnárová
	Časová proměnlivost hydraulických vlastností půdy a jejich vliv na odhad půdní vlhkosti Václav Šípek, Lukáš Vlček, Miroslav Tesař, Nikol Zelíková, Jan Hnilica
	Modelování transportu a transformace mikropolutantů v systému půda-rostlina Radka Kodešová, Giuseppe Brunetti, Helena Švecová, Aleš Klement, Miroslav Fér, Antonín Nikodem, Roman Grabic, Jiří Šimůnek
	Pore-network modelování zachytávání vzduchu v písku <i>Tomáš Princ, Michal Sněhota</i>
	Vliv kalu z ČOV a kompostu na hydraulické vlastnosti půd, kvalitu rostlin a jejich transpiraci, a na emisi vody a CO <sub>2</sub> z půdy <i>Miroslav Fér, Aleš Klement, Antonín Nikodem, Radka Kodešová</i>
	Vplyv času trvania opustenia poľa na pôdne vlastnosti Ľubomír Lichner, Peter Šurda, Lucia Toková, Slavomír Hološ, Jozef Kollár
	Vplyv mikroplastov na vlastnosti piesočnatej pôdy a rast reďkovky Karina Lincmaierová, Lenka Botyanszká, Ľubomír Lichner, Peter Šurda, Lucia Toková
V	liv vegetačního krytu a způsobu využití povodí na vodní režim
	Dlouhodobý monitoring vlhkosti a teploty půdy v lesních porostech: srovnání buku, smrku a modřínu
	Marta Kuželková, Lukáš Jačka, Martin Kovář, Václav Hradilek, Petr Máca
	Experimentální povodí s různým způsobem využití – 25 let monitoringu vodních a látkových toků na Šumavě
	Jan Prochazka, Martin Cerny, Blanka Tesarova, Ales Vacha
	Jak ovlivňuje mikrorelief preferencní proudení a formování odtoku po intenzivní srážce? Srovnání historického vývratu a neporušeného svahu ve smrkovém lese Lukáš Jačka, Martin Valtera, Roman Juras
	Kam a kolik vody odvádí stromy? Modelování vlivu smrkových a bukových porostů na toky vody v půdě během extrémních klimatických podmínek
	Nikol Zelíková, Václav Šípek

Lesy v Národním parku Šumava (a Bavorském lese) Pavel Hubený	344
Vliv intercepce smrkových porostů na hydrologický režim Anna Lamačová, Pavel Krám, Leona Bohdálková	348
Vliv různého půdního pokryvu na vodní a teplotní režim třech odlišných půd Aleš Klement, Miroslav Fér, Antonín Nikodem, Radka Kodešová	352
Vliv úpravy půdního povrchu na vodní a teplotní režim půdy Antonín Nikodem, Miroslav Fér, Aleš Klement, Radka Kodešová	355
Vliv změny vegetačního krytu na odtokové poměry malých povodí na Šumavě Martin Vokoun, Roman Juras, Vojtěch Moravec	359
Zapojení rašelinišť do odtoku z povodí Lukáš Vlček, Kristýna Falátková, Václav Šípek, Jakub Langhammer, Daniel Hojovec	368
Zmeny vlastností lesnej pôdy spôsobené požiarom závisia od veku a typu lesnej vegetácie Peter Šurda, Ľubomír Lichner, Slavomír Hološ, Anton Zvala	373

### Úvodní slovo

Vážené kolegyně, vážení kolegové, připadla mi milá povinnost napsat úvodní slovo do sborníku konference "Hydrologie malého povodí". Záhy jsem ale zjistil, že se nejedná o až tak snadný úkol. Důvodů je několik. Předně je to pocit zodpovědnosti s ohledem na 20letou tradici pořádání toho odborného sympózia, a pak ale také to, že vlastně nejsem hydrolog, byť se tak nějak celý svůj profesní život kolem hydrologie "motám". Slovíčko "motám" jsem samozřejmě použil záměrně, protože jako hydrochemik se vlastně hydrologem celý život cítím, jen úplně nevím, zda to tak cítí i ostatní. :-)

Když jsem přemýšlel o tom, jak vlastně toto mé povídání pojmout, dostal jsem myšlenku, že se budu zabývat postavením hydrologie vůči ostatním "hydro" vědám. To s sebou však nutně přináší zamyšlení nad tím, co jsou to vlastně ostatní "hydro" vědy a jaká je definice samotné hydrologie. Jak vyplývá z jejího názvu, jedná se o vědu o vodě. Logická úvaha pak samozřejmě vede k přesvědčení, že se jedná o vědu zabývající se všemi procesy a ději, které probíhají v hydrosféře. A tady je ale kámen úrazu, protože ono to tak trochu je a taky trochu není. Pokusím se to vysvětlit. Jedna z definic říká, že hydrologie je věda zabývající se zákonitostmi výskytu a oběhu vody v přírodě – jinými slovy pohybem vody v rámci hydrosféry. Tato sice tradiční, ale zároveň velmi plochá definice hydrologie, jako by z oblasti svého zájmu vyčleňovala řadu oborů, které si také dělají nárok na výzkum v oblasti interakcí vody s jinými složkami životního prostředí a vlastně tak trochu vyčleňuje i můj milovaný obor hydrochemii. Zároveň se ale jedná o poměrně logickou definici, a to i z toho důvodu, že obory jako je hydrochemie, hydrobiologie, či limnologie si urputně hájí své právo být samostatnými vědními disciplínami. Nicméně vrátíme-li se k podstatě původního významu slova hydrologie; a pomineme-li historický vývoj disciplíny, kdy se sama hydrologie dobrovolně pasovala na čistě technický obor (ty časy jsou samozřejmě dávno pryč); jedná se v obecném slova smyslu o nauku o vodě. Z toho pohledu mám raději definici, že "Hydrologie je věda, která se zabývá zákonitostmi nepřetržitě probíhajícího oběhu vody a jejího výskytu v přírodě, se zvláštním zřetelem na její množství, kvalitu a účinek v přírodě a společnosti.", nebo že "Hydrologie je věda, zabývající se výskytem, rozložením, cirkulací a vlastnostmi vody na Zemi". Z uvedených definic plyne moderní postavení hydrologie jako široce multidisciplinární vědní disciplíny, která zkoumá fyzikální, chemické a biologické procesy probíhající ve vodním prostředí v rámci všech komponent krajinné sféry – atmosféry, litosféry, pedosféry, biosféry a hydrosféry. Hydrologie tak v sobě nutně zahrnuje poznatky základních vědních disciplín, jako je matematika, fyzika, chemie a biologie, věd o Zemi, např. geologie, pedologie, geochemie, klimatologie, meteorologie krajinné ekologie atd., a také ostatních vědních disciplín a oborů – hydrotechniky, vodního hospodářství, ale také např. ekonomie či historie. Hydrologie pak přestává být čistě fyzickogeografickou (jeden tradiční úhel pohledu) nebo technickou (druhý tradiční úhel pohledu) disciplínou a stává se naopak široce rozkročeným multidisciplinárním oborem. Multidisciplinární přístup k výzkumu hydrosféry a jejích interakcí s ostatními sférami pak nepochybně nabývá na významu v posledních letech v souvislosti s globální změnou klimatu, znehodnocováním zemědělské půdy, výskyty extrémních hydrologických jevů (povodně a sucha), znečišťováním a nedostatkem vodních zdrojů atd. Díky tomu se hydrologie stává disciplínou pro lidskou společnost nepostradatelnou a zásadním způsobem ovlivňující její další směřování a rozvoj. O tom, že je hydrologie vědou s celospolečenským významem svědčí i počet vědeckých publikací, které na témata týkající se vody každoročně vychází ve světových vědeckých impaktovaných časopisech. V databázi Science Direct tak jen za posledních cca 5 let (2018–2023) přibylo u klíčového slova "water" cca 1,7 milionů literárních odkazů, u "water treatment" je to více než 900 tisíc, u "hydrology" 35 tisíc a u "hydrochemistry", respektive "aquatic chemistry" více než 45 tisíc.

Myslím si, že široká definice hydrologie zahrnující všechny vědní disciplíny, jejichž předmětem výzkumu je voda, je v dnešní moderní době nezbytná. Příroda totiž nezná hranice sfér a mantinely vědních disciplín a hydrologie je přesně ten vědní obor, který nás hydrochemiky, geografy, hydrauliky, hydrobiology, vodohospodáře, ale třeba i krajinné ekology, zemědělce a ekonomy může spojovat. Jsem proto velmi rád, že právě konference "Hydrologie malého povodí" se o takové multidisciplinární pojetí hydrologie vždy snažila a snaží, a já, byť hydrochemik se zase, alespoň na chvilku, mohu cítit jako hydrolog. :-)

Vážené dámy a pánové, přeji Vám všem, abyste byli hrdí na to, že jste hydrology. Zabýváte se nesmírně důležitým oborem lidského bádání a já Vám k tomu přeji mnoho úspěchů a společenského uznání.

Martin Pivokonský ředitel ÚH AV ČR, v. v. i.

## CAMELS-CZ: Databáze atributů povodí pro hydrologické a klimatologické studie na velkém vzorku malých povodí

Michal Jeníček<sup>1</sup>, Ondřej Nedělčev<sup>1</sup>, Radovan Tyl<sup>2</sup>, Václav Vajskebr<sup>2</sup>, Jan Unucka<sup>2</sup>, Petr Šercl<sup>2</sup>, Jana Bernsteinová<sup>1</sup>, Jakub Langhammer<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, 128 43 Praha <sup>2</sup> Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha Kontakt: michal.jenicek@natur.cuni.cz

#### Úvod

Hydrologické metody založené na analýze dat z velkého vzorku povodí s různými charakteristikami (large-sample hydrology; comparative hydrology) umožňují komplexní analýzu hydrologického režimu, a tím i popisu hydrologické variability a změn složek vodní bilance v prostoru a čase (Addor et al., 2020). Tyto metody poskytují vhled do hydrologických procesů, které jsou utvářeny faktory prostředí a klimatem a navzdory neznalostí místních specifik v měřítku jednotlivých povodí, umožňují vyvozovat závěry s obecnější platností. Takováto srovnávací hydrologie dokáže lépe zkoumat rozdíly a podobnosti mezi povodími, což dále dovoluje jejich klasifikaci a regionalizaci (Kuentz et al., 2017). Práci s velkými sety povodí navíc výrazně zefektivňují hydrologické modely (Jenicek et al., 2021; Jenicek and Ledvinka, 2020). Výsledky studií na velkém vzorku dat pak umožňují zobecnění dosažených poznatků a jejich přenesení na větší měřítkové úrovně.

Pro efektivní analýzy hydrologického chování jsou kromě dat odtoku a klimatických proměnných nezbytná také data o vlastnostech povodí, především jejich přírodní charakteristiky, jako jsou geologie, půdy, topografie či vegetace. Datové podklady pro výpočet těchto charakteristik jsou většinou dostupné odděleně pro jednotlivé země, nicméně jejich jednorázové zpracování pouze pro konkrétní studii je časově velmi náročné. Navíc, pokud chce uživatel analyzovat zvolený jev v regionálním či globálním měřítku, naráží na dostupnost a nekonzistentnost podkladů napříč jednotlivými zeměmi. I z těchto důvodů v nedávné době vytvořila světová hydrologická komunita řadu volně dostupných rozsáhlých datových sad známých pod zkratkou **CAMELS (C**atchment **A**ttributes and **ME**teorology for Large-sample **S**tudies), které nejčastěji na národní úrovni poskytují ve srovnatelné struktuře atributy povodí, a dále hydrologické a meteorologické časové řady. Tato aktivita se i nadále rozvíjí, a přibývají datové sady z dalších zemí. Cílem tohoto příspěvku je představení záměru vytvořit a udržovat databázi CAMELS pro území Česka (CAMELS-CZ) jako jednotnou referenční datovou platformu pro analýzy a modelování, využívající velký vzorek povodí (large-sample studies).

#### Proč potřebujeme CAMELS?

Databáze atributů povodí CAMELS představuje konzistentní, úplnou, volně dostupnou databázi povodí a jejich charakteristik, která má potenciál výrazně podpořit hydrologický výzkum a výuku. Databáze rozšíří současné možnosti provádět rozsáhlé analýzy hydrologického režimu v povodích s různými vlastnostmi. Velký vzorek povodí umožňuje hodnotit hydrologickou variabilitu a změny v prostoru i čase (rozdíly, podobnosti, regionalizace, klasifikace). Významnou přidanou hodnotou je skutečnost, že jde o iniciativu jdoucí napříč mnoha vědecky vyspělými zeměmi (Tab. 1), je tedy možné propojit jednotlivé datové sady a studovat chování povodí v regionálním až globálním měřítku zahrnující povodí v moha odlišných oblastech světa pokrývající velkou škálu přírodních podmínek a charakteristik klimatu. Navzdory celé řadě různých a často kvalitních dílčích datových podkladů a databází, pro Česko taková ucelená hydrologická databáze dosud neexistuje.

Publi	kované	Připravované				
Název	Reference	Název	Reference			
CAMELS-US	Addor et al. (2017)	CAMELS-CH	Siber et al. (2022)			
CAMELS-CL	Alvarez-Garreton et al. (2018)	CAMELS-SAX Hauffe et al. (2023)				
CAMELS-GB	Coxon et al. (2020)	CAMELS-DE Loritz et al. (2022)				
CAMELS-BR	Chagas et al. (2020)	CAMELS-FR	Andréassian et al. (2021)			
CAMELS-AUS	Fowler et al. (2021)	CAMELS-CZ	-			
LAMAH-CE	Klingler et al. (2021)					

Tabulka 1: Existující a připravované datasety pro velké hydrologické studie

#### Výběr povodí, datová struktura a podkladová data

Do databáze budou zahrnuta všechna povodí, která jsou uzavřena limnigrafickou stanicí, a která splňují definovaná kritéria, především velikost povodí (diskutujeme maximální velikost 500 nebo 1000 km<sup>2</sup>) a doba pozorování průtoku (minimálně 30 let). Tuto podmínku splňuje 330 povodí zahrnutých v síti ČHMÚ (Obr. 1). Míra ovlivnění povodí lidskou činností (přehrady, odběry) není nutně překážkou, nicméně je nutné, aby byla v databázi klasifikována, přičemž některá povodí mohou být označena jako referenční, což umožní uživateli výběr přírodě blízkých povodí pro analýzy jejich hydrologického chování trendů. Odhadovaný počet povodí řadí databázi CAMELS-CZ k těm početnějším s ohledem na plochu celého zájmového území, přičemž by povodí měla pokrývat více jak 2/3 plochy Česka.



*Obr. 1 Přehled povodí ČHMÚ s plochou do 1000 km<sup>2</sup> a délkou pozorování vyšší než 30 let. Body představují polohu závěrového profilu s limnigrafickou stanicí, jejich velikost určuje plochu povodí.* 

Jednotlivé charakteristiky povodí jsou rozděleny do šesti hlavních tříd – topografie, klima, hydrologie, vegetace, půdy a geologie. Kromě toho pro každé povodí budou doplněny základní údaje (např. poloha, id stanice apod.) a míra antropogenního ovlivnění. Příklady některých charakteristik a podkladových dat jsou uvedeny v Tab. 2. Charakteristiky povodí jsou agregovány pro celé povodí. Kromě toho budou uvedeny odkazy na dostupné datové podklady, ze kterých byly charakteristiky spočteny. Mezi ty hlavní patří časové řady průtoku ze závěrových stanic a průměrné denní hodnoty vybraných klimatických prvků (teplota vzduchu, srážky).

Třída parametrů	Vybrané parametry	Datové podklady pro výpočet		
Topografie	Nadmořská výška, sklon, hustota říční sítě	DMR 4G (ČÚZK)		
Klima	Úhrn srážek, teplota vzduchu, podíl sněhových srážek, index aridity	Staniční i gridové časové řady základních klimatických proměnných (ČHMÚ)		
Hydrologie Kvantily průtoku, sklon křivky m-denních Q, počet dní s nízkými/vysokými Q		Časové řady průtoku ze stanic (ČHMÚ), hydrografie (DIBAVOD)		
Půdy	Pórovitost, podíl půdních frakcí, nasycená hydraulická vodivost, RVK	Mapy zrnitosti, databáze hydraulických vlastností půd (VÚMOP, ČVÚT)		
Vegetace Podíl lesa, mokřadů, orné půdy atd., Leaf Area Index (LAI)		CORINE Landcover (Copernicus),		
Geologie	Nejčastější typ hornin, propustnost, podíl krasových hornin	Geologické mapy (ČGS)		

Tabulka 2: Příklad atributů povodí pro jednotlivé třídy parametrů

#### Další postup a možné budoucí směry vývoje

V současné době probíhá v rámci dílčího úkolu projektu TAČR PERUN diskuze nad výběrem povodí, a především nad strukturou databáze a konkrétními charakteristikami, které budou pro jednotlivá povodí počítány. Navržená struktura bude poté konzultována s možnými koncovými uživateli databáze napříč českou hydrologickou komunitou. Diskutovanou otázkou také zůstává míra otevřenosti a dostupnosti datových podkladů, které budou použity pro výpočet jednotlivých charakteristik. Pro výslednou databázi je zásadní její otevření pro volné použití, například pod některou z variant licence CC BY.

Další vývoj naznačují současné snahy o propojení datových sad CAMELS do větších celků (CARAVAN), ve kterých je pro výpočet použita jednotná metodika a datové podklady (Kratzert et al., 2023). Cílem je tak vytvořit databázi atributů povodí spočtených nad jednotnými datovými podklady, což dále prohloubí možnosti globálních analýz hydrologického režimu.

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou TAČR, projektu SS02030040 "Predikce, hodnocení a výzkum citlivosti vybraných systémů, vlivu sucha a změny klimatu v Česku (PERUN)".

#### Literatura

Addor, N., Do, H.X., Alvarez-Garreton, C., Coxon, G., Fowler, K., Mendoza, P.A., 2020. <u>Large-sample</u> <u>hydrology: recent progress, guidelines for new datasets and grand challenges</u>. Hydrological Sciences Journal 65, 712–725.

- Addor, N., Newman, A.J., Mizukami, N., Clark, M.P., 2017. <u>The CAMELS data set: catchment attributes</u> and meteorology for large-sample studies. Hydrol Earth Syst Sci 21, 5293–5313.
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P.A., Boisier, J.P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., Ayala, A., 2018. <u>The CAMELS-CL dataset:</u> <u>catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset</u>. Hydrol Earth Syst Sci 22, 5817–5846.
- Andréassian, V., Delaigue, O., Perrin, C., Janet, B., Addor, N., 2021. <u>CAMELS-FR: A large sample,</u> <u>hydroclimatic dataset for France, to support model testing and evaluation</u>, in: EGU General Assembly 2021.
- Chagas, V.B.P., L. B. Chaffe, P., Addor, N., M. Fan, F., S. Fleischmann, A., C. D. Paiva, R., Siqueira, V.A., 2020. <u>CAMELS-BR: Hydrometeorological time series and landscape attributes for 897 catchments</u> in Brazil. Earth Syst Sci Data 12, 2075–2096.
- Coxon, G., Addor, N., Bloomfield, J.P., Freer, J., Fry, M., Hannaford, J., Howden, N.J.K., Lane, R., Lewis, M., Robinson, E.L., Wagener, T., Woods, R., 2020. <u>CAMELS-GB: hydrometeorological time series and landscape attributes for 671 catchments in Great Britain</u>. Earth Syst Sci Data 12, 2459–2483.
- Fowler, K.J.A., Acharya, S.C., Addor, N., Chou, C., Peel, M.C., 2021. <u>CAMELS-AUS: hydrometeorological</u> <u>time series and landscape attributes for 222 catchments in Australia</u>. Earth Syst Sci Data 13, 3847– 3867.
- Hauffe, C., Brandes, C., Lei, K., Pahner, S., Körner, P., Kronenberg, R., Schuetze, N., 2023. <u>CAMELS-SAX:</u> <u>A meteorological and hydrological dataset for spatially distributed modeling of catchments in</u> <u>Saxony</u>, in: EGU23. Copernicus Meetings.
- Jenicek, M., Hnilica, J., Nedelcev, O., Sipek, V., 2021. <u>Future changes in snowpack will impact seasonal</u> <u>runoff and low flows in Czechia</u>. J Hydrol Reg Stud 37, 100899.
- Jenicek, M., Ledvinka, O., 2020. <u>Importance of snowmelt contribution to seasonal runoff and summer</u> <u>low flows in Czechia</u>. Hydrol Earth Syst Sci 24, 3475–3491.
- Klingler, C., Schulz, K., Herrnegger, M., 2021. LamaH-CE: <u>LArge-SaMple DAta for Hydrology and</u> <u>Environmental Sciences for Central Europe</u>. Earth Syst Sci Data 13, 4529–4565.
- Kratzert, F., Nearing, G., Addor, N., Erickson, T., Gauch, M., Gilon, O., Gudmundsson, L., Hassidim, A., Klotz, D., Nevo, S., Shalev, G., Matias, Y., 2023. <u>Caravan - A global community dataset for large-sample hydrology</u>. Scientific Data 2023 10:1 10, 1–11.
- Kuentz, A., Arheimer, B., Hundecha, Y., Wagener, T., 2017. <u>Understanding hydrologic variability across</u> <u>Europe through catchment classification</u>. Hydrol Earth Syst Sci 21, 2863–2879.
- Loritz, R., Stölzle, M., Guse, B., Kiesel, J., Haßler, S., Mälicke, M., Tarasova, L., Heidbüchel, I., Ebeling, P., Hauffe, C., Müller-Thomy, H., Jehn, F.U., Brunner, M., Götte, J., Rohini, K., 2022. <u>CAMELS-DE:</u> <u>Initiative für einen konsistenten, frei verfügbaren Datensatz für hydro-meteorologische Analysen</u> <u>in Einzugsgebieten in Deutschland</u>.
- Siber, R., Höge, M., Kauzlaric, M., Schönenberger, U., Horton, P., Schwanbeck, J., Viviroli, D., Zappa, M., Sikorska-Senoner, A.E., Pool, S., Floriancic, M.G., Reichert, P., Seibert, J., Addor, N., Schaefli, B., Fenicia, F., 2022. <u>CAMELS-CH - Building a Common Open Database for Catchments in Switzerland</u>, in: EGU22. Copernicus Meetings.

### Klimatická změna v Beskydech – vliv na zásoby vody

Veronika Šustková<sup>1</sup>, Pavel Lipina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Český hydrometeorologický ústav, pobočka Ostrava, K Myslivně 3/2182, 708 00 Ostrava-Poruba

#### Úvod

Beskydy jsou poměrně hustě zalidněnou krajinou v severovýchodní části České republiky. Mají zajímavý historický vývoj, pestrou současnost a věříme, že i velký potenciál do budoucna. To se týká nejen geologického vývoje, historie osídlení, fauny a flóry, sportovního a rekreačního využití, ale také hydrologie a meteorologie. Mají relativní dostatek srážek a také nemalé množství vodních nádrží. Zemědělská krajina a její intenzívní využívání do vysokých poloh, horské louky, lesní porosty, zahrádkáři a drobní pěstitelé, vodohospodáři nebo lyžařské areály jsou nejen v této oblasti silně závislí a ovlivňováni klimatickými poměry a vodním režimem. Zejména v posledních třiceti letech je i v této oblasti patrná změna klimatu. Zvyšuje se teplota vzduchu, mění se rozložení srážek v průběhu roku, ubývá sněhové pokrývky a stále častěji se vyskytují různé meteorologické extrémy. Jaký by mohl být vývoj některých těchto změn, se pokusíme nastínit dále v textu příspěvku.

#### Beskydy – vymezení území

Pro toto zpracování popisujeme pohoří nacházející se v severovýchodní části Česka a pouze na našem území. Je velmi obtížné Beskydy jednoznačně definovat. Zároveň však existuje mnoho kritérií, jak to udělat. Nejsprávnější by bylo Beskydy vymezit a popsat podle geomorfologických jednotek, ale ani v tomto případě by to nebylo jednoduché. Pro naše potřeby jsme zahrnuli území Slezských Beskyd, Moravskoslezských Beskyd, Hostýnsko-vsetínské hornatiny, Javorníků, Podbeskydské pahorkatiny a jejich přilehlých částí. V této oblasti jsme vymezili území Beskyd jednoduše tak, že za Beskydy jsme vybrali území, kde se krajina zvedá z roviny do kopců. V místech údolí jsme Beskydy uzavřeli spojnicí mezi kopci tak, aby nám vznikla uzavřená oblast, jak může čtenář vidět na přiložené mapě (Obr. 1). Mnozí s tímto členěním jistě nebudou souhlasit, budou mít oprávněné výhrady, ale snad to bude pro většinu čtenářů akceptovatelné. Pro zpracování a tvorbu charakteristik, jsme definovali Beskydy pouze na území Česka, odkud máme pro klimatologické charakteristiky dostatečné množství dat.

Zobrazené území má rozlohu 2412,2 km<sup>2</sup> a průměrnou nadmořskou výšku 557 m n. m. Nejvyšší bod je vrchol Lysé hory (1323 nebo 1324 m n. m.) a nejnižší bod 264 m n. m. l když vybrané území tvoří jen 3,1 % rozlohy Česka, z meteorologického a klimatologického hlediska je významným a zajímavým pohořím republiky (Lipina, Šustková, 2022).

Beskydy jistě nekončí na hranici s Polskem, ani Slovenskem a nejvyšším vrcholem Beskyd není Lysá hora. Toho všeho jsme si byli vědomi při zpracování dat. O tom ale až jindy a jinde.

#### Historie a současnost meteorologických měření v Beskydech

Meteorologická měření v definovaném území Beskyd mají dlouhou historickou tradici a bohatou současnost. Z nejstarších beskydských pozorování můžeme uvézt meteorologické stanice s počátkem jejich měření a dostupností dat. Např.: Hukvaldy (1861), Ostravice (1872), Staré Hamry (1876), Jablunkov (1877), Vsetín (1879), Huslenky (1881), Hošťálková (1873), Kelč (1884), Hovězí (1885), Valašské Meziříčí (Krásno) (1894), Hodslavice, Morávka a Pozděchov (1895), Velké Karlovice (1896), Lysá hora (1897) a Oldřichovice (1899). Podrobnější informace o historii měření jsou dostupné

v příspěvku (Řepka, Lipina, 2006) a rozsáhlejší informace mapující historii měření na severní Moravě a Slezsku a digitalizaci historických klimatologických dat jsou dostupné v práci (Lipina, Řepka, 2010). Členění meteorologické staniční sítě ČHMÚ a zejména informace o horských meteorologických stanicích v Česku (a také v Beskydech) popisuje (Lipina, 2017). Podle analýzy digitálního modelu terénu je v Česku přibližně 26 500 km<sup>2</sup> území o nadmořské výšce 500 m n. m. a výše, což je 33,3 % území Česka. Plocha území ČR s nadmořskou výškou 750 m n. m a výše zabírá cca 4 571 km<sup>2</sup>, což je přibližně 5,7 % území republiky. Nadmořské výšky Česka 1000 m n. m. a výše zaujímají plochu přibližně 811 km<sup>2</sup>, což je asi 1 % území. Z 882 definovaných klimatologických stanic má ČHMÚ 34 % stanic v nadmořských výškách 500 m n. m. a více, 10 % stanic v nadmořských výškách 750 m n. m. a výše a 3 % stanic v nadmořských výškách 1000 m n. m. a výše. Nejnovější komplexní přehled meteorologické staniční sítě v Česku je dostupný v příspěvku (Lipina, Řepka, Šustková, 2021), který vyšel téměř souběžně s obnoveným vydáváním klimatologických ročenek (ČHMÚ, 2021). V roce 2023 bylo k dispozici pro definované území Beskyd a nejbližší okolí téměř 90 stanic s měřením teploty vzduchu, 100 meteorologických stanic s měření úhrnu srážek (převážně v denním kroku a některé stanice měří pouze měsíční úhrn), 60 stanic s měřením výšky nového sněhu, téměř 70 stanic s měřením celkové výšky sněhové pokrývky a 18 stanic s měřením délky trvání slunečního svitu. Převážně se jedná o stanice Českého hydrometeorologického ústavu, Podniků Povodí, stanic soukromých vlastníků a meteorologických nadšenců. Množství dostupných dat a stanic se v průběhu zpracovávaných let měnil. V prvních zpracovávaných letech vstupovalo do výpočtu jen několik stanic. Postupně jejich počet narůstal. V současné době máme k dispozici dostatečné množství kvalitních dat, ze kterých je možné tvořit velké množství klimatologických charakteristik.



Obr. 1: Povodí nad vodními nádržemi v definovaném území Beskyd a jejich základní charakteristiky.

#### Povodí a vodní nádrže

Využívání vodních toků a stavba nádrží oblasti Beskyd má dlouhou historii. Jedním z nejstarších způsobů bylo využití pro plavení dřeva, tuto dobu nám připomínají tzv. klauzy, které se zachovaly i do dnešních dob.

Vodních nádrží je v Beskydech několik a jejich funkce jsou různé. Některé slouží především pro zadržování a transformaci povodňových vln, jiné představují zdroj pitné a užitkové vody.

Pro analýzy změn klimatu jsme vybrali beskydská povodí nad největšími vodními nádržemi Bystřička, Karolinka (v povodí Bečvy), Slušovice (povodí Dřevnice) a Morávka a Šance (povodí Ostravice). Pro samotné hodnocení současných podmínek byla využita data od konce 19. století až do současnosti.

Na vybraných klimatologických prvcích se pokusíme v kapitole *Budoucnost – odhad vývoje klimatu* nastínit trend změny klimatu v Beskydech až do roku 2100.

#### Klimatická změna v Beskydech

Pro oblast Moravskoslezských Beskyd disponujeme dostatečně hustou sítí dlouhodobě měřících stanic (například Lysá hora od roku 1897) a na řadě měření můžeme vidět trend. Z dat je patrné, že se teplota vzduchu v Beskydech zvyšuje. Za 148leté sledované období se roční průměrná teplota vzduchu zvýšila o 1,6 °C (Obr. 3). U úhrnu srážek je roční proměnlivost vysoká, pozorujeme nevýrazný trend poklesu srážek 5,3 mm/10 let a zejména změnu v rozložení srážek během roku, kdy ubylo srážek v zimním období.

Kolísání teploty vzduchu máme pro jednotlivé kalendářní měsíce a roční průměry spočítány od ledna 1874, pro úhrn srážek od ledna 1876, pro úhrn nového sněhu od ledna 1896 a pro délku trvání slunečního svitu od ledna 1932.

#### <u>Teplota vzduchu</u>

Průměrná roční teplota vzduchu v Beskydech za období let 1874–2022 činí 6,8 °C s extrémy 4,6 °C v letech 1875 a 1940 a 8,9 °C v roce 2014 (Obr. 3). Dlouhodobý teplotní průměr za období let 1961–1990 je 6,7 °C, za období 1981–2010 7,2 °C a za období 1991–2020 pak 7,7 °C (Obr. 2).



Obr. 2: Dlouhodobé průměry teploty vzduchu v Beskydech za období 1961–1990 (vlevo), 1981–2010 (uprostřed) a 1991–2020 (vpravo).



Obr. 3: Průměrná roční teplota vzduchu v Beskydech 1874–2022 a dlouhodobé průměry 1961–2020.

Nejvyšší odchylku teploty vzduchu při porovnání dlouhodobých průměrů 1961–1990 a 1991–2020 mají letní měsíce červenec (+1,8 °C), červen a srpen (+1,6 °C). Nejmenší odchylku má měsíc říjen, pouze +0,2 °C. V zimních i jarních měsících teplota vzrostla v průměru o 0,8 °C, v létě o 1,7 °C a na podzim o 0,5 °C.

#### <u>Úhrn srážek</u>

Průměrný roční úhrn srážek v Beskydech za období let 1876–2022 je 1005,2 mm. Za období let 1961– 1990 je to 967,8 mm, za období 1981–2010 993,2 mm a za období 1991–2020 996,2 mm. Roční úhrny srážek nevykazují žádný významný trend (Obr. 4).

Při porovnání dlouhodobých průměrů 1961–1990 a 1991–2020 lze konstatovat, že se změnilo rozložení srážek v průběhu roku. Srážek ubylo v zimních měsících listopad a prosinec a naopak nejvyšší nárůst srážek je v období srpen až říjen a březen. Měsícem s nejnižším úhrnem srážek se stal únor (dříve to byl březen). Nejvíce srážek spadne v červenci (dříve v červnu).



Obr. 4: Dlouhodobé roční úhrny srážek v Beskydech za období 1961–1990 (vlevo), 1981–2010 (uprostřed) a 1991–2020 (vpravo).

#### Úhrn nového sněhu

Průměrný roční úhrn nového sněhu v Beskydech za období let 1896–2022 je 209 cm. Za období let 1961–1990 je to 220 cm, za období 1981–2020 224 cm a za období 1991–2020 197 cm.



Obr. 5: Dlouhodobé roční úhrny nového sněhu v Beskydech za období 1961–1990 (vlevo), 1981–2010 (uprostřed) a 1991–2020 (vpravo).



Obr. 6: Roční suma nového sněhu v Beskydech a maximální výška sněhové pokrývky na Lysé hoře (1322 m n. m.) od roku 1961.

S postupným oteplováním se dá předpokládat, že při podobném celkovém úhrnu srážek se bude snižovat podíl srážek ve formě sněhu a schopnost tvorby sněhové pokrývky. Za účelem hodnocení zmíněných změn byl použit poměr sezónního množství nového sněhu v cm a celkových srážek v mm, Sn/P (cm/mm). Pro analýzu byla zpracována pro vybrané horské a podhorské meteorologické stanice Česka data z databáze ČHMÚ pro dvě normálová období 1961–1990 a 1991–2020. Jako chladná část roku bylo pro tento účel hodnoceno období listopad až duben, kdy je větší pravděpodobnost tvorby nové sněhové pokrývky. Výsledky studie ukázaly, že poměr Sn/P zaznamenal v období 1991–2020 pokles v porovnání s obdobím 1961–1990. V případě Lysé hory (1322 m n. m.) se změnil poměr Sn/P z 0,97 na 0,80 (při podobných srážkách ca 550 mm úbytek sumy nového sněhu z 503 na 454 cm). Ve středních polohách je úbytek nového sněhu výraznější. Trend poměru Sn/P je klesající na všech stanicích, s klesající nadmořskou výškou je pak zpravidla výraznější (Procházka, Lipina, Šustková, Tesař, 2022; Procházka, Lipina, Šustková, Tesař, 2023).

#### Budoucnost – odhad vývoje klimatu

Základ scénáře změny klimatu v ČR je tvořen výstupy regionálního klimatického modelu ALADIN-CLIMATE/CZ v rozlišení 2,3 km. Odhady klimatického scénáře byly připraveny na základě výpočtu modelu ALADIN-CLIMATE/CZ metodou DeltaChange. Výpočet modelu je připraven pro období 1990– 2014 (25 let) v režimu historického výpočtu a pro období 2021–2100 podle scénáře SSP5-8.5 (IPCC, 2021). Před provedením výpočtů delta metodou pro uvedená dvacetiletá období byl porovnán modelový běh s aktuálním klimatem, které reprezentují gridovaná data GriSt (ČHMÚ) za stejné období jako historický výpočet modelu ALADIN (1990–2014).

Podklady pro následující GIS analýzy jsou výstupy z projektu Projekt SS02030040 PERUN - Predikce, hodnocení a výzkum citlivosti vybraných systémů, vlivu sucha a změny klimatu v Česku (PERUN, 2023). Scénář SSP5-8.5 byl v rámci řešení projektu zvolen jako primární a data jsou pro něj již dostupná. Následovat budou výpočty pro scénář SSP2-4.5. Více informací je k dispozici na webových stránkách projektu (https://www.perun-klima.cz/).

#### Odhad krátkodobého vývoje 2021–2040

Z tabulky 1 i obrázku 7 vyplývá, že podle scénáře velmi vysokých emisí skleníkových plynů SSP5-8.5 trend vzrůstající teploty vzduchu bude v Beskydech nadále pokračovat. Oproti současnému klimatu se do roku 2040 nejvíce oteplí v zimních měsících (+1,0 °C) a na jaře (+0,9 °C). Roční průměrná teplota vzduchu vzroste o 0,8 °C.

	jaro	léto	podzim	zima	rok
Teplota vzduchu (°C) 2021–2040	8,2	17,6	8,6	-0,5	8,5
Odchylka od normálu 1991–2020	+0,9	+0,7	+0,7	+1,0	+0,8
Úhrn srážek (mm) 2021–2040	349,8	388,0	304,2	217,3	1259,3
% normálu 1991–2020	144	117	126	112	127

Tabulka 1: Průměrná roční teplota a roční úhrn srážek pro modelový delta scénář 2021–2040 a odchylky od aktuálního klimatu (1991–2020).

Roční úhrny srážek mají v Beskydech statisticky nevýznamný trend. V období 2021–2040 ale dle scénáře SSP5-8.5 pozorujeme nárůst srážkových úhrnů ve všech ročních období a v ročním průměru pak nárůst o 27 % (Tabulka 1, Obr. 7). Vzhledem k výše zmíněnému trendu teploty vzduchu, lze předpokládat, že se změní charakter srážek.



Obr. 7: Průměrná roční teplota a roční úhrn srážek pro modelový delta scénář 2021–2040.

#### Odhad střednědobého a dlouhodobého vývoje 2041–2100

Dle modelových simulací podle emisního scénáře RCP8.5 lze v Beskydech očekávat do konce 21. století růst průměrné teploty vzduchu oproti současnému klimatu (1991–2020) o 3,7 °C (Obr. 8, Tab. 2).



*Obr. 8: Průměrná roční teplota pro modelový delta scénář 2041–2060, 2061–2080 a 2081–2100 pro Beskydy.* 

Na základě stejného scénáře jako vývoj průměrné teploty vzduchu, byly zhodnoceny i průměrné roční úhrny srážek (Obr. 9). Vzhledem k výrazné meziroční proměnlivosti srážkových úhrnů jsou jejich

podobné změny statisticky nevýznamné. Např. v roce 2010 byl zaznamenán nejvyšší roční úhrn srážek v hodnoceném období (1360,2 mm), ale již v následujícím roce 2011 byl roční úhrn podprůměrný (833,2 mm). Lze očekávat, že do konce 21. století bude úhrn srážek mírně růst.

	jaro	léto	podzim	zima	rok				
Teplota vzduchu (°C)	10.7	20.0	12.1	2.0	11 /				
2081–2100	10,7	20,9	12,1	2,0	11,4				
Odchylka od normálu	+3 /	+4.0	+4.2	+3 5	+3.7				
1991–2020	13,4	14,0	14,2	13,5	13,7				
Úhrn srážek (mm)	202.8	406.2	287.0	275.9	1261.9				
2081–2100	392,8	400,2	287,0	275,8	1301,8				
% normálu 1991–2020	162	122	119	142	137				

Tabulka 2: Průměrná roční teplota a roční úhrn srážek pro modelový delta scénář 2081–2100 a odchylky od aktuálního klimatu (1991–2020).



*Obr. 9: Roční úhrn srážek pro modelový delta scénář 2041–2060, 2061–2080 a 2081–2100.* 



Obr. 10 a, b: Průměrná teplota vzduchu (a) a úhrn srážek (b) v ročních obdobích v Beskydech pro aktuální klima 1991–2020 a modelové delta scénáře 2041–2100.

Teplota vzduchu 2081– 2100 (°C) / Odchylka od normálu 1991–					
2020 (°C)	Bystřička	Karolinka	Morávka	Slušovice	Šance
jaro	10,2 / +3,6	9,5 / +3,5	9,5 / +4,0	11,1 / +3,3	10,0 / +3,9
léto	20,5 / +4,3	19,8 / +4,2	19,6 / +4,4	21,5 / +4,1	20,1/+4,4
podzim	11,8 / +4,4	11,2 / +4,4	10,9 / +4,4	12,4 / +4,1	11,3 / +4,4
zima	1,7 / +3,6	1,0 / +3,5	1,0 / +3,7	2,2 / +3,3	1,3 / +3,7
rok	11,1 / +4,0	10,4 / +3,8	10,3 / +4,2	11,8 / +3,7	10,7 / +4,1
Úhrn srážek (mm)					
2081–2100 /					
% normálu 1991–2020	Bystřička	Karolinka	Morávka	Slušovice	Šance
jaro	374,9 / 158	410,1 / 159	466,9 / 167	315,4 / 159	439,1 / 161
léto	392,9 / 119	399,1 / 116	484,0 / 122	338,5 / 119	448,2 / 120
podzim	277,0 / 117	285,2 / 114	336,4 / 122	272,4 / 148	304,8 / 113
zima	280,7 / 138	338,0 / 139	351,6 / 150	262,2 / 143	327,4 / 135
rok	1325,5 / 129	1432,4 / 129	1638,9 / 137	1188,5 / 134	1519,5 / 130

Tabulka 3: Průměrná roční teplota a roční úhrn srážek pro modelový delta scénář 2081–2100 a odchylky od aktuálního klimatu (1991–2020) pro povodí nad vodními nádržemi v Beskydech.

#### Závěr

Mezi hlavními projevy změny klimatu v Beskydech do roku 2100 na základě scénáře SSP5-8.5 je rostoucí teplota vzduchu ve všech ročních obdobích. Výše uvedené výstupy scénáře změny klimatu nastiňují i to, že srážkové úhrny neklesnou, spíše mírně porostou. Co se ale v návaznosti na rostoucí teplotu vzduchu změní, je změna skupenství a dále sezónní a časové rozložení srážek. Dá se předpokládat, že i přes to, že množství srážek bude stejné nebo vyšší, podíl srážek ve formě sněhu bude nižší a sníží se tedy schopnost tvorby a ukládání sněhové pokrývky. Což může negativně ovlivnit zásoby vody ve sněhu, půdní vlhkost na začátku vegetační sezóny a také množství povrchových a podpovrchových vod na začátku jara. Díky vyšším teplotám vzduchu se dá předpokládat i rychlejší a větší výpar vody z krajiny.

Předpokládáme, že průměrná roční teplota pro modelový delta scénář 2081–2100 pro povodí nad vodními nádržemi v Beskydech poroste oproti aktuálnímu klimatu (1991–2020) o 3,7 až 4,2 (°C). U ročního úhrnu srážek předpokládáme nárůst o 29 až 37 %. Jak u průměrné teploty vzduchu, tak u úhrnu srážek jsou výraznější rozdíly mezi jednotlivými ročními obdobími.

#### Poděkování

Tento projekt je financován se státní podporou Technologické agentury ČR (Projekt SS02030040 PERUN – Predikce, hodnocení a výzkum citlivosti vybraných systémů, vlivu sucha a změny klimatu v Česku).

#### Literatura

ČHMÚ (2021): <u>Klimatologická ročenka České republiky 2020</u> [online]. Český hydrometeorologický ústav [cit. 13. 12. 2001]. ISBN 978-80-7653-029-4.

IPCC, 2021: <u>Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis.</u> <u>Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on</u> <u>Climate Change</u>. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32.

- Lipina, P., Řepka M. (2010): Digitalizace klimatologických dat ze stanic na severní Moravě a ve Slezsku. In: Práce a studie, sešit 34, Praha: ČHMÚ. 132 s. ISBN 978-80-86690-85-5. ISSN 1210-7557.
- Lipina, P. (2017): Členění meteorologické staniční sítě ČHMÚ a horské meteorologické stanice v Česku. *Meteorologické zprávy*, roč. **70**, č. 5, s. 134–142. ISSN 0026–1173.
- Lipina, P., Řepka, M., Šustková, V. (2021): Meteorologická staniční síť ČHMÚ v roce 2020. *Meteorologické zprávy*, roč. **74**, č. 5, s. 149–164. ISSN 0026–1173.
- Lipina, P., Šustková, V. (2022): Beskydy měsíční klimatologické charakteristiky. In: Meteorologická konference Jizerka 2022. <u>Sborník příspěvků z konference pořádané Českým hydrometeorologickým ústavem a Českou meteorologickou společností konané ve dnech 17. 19. května 2022 v hotelu Pyramida na Jizerce v Jizerských horách</u>. Praha: ČHMÚ. 1. vydání, 144 s. ISBN 978-80-7653-034-8.
- PERUN <u>Predikce, hodnocení a výzkum citlivosti vybraných systémů, vlivu sucha a změny klimatu v Česku</u> [online].
- Procházka, J., Lipina, P., Šustková, V., Tesař, M. (2022): Změny poměru nového sněhu a sezónních srážek v horských a podhorských oblastech Česka. <u>Hospodaření s vodou v krajině 2022</u>, ISBN 978-80-7653-045-4.
- Procházka, J., Lipina, P., Šustková V., Tesař, M. (2023): Poměr sezónní výšky SNO a SRA pro hodnocení změn v horských a podhorských oblastech Česka. In: XXVI. Stretnutie snehárov 2023. Sborník příspěvků z mezinárodní konference konané ve dnech 14. – 16. 3. 2023 v Zuberci.
- Řepka, M., Lipina, P. (2006): Historie meteorologických pozorování na severní Moravě a ve Slezsku. Meteorologické Zprávy, roč. 59, č. 2, s 49–63. ISSN 0026–1173.

## Mapy ohrožení lesních porostů suchem jako nástroj hodnocení sucha v lesních porostech ve velkém prostorovém měřítku

Kateřina Neudertová Hellebrandová<sup>1</sup>, Rostislav Fiala<sup>2</sup>, Filip Chuchma<sup>2</sup>, Vít Šrámek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., Strnady 136, 252 02 Jíloviště
<sup>2</sup>Český hydrometeorologický ústav, pobočka Brno, Kroftova 43, 616 67 Brno

#### Úvod

Klima je jedním z nejdůležitějších faktorů prostředí, ovlivňujících strukturu a funkci lesních ekosystémů a změna klimatu a její dopad na lesy je jedním z nejdiskutovanějších témat v současném lesnictví. Probíhající změna klimatu přináší častější a intenzivnější hydrometeorologické extrémy, které se projevují zejména v regionálním měřítku. Sucho, jako jeden z projevů klimatických změn se stává faktorem, který přispívá ke zvýšené mortalitě lesních porostů i v našich zeměpisných šířkách (Lindner et al., 2014; Allen et al., 2015; Bennet et al., 2015; Buras et al., 2018).

Dopad sucha na lesní porosty je, vzhledem ke komplexnosti tohoto jevu, obtížné posoudit (Steven et al. 2016). Sucho působí na lesní ekosystémy nejen jako přímý stresor, ale také jako hybná síla sekundárních škodlivých faktorů v suchem oslabených porostech (Allen et al., 2015; Zhang et al., 2017). V České republice se v tomto tisíciletí vyskytly závažné epizody sucha (2003, 2015, 2018), které způsobily akutní stres suchem v lesních porostech, jak ilustruje obr. 1. I v mezidobí však teploty často překračují dlouhodobý průměr a stres suchem se stává chronickým problémem. Pro lesní porosty jsou náročná nejen období s nízkými úhrny srážek, ale i dlouhá období výrazně nadnormálních teplot, která kladou zvýšené nároky na transpiraci rostlin, a tím prohlubují deficit vody v krajině i v letech, kdy se množství srážek blíží normálu (roky 2014, 2016, 2017, 2019 i 2020). Popsaná situace vyústila v rozvoj bezprecedentní kůrovcové kalamity (Šrámek et al. 2008) a přinesla potřebu vyvinout metodu identifikace a kvantifikace míry ohrožení lesních porostů suchem s potenciálem následného odumírání lesa a sekundárního rozvoje biotického poškození (Šrámek, Neudertová Hellebrandová, 2016).

V zásadě existují dva přístupy k hodnocení dopadů sucha na lesní porosty ve velkých prostorových měřítcích. Jsou to hodnocení založená na modelování meteorologických charakteristik a hodnocení založená na datech dálkového průzkumu Země (Steven et al. 2016). Hodnocení založené na modelování meteorologických charakteristik se opírá o indexy sucha. Ty jsou výsledkem kombinace měření srážek, vlhkosti vzduchu, evapotranspirace, půdní vlhkosti a dalších parametrů. Většina těchto indexů byla vyvinuta pro odhad vláhového deficitu v zemědělské krajině (a jeho dopadu na zemědělské plodiny), ale nemusí dostatečně předpovídat dopady tohoto deficitu na jiné typy vegetace, které vykazují odlišné reakce na sucho (Mishra, Singh, 2010; Vincente-Serrano et al., 2012; Peters et al., 2015).



Obr. 1: Roční srážkové úhrny a průměrné teploty v experimentálním povodí Červíku s vyznačenými suchými roky 2003, 2015 a 2018.

#### Model AVISO

V rámci řešení výzkumného projektu NAZV QJ1630441 s názvem: Metody hodnocení sucha v lesních porostech proběhlo ve spolupráci s ČHMÚ testování možností úprav agrometeorologického modelu AVISO, založeného na metodice Penman-Monteith, mimo jiné využívaného pro stanovení míry intenzity sucha a doposud používaného pro travní porosty a vybrané polní plodiny, pro použití v lesních porostech.

Agrometeorologický model AVISO ("Agrometeorologická výpočetní a informační soustava") byl naprogramován na bázi anglického výpočetního modelu MORECS ("TheMeteorological Office Rainfall and EvaporationCalculationSystem"), verze I. a II. (Thompson et al., 1981; Gardner, 1981; Gardner, Field, 1983, Hough et al., 1997; Hough, Jones, 1997). V obou modelech je jedním ze základních aplikačních výstupů evapotranspirace (potenciální a aktuální) a na ní založená vláhová bilance.

Pro validaci modifikovaného modelu byla využita data z experimentálních lokalit VÚLHM.

Nejprve proběhl výpočet modelu pro experimentální lokality pro kombinaci 60 nastavení hodnot koeficientů charakterizujících lesní porost (LAI, stomatální odpor rostlin, bod snížené dostupnosti – resp. hodnota vlhkosti půdy při poklesu intenzity evapotranspirace). Cílem bylo nalézt parametry porostu tak, aby modelový výpočet evapotranspirace odpovídal reálnému. Hodnotícím kritériem bylo přiblížení modelované a měřené vlhkosti půdy v lesním porostu.

Porovnání modelu s měřením v lesích bylo provedeno ve dvou aspektech:

- 1. intenzita evapotranspirace reakce modelového porostu na čerpání vody z půdy porovnání průběhu modelované a měřené vlhkosti půdy v poklesové křivce
- 2. reakce modelu na atmosférické srážky porovnání modelované a měřené vlhkosti v extrémních hodnotách reakce modelu v hodnotách sucha / provlhčení, intercepce.

Upravený model dobře simuluje intenzitu čerpání vody z půdního profilu. Horších výsledků dosahuje v modelování peaků vlhkosti po srážkových událostech (obr. 2).



Obr. 2: Lokalita Želivka – jehličnatý porost, kalibrace modelu měřením dne 1.4 a 1.7 (roky 2010-2012)

Modelový (srovnávací) jehličnatý porost byl v následujícím kroku pro účely homogenních podkladů v rámci ČR standardizován – standardní efektivní výškou a plochou listoví.

Modelové parametry pro jednotlivé typy vegetačního krytu jsou uvedeny v tabulce 1.

Popis	Albedo	Odpor porostu*	Počet dnů růstu od začátku veg. sezony do maxima**	Výška porostu (m)	minimální LAI	maximální LAI	koef. Intercepce	hloubka kořenů mimo vegetaci	hl. kořenů ve vegetaci	SWstress***
Referenční travní porost	0.25	40	1	0.15	0.1	5	0.2	0.2	1	50
Jehličnatý porost dle										
modelu MORECS	0.1	70	1	10	0.1	6	0.2	1	1	50
Jehličnatý porost pro ČR	0.1		1	26		8	0.3	0.4	0.4	

Tabulka 1: Modelové parametry pro jednotlivé typy lesního porostu

\*Stomatární odpor rostliny - odpor se zvětšuje s poklesem dostupné vlhkosti - snižuje se výpar

\*\*Počet dnů od začátku vegetační sezóny do maximálního olistění (z LAImin na LAI max)

\*\*\*Poloha lentokapilárního bodu v % VVK, pokud je zde 40, tak 40 % vody VVK je dobře dostupné, a 60 % je hůře dostupné, rostlina začíná šetřit vodou.

Metodiku úpravy modelu AVISO je podrobně popsána v závěrečné zprávě o řešení projektu (Neudertová Hellebrandová et al., 2019).

#### Mapy ohrožení lesních porostů suchem

Základem map je bilance srážek a hodnot aktuální evapotranspirace standardizovaného smrkového porostu, hodnocená pomocí vybraných algoritmů modifikovaného modelu AVISO. Tato denní vláhová bilance je vypočítaná a následně sečtená pro každý den vegetačního období a je z ní odvozena rastrová vrstva aktuální vláhové bilance standardizovaného smrkového porostu pro dané vegetační období (Neudertová Hellebrandová et all., 2018).

Rastr aktuální vláhové bilance je následně reklasifikován do pěti kategorií, dle stupně ohrožení suchem (obr. 3) a vzniká "Mapa stresu suchem ve vegetačním období":

- 0 vodní bilance: > 50 mm oblast bez akutního ohrožení suchem
- 1 vodní bilance: -50 50 mm oblast mírného ohrožení suchem
- 2 vodní bilance: -80 -50 mm oblast ohrožení suchem
- 3 vodní bilance: -120 -80 mm oblast výrazného ohrožení
- 4 vodní bilance: < -120 mm oblast extrémního ohrožení suchem.



Obr. 3: Mapa stresu suchem ve vegetačním období 2022

Pro hodnocení dlouhodobého působení sucha na lesní porost (chronický stres suchem) vycházíme z práce Braun a kol. (2015), který zjistil pro smrk signifikantní závislost mortality na poměru skutečné a potenciální evapotranspirace (ETa/ETp) v uplynulých třech letech. "Mapa dlouhodobého stresu suchem" (obr. 4) reprezentuje hodnotu aktuální vodní bilance za tři po sobě jdoucí vegetační období, jejíž hodnota je rozdělena do čtyř kategorií:

- 0 bilance > 100 mm oblasti, kde smrkové porosty nebyly za tři vegetační období vůbec stresované suchem. U jinak zdravých porostů by na takových lokalitách nemělo docházet k akutním kalamitním poškozením lesa a to ani při výrazném přísušku během jedné vegetační sezóny.
- 1 bilance 50 100 mm oblasti, kde byly smrkové porosty za tři vegetační období mírně stresované suchem.
- 2 bilance 0 50 mm oblasti, kde byly smrkové porosty za tři vegetační období silně stresované suchem
- 3 bilance < 0 mm oblasti s celkovou bilancí pod 0 mm, kde byly smrkové porosty výrazně stresovány suchem.



Obr. 4: Mapa dlouhodobého stresu suchem 2019 - 2021

Dvě výše uvedené mapy pak slouží jako podklad k tvorbě finální "Mapy ohrožení smrkových porostů suchem" v daném vegetačním období (obr. 5). Vycházíme zde z předpokladu, že k akutnímu poškození suchem může dojít pouze v případě víceletého chronického působení sucha, zatímco srážkový deficit v průběhu pouze jedné vegetační sezony jsou smrkové porosty schopny překonat díky adaptačním mechanismům.



Obr. 5: Mapa ohrožení smrkových porostů suchem v roce 2022

#### Závěry

Představené mapy, vytvořené na základě modifikovaného modelu AVISO, umožňují každoročně vyhodnocovat intenzitu sucha a jeho potenciálního dopadu na lesní porosty ve velkém prostorovém měřítku. Jsou tvořeny na základě běžně měřených a snadno dostupných meteorologických dat a jsou využívány v rámci posudků pro opatření PRV 8.4.1 "Obnova lesního potenciálu po kalamitách".

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl na základě poskytnuté institucionální podpory na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace MZe ČR – Rozhodnutí č.MZE-RO0123.

#### Literatura

- Allen, C. D., Breshears, D. D., McDowell, N. G. (2015): <u>On underestimation of global vulnerability to</u> <u>tree mortality and forest die-off from hotter drought in the anthropocene</u>. Ecosphere (Washington, D.C), 6(8), art129-55.
- Bennett, A. C., McDowell, N. G., Allen, C. D., & Anderson-Teixeira, K. J. (2015): Larger trees suffer most during drought in forests worldwide. Nature Plants, 1(10), 15139-15139.
- Buras, A., Schunk, C., Zeiträg, C., Herrmann, C., Kaiser, L., Lemme, H., Straub, C., Taeger, S., Gößwein, S., Klemmt, H., & Menzel, A. (2018;): <u>Are scots pine forest edges particularly prone to droughtinduced mortality?</u> Environmental Research Letters, 13(2), 25001.
- Braun, S., Remund, J., Rihm, B. (2015): <u>Indikatoren zur Schätzung des Trockenheitsrisikos in Buchen-</u> <u>und Fichtenwäldern. Schweizerische Zeitschrift fur Forstwesen</u>. 166. 361-371.

- Fiala, R., Chuchma, F. (2019): Tvorba map rizika sucha v lesních porostech na podkladě úpravy modelového výpočtu aktuální evapotranspirace. In Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds). <u>Hospodaření</u> s vodou v krajině <u>Třeboň</u> 13. – 14. 6. 2019, vydal ČHMÚ Praha, ISBN 978-80-87577-88-2
- Hough, M., Jones, R. J. (1997): <u>The United Kingdom Meteorological Office rainfall and evaporation</u> <u>calculation system: MORECS version 2.0 - an overview</u>. Hydrology and Earth System Sciences, 1997, 1(2), 227-239 p.
- Hough, M. a kol. (1997): <u>TheMeteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System</u>: <u>MORECS version 2.0.</u> Meteorological Office Bracknell, Meteorological Office Wolverhampton, Bracknell 1997, 82 p.
- Lindner, M., Fitzgerald, J. B., Zimmermann, N. E., Reyer, C., Delzon, S., van der Maaten, E., ... Hanewinkel, M. (2014): <u>Climate change and european forests: What do we know, what are the</u> <u>uncertainties, and what are the implications for forest management?</u> Journal of Environmental Management, 146, 69-83.
- Mishra, A.K., Singh, V.P. (2010): <u>A review of drought concepts</u>. Journal of Hydrology 391, 202–216.
- Peters, M.P., Iverson, L.R., Matthews, S.N. (2015): <u>Long-term droughtiness and drought tolerance of</u> <u>eastern US forests over five decades</u>. Forest Ecology and Management 345, 56–64.
- Neudertová Hellebrandová, K., Hais M., Šrámek, V. (2018): <u>Metody hodnocení sucha v porostech</u> <u>smrku ztepilého</u>, certifikovaná metodika
- Neudertová Hellebrandová, K. a kol. (2019): Metody hodnocení sucha v lesních porostech. Redakčně upravená závěrečná zpráva o řešení projektu NAZV QJ1630441 v letech 2016 2018 včetně výroční zprávy za rok 2018, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i
- Norman,S.P., Koch, F.H., Hargrove, W, (2016): <u>Review of broad-scale drought monitoring of forests:</u> <u>Toward an integrated data mining approach</u>. Forest Ecology and Management, 380: 346-358
- Šrámek, V., Vejpustková, M., Novotný, R., Hellebrandová, K. (2008): <u>Yellowing of Norway spruce stands</u> in the Silesian Beskids – damage extent and dynamics. Journal of Forest Science, 54: 55–63.
- Šrámek, V., Neduertová Hellebrandová, K. (2016): <u>Maps of drought risk for Norway spruce stands as a</u> <u>decision tool indicating threatened regions in the Czech Republic: short communication</u>. Zprávy lesnického výzkumu 61, 305-309.
- Vicente-Serrano, S.M., Gouveia, C., Camarero, J.J., Beguería, S., Trigo, R., López- Moreno, J.I., Azorín-Molina, C., Pasho, E., Lorenzo-Lacruz, J., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E., Sanchez-Lorenzo, A. (2013): <u>Response of vegetation to drought timescales across global land biomes</u>. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 110, 52–57.
- Zhang, Q., Shao, M., Jia, X., Wei, X. (2017). <u>Relationship of climatic and forest factors to drought- and heat-induced tree mortality</u>. PLoS Onem, 12(1): e0169770.

### Zmeny teploty vody v hĺbkových horizontoch vodárenskej nádrže Turček

Yvetta Velísková<sup>1</sup>, Adrián Varga<sup>1</sup>, Marek Sokáč<sup>1</sup>, Saeid Okhravi<sup>1</sup> <sup>1</sup>Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava

#### Úvod

Vodné zdroje sú na Zemi nerovnomerne rozložené v čase a priestore. Zmena klímy prinesie zvýšený výskyt extrémnych javov, či už vo forme sucha a nedostatku vody, alebo povodní a silných búrok. Je preto potrebné pripraviť sa na tieto zmeny prípravou, realizáciou a prevádzkou konkrétnych preventívnych opatrení v jednotlivých čiastkových povodiach vodných tokov, a to jednak priamo na vybraných tokoch, ale aj mimo vodných tokov v lesoch, v poľnohospodárskej krajine, v urbanizovaných oblastiach nachádzajúcich sa v príslušnom povodí, ako aj v celej krajine. (MŽPSR, 2018)

Jednou z veľmi dôležitých úloh v tomto smere je zabezpečenie dostatku vody pre zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Napriek tomu, že značná časť obyvateľstva na Slovensku je zásobovaná z podzemných zdrojov, v niektorých regiónoch sú ľudia stále silne odkázaní len na povrchové zdroje pitnej vody - vodárenské nádrže. Vodárenské nádrže slúžia na akumuláciu surovej vody, z ktorej sa následne rôznymi procesmi úprav premení na vodu pitnú. Situované sú zvyčajne do horných častí povodí, ktoré nie sú silne ovplyvnené ľudskou činnosťou. Na Slovensku sa v súčasnosti využíva na tento účel 8 vodárenských nádrží a v budúcnosti, počas obdobia meniacej sa klímy, môže tento druh nádrží zohrať významnú úlohu v zabezpečení obyvateľstva pitnou vodou. Preto je potrebné, aby sme v tejto dobe, kedy sa extrémne výkyvy počasia vyskytujú čoraz častejšie, vedeli zabezpečiť dostatočnú kvalitu vody vo vodárenských nádržiach. K naplneniu tejto úlohy je nevyhnutné poznať vývoj ukazovateľov kvality vody v nádržiach, ako aj ich previazanosť na vývoj klimatických a hydrologických podmienok v ich okolí, a zároveň analyzovať a pochopiť procesy, ktoré v tomto prostredí prebiehajú a vzájomne sa ovplyvňujú.

V prípade hlbokých nádrží sa počas roka vytvára a mení ich teplotná stratifikácia, ktorá je zviazaná s ostatnými ukazovateľmi kvality vody. Poznanie a porozumenie stratifikácie nám pomáha pochopiť ako sa chová vodná masa počas ročných období (Weitzal, 2001; Weitzel, 2002; Boehrer & Schultze, 2008; Kirillin et al., 2012). V prípade sledovanej vodárenskej nádrže Turček sa analyzovali údaje z jarného, letného a jesenného obdobia, keďže v zimnom období hladina nádrže zamŕza a merania ukazovateľov kvality vody sa nevykonávali. V tejto štúdii sa použili výsledky vlastných meraní, ale najmä archívne údaje poskytnuté od prevádzkovateľa nádrže za obdobie 1997 – 2022.

#### Zraniteľnosť povrchových vodných zdrojov v podmienkach prebiehajúcej klimatickej zmeny

Vo všeobecnosti sa predpovedá, že meniaca sa klíma prinesie zmeny hydrologických parametrov, ako sú teplota, zrážky a evapotranspirácia (Jain & Kumar, 2012). Prognózy týkajúce sa trendov týchto parametrov sa ukázali byť nápomocné pri odhadovaní vplyvu klimatických zmien na hydrológiu v budúcnosti v globálnom aj regionálnom meradle. Keďže vodné zdroje sú neoddeliteľne spojené s klímou, globálna klimatická zmena má na ne vážne dôsledky (Bates et al., 2008; Ghosh & Mishra, 2010), čo sa prejavuje zvýšením ich zraniteľnosti v rôznej miere v jednotlivých oblastiach, ale v globále to platí na celom svete. Klíma už zmenila hydrologický cyklus - zmenila sa veľkosť, ako aj charakter odtoku pre rôzne povodia riek na celom svete. Meniace sa teplotné a zrážkové podmienky sú teda kľúčovými hnacími silami meniacich sa klimatických podmienok (Mall et al., 2006). Vyššie teploty urýchlia hydrologický cyklus, zmenia zrážky, veľkosť a načasovanie odtoku a intenzitu frekvencie záplav

a sucha. Vyššie teploty tiež zvýšia rýchlosť evapotranspirácie a zmenia vlhkosť pôdy a rýchlosť infiltrácie (Frederick & Major, 1997).

Zintenzívnenie globálneho hydrologického cyklu urýchlilo procesy na úrovni veľkých zdrojov povrchovej sladkej vody, napr. svoju vodnú bilanciu zmenili rieky a jazerá na miestnej aj regionálnej úrovni. Ako príklad je možné uviesť prípady riek ako Ganga (Gosain et al., 2011) a Mississippi (Jha et al., 2007), kde sa preukázal nárast priemerného sezónneho/ročného prietoku, zatiaľ čo v iných prípadoch je potreba udržať dostatočný základný prietok v období sucha, napr. Indus (Arora & Boer, 2001). Už teraz existuje reálna obava, že vplyv klimatickej zmeny budú v blízkej budúcnosti pociťovať vážnejšie skôr rozvojové krajiny, ako napr. India (Mall et al. 2006, Mall et al. 2007), pretože ich ekonomiky sú vo veľkej miere závislé od poľnohospodárstva.

Očakáva sa, že zmeny v množstve a kvalite vody v dôsledku klimatických zmien ovplyvnia dostupnosť potravín, stabilitu, prístup a využitie vodných zdrojov (Bates et al., 2008).

Dôsledky klimatických zmien na povrchové vodné zdroje sú dvojaké: vplyv na dostupnosť dostatočného množstva vody a na kvalitu vody.

Dopady klimatickej zmeny na kvalitu vody v súvislosti s vodnými nádržami na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou popísal a zhrnul (Hosaka, 2009). V dôsledku globálneho otepľovania sa teplota povrchovej vody v nádrži v zime neznižuje tak ako predtým a v dôsledku toho nedochádza k dostatočnému obehu vody na dne nádrže. Preto sa nutričné soli uvoľňujú zo sedimentov na dne nádrže, čo zhoršuje kvalitu vody a vedie k javom, ako je eutrofizácia, resp. kvitnutie vody.

Dostupnosť vody z povrchových zdrojov vody alebo plytkých podzemných studní kolíše v závislosti od sezónnosti a medziročnej premenlivosti zrážok a odtoku z povodí, a tým de facto od prietokov v povrchových tokoch. V povodiach, v ktorých dominuje sneh, vedú vyššie teploty k zníženiu akumulácie vody v povodí, a tým k zníženiu dostupnosti vody (Barnett et al., 2005).

Slovenská republika spolu s Českou republikou sú súčasťou hydrologickej strechy Európy. Cez slovenské územie na základe doterajších meraní preteká približne 3 350 m<sup>3</sup>/s vody. Z pretekajúceho množstva však pramení na Slovensku len 12 % z tohto množstva; vzhľadom na polohu a morfológiu Slovenska, prevažná časť povrchových vôd z jeho územia odteká. Našťastie je Slovensko zatiaľ bohaté na kvalitné podzemné zdroje - približne 80 % obyvateľov Slovenskej republiky je zásobovaných pitnou vodou z podzemných zdrojov a 20 % je z povrchových zdrojov. V Českej republike je v súčasnosti využívaných na zásobovanie pitnou vodou cca 55 % podzemných zdrojov a 45 % povrchových zdrojov. Napriek výdatným podzemným zdrojom kvalitnej vody na území Slovenska, je treba spomenúť, že aj tieto sú nerovnomerne rozložené a nedajú sa efektívne využívať na celom území. Okrem toho, už aj v minulosti boli spomínané zásoby podzemnej vody ohrozované znečistením a ich použitie pre zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou bolo obmedzené a ohrozené (ropná havária na Žitnom ostrove, 1960 - 1971). Preto bolo a je nevyhnutné využívať aj alternatívne zdroje vody pre zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Rozhodujúcimi zdrojmi takejto surovej vody sú vodárenské nádrže. Spolu s veľkými úpravňami vody sú schopné bezpečne pokryť potreby obyvateľstva v území s nedostatočnými podzemnými zdrojmi. (Slovenská asociácia vodárenských expertov, 2020)

#### Teplotná stratifikácia

Sezónna teplotná stratifikácia je hlavným regulátorom fyzikálnych, chemických a biologických procesov v jazerách a nádržiach. K teplotnej stratifikácii jazier a nádrží dochádza vo všeobecnosti počas leta, keď ľahšia a teplejšia povrchová voda sa nachádza na povrchu a vytvára plytkú epilimniovú vrstvu, zatiaľ čo chladnejšia a hustejšia voda klesá na dno a vytvára hlbokú hypolimniovú vrstvu. Prechodová zóna medzi týmito vrstvami je metalimnion a horizontálna rovina v rámci metalimnia, ktorá má najostrejší

teplotný gradient, sa nazýva termoklina. Najdôležitejším faktorom, ktorý ovplyvňuje hĺbku termokliny (Boehrer & Schultze, 2008), je rýchlosť vetra, pričom väčšie veterné namáhanie vedie k hlbšej termokline a väčšiemu množstvu mechanickej energie použitej na premiešanie vodného útvaru. Silnejšie vetry na povrchu môžu napríklad spôsobiť dlhšie trvanie miešania s oneskorením tvorby ľadu (Kirillin et al., 2012). Na druhej strane povrchová teplota, ktorá je ovplyvnená slnečným žiarením, oblačnosťou, miešaním poháňaným vetrom, priezračnosťou vody, ľadovou pokrývkou a batymetriou jazera (Moukomla & Blanken, 2016; Austin & Colman, 2007), má silný vplyv na stabilitu stratifikačných vzorov.

#### Vodárenská nádrž Turček

Vodárenská nádrž Turček sa začala budovaťv roku 1992. Hlavnou úlohou Vodárenskej nádrže Turček je akumulácia a prísun surovej vody pre úpravňu vody v Turčeku, odkiaľ zásobuje pitnou vodou okresy Žiar nad Hronom, Handlová a Prievidza. Jej druhotným poslaním je ochrana horného toku Turca pred povodňami, zabezpečenie jeho ekologicky stabilného prietoku počas celého roka a výroba elektrickej energie v malých vodných elektrárňach všade, kde sa v rámci diela vytvoria spády a prietoky s možnosťou ich výstavby. Nádrž sa nachádza na sútoku potokov Turiec a Ružový potok nad obcou Turček. Celková plocha povodia je 29,5 km<sup>2</sup>. Priemerné množstvo dodanej vody do úpravne vody je ročne 15,8 mil. m<sup>3</sup>. Priehradný profil je situovaný do úžiny pod sútokom obidvoch potokov. Šírka údolia je približne 120 m a nadmorská výška v priehradnom profile je 719 m. n. m. Celkový objem nádrže je 10,8 mil. m<sup>3</sup>, pričom jej zásobný obsah je 9,09 mil. m<sup>3</sup> (nádrž sa naplní dvakrát do roka) a stály objem je 0,29 mil. m<sup>3</sup> vody. V priestore priehrady sú vybudované objekty zabezpečujúce funkčnosť vodárenskej nádrže. Pevnosť priehrady zabezpečuje jej hrádzny múr, ktorý má výšku 59 m a dĺžku koruny 287 m. Tesnenie hrádze je jednoplášťové asfaltovo-betónové, napojené v päte na injekčnú chodbu. Popri výstavbe Vodárenskej nádrže Turček bolo vystavaných šesť náhradných bytov v areáli obce pre občanov, ktorí museli byť následkom výstavby vysťahovaní zo svojho trvalého bydliska. Vykonala sa prestavba systému lesných ciest v celkovej dĺžke 5 156 km, následne sa upravil i podjazd pod železnicou. Vodárenská nádrž Turček bola spustená do prevádzky v máji 1996. (Chmelár, 1998)



Obr. 1: Situovanie vodárenskej nádrže Turček (foto: Velísková)

#### Meranie a vyhodnotenie údajov

Ako bolo spomenuté už v úvode, v tejto štúdii sa použili výsledky vlastných meraní, ale najmä údaje poskytnuté od prevádzkovateľa nádrže (SVP, š. p.), ktoré boli merané a archivované od spustenia vodného diela do prevádzky, teda za obdobie 1997 – 2022. Merania boli robené vo vertikálach 4-5 bodov (obr.2) – bod 4 bol vynechávaný z finančných dôvodov a pre podobnosť hodnôt vo vertikále bodu 1. Na rozdiel od tohto časového radu, vlastné merania zahŕňali obdobie rokov 2020 – 2022, avšak tieto merania detailnejšie pokryli väčší priestor vodárenskej nádrže (obr. 3). Pri vlastných terénnych meraniach, mapovaní a monitorovaní nádrže bol použitý prístroj AUV EcoMapper, prístroje na meranie hydraulicko-morfologických parametrov (rýchlostné profily – River Surveyor, batymetria - sonar), multiparametrická sonda YSI Proffesional, ako aj iné doplnkové zariadenia a prístroje (čln, GPS, a pod.). Prístroj AUV EcoMapper od firmy YSI je ojedinelým meracím prístrojom v rámci centrálnej Európy. Je to autonómny merací prístroj na monitorovanie vodných útvarov. Pred samotným meraním kvality vody sa prístroj použil na vytvorenie batymerickej mapy vodnej nádrže, aby sa následne mohli efektívne a presne plánovať misie pre monitoring kvality vody v rôznych hĺbkových horizontoch. Meranie pomocou tohto prístroja funguje na princípe sledovania vopred pripraveného plánu, tzv. misie, ktorá je vytváraná v softvérovom prostredí VectorMap. Plánovanie misie zahŕňa nastavenie navigačných bodov a vzdialenosti medzi navigačnými bodmi, hĺbky ponorov, rýchlosti merania, nastavenia konkrétnych monitorovaných kvalitatívnych parametrov a bezpečnostných opatrení. Výstupom je ASCII súbor misie, ktorý je odoslaný do riadiacej jednotky EcoMapperu ako vstup cez bezdrôtové rozhranie pred začiatkom misie. Po spustení misie prístroj už pracuje nezávisle na užívateľovi. Počas celého priebehu misie AUV prístroj sleduje trasu podľa vopred naprogramovaných bodov (waypointov), ktoré sú číselne označené (Sočuvka a Velísková, 2015).



*Obr. 2: Monitorovacie body použité na meranie kvalitatívnych ukazovateľov od začiatku prevádzky po súčasnosť prevádzkovateľom SVP, š.p.* 



*Obr. 3: Lokalizácia bodov pre meranie multiparametrickou sondou (YSI Proffesional) a profily pre meranie prístrojom AUV EcoMapper* 

Hĺbky v meraných bodoch sa pohybovali v rozmedzí 13-45 m. Vlastné meranie v bodoch bolo vykonávané v každom metri hĺbky a prístrojom AUV EcoMapper v kontinuálnych profiloch dlhých 60-120 m v hĺbkach 1, 2, 4, 6, 8 a 10 m (výnimočne 15m a 20m). Správca monitoroval ukazovatele kvality vody v niekoľkých horizontoch vzdialených 1-5 m (podľa roku monitorovania), pričom sa odoberali vzorky v hĺbke každých 5 m pre laboratórne rozbory a in situ merania sa robili každý meter po hĺbke (pH, rozpustený kyslík, vodivosť vody, teplota vody). Merania boli vykonávané z člna vybaveného motorom na udržiavanie polohy a zariadením GPS na lokalizáciu bodov.

Zaujímalo nás, ako korešpondujú nami namerané hodnoty s hodnotami z monitoringu správcu nádrže (SVP, š. p.). Pre tento účel mohli byť použité roky 2021 a 2022, kedy sa merania prekrývali. Ako je možné vidieť na obr. 4, v letnom období (júl) sa naše meranie zhoduje s údajmi z SVP, š. p., krivky majú rovnaký priebeh – aspoň teda do hĺbky 10m, v ktorej sa meralo. V letnom období je vidieť, že k prudkej zmene teploty dochádza od 4 do 10 metrov, kde sa evidentne vytvorila zóna termokliny (teplota vody klesla o viac ako 1 °C na meter hĺbky). V októbri 2021 rozdiel v dátach bol do 2 °C.



Obr. 4: Rozdelenie teploty po hĺbke - porovnanie vlastných meraní a údajov z monitorovania SVP, š.p. v rokoch 2021 a 2022

V tejto súvislosti treba spomenúť, že údaje o teplote vody správca monitoroval o 19 dní neskôr ako sme merania vykonávali my. Pravdepodobne neskoršie meranie malo za následok, že jesenné údaje nevykazujú takú vysokú zhodu ako v lete. Vlastné meranie v jarnom období 2021 nebolo vykonané z dôvodu komplikácii počas pandémie. Z dát SVP, š. p. Je však vidno, že v tomto roku voda v období jarného monitoringu vykazovala len slabý náznak začiatku teplotnej stratifikácie - hodnota teploty vody od hladiny po hĺbku 45m sa mení len o 1°C. V roku 2022 bola situácia podobná – údaje o teplote vody sa zhodujú až na jarné obdobie, kedy opäť bol zaevidovaný časovový posun medzi monitoringom SVP, š. p. a našimi meraniami, ktoré prebiehali neskôr. Výsledky našich meraní jasne deklarujú nástup stratifikácie v máji 2022 oproti mesiacu apríl. V letnom období v tomto roku pri plne rozvinutej teplotnej stratifikácii v nádrži sa teplota na hladine pohybovala okolo 20°C, vrstva termokliny sa vyskytovala od 5 do 13 metrov hĺbky. Rozdelenie hodnôt teploty vody v jesennom období z oboch meraní vykazujú zhodu, až na hodnoty v hĺbke 20 metrov, kde meraním EcoMapperom sa zaznamenala nižšia teplota o približne 2,5°C. Treba spomenúť, že z obr.4 je evidentné, že v jeseni 2022 bola stále prítomná tenká vrstva termokliny, avšak oproti letnému obdobiu jej lokalizácia bola vo väčšej hĺbke.

Hodnoty z kontinuálneho merania prístrojom EcoMapper nám poskytli informáciu, ako sa priestorovo menia v jednotlivom ročnom období hodnoty teploty v jednotlivých horizontoch. Pre ilustráciu uvádzame jeden z takýchto výstupov na obr. 5. Ako je možné vidieť na tomto obrázku, rozdelenie teploty pozdĺž meraných profilov (na obrázku je dokumentované rozdelenie v profile P1, ale obdobný charakter mali aj výsledky merania v ostatných profiloch) sa výrazne nemenilo.



Obr. 5: Rozdelenie teploty v profile P1 - meranie prístrojom AUV EcoMapper, júl 2021

Po vykonaní tejto analýzy sa pristúpilo k celkovému zhodnoteniu zmien teploty vody v hĺbkových horizontoch VN Turček počas roka, konkrétne v jarnom, letnom a jesennom období, keďže v zimnom období nebolo vykonávané meranie kvôli zamŕzaniu vodnej hladiny.

Pre každý rok v hodnotenom období 1997 - 2022 sa vykreslili a zhodnotili teplotné vertikálne profily pre jarné , letné a jesenné obdobie. Pri celkovej sumarizácii údajov sa zistilo, že v rokoch 2015, 2017 a 2020 chýbali údaje z niektorých sezón, takže v týchto rokoch neboli vyhodnotené všetky tri obdobia. Pre ilustráciu, v obr. 6 Príkladom atypického rozloženia teplôt je rok 1997. Je to logické, pretože tento rok bol rokom postupného napúšťania nádrže, takže nebola možnosť vytvorenia klasickej teplotnej stratifikácie. Na druhej strane, v ďalších rokoch sa teplotná stratifikácia vytvorila naplno. Atypický teplotný profil vody bol získaný na jeseň 2010, kedy bolo de facto rozloženie teploty vody pozdĺž vodného stĺpca konštantné. Tento prípad je potrebné analyzovať v súvislosti s časovými radmi hydrometeorologických údajov (teplota vzduchu, vietor) v lokalite a vyhodnotiť reálnosť tohto javu, prípadne či ide o chybu merania. Trochu podobná situácia nastala aj v rokoch 2002 a 2021, ale nie taká výrazná, resp. rozdelenie teplôt naznačuje stav tesne pred dokončením premiešania vodnej masy. Pri analýze meraní z jarného obdobia sa zas konštatovalo, že teplotná stratifikácia v niektorých rokoch v tomto období už začala, ale v iných ešte nie - napríklad v rokoch 2006, 2008, 2018, 2021 a 2022, čo je pravdepodobne spôsobené neskorším začiatkom jari – nástupom vyšších denných teplôt a neskorším topením ľadovej pokrývky.



Obr. 6: Rozdelenie teploty vody (°C) po hĺbke počas jarného, letného a jesenného obdobia vo vybraných rokoch

Ako bolo spomenuté už v úvodných častiach, sezónna teplotná stratifikácia je hlavným regulátorom fyzikálnych, chemických a biologických procesov v nádržiach. K výraznej teplotnej stratifikácii nádrží dochádza vo všeobecnosti počas leta, čo potvrdili aj naše výsledky. Zóna, ktorá má najostrejší teplotný gradient, sa nazýva termoklina. Keďže výrazná stratifikácia vo VN Turček sa prejavovalo jednoznačne v letnom období, snažili sme sa vyhodnotiť, či v priebehu prevádzky VN Turček (a nami analyzovaného obdobia 1997-2022) dochádzalo k zmenám tejto vrstvy. Ako poznámku na okraj uvádzame, že roky 1997 - 1999 sú v letnom období vynechané z dôvodu absencie podrobných meraní in situ v hĺbkových intervaloch 1 meter. Ako je možné vidieť na obr. 7, hĺbka tejto vrstvy oscilovala až do roku 2012 v priemere okolo hodnoty 5m, od tohto roku sa postupne posúva do väčších hĺbok a jej hrúbka sa zväčšuje.



Obr. 7: Poloha a hrúbka termokliny v jarnej, letnej a jesennej sezóne v období rokov 1997 - 2022
Povrchová teplota, ktorá je ovplyvnená slnečným žiarením, oblačnosťou, miešaním poháňaným vetrom, priezračnosťou vody, ľadovou pokrývkou a batymetriou vodného útvaru, má silný vplyv na stabilitu stratifikačných vzorov. Preto ďalšou riešenou úlohou bolo zhodnotenie vplyvu teploty vzduchu na teplotu vody vo vrchnej vrstve pri hladine. Hrúbka tejto vrstvy bola stanovená ako vrstva vodnej masy od hladiny po hĺbku termokliny. Na grafe v obr. 8 sú zobrazené priebehy teplôt vody a vzduchu. Výsledky korelačnej analýzy potvrdili, že teplota vzduchu má vplyv na teplotu vody vo vrstve pri hladine, hodnota korelačného koeficientu vyšla v rozmedzí hodnôt 0,56 (priemer za 1 mesiac) - 0,58 (priemer za 3 mesiace), a teda spolu s ďalšími vonkajšími meteorologickými faktormi ovplyvňuje stratifikačné procesy počas letného obdobia.



*Obr. 8: Porovnanie teploty vzduchu (priemernej a maximálnej) a priemernej teploty vody pri hladine (medzi hladinou a termoklinou), letné obdobie* 

#### Záver

Vodárenská nádrž Turček bola ešte pred ukončením analýz odhadnutá ako dimiktická, čo znamená, že voda v tomto telese sa premiešava dvakrát do roka, a to v jarnom období a v jeseni (jarná a jesenná cirkulácia). S nástupom leta po oteplení hladiny a stabilizácií klimatických podmienok sa voda rozdelí do teplotných vrstiev. Na základe meraní, ktoré sme vykonali na vodárenskej nádrži Turček, ako aj tých, ktoré nám boli poskytnuté od správcu nádrže (SVP, š.p.) sa tento predpoklad potvrdil. Najvýraznejšia teplotná stratifikácia v nádrži Turček sa vytvára v lete, v daných hydroklimatických podmienkach začína koncom apríla a končí v októbri. Analyzovaná bola aj existencia termoklinovej vrstvy, ktorá sa pravidelne vyskytuje v lete. Výskyt tejto vrstvy bol zaznamenaný aj na jar a aj na jeseň, no nie tak výrazne a pravidelne.

I keď dochádza k zmenám v rozdelení teploty vody vo VN Turček, je možné konštatovať, že za celé pozorované obdobie nebola prekročená medzná hodnota teploty vody v zmysle Nariadenia vlády č. 269/2010 v platnom znení (25 °C). Poznatky o teplotnej stratifikácií budú využité aj pri vyhodnocovaní rozdelenia jednotlivých ukazovateľov kvality vody v tejto nádrži.

#### Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou grantové agentury APVV, projekt APVV – 18 - 0205 (Riešenie krízových situácií v zásobovaní vodou s ohľadom na klimatické zmeny).

#### Literatúra

- Arora, V. K., Boer, G. J. (2001): Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins, J. Geophys. Res., 106 ( D4), 3335-3348.
- Austin, J. A., Colman, S. M. (2007): <u>Lake Superior summer water temperatures are increasing more</u> <u>rapidly than regional air tempera-tures: A positive ice-albedo feedback</u>. Geophysical Research Letters, 34, L06604.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., Lettenmaier, D. P. (2005): <u>Potential impacts of a warming climate on water</u> <u>availability in snow-dominated regions</u>. Nature, 438(7066), 303-309.
- Bates, B. C., Kundzewicz, Z. W., Wu, S., Palutik, J. P. (2008): <u>Climate Change and Water</u>, Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 33–48.
- Boehrer, B., Schultze, M. (2008): <u>Stratification of lakes</u>.Reviews of Geophysics, 46, RG2005.
- Frederick, K., D., Major, D. C. (1997): <u>Climate Change and Water Resources</u>. Climatic Change 37, 7–23.
- Ghosh, S., Misra, C. (2010): <u>Assessing Hydrological Impacts of Climate Change.Modeling Techniques</u> and <u>Challenges</u>. The Open Hydrology Journal 4, 115-121.
- Gosain, A. K., Rao, S., Arora, A. (2011): <u>Climate change impact assessment of water resources of India</u>. Current Science, 356-371.
- Hosaka, Y. (2009): Impacts of Climate Change on Water Quality and Measures against Future Issues
- Chmelár, V. (1998): Vodárenská nádrž Turček. Žilina: Electa. ISBN 80-88689-07-4
- Jain, S. K., Kumar, V. (2012): <u>Trend analysis of rainfall and temperature data for India</u>. Current Science 102, 37-49.
- Jha, M. K., Gassman, P. W., Arnold, J. G. (2007): <u>Water quality modeling for the Raccoon River</u> <u>watershed using SWAT</u>. Transactions of the ASABE, 50(2), 479-493.
- Kirillin, G., Leppäranta, M., Terzhevik, A., Granin, N., Bernhardt, J., Engelhardt, C., Zdorovennova, G. (2012): <u>Physics of seasonally ice-covered lakes: A review</u>. Aquatic Sciences, 74(4), 659-682.
- Mall, R. K., Gupta, A., Singh, R., Singh, R.S., Rathore, L.S. (2006): <u>Water resources and climate change:</u> <u>An Indian perspective</u>. Current Science 90, 1610-1626.
- Mall, R. K., Bhatia, R., Pandey, S. N. (2007): Water resources in India and impact of climate change. Jalvigyan Sameeksha, 22, 157-176.
- Moukomla, S., & Blanken, P. D. (2016): <u>Remote sensing of the North American Laurentian Great Lakes</u> <u>surface temperature</u>. RemoteSensing, 8 (4), 286
- Slovenská asociácia vodárenských expertov, 2020: Vývoj vodných a vodárenských nádrží na Slovensku.
- Sočuvka, V., Velísková, Y., 2015. <u>Determination of reservoir capacity changes by autonomous</u> <u>underwater vehicles (AUVs)</u>. Acta Hydrologica Slovaca, Vol. 16, No. 2, p. 102-108.
- Weitzel, D. (2002): Stratification and Oxygen Loss. Fish's Point of View, http://www.scientificfisherman.com/fishpoint/fishptjuly.asp
- Wetzel, R.G. (2001): <u>Limnology, Lake and River Ecosystem (3rd ed) Chapter 6: Fate of Heat</u>. Academic Press, New York, 71-92.

# Možnosti včasného varování před povodněmi v měřítku malého povodí na příkladu Stonávky a Bělé

Alena Kamínková<sup>1</sup>, Jarmila Šustková<sup>2</sup>, Roman Volný<sup>3</sup>

1,2,3 Český hydrometeorologický ústav, pobočka Ostrava, K Myslivně 3/2182, 708 00 Ostrava

# Abstrakt

Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) zabezpečuje spolu s podniky Povodí na základě vodního zákona Hlásnou a předpovědní povodňovou službu (HPPS). Jejím hlavním cílem je včasné a kvalitní informování odborné i laické veřejnosti o aktuálních stavech na tocích, o nebezpečí vzniku povodně, o jejím vzniku a dalším vývoji. V měřítku malých povodí jsou mimo jiné nejčastěji pozorovány povodně přívalového charakteru, jejichž predikce je velmi obtížná. Lokalizace a intenzita přívalových srážek z jednotlivých běhů numerických předpovědních modelů bývá totiž často časově i prostorově variabilní. Dále se v těchto malých povodích většinou nevyskytují vodoměrné stanice, což znemožňuje monitorování aktuální hydrologické situace a znesnadňuje předpovídání jejího budoucího vývoje. Tento příspěvek se zabývá dvěma povodňovými událostmi, a to v povodí Stonávky ze srpna roku 2022 a v povodí Bělé z července roku 2021, a popisuje použité předpovědní nástroje a postup při vydávání hydrologických předpovědí a výstražných informací. Následně se snaží tyto předpovědní nástroje vyhodnotit a zamýšlí se nad jejich budoucím využíváním.

Klíčová slova: Přívalové povodně, SIVS, predikce průtoků, FFI

# Úvod

Povodeň je podle zákona č. 254/2001 Sb. Zákon o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon) přechodné výrazné zvýšení hladiny vodních toků nebo také jiných povrchových vod, při kterém již voda zaplavuje území mimo koryto vodního toku. Následně může způsobit značné materiální škody, devastuje životní prostředí a v neposlední řadě ohrožuje majetek a životy obyvatel. Povodeň může být způsobena jak přírodními jevy (dešťovými srážkami, táním sněhu, chodem ledu), ale také jinými vlivy, jako je např. porucha vodního díla. Vzhledem k výše popsaným skutečnostem je velmi důležité včasně a kvalitně informovat odbornou i laickou veřejnost o aktuálních stavech hladin vodních toků, o nebezpeční vzniku povodně a jejím dalším vývoji.

V České republice se můžou vyskytnout různé typy povodní, které kladou rozdílné nároky na předpovědní nástroje. Mezi hlavní typy povodňových událostí se řadí povodně z regionálních déletrvajících dešťů, povodně z tání v kombinaci s dešťovými srážkami a v neposlední řadě přívalové povodně. Více o této problematice a srovnání predikcí průtoků při různých typech povodňových situací je uvedeno např. v Kamínková et al., 2021b. Poslední zmiňovaný typ povodňových událostí je jak z hlediska predikce přesného času a místa výskytu, tak z hlediska velikosti kulminačního průtoku nejsložitější. Při těchto situacích dochází k největším rozdílům mezi pozorovaným a predikovaným průtokem. Tento typ povodní také ve velké části případů zasahuje menší plochy území a území s nemonitorovanými vodními toky. Tento příspěvek se podívá na možnosti včasného varování před tímto typem povodní na příkladu vybraných povodňových událostí, které proběhly na území působnosti pobočky ČHMÚ v Ostravě.

# Metodika

Jedna ze služeb ČHMÚ, která je zčásti naplněním Hlásné a předpovědní povodňové služby, je Systém integrované výstražné služby (SIVS, 2023). V rámci SIVS jsou vydávány výstražné informace (dále VI) na nebezpečné meteorologické a hydrologické jevy, které se v ČR vyskytují. U povodňových jevů je důležité varovat s dostatečným předstihem a varování zacílit na předpokládané zasažené území. Vzhledem k vývoji této služby a snaze vydávat výstražné informace na stále menší územní celky, v současné době na úroveň obcí s rozšířenou působností (ORP), může být lokalizace daného jevu v některých případech ne zcela přesná.

Faktory, které ovlivňují vydání VI na povodňové jevy, a kterými se vydávání řídí, jsou především modelová předpověď průtoků v předem daných hlásných profilech, nasycenost povodí, rozpětí ansámblových předpovědí k vyjádření nejistoty předpovědi, časové a prostorové změny rozložení srážek v jednotlivých bězích numerických předpovědních modelů a další.

Do tohoto příspěvku byly vybrány dvě povodňové situace, na kterých jsou ukázány možnosti varování před povodněmi jak z hlediska SIVS, tak z hlediska zapojení dalších nástrojů předpovědní služby, např. systému Indikátor přívalových povodní, neboli Flash Flood Indicator (Šercl, 2023). Systém FFI obsahuje tři základní funkcionality. Ukazatel nasycení území v denním kroku, odvození potenciálně rizikových srážek a stanovení rizika výskytu nebo potenciálního vzniku přívalové povodně nebo lokálního zatopení. Více o jednotlivých částech lze nalézt na (ČHMÚ, 2023). Tato aplikace, která je provozována v době konvektivní sezóny, tedy od dubna do října, doplňuje možnosti při rozhodovacím procesu při vydávání výstražných informací v době přívalových srážek.

Vybrané povodňové situace, které jsou popsány níže, jsou rozebrány z hlediska meteorologických příčin povodňové situace, možnosti varování před samotným vznikem události a v čase již probíhající události. U obou situací se jedná o reakce vodních toků na přívalové srážky, které jsou z hlediska předpovídání povodní jedny z nejtěžších. V prvním případě byla zasažená rozlohou malá oblast v povodí Stonávky nad vodním dílem Těrlicko. V druhém případě bylo zasaženo sice větší území (povodí Bělé), ale na tomto příkladu lze ukázat možnosti a omezení při modelové predikci průtoků.

# Povodňová situace v povodí Stonávky

Tato povodňová situace proběhla dne 24. srpna 2022 v povodí Stonávky, která je levostranným přítokem Olše. Zasaženo bylo území nad vodním dílem Těrlicko a povodňové stavy byly zaznamenány na vodoměrné stanici Hradiště (Stonávka). Pro tento profil, ani pro celé povodí Stonávky, se nevydávají modelové předpovědi průtoků.

Z meteorologického hlediska a z pohledu numerických předpovědních modelů (NPM) se jednalo o situaci s nízkou mírou předpověditelnosti s ohledem na současné možnosti předpovědi konvekce a jejího podchycení, zejména co se týče přesnosti v lokalizaci a intenzitě na velmi malém území (řádově km2). Nicméně jeden běh modelu Aladin (EDPP, 2018) naznačoval např. v 6hodinových úhrnech srážek významnější srážkové úhrny 24. srpna 2022 v období mezi 18 až 00 UTC. Úhrny ovšem nepřesahovaly hodnotu 40 mm a byly lokalizovány severně od oblasti, která byla následně postižena. NPM tedy indikovaly možnost výskytu silných bouřek, ale s velkou časovou a prostorovou variabilitou. Bylo tedy velmi složité určit možné zasažené území i možnou extremitu povodně. Dne 24. srpna tedy nebylo na základě dostupných informací a výstupů z předpovědních modelů (meteorologických i hydrologických) přistoupeno k vydání ani meteorologické ani hydrologické výstražné informace.

Dne 24. srpna se pak v rámci pobočky Ostrava vyskytovaly jen ojedinělé přeháňky nebo bouřky, zejména ve východní části území. Ve večerních hodinách byla oblast JV od Ostravy zasažena intenzivní bouřkovou činností. V bouřce v oblasti Českého Těšína spadlo přibližně za dvě hodiny 72,6 mm srážek na stanici Ropice (O1ROPI01) v povodí Olše (obr. 1), na stanici Lučina (O1LUCI01) v povodí Ostravice pak za půl hodiny 28,3 mm srážek. Srážkoměrná stanice Hradiště (O8HRAD00) patřící Povodí Odry, s. p. pak zaznamenala během půl hodiny 37,8 mm srážek. Na obr. 2 jsou pak ukázány srážkové úhrny, které této situaci předcházely. Celkově bylo území před touto povodňovou epizodou nasyceno na hranici retenční kapacity, v horských oblastech byla nasycenost klasifikována jako silná.



Obr. 1: Kombinovaný 3hodinový odhad srážkových úhrnů (radar/srážkoměr) dne 24. srpna 2022 v čase 19:00 – 22:00 SELČ



Obr. 2: Denní úhrn srážek ve dnech 19. až 24. srpna 2022 ve stanici O1ROPI01 Ropice, O1LUCI01 Lučina a O8HRAD00 Hradiště

Jednotlivé bouřkové systémy postupovaly přes dotčené území ve dvou větších vlnách. V první vlně, kdy na stanici Ropice bylo naměřeno 46,3 mm srážek za půl hodiny (19:50 až 20:20 hodin), byla zasažena zejména dolní část povodí Ropičanky, povodí Olše kolem Českého Těšína a částečně povodí Stonávky a Lučiny. Na tuto srážkovou epizodu zareagoval předpovědní systém FFI vydáním upozornění nejprve na malé až střední riziko přívalové povodně (FFI1) a následně také na vysoké riziko přívalové povodně (FFI2). Územní rozsah upozornění je uveden v tab. 1. Při této vlně srážek reagovala vzestupem hladina

Olše v Českém Těšíně, hladiny ostatních vodních toků v rámci ČHMÚ byly bezprostředně po srážce setrvalé.

Druhá srážková epizoda přešla přes dotčené území o hodinu později, kdy bylo na stanicích Lučina a Hradiště naměřeno v čase 21:00 až 21:30 hodin 28,3 mm (Lučina) a 38,5 mm (Hradiště) srážek. Vzhledem k nasycení území z předchozí srážky a intenzitě srážek došlo k velmi rychlému a prudkému vzestupu hladiny Stonávky. Rychlost nástupu povodňové vlny ve stanici Hradiště je ukázána v tab. 2, kdy od času dosažení 1. SPA až po překročení 3. SPA uplynulo pouze 20 minut. Hladina Stonávky v Hradišti nakonec stoupla o 102 cm za půl hodiny a celkem o 200 cm za hodinu. O rychlosti nástupu povodňové vlny svědčí i fakt, že upozornění z FFI na úroveň velmi vysokého rizika přívalové povodně (FFI3) přišlo až po překročení 3. SPA (viz obr. 3 a tab. 1).



Obr. 3: 10minutová data srážek ze stanic O1ROPIO1 Ropice, O1LUCIO0 Lučina a O8HRADO0 Hradiště a 10minutové vodní stavy ze stanice O4301000 Stonávka-Hradiště ze dne 24. srpna 2022 19:00 až 22:50 SELČ a čas vydání upozornění z Indikátoru přívalových povodní (FFI) pro jednotlivé kategorie

ORP	24. 8. <b>20:16</b>	24. 8. <b>20:36</b>	24. 8. <b>21:51</b>
Český Těšín	FFI 1	FFI 2	FFI 3
Havířov	FFI 1	FFI 2	FFI 3
Třinec	FFI 1	FFI 2	FFI 3
Frýdek Místek	FFI 1	FFI 2	FFI 3
Frenštát pod Radhoštěm	x	х	FFI 1
Karviná	x	x	FFI 1

Tabulka 1: Časy vydání informace o riziku přívalové povodně pro dotčené ORP dne 24. srpna 2022

Mimo povodí Stonávky bylo částečně zasaženo také povodí Lučiny, kde byl dosažen v profilu Horní Domaslavice 1. SPA a samozřejmě malé nemonitorované vodní toky v oblasti.

Jak již bylo uvedeno výše, na tuto situaci nebylo upozorněno vydáním VI ani na bouřkové ani na povodňové jevy, z důvodu již zmíněných skutečností (velká nejistota srážkových vstupů). Situace byla následně řešena vydáním hydrologické VI na pozorovaný jev s pravděpodobností 100 % (P=100%) pro ORP Havířov. Tato VI se u hydrologických jevů vydává při prvním překročení směrodatných limitů pro 3. SPA, případně při bezprostředně očekávaném překročení limitu 3. SPA v jednom nebo více hlásných profilech v ucelené oblasti (ORP) a dále pak rovněž při dosažení úrovně Q50. Vydání VI (P=100%) na dosažení 3. SPA předcházelo vydání pozorovaného jevu na extrémně silné bouřky. Tato VI byla vydána v reakci na srážkové úhrny v první vlně bouřek pro celkem devět ORP v dané oblasti.

Varování na extrémní bouřky spolu s upozorněním na možnost výrazných vzestupů hladin přišlo zhruba hodinu před povodňovou situací na Stonávce.

Výstražná informace (P=100%) pro ORP Havířov pro profil Hradiště (Stonávka) byla vydána dne 24. srpna 2022 v 21:45. V tab. 2 je ukázána rychlost nástupu povodňové vlny a pro srovnání je uveden také profil Horní Domaslavice na Lučině, který je od profilu Hradiště vzdálen necelých 5 km a na kterém byl dosažen 1. SPA. V ostatních profilech v dané oblasti nebyly zaznamenány výraznější vzestupy hladin a vlivem zasažení území nad vodní nádrží nedošlo ani k vzestupům níže po toku. Tato epizoda tedy měla lokální význam.

DPČ (	Stanico	Tok	Překročení 24. 8.			Podkročení 24. – 25. 8.		
DBC	Stanice	TUK	1. SPA	2. SPA	3. SPA	3. SPA	2. SPA	1. SPA
301000	Hradiště	Stonávka	21:20	21:30	21:40	24. 8. 23:40	25. 8. 00:40	25. 8. 01:30
290800	Horní Domaslavice	Lučina	21:30	-	-	-	-	24. 8. 22:20

Tabulka 2: Kulminační průtoky v povodí Stonávky (Hradiště) a Lučiny (Horní Domaslavice) s dosaženými SPA dne 24. srpna 2022

# Povodňová situace v povodí Bělé

Druhá povodňová epizoda, kterou představuje tento příspěvek, proběhla v povodí Bělé dne 18. července 2021 v dopoledních hodinách. V povodí Bělé máme k dispozici záznamy ze tří hlásných profilů, z nichž v jednom z nich jsou počítány modelové předpovědi průtoků. Lze se tedy na proběhlou epizodu podívat také z hlediska možnosti predikce průtoků v období očekávaných přívalových srážek.

Velmi intenzivní srážky z bouřek byly v této oblasti zaznamenány při přechodu studené fronty v noci ze soboty 17. července na neděli 18. července od cca 23:00 SELČ do 02:00 SELČ. 6hodinové srážkové úhrny zaznamenané v této oblasti byly větší než 60 mm. Ve stanci Bělá pod Pradědem – Červenohorské sedlo (O1BECS01) bylo naměřeno 92 mm srážek. Vlivem těchto intenzivních srážek došlo k rychlému vzestupu hladiny toku Bělé. V profilu Jeseník (Bělá) byl 18. července v 02:30 hodin krátkodobě dosažen 1. SPA, v profilu Mikulovice (Bělá) došlo ke zvýšení hladiny bez dosažení SPA. Po této srážkové epizodě následovaly poklesy hladin. Poslední hlásný profil v této oblasti (Lipová Lázně na levostranné přítoku Bělé Staříči) nezaznamenal žádný vzestup hladiny.

Druhá srážková epizoda proběhla dne 18. července v dopoledních hodinách. Na stanici Bělá pod Pradědem – Červenohorské sedlo spadlo za 6 hodin dalších 58 mm srážek. Na stanici Šerák pak 55 mm/6 hod a na stanici Lipová–Lázně, Pomezí (patřící Povodí Odry, s. p.) 46 mm/6 hod. Celkový 24hodinový odhad spadlých srážek je ukázán na obr. 4.



Obr. 4: Kombinovaný 24hodinový odhad srážkových úhrnů (radar/srážkoměr) – 17. července 2021 14:00 SELČ – 18. července 2021 14:00 SELČ

Vzhledem ke spadlým srážkám a k velmi silnému nasycení území po noční srážkové epizodě reagovaly toky v povodí Bělé velmi rychlými a výraznými vzestupy svých hladin. Ve stanici Jeseník (Bělá) došlo během necelé hodiny k vzestupu hladiny o jeden metr až na hranici 3. SPA. O rychlosti povodňové vlny svědčí i rychlost překročení jednotlivých SPA (tab. 2). Hodnota 1. SPA byla překročena v 09:30 hodin, 2. SPA v 09:40 hodin a 3. SPA pak o dalších 10 minut později, v 09:50 hodin. V profilu Mikulovice (Bělá) pak byla rychlost povodňové vlny podobná. 1. SPA byl dosažen v 10:30 hodin, 2. SPA v 10:40 hodin a 3. SPA pak v 10:50 hodin. Po kulminacích pak následovaly rychlé poklesy hladin. Ve stanici Lipová– Lázně (Staříč) byl zaznamenán vzestup hladiny bez dosažení SPA. Celkový úhrn srážek před povodňovou epizodou i během povodňové epizody v jednotlivých srážkoměrných stanicích v dotčeném území je uveden na obr. 5 a 6.



Obr. 5: Denní srážkové úhrny v období 8. až 18. července 2021 ve srážkoměrných stanicích Bělá pod Pradědem – Červenohorské sedlo (O1BECS01), Šerák (O1SERA01) a Lipová–Lázně, Pomezí (O8POME00)



Obr. 6: Srážkové úhrny za 1. a 2. vlnu srážek v období 17. až 18. července 2021 ve srážkoměrných stanicích Bělá pod Pradědem – Červenohorské sedlo (O1BECS01), Šerák (O1SERA01) a Lipová–Lázně, Pomezí (O8POME00)

Z hlediska vydávání výstražných informací (VI) v rámci SIVS byla první VI na povodňové jevy pro ORP Jeseník a Šumperk, konkrétně na povodňovou bdělost (XII. 1) vydána již 16. července s platností od 16. července 15:00 hodin do 19. července 00:00 hodin. Vzhledem k velké územní a časové variabilitě predikovaných srážek byla tato VI při aktualizaci následný den ponechána v platnosti. Vzhledem k rychlosti nástupu povodňové vlny dne 18. července v dopoledních hodinách (tab. 3) byla vydána výstražná informace na pozorovaný jev (P=100%) pro profil Jeseník (Bělá), a to při překročení 3. SPA dne 18. července 2021 v 10:03 hodin. Následně byla upravena klasická VI dle aktuální situace na tocích a dalším predikovaným srážkám na povodňovou pohotovost (XII. 2) s platností od 18. července 13:00 (po skončení platnosti VI na pozorovaný jev) do 19. července 10:00 hodin.

DBČ Sta	Stanico	tanice Tok		Překročení				Podkročení			
DBC	Statilice	TUK	2. SPA		3. SPA		3. SPA		2. SPA		
311000	Jeseník	Bělá	18. 7.	09:40	18. 7.	09:50	18. 7.	11:10	18. 7.	12:30	
313000	Mikulovice	Bělá	18. 7.	10:40	18. 7.	10:50	18. 7.	12:30	18. 7.	13:00	

Tabulka 3: Přehled trvání směrodatných stavů pro 2. a 3. SPA

Pokud se na tuto povodňovou epizodu podíváme i z hlediska varování ze systému FFI, tak na obr. 7 jsou ukázány časy varování na vysoké (FFI2) a velmi vysoké (FFI3) riziko přívalové povodně. Z tohoto pohledu lze zpětně říct, že varování na nejvyšší stupeň rizika (VI P=100%) mohlo přijít o cca půl hodiny dříve. Je nutné ale tento ukazatel brát s určitou nejistotou a varování prověřovat, protože samozřejmě může dojít k rozšíření oblasti, která v konečném důsledku není takovým způsobem zasažena.



*Obr. 7: 10minutové průtoky ze stanice O4311000 Jeseník a O431300 Mikulovice a 10minutové srážky ze stanic O1BECS01, O1SERA01 a O8POME00 ze dne 17. až 18. července 2021* 

Na obr. 8 a 9 jsou ještě ukázány předpovědi průtoků ve stanici Bělá (Mikulovice) Před povodňovou epizodou, ve dnech 16. a 17. července, byla hydrologická předpověď počítána nejen k 07:00 hodině, ale také pro další termíny vydání nového výpočtu NPM ALADIN, tedy k 13:00 a k 19:00. Z vypočtených výsledků je patrná velká nejistota časového rozložení srážek a celkových srážkových úhrnů.



*Obr. 8: Předpověď průtoků v profilu Mikulovice (Bělá) ve dnech 16. až 18. července pomocí srážkoodtokových modelů (Mrakomor, 2023)* 

Absence srážkových úhrnů v NPM ALADIN na den 18. července dopoledne v době počítání ranní hydrologické předpovědi zapříčinila nereálný průběh hydrologické předpovědi v profilu Mikulovice (Bělá) k tomuto termínu. Vzhledem k této skutečnosti byla hydrologická předpověď pro profil Mikulovice (Bělá) přepočítávána několikrát během dopoledne, vždy s načtením nových aktuálních srážkových dat do modelu. Tyto aktualizované předpovědi byly následně aktualizovány na stránkách HPPS a zasílány dalším subjektům.



Obr. 9: Předpověď průtoků v profilu Mikulovice (Bělá) ze dne 18. července k 7., 9., 10. a 13. hodině pomocí srážkoodtokového modelu (Mrakomor, 2023)

Více informací o těchto dvou výše zmiňovaných epizodách lze nalézt v např. v povodňových zprávách (Kamínková et al., 2021a; Kamínková et al., 2022).

# Výsledky a diskuze

Na základě výše popsaných povodňových situací přívalového charakteru lze potvrdit, že přesná prostorová a časová lokalizace a také intenzita spadlých srážek není na základě výstupů z numerických předpovědních modelů v malém měřítku vždy možná. Hydrolog–prognostik má k dispozici kromě předpovídaných srážek a operativních dat z vodoměrných a srážkoměrných stanic také jiné nástroje, které mu napovídají o hydrologické situaci ve sledovaném území. Jde například o nasycenost povodí a souhrnné riziko přívalové povodně v dané obci s rozšířenou působností (nástroj FFI). Sleduje také radarová data a postup bouřkových systémů a při výpočtech využívá výstupů z nowcastingu.

FFI je skvělým nástrojem, který umožňuje varovat na riziko přívalové povodně v daném ORP, a to například prostřednictvím emailu nebo zprávy SMS. Ne vždy však toto varování přijde s dostatečným předstihem. Otázkou také je, zda se lze opřít o jeho výstupy při vydávání VI na 3. SPA ještě před jeho dosažením. Při situaci v povodí Bělé by to smysl mělo a VI P100% by tak byla vydána s předstihem pro ORP Jeseník. Při dalším varování ale již bylo území větší a v ORP Bruntál a Šumperk nebyla odezva na tocích tak velká. V případě Stonávky byl nástup povodňové vlny tak rychlý, že i varování z FFI přišlo až po překročení 3. SPA ve stanici. V blízké budoucnosti bude proto prováděno vyhodnocování jeho výsledků na následujících povodňových situacích a do budoucnosti se také počítá se zpřesňováním jeho výpočtů v rámci vývoje aplikace. Další otázkou je vydávání VI na předpovídaný jev (tedy s předstihem) pro prostorově rozlehlejší území. Toto však závisí na konkrétní synoptické situaci a je výsledkem konzultace předpovědních pracovišť v rámci ČHMÚ.

Novinkou je aplikace ČHMÚ pro zasílání výstražných SMS registrovaným uživatelům, která s sebou přináší varování o vybraných nebezpečných meteorologických a hydrologických jevech prostřednictvím SMS zpráv nebo notifikace v mobilní aplikaci. SMS je však preferovanou formou, protože nevyžaduje připojení k internetu a nezapadne mezi notifikacemi ostatních aplikací. Cílovou skupinou jsou starostové obcí, krizoví tajemníci, povodňové komise a další, kdo se podílejí na ochraně obyvatel.

#### Závěry

Prognóza hydrologické situace na tocích vyžaduje kombinaci vyhodnocování operativních dat a informací z různých předpovědních nástrojů. Jak je vidět na příkladech přívalových povodní na Stonávce a Bělé, každá událost je unikátní a vyžaduje proto jiný přístup k jejímu vyhodnocení. Toto platí i pro jiné přívalové povodně. Proto je důležité na základě nasbíraných dat a zkušeností předpovědní nástroje i nadále zdokonalovat a tím hydrologické předpovědi zpřesňovat. Výstražné informace pak mohou být včas distribuovány ke koncovým uživatelům tak, aby byli obyvatelé včas informováni o bezprostředním nebezpečí povodně a jejímu dalšímu vývoji v dotčeném území.

# Literatura

ČHMÚ (2023) Indikátor přívalových povodní. [on-line] [cit. 28. 4. 2023].

EDPP (2018) <u>Aladin</u>. [on-line] [cit. 28. 4. 2023].

- Kamínková, A., Kosík, O., Šustková, J., Volný, R. (2021a) <u>Hydrometeorologická zpráva o povodňové</u> <u>situaci ze dne 18. července 2021</u>, ČHMÚ [on-line] [cit. 28. 4. 2023].
- Kamínková, A., Volný, R., Strachota, M. (2022) <u>Hydrometeorologická zpráva o povodňové situaci ze</u> <u>dne 24. srpna 2022</u>, ČHMÚ [on-line] [cit. 28. 4. 2023].
- Kamínková, A., Kosík, O., Šustková, J. (2021b) <u>Povodňové situace roku 2020 pohledem Regionálního</u> <u>předpovědního pracoviště ČHMÚ Ostrava</u>. In: *Hydrologické dny 2021*, s. 85–101, ČHMÚ, ISBN 978-80-7653-032-4 [on-line] [cit. 28. 4. 2023].

Mrakomor (2023) © Petr Drobek, ČHMÚ Ostrava. [on-line] [cit. 28. 4. 2023].

<u>SIVS</u> (2023) Systém integrované výstražné služby (SIVS) a souvisejících výstupy ČHMÚ. [on-line] [cit. 28. 4. 2023].

Šercl, P. (2023) Indikátor přívalových povodní. [on-line] [cit. 28. 4. 2023].

Zákon o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon).

# Porovnanie meteorologicky odlišných rokov 2020 a 2022 z pohľadu nebezpečenstva vzniku lesných požiarov v oblasti Banskobystrického kraja

Milan Ostrihoň<sup>1,2</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>2</sup>, Adriana Leštianska<sup>2</sup>, Jozef Zverko<sup>2</sup>, Mariana Marečeková<sup>2</sup> <sup>1</sup>Technická univerzita vo Zvolene, Drevárska fakulta, Katedra protipožiarnej ochrany, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen <sup>2</sup>Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, Katedra prírodného prostredia, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen

#### Abstrakt

Zámerom predkladaného príspevku je poukázať na vplyv meteorologických situácií vybraných rokov na vznik lesných a krajinných požiarov v oblasti Stredného Slovenska, konkrétne Banskobystrického kraja na území Zvolenskej kotliny. Okrem vplyvu meteorologických situácií na vznik požiarov v prírodnom prostredí príspevok hodnotí aj vývoj požiarneho nebezpečenstva počas hlavných požiarnych sezón, t.j. marec až september. Predmetom posudzovania boli dva hydro-meteorologicky odlišné roky v nedávnej histórií a to rok 2020 a rok 2022. Rok 2020 charakterizovalo výrazne suché jarné obdobie a letné obdobie približne na úrovni dlhodobých normálov. Rok 2022 bol jedným z najteplejších rokov v Európe v histórií meraní. Nadpriemerne teplé obdobie sa prejavilo najmä v letnom období, ktoré bolo aj z pohľadu nebezpečenstva vzniku požiarov zaujímavým obdobím. Príspevok taktiež obsahuje štatistický prehľad požiarovosti na Slovensku vychádzajúcich z údajov Prezídia Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky počas sledovaných rokov spolu historickým prehľadom vzniknutých lesných požiarov za obdobie 10 rokov. Záver príspevku patrí porovnaniu vzniknutých požiarov a ich spálených plôch.

**Kľúčové slová:** klimatická zmena, extrémy v počasí, sucho, zmena režimu zrážok, vlny horúčav, lesné požiare, krajinné požiare

# Úvod

Vplyv klimatických zmien na Slovensku a ich prejavy v súčasnom období nemožno spochybniť. Jedným z primárnych prejavov zmeny klímy, ktorý možno pozorovať je najmä zvyšujúca sa teplota vzduchu, ktorá sa na území Európy podľa IPCC zvýšila už o takmer 1°C. V dôsledku prebiehajúcich klimatických zmien možno očakávať aj vznik extrémnych prejavov v počasí ako napr. víchrice, vlny horúčav, zmeny zrážkovej bilancie a s tým súvisiace dlhodobé obdobia sucha, či nárast počtu a intenzity lesných a krajinných požiarov (Škvarenina et al. 2018; Tedim et al. 2015). Vznik období horúčav a dlhodobých období sucha súvisí s meniacim sa režimom zrážok. Dochádza k veľkej časovej a priestorovej variabilite zrážok. Spomínaná skutočnosť podmieňuje vznik prívalových dažďov, medzi ktorými nastávajú obdobia sucha. Obdobia sucha, spolu s ostatnými faktormi ako zvyšujúca teplota vzduchu, znižujúca relatívna vlhkosť vzduchu a prudký nárast výparu vody z krajiny, zvyšujú požiarne nebezpečenstvo. Vytvárajú tak priaznivé podmienky pre vznik a šírenie požiarov v prírodnom prostredí. Požiare prírodného prostredia nie len na Slovensku, ale predovšetkým v oblastiach na juhu a juhozápade Európy, v severnej Amerike či Austrálii, sú schopné spôsobiť množstvo finančných škôd, poškodení životného prostredia a v neposlednom rade aj straty na životoch ľudí. Okrem spomínaných príčin vznikajúcich v dôsledku meniacich sa klimatických podmienok, je častou príčinou vzniku týchto požiarov aj ľudský faktor ako napr. fajčenie, manipulácia s otvoreným ohňom či tzv. "slovenský národný športí a tým je jarné vypaľovanie trávnatých a krovinatých porastov (Monoší *et al.* 2015; Osvald, 2005; Škvarenina *et al.*, 2004; Vido - Šustek 2021). Zníženie požiarovosti lesov je naliehavou úlohou nielen pre lesnícky sektor, ale aj pre celú spoločnosť. Je to výzva pre lesnícky sektor a celú spoločnosť, pretože väčšinu lesných požiarov spôsobuje človek - viac ako 90 % požiarov je spôsobených človekom (San-Miguel-Ayanz *et al.* 2022)

#### Materiál a metódy

Zaznamenávané meteorologické údaje v predkladanom príspevku boli namerané automatickou meteorologickou stanicou umiestnenou v priestoroch Arboréta Borová hora. Arborétum Borová hora je účelovými zariadením pôsobiacim pri Technickej univerzite vo Zvolene. Automatická meteorologická stanica Arboréta Borová hora leží v nadmorskej výške 320 m.n.m. Výber meteorologickej stanice bol zvolený na základe polohy stanice a nadmorskej výšky. Tieto špecifikácie meteorologickej stanice prezentujú oblasť Zvolenskej kotliny. Automatická meteorologická stanica zaznamenáva meteorologické údaje ako napr. teplota vzduchu (vo výškach 0,5 m a 2 m), teplota pôdy (v hĺbkach 15 cm a 30 cm pod povrchom pôdy), relatívna vlhkosť vzduchu (vo výškach 0,5 m a 2 m), globálne žiarenie, zrážky, rýchlosť a smer vetra, potenciálnu evapotranspiráciu, rosný bod, sýtostný doplnok a požiarny index. Meteorologické požiarne indexy pre svoj výpočet používa ako vstupné údaje vyššie uvedené meteorologické prvky. Na základe vypočítaných hodnôt požiarneho indexu sa určuje konkrétny stupeň požiarneho nebezpečenstva. Stupeň požiarneho nebezpečenstva je klasifikovaný nasledovnými intervalmi: 1.stupeň - veľmi nízke požiarne nebezpečenstvo; 2.stupeň - nízke požiarne nebezpečenstvo; 3.stupeň - stredné požiarne nebezpečenstvo; 4.stupeň - vysoké požiarne nebezpečenstvo; 5.stupeň - veľmi vysoké požiarne nebezpečenstvo. Hodnoty stupňa požiarneho nebezpečenstva vyššie ako 3. stupeň predstavujú reálne nebezpečenstvo vzniku požiarov v krajine (Škvarenina et al. 2004). Meranie meteorologických veličín zabezpečujú meracie zariadenia spoločnosti EMS Brno. Podrobností meraní podáva práca Střelcová et. al., (2018). Namerané hodnoty meteorologických veličín sú nie len ukladané do vlastnej pamäte ale aj prostredníctvom web stránky www.tuzvo.sk zdieľané s verejnosťou cez sekciu Biometeorologický monitoring (obr. 1). Katedra prírodného prostredia okrem automatickej meteorologickej stanice v Arboréte Borová hora prevádzkuje aj iné stanice v rôznych nadmorských výškach ako napr. Skalnaté pleso (1561 m.n.m.), Predná Poľana nad Detvou (1241 m.n.m.), Tatranská Lomnica (1144 m.n.m.), Donovaly (997 m.n.m.), Pustý Hrad pri Zvolene (569 m.n.m.) ale aj iné stanice v okolí Zvolena. V rámci areálu Arboréta Borová hora sú inštalované aj viaceré prenosné mikrometeorologické stanice v rôznych druhoch porastov (obr. 2), ktoré sú využívané v prebiehajúcich výskumoch Katedry prírodného prostredia (Střelcová et al. 2018; www.emsbrno.cz)



Obr. 1: Ukážka monitoringu meteorologického požiarneho nebezpečenstva na stránke "Biometeorologického monitoringu" Katedry prírodného prostredia, Lesníckej fakulty TU vo Zvolene, ukážka zachytáva zobrazenie prízemnej teploty vzduchu a požiarneho indexu

#### Zdroj: <u>www.tuzvo.sk</u>



Obr. 2: Pohľad na mikrometeorologickú stanicu (v popredí) a prenosný vlhkomer paliva (v pozadí), ktoré slúžia na určenie meteorologického požiarneho indexu ako aj na stanovenie stupňa požiarneho nebezpečenstva paliva

Zdroj: vlastný archív

#### Výsledky a diskusia

#### Meteorologická charakteristika vybraných rokov

Predmetom porovnávania v predkladanom príspevku boli vybrané dva meteorologicky odlišné roky z nedávnej histórie, a to roky 2020 a 2022.

**Rok 2020** charakterizovalo z meteorologického hľadiska výrazne suché jarné obdobie s priemerne vlhkým letným obdobím. Najsuchším mesiacom roku 2020 bol mesiac apríl, kedy počas jarného obdobia sa problém s vyskytujúcim suchom prejavil najviac. Tento fakt sa následne odzrkadlil aj na požiarovosti (obr. 8a). V priebehu mesiaca máj sa situácia zlepšovala a zrážkové pomery dosiahli úroveň dlhodobých normálov. Podobne sa situácia vyvíjala aj počas letného obdobia, kedy sme zaznamenali iba ojedinelý výskyt sucha. Zrážky dopadajúce na zem počas leta boli spôsobené letnými búrkami a prehánkami.

**Rok 2022** bol mimoriadne teplým rokom. Podľa plošného hodnotenia Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) išlo o piaty najteplejší rok od roku 1880. Marec bol v prvých dvoch dekádach na úrovni dlhodobých normálov. Zmena nastala v poslednej dekáde, kedy došlo k výraznejšiemu vzostupu teploty vzduchu a k poklesu relatívnej vlhkosti vzduchu. V súvislosti so spomínanými zmenami došlo k nárastu stupňa požiarneho nebezpečenstva. Letné obdobie bolo sprevádzané extrémne dlhými a intenzívnymi vlnami horúčav a sucha. Úhrny zrážok od marca až do augusta dosahovali na celom území našej krajiny výrazne podnormálne hodnoty v porovnaní s dlhodobými priemermi rokov 1901-1990. Od polovice mesiaca jún došlo k výraznému otepleniu a hodnoty sucha na mnohých miestach dosahovali kritickú úroveň. Extrémne sucho pokračovalo v priebehu celého mesiaca júl. Prvá polovica mesiaca august bola extrémne teplá s minimálnymi úhrnmi zrážok, ktoré predstavovali podnormálne hodnoty v porovnaní s dlhodobými priemermi a extrémne sucho pokračovalo v južnej časti stredného Slovenska ešte aj v prvej dekáde septembra.

Počas nami sledovaného a posudzovaného obdobia od marca do september, t.j. hlavnej požiarnej sezóny, sme zaznamenali medzi porovnávanými rokmi rozdiel v priemernej teplote o takmer 1°C (rok 2022 bol teplejší). Rok 2020 bol tiež daždivejší, pričom úhrn zrážok v roku 2020 bol o viac ako 60 mm vyšší v porovnaní s rokom 2022. V roku 2020 bol meteorologicky, ale aj požiarne najzaujímavejší mesiac apríl. Apríl 2020 bol mimoriadne suchý, počas mesiaca napršalo len 4 mm zrážok (obr. 3a). V spojení s nízkou relatívnou vlhkosťou vzduchu pohybujúcou priemerne na úrovni 25 % a s takmer polovicou dní v mesiaci dosahujúcou teploty vzduchu v rozmedzí 20 až 25 °C (obr. 3b) sa situácia prejavila aj na stupňoch požiarneho nebezpečenstva jednotlivých dní. Viac ako 73 % dní z mesiaca apríl dosahovali 4. a 5. stupeň požiarneho nebezpečenstva (vysoké a veľmi vysoké požiarne nebezpečenstvo) (obr. 4), čo úzko súvisí taktiež so vzniknutými požiarmi v mesiaci apríl (obr. 8a).



Obr. 3a: Úhrn zrážok a priebeh relatívnej vlhkosti (vľavo) Obr. 3b: Priebeh teploty a stupňa požiarneho nebezpečenstva (vpravo)

Zdroj: vlastné spracovanie meraných údajov meteorologickou stanicou Arboréta Borová hora



Obr. 4: Histogram relatívnych početností stupňa požiarneho nebezpečenstva v mesiaci apríl 2020 Stredné až veľmi vysoké požiarne nebezpečenstvo (3., 4. a 5. stupeň) bolo až 87 % dní v mesiaci.

Zdroj: vlastné spracovanie meraných údajov meteorologickou stanicou Arboréta Borová hora

V roku 2022 boli z hľadiska meteorologických podmienok rizika lesných a krajinných požiarov nebezpečnými mesiac marec, ako aj celé letné obdobie (jún až august). Pri porovnaní najrizikovejších jarných mesiacov jednotlivých rokov (apríla 2020 a marca 2022) bol marec 2022 daždivejší no napriek tomu išlo len o mesačný úhrn zrážok 16,3 mm v dvoch dňoch, a to v polovici mesiaca s úhrnom 3,4 mm a na konci mesiaca s úhrnom 13 mm. Práve deficit zrážok sa podieľal na skutočnosti, že mesiac marec bol z pohľadu vzniku požiarov viac ako dvojnásobný v porovnaní s 10-ročným priemerom. Zaujímavé bolo aj letné obdobie, ktoré bolo v Európe do teraz najteplejšie vôbec. Priemerná maximálna denná teplota počas mesiacov jún, júl a august bola viac ako 29 °C. Priemerná hodnota relatívnej vlhkosti vzduchu počas letného obdobia bola pod úrovňou 40%. Zrážky počas týchto troch mesiacov boli taktiež výrazne podpriemerné a za celé obdobie napršalo necelých 144 mm zrážok. Vysoká teplota, nízka relatívna vlhkosť vzduchu a podpriemerné úhrny zrážok sa prejavili aj na stupňoch požiarneho nebezpečenstva počas jednotlivých dní. Počas letného obdobia tvorili rizikové dni so 4. a 5. stupňom

požiarneho nebezpečenstva až viac ako 80 % dní z celého sledovaného obdobia (obr. 5). To naznačuje, že išlo o extrémne rizikové obdobie z pohľadu vzniku požiarov, čo dokazujú štatistiky vzniku požiarov prírodného prostredia počas letných mesiacov roku 2022 (obr. 8b).



*Obr. 5: Histogram relatívnych početností stupňa požiarneho nebezpečenstva počas letných mesiacov roku 2022 Stredné až veľmi vysoké požiarne nebezpečenstvo (3., 4. a 5. stupeň) bolo až 91 % dní letného obdobia.* 

Zdroj: vlastné spracovanie meraných údajov meteorologickou stanicou Arboréta Borová hora

#### Nebezpečenstvo vzniku požiarov vybraných rokov

Zo štatistických údajov zverejnených Prezídiom Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky vyplýva, že v roku 2020 vzniklo na území Slovenskej republiky z celkového počtu 34 913 výjazdov až 8 704 výjazdov k požiarom (obr. 6a), čo predstavuje štvrtinu z celkového počtu výjazdov Hasičského a záchranného zboru (s výnimkou požiarov sa väčšina výjazdov Hasičského a záchranného zboru (s výnimkou požiarov sa väčšina výjazdov Hasičského a záchranného zboru týkala technických zásahov, dopravných nehôd a pod.). Z podrobnejšieho rozboru tejto štatistiky vyplýva, že zo všetkých vzniknutých požiarov na Slovensku bolo viac ako polovica, presne 51 % požiarov prírodného prostredia (obr. 6b).



Obr. 6a: Početnosť jednotlivých druhov zásahov HaZZ v roku 2020

Zdroj: Prezídium Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky



#### Percentuálne zastúpenie jednotlivých druhov požiarov v roku 2020

Obr. 6b: Percentuálne zastúpenie jednotlivých druhov požiarov v roku 2020

Z rovnakých štatistických údajov pre rok 2022, vyplýva že v roku 2022 z celkového počtu 31 974 výjazdov sa viac ako tretina výjazdov týkala požiarov, t.j. 11 151 požiarov (obr. 7a), čo predstavuje nárast výjazdovosti k požiarom o 2 500 prípadov v porovnaní s rokom 2020. Pri podrobnejšom rozbore štatistiky vidíme (obr. 7b), že takmer v 62 % prípadoch išlo o požiare prírodného prostredia. Pri medziročnom porovnaní rokov 2020 a 2022 možno konštatovať skutočnosť zvýšeného množstva požiarov všeobecne, ale predovšetkým aj požiarov v prírodnom prostredí o viac ako 55 %.



Obr. 7a: Početnosť jednotlivých druhov zásahov HaZZ v roku 2020

Zdroj: Prezídium Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky

Zdroj: Prezídium Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky



# Percentuálne zastúpenie jednotlivých druhov požiarov v roku 2022

Obr. 7b: Percentuálne zastúpenie jednotlivých druhov požiarov v roku 2020

Zdroj: Prezídium Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky

Z hľadiska vzniku prírodných požiarov v jednotlivých mesiacoch rokov 2020 a 2022 na území Slovenska paradoxne neboli letné mesiace, ale práve jarné obdobie (marec a apríl). V roku 2020 najviac požiarov vzniklo v mesiaci apríl (obr. 8a). Tento mesiac bol výrazne nadpriemerný v porovnaní s 10-ročným priemerom (obr. 9). Ostatné mesiace roku 2020 boli s výnimkou letného obdobia približne priemerné. Letné mesiace boli mierne podpriemerné. V roku 2022 vzniklo najviac požiarov opäť v jarnom období, ale v mesiaci marec (obr. 8b). Marec 2022 bol taktiež výraznejšie nadpriemerným mesiacom. Ostatné mesiace boli podobne ako v roku 2020 približne na úrovni 10-ročného priemeru s výnimkou apríla, ktorý bol výraznejšie podpriemerný a mesiacov jún a júl, ktoré boli naopak mierne nadpriemerné z dôvodu zvýšenej požiarovosti počas letných mesiacov.



Obr. 8a: Percentuálny prehľad vzniknutých požiarov v roku 2020 (vľavo)

Obr. 8b: Percentuálny prehľad vzniknutých požiarov v roku 2022 (vpravo) v jednotlivých mesiacoch Zdroj: vlastné spracovanie údajov Prezídia Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky



Priemerný počet vzniknutých požiarov v percentách v období posledných 10 rokov (2013 - 2022)

Obr. 9: Priemerný počet vzniknutých požiarov v percentách v období posledných 10 rokov (2013 - 2022) Zdroj: vlastné spracovanie údajov Prezídia Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky

Počet vzniknutých požiarov prírodného prostredia nezávisí len od obdobia v roku, v ktorom vzniká ale aj od oblasti. Zo štatistických údajov Hasičského a záchranného zboru za obdobie posledných 15 rokov (2008 až 2022) vyplýva, že najviac požiarov v prírodnom prostredí vzniklo v Žilinskom kraji. Banskobystrický kraj je tretím krajom s najvyšším počtom vzniknutých požiarov prírodného prostredia. Pri porovnaní hlavnej požiarnej sezóny (tab. 1) v roku 2020 a 2022 v jednotlivých mesiacoch v oblasti Zvolenskej kotliny je viditeľné, že v roku 2022 vzniklo dvojnásobne viac požiarov. Vzniknuté lesné a krajinné požiare v oblasti Zvolenskej kotliny sa zhodujú so štatistickým prehľadom pre Slovensko. Mesiac s najväčším počtom vzniknutých požiarov v roku 2020 bol apríl (takmer 45 % z celej požiarnej sezóny 2020). V roku 2022 bol mesiac s najväčším počtom požiarov marec (takmer 50 % z celej požiarnej sezóny 2022).

Tab. 1. Fotovitatile počlu vznikljutých pozlatov v jednotlivých mesiacoch potovitavaných tokov
--

	Marec	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	spolu
2020	6	35	8	7	7	9	8	80
2022	87	11	7	16	37	17	1	172

Zdroj: vlastné spracovanie údajov Hasičského a záchranného zboru Slovenskej republiky

Najčastejšou príčinou vzniku požiarov v tejto oblasti bolo vypaľovanie suchých trávnatých a krovinatých porastov. Vo väčšine prípadov sa požiar vypaľovaných porastov rozšíril priamo do lesného porastu (obr. 10).



Obr.10: Rozsiahle lesné požiare v oblasti Detva – Piešť (vľavo) a pri obci Klokoč (vpravo) v roku 2022 Zhorená plocha pri požiari Detva – Piešť predstavovala 50 ha a pri obci Stožok 240 ha. Zdroj: Hasičský a záchranný zbor, vlastný archív

V mnohých prípadoch išlo o rozsiahle lesné požiare napr. Detva miestna časť Piešť a v okolí obce Stožok trvajúce niekoľko dní, ktoré postihli plochu niekoľko desiatok hektárov. Požiare spôsobili množstvo finančných škôd ale aj škôd na životnom prostredí predovšetkým poškodenie prirodzeného zmladenia lesného porastu (obr. 11) ale aj rozsiahle poškodenie trávnatých ekosystémov (obr. 12).



*Obr. 11: Poškodené zmladenie lesného porastu lesným požiarom Detva – Piešť v marci 2022* 

Zdroj: vlastný archív



Obr. 12 Poškodené trávnaté ekosystémy pri obci Klokoč (vľavo) a pri obci Horný Tisovník (vpravo)

Zdroj: vlastný archív

#### Záver

V porovnaní s 60. až 70. rokmi minulého storočia sa v dôsledku otepľovania klímy a vysušovania krajiny v súčasnosti pozorujeme nárast kritických hodnôt meteorologického požiarneho indexu na viacerých lokalitách Slovenska dvoj až trojnásobne. Problematika lesných požiarov ešte v 80. rokoch minulého storočia patrila k zaujímavým, no okrajovým témam ochrany lesa. V súčasnosti, ale predovšetkým do budúcnosti je potrebné venovať požiarom lesa a krajiny väčšiu pozornosť, napr. aj vybudovaním moderného protipožiarneho monitorovacieho systému. Tento systém zabezpečí manažmentu lesov a hasičom aktuálne informácie o stave meteorologického požiarneho rizika v najvýznamnejších lesných oblastiach na Slovensku.

#### Poďakovanie

Predkladaný príspevok bol vytvorený za podpory projektov: VEGA: 1/0443/23 a APVV-18-0347 a APVV-19-0340. Táto publikácia vznikla vďaka podpore v rámci Operačného programu Integrovaná infraštruktúra pre projekt: FOMON - ITMS 313011V465, spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja (This publication is the result of the project implementation: FOMON - ITMS 313011V465, supported by the Operational Programme Integrated Infrastructure (OPII) funded by the ERDF).

#### Literatúra

- Ministerstvo vnútra Slovenskej republiky Prezídium Hasičského a záchranného zboru. (2017): *Ochrana lesov pred požiarmi.* [online]. Bratislava. 2017. [cit. 18. 4. 2023] 15 s.
- Ministerstvo vnútra Slovenskej republiky Prezídium Hasičského a záchranného zboru. (2023): *Ochrana lesov pred požiarmi.* [online]. Bratislava. 2023. [cit. 27. 4. 2023] 15 s.
- Monoši, M., Majlingová, A., & Kapusniak, J. (2015): *Lesné požiare*. Žilina: Žilinská univerzita v Žiline, 2015. 200 s. ISBN 978-80-554-0971-9.
- Osvald, A. (2005): Ochrana pred požiarmi. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, (2005): 287 s. ISBN 80-228-1493-8.
- San-Miguel-Ayanz, J., Durrant, T., Boca, R., Maianti, P., Libertá, G., Artés-Vivancos, T., Oom, D., Branco, A., de Rigo, D., Ferrari, D., Pfeiffer, H., Grecchi, R., Onida, M., & Löffler, P. (2022). *Forest Fires in Europe, Middle East and North Africa* 2021, Publications Office of the European Union, Luxembourg, 2022, JRC130846.
- Střelcová, K., Škvarenia, J., & Leštianska, A., (2018): *Biometeorologické stanice Katedry prírodného prostredia, Zvolen*: Technická univerzita vo Zvolene www.tuzvo.sk; [cit. 26. 4. 2023].
- Škvarenina, J., Vido, J., Minďaš, J., Střelcová, K., Škvareninová, J., Fleischer, P., & Bošeľa, M. (2018): Globálne zmeny klímy a lesné ekosystémy. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, 2018. 210 s. ISBN 978-80-228-3049-2.
- Škvarenia , J., Minďáš, J., Holécy, J., & Tuček, J. (2004): An analysis of the meteorological conditions during two largest forest fire events in the Slovak Paradise National Park. *Meteorological Journal* 7:167–171
- Tedim, F., Xanthopoulos, G., & Leone, V. (2015). <u>Forest fires in Europe: Facts and challenges</u>. In *Wildfire hazards, risks and disasters* (pp. 77-99). Elsevier.
- TU Zvolen, Katedra prírodného prostredia <u>biometeorologický monitoring</u>: <u>Mapa staníc a aktuálna</u> <u>teplota</u>
- Vido, J., Šustek Z., (2021): Sucho a biodiverzita. Prievidza, Zvolen: Oikos, 2021. 110 s., ISBN 978-80-973746-2-4.

#### Abstract

# Comparison of meteorologically different years 2020 and 2022 in terms of wildfire danger in the Banská Bystrica region.

The aim of the present paper is to show the influence of meteorological situations of selected years on the occurrence of wildfires in Central Slovakia, namely in the Banská Bystrica region on the territory of the Zvolen basin. In addition to the influence of meteorological situations on the occurrence of fires in the natural environment, the paper also evaluates the development of fire danger during the main fire seasons, i.e. March to September. Two hydro-meteorologically distinct years in recent history were considered, namely 2020 and 2022. 2020 was characterised by a significantly dry spring season and a summer season approximately at the level of long-term normal. The year 2022 was one of the warmest years in Europe in the history of measurements. The above-average warm period was particularly pronounced in the summer period, which was also a period of interest from the point of view of fire hazards. The paper also contains a statistical overview of the fire rate in Slovakia based on the data of the Fire and Rescue Corps of the Slovak Republic during the monitored years together with a historical overview of forest fires occurring over a 10-year period. The paper concludes with a comparison of the fires started and the areas burnt.

**Keywords:** climate change, weather extremes, drought, change of precipitation regime, heat waves, wildfires

# Analýza vlivu stavu počátečního nasycení a dalších vstupních parametrů pomocí metody SCS-CN

Petr Kavka<sup>1</sup>, Luděk Strouhal<sup>1</sup>, Martin Pecha<sup>2</sup>, Vojtěch Svoboda<sup>2</sup>

<sup>1</sup>České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, Praha 6
<sup>2</sup>Český hydrometeorologický ústav, Oddělení povrchových vod, Na Šabatce 2050/17, Praha 12

# Abstrakt

Metoda odtokových křivek (SCS-CN) je jednou z nejpoužívanějších metod pro odhad přímého odtoku. V ČR má uplatnění např. při odvození návrhových hydrogramů pro navrhování vodohospodářských opatření v krajině a je také součástí systému detekce potenciálního rizika vzniku přívalových povodní. 15 významných pozorovaných srážko-odtokových událostí na malých povodí bylo modelováno metodou SCS-CN za využití HEC-HMS. Bylo simulováno více než 1700 modelových scénářů s různými kombinacemi předchozího nasycení, hydrologických skupin půd a zdrojů dat CN a dalších modelových parametrů s cílem pokusit se vyjádřit nejistoty v modelování a významnost jednotlivých vstupních parametrů a jejich kombinací.

Klíčová slova: Hydrologické modelování; SCS-CN; HEC-HMS; ANOVA; charakteristiky odtoku; srážkoodtokový proces

# Úvod

Vodohospodářská opatření v krajině jsou technická díla, která slouží k ochraně povodí před nepříznivými vlivy povrchových vod, jsou součástí návrhů přírodě blízkých protipovodňových opatření, přispívají ke zlepšení odtokových poměrů nebo napomáhají zadržování vody v krajině. K získání dimenzačních parametrů konkrétních prvků opatření jsou využívány hydrologické modely, které jsou však zatíženy nejistotami v popisu hydrologických procesů v malých povodích. V rámci projektu MZe QK1910029 byla řešena problematika redukce nejistot při odvozování návrhových veličin pro projektování a posuzování vodohospodářských opatření na drobných vodních tocích a v ploše povodí. Nejistoty výsledků získaných z hydrologického modelování jsou dány kvalitou a přesností vstupních dat a charakterem využitého modelu. Klíčovými vstupy pro hydrologické modelování jsou zejména úhrn srážek, jeho rozložení v čase (podrobněji viz Kavka et al., 2023) a aktuální stav povodí z hlediska nasycenosti.

Jedním z cílů projektu bylo testování kombinací vstupních parametrů a datových zdrojů pro modelování reálných srážko-odtokových událostí na malých povodích za využití metody odtokových křivek SCS-CN (SCS, 1986). Metoda SCS-CN je v českých podmínkách jednou z nejrozšířenějších metod pro výpočet úhrnu efektivní srážky. V kombinaci s jednotkovým hydrogramem je pak využívána pro stanovení maximálního průtoku a průběhu povodňové vlny. Pozornost byla zaměřena především na nejistoty spojené se samotným odvozením hodnot CN dle různých podkladových dat, počátečním nasycením a dalšími vstupními parametry jako je typ hydrogramu nebo velikost počáteční ztráty. Hlavním cílem testování modelů bylo zúžení počtu modelovaných scénářů a ověření vhodných kombinací vstupních dat pro návrhovou praxi při využití metody SCS-CN.

# Verifikace metody SCS-CN na pozorovaných srážko-odtokových událostech

Pomocí metody SCS-CN, která je považována za základní metodu při odvozování odtokových charakteristik z malých povodí, bylo provedeno modelování scénářů za využití srážko-odtokového modelu HEC-HMS. Využit byl rozsáhlý soubor scénářů reflektujícího různé varianty vstupních podkladových dat a okrajových podmínek modelu. Celkově bylo uvažováno pět malých povodí, pět alternativních variant odvození hodnot CN (podrobnější popis viz Strouhal, Kavka, 2022a; 2022b), tři varianty předchozího nasycení a počáteční ztráty a dvě varianty použitého hydrogramu (tabulka 1).

Výběr povodí byl proveden s ohledem na dlouhodobých záznamech pozorování vodních stavů na malých povodích dostupných v databázi ČHMÚ. Pro zvolené stanice byly zkontrolovány měrné křivky a správnost odvození průtoků. Definitivní výběr povodí proběhl na základě klasifikace koncentrace odtoku tak, aby byly pokud možno zastoupeny povodí různého charakteru. Zvolena byla nakonec dvojice horských povodí (Černá Nisa a Spůlka), vrchovinu reprezentuje povodí Pstruhovce a nížiny a pahorkatiny pak povodí Hruškovice a Dobřejovického potoka.

Pro každou vybranou reálnou událost na konkrétním povodí byly namodelovány scénáře pro celé povodí a rozdělené na dílčí povodí (celkem 180 scénářů na událost). Výjimkou je povodí Černé Nisy, které je díky své velikosti (1,8 km<sup>2</sup>) a charakteru (100% zalesnění) uvažováno pouze jako celistvé (90 scénářů).

Pro každé povodí byly vybrány tři nejvýznamnější srážko-odtokové události (tabulka 2), které byly modelovány dle výše popsaných scénářů za využití adjustovaných radarových srážkových úhrnů v 10 min kroku (popis srážkových dat viz Bližňák et al., 2017).

Povodí	Datový zdroj CN	Předchozí nasycení	Počáteční ztráty	Varianta povodí	Jednotkový hydrogram
<b>1HRU</b> Hruškovice	<b>1SCO</b> HSP dle ČHMÚ (+ Corine Land Cover)	<b>CN1</b> Nízké	IA10 0,1x maximální potenciální retence	<b>CEL</b> Celistvé	<b>HYCLA</b> Clarkův
<b>2CER</b> Černá Nisa	<b>2SZD</b> HSP dle ČHMÚ (+ZABAGED)	<b>CN2</b> Normální	IA20 0,2x maximální potenciální retence	<b>DIS</b> Distribuované	HYSCS SCS
<b>3SPU</b> Spůlka	<b>3STR</b> HSP dle projektu Strategie (+ZABAGED)	<b>CN3</b> Vysoké	IA25 0,25x maximální potenciální retence		
4DOB Dobřejovický potok 5PST Pstruhovec	5VZD HSP dle VÚMOP (+ZABAGED) 7ZZD HSP dle zrnitostí ČVUT (+ ZABAGED)				

Tabulka 1 Stručný popis parametrů modelovaných scénářů

Povodí	Rok	Čas kulminace	Qmax [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	N-letost [roky]	Objem vlny [1000 m <sup>3</sup> ]	Odtok. koef. [-]	Typ příčinné srážky	Srážka [mm]
	2010	<b>2010</b> -06-02 07:50	4,81	10-20	103,1	0,207	trvalé stratiformní	52,2
1HRU	2014	<b>2014</b> -09-12 10:00	3,19	5-10	40,3	0,103	trvalé, přechodně i s vnořenou konvekcí	41,0
	2016	<b>2016</b> -07-31 17:50	1,55	2-5	16,2	0,027	intenzivní konvektivní	63,0
2006		<b>2006</b> -08-07 06:20	3,84	2-5	150,9	0,496	orograficky zesílené intenzivní trvalé	169,2
2CER	2010	<b>2010</b> -08-07 03:10	10,9	50-100	224,2	0,547	trvalé intenzivní s vnořenou konvekcí	226,6
	2013	<b>2013</b> -06-02 11:30	3,77	2-5	169,5	0,721	orograficky zesílené intenzivní trvalé, spojené přechodně i s konvekcí	130,7
3SPU 2	2002	<b>2002</b> -08-12 09:10	15,0	20-50	524,3	0,270	trvalé a vydatné stratiformní	194,1
	2009	<b>2009</b> -06-28 01:30	5,95	2-5	121,5	0,254	intenzivní konvektivní	47,9
	2010	<b>2010</b> -07-17 22:50	3,93	1-2	63,1	0,086	intenzivní konvektivní	73,2
	2002	<b>2002</b> -08-12 20:20	5,32	≈20	363,4	0,322	trvalé stratiformní	86,9
4DOB	2013	<b>2013</b> -06-02 07:30	16,6	≈100	713,8	0,495	intenzivní trvalé, spojené přechodně i s konvekcí	111,0
	2017	<b>2017</b> -08-11 20:50	0,509	≈1	23,4	0,041	intenzivní trvalé, spojené přechodně i s konvekcí	44,3
	2002	<b>2002</b> -08-13 10:00	1,73	≈10	154,3	0,321	intenzivní trvalé, navíc dvakrát během týdne	75,5
5PST	2006	<b>2006</b> -06-30 00:40	3,39	≈20	119,2	0,180	intenzivní lokální konvektivní	103,9
	2013	<b>2013</b> -06-25 08:30	0,579	≈2	27,5	0,045	intenzivní trvalé	95,6

Tabulka 2: Vybrané významné srážko-odtokové události a jejich charakteristiky

Následně bylo provedeno porovnání simulací a pozorovaných odtokových událostí pro jednotlivá povodí (v 10 min kroku). Příklad rozptylu scénářů pro jednu pro vybranou událost je na obrázku 1. Simulované varianty vybraných významných srážko-odtokových epizod v závěrových profilech malých povodích dle scénářů byly porovnány s pozorováním nejprve na základě zvolených charakteristik (objem hydrogramu - *Vsum*, kulminační průtok - *Qmax*, průtok na 75% kvantilu - *Q75*). Další aktivity byly pak zaměřeny zejména na citlivostní analýzu parametrů modelu a k odhadu variability a vlivu konkrétních parametrů na celkovou odezvu modelu, především ve vazbě na počáteční podmínky modelovaných situací.



Obrázek 1: Informativní zobrazení rozptylu modelovaných scénářů pro srážko-odtokovou událost ze 7. 8. 2010 v povodí Černé Nisy, scénáře jsou barevně rozlišené podle metody odvození CN, přerušovaná čára zobrazuje vyhodnocený pozorovaný průtok v 10 min kroku

Nejprve byla provedena kvalitativní analýza simulací s nízkou odchylkou pozorovaných objemů a kulminačních průtoků. Obecně byla nalezena dobrá shoda u scénářů, které pracovaly s předchozím stavem nasycení (PN) blízkým tomu, který byl identifikován na základě analýzy předchozího průběhu srážek (založené na pětidenním úhrnu srážek a indexu API30). Ovšem mezi nejlepšími scénáři se nacházely i takové, které pracovaly s výrazně nižším PN oproti očekávanému. Často byly jako nejlepší vyhodnoceny odlišné scénáře v závislosti na charakteristice, pro niž byla shoda určována (objem vs. kulminační průtok). U srážko-odtokových událostí s komplexním průběhem příčinné srážky se ukázalo značně problematické určovat míru shody pro dobu kulminace.

Co se týče datových podkladů pro CN, téměř žádný systematický vzor mezi scénáři s nejlepší shodou nebyl nalezen. Pouze scénáře založené na nejstarší vrstvě 1SCO vykazovaly konzistentně nejvyšší hodnoty oproti ostatním podkladům s výjimkou povodí Dobřejovického potoka. Efekt počáteční ztráty IA byl identifikován jako velmi slabý a zastíněný dominantním efektem PN a datového zdroje CN. Typ jednotkového hydrogramu ovlivňuje pouze hodnotu kulminačního průtoku a byly zjištěny konzistentně vyšší hodnoty v případě SCS hydrogramu oproti Clarkovu. Která z metod poskytuje věrohodnější simulace nebylo možno určit ani v případě metody jednotkového hydrogramu, ani v případě výběru struktury modelu (celistvý / distribuovaný), opět kvůli zastínění dominantním efektem PN a zdroje pro CN.

Pro následnou statistickou analýzu byly vybrány dva indexy shody, jeden pro míru shody pozorovaného objemu (*difVsum*) a druhý pro kulminační průtok (*difQmax*), podle obecného vztahu (1):

kde mod značí modelovanou charakteristiku a obs pozorovanou.

Tyto dva indexy byly předmětem analýzy rozptylu (ANOVA), jejímž cílem bylo rozklíčovat podíl variability vysvětlený jednotlivými proměnnými. Vzhledem k charakteru proměnných a datové sady (nevyvážený dataset s řadou fixních i náhodných proměnných) byla zvolena metoda lineárních mixed-

effects modelů. Před samotnou analýzou byly v datovém souboru nalezeny značně odlehlé hodnoty s extrémním rozptylem, viz obrázek 2. Jednalo se o události s nízkou dobou opakování jak příčinné srážky, tak pozorovaného kulminačního průtoku a zpravidla se spíše suchými počátečními podmínkami. Vzhledem k vysoké míře nejistot byly simulace těchto událostí z analýzy rozptylu vyloučeny.



Obrázek 2: Rozložení indexu shody modelovaného objemu pro jednotlivé srážko-odtokové události, barvy podle doby opakování pozorovaného kulminačního průtoku

Sestaveno bylo celkem 33 statistických modelů pro predikci *difVsum* a 55 modelů pro index *difQmax*, vždy od nejjednoduššího nulového modelu po nejkomplexnější model uvažující všechny faktory i významné interakce mezi nimi. Vyčíslen byl podíl variability vysvětlené každým modelem (výkon modelu) a srovnáním modelů s příbuznou strukturou byl kvantifikován podíl variability příslušející jednotlivým faktorům. Výsledné hodnoty pro indexy *difVsum* a *difQmax* uvádí tabulka 3, resp. tabulka 4.

Faktor	Druh efektu	Vysvětlená variabilita (%)
PN	Fixní, hlavní	42,6
událost	Náhodný, hlavní	26,9
CN (datový zdroj)	Fixní, hlavní	6,9
CN: událost	Náhodný, interakce	6,7
PN: událost	Náhodný, interakce	6,1
IA	Fixní, hlavní	2,5
STR, HYD	levantní pro objem odtoku	
Celkem podíl vysvětlené variabili	91,7	

Tabulka 3: Podíl variability indexu difVsum vysvětlený jednotlivými faktory a jejich interakcemi, uvedeny prvky modelu nad 1 %

Faktor	Druh efektu	Vysvětlená variabilita (%)
PN	Fixní, hlavní	36,5
událost	Náhodný, hlavní	21,6
PN:událost	Náhorný, interakce	10,4
CN:událost	Náhorný, interakce	5,6
CN (datový zdroj)	Fixní, hlavní	4,9
HYD	Fixní, hlavní	3,2
HYD:událost	Náhorný, interakce	2,8
PN:HYD	Fixní, interakce	2,3
PN:CN	Fixní, interakce	1,7
IA	Fixní, hlavní	1,2
Celkem podíl vysvětlené variabili	90,2	

Tabulka 4: Podíl variability indexu difQmax vysvětlený jednotlivými faktory a jejich interakcemi, uvedeny prvky modelu nad 1 %

Kromě faktorů podílejících se na definici scénáře modelu byla testována závislost výkonnosti modelu na charakteristikách srážky (celkový úhrn, maximální intenzita za 1-3-6 hodin). Tyto charakteristiky jednoznačně žádný podíl variability nevysvětlují, což znamená vyloučení systematických chyb modelu. Jako nejvýznamnější faktor jak pro predikci objemu, tak kulminace se ukázala předchozí nasycenost, která má na svědomí 43 % variability pro difVsum a 37 % pro difQmax. Poměrně překvapivá se ukázala role druhého nejvýznamnějšího (náhodného) faktoru srážko-odtokové (S-O) události. Tento faktor zahrnuje pravděpodobně vliv fyzicko-geografických charakteristik povodí, jako je tvar povodí či hustota říční sítě. Tato hypotéza nemohla být ověřena (respektive test byl statisticky neprůkazný) kvůli nízkému počtu událostí v rámci každého povodí. Významným zdrojem nejistot vyjádřeným náhodným faktorem S-O události jsou odlišné charakteristiky příčinné srážky, jiné než testovaný celkový úhrn a průměrné maximální intenzity. V neposlední řadě může hrát roli i proměnlivost půdního krytu a vegetace. V každém případě však tento faktor zahrnuje řadu faktorů, které metoda CN nezohledňuje a ukazují tak na její limity. Třetí nejvýznamnější faktor z hlediska podílu vysvětlené variability vychází datový zdroj pro určení CN, respektive hydrologickou půdní skupinu. Oproti prvním dvěma faktorům však vysvětluje již řádově nižší podíl. V případě objemu i kulminačního průtoku hrají významnou roli interakce jednotlivých faktorů. Většinou se jedná o interakce s náhodným faktorem S-O události. Pro tento fenomén lze nalézt vysvětlení v nejistotách ohledně určení předchozího nasycení. To je ve skutečnosti spojitou veličinou, která před každou S-O událostí nabývá unikátní hodnoty. Standardní podoba metody CN však pracuje pouze s diskrétními stavy CN1-2-3, pro něž se provádí korekce čísla odtokové křivky. Tyto varianty (stejně jako varianty podle různých datových zdrojů) jsou fixní a identické pro všechny S-O události, což způsobuje proměnlivé odchylky těchto scénářových hodnot od "správné" hodnoty dle skutečného předchozího nasycení.

Analýza variability potvrdila pozorování z předběžných analýz ohledně minimálního významu počáteční ztráty (IA). Faktor struktury modelu nepřesáhl ani jedno procento vysvětlené variability. Jeho vliv byl pozorován na kvalitativních aspektech modelovaných hydrogramů, které ale zvolené indexy nepostihovaly. Pozorování z kvalitativní analýzy ohledně faktoru jednotkového hydrogramu potvrdila i analýza variability, která mu v případě indexu shody kulminačního průtoku přisoudila celkem 8 % z celkové variability (při započtení hlavního efektu i interakcí).

Poslední částí analýzy byl kvalitativní rozbor scénářů z hlediska přesnosti predikcí při použití jednotlivých datových podkladů. Pro korektní rozbor bylo nejprve nutné vybrat část simulací s nejlepší shodou, respektive vyloučit scénáře s neodpovídající kombinací modelovaného a zjištěného předchozího nasycení. Pro rozbor byl kromě výše uvedených indexů shody objemu a kulminačního průtoku použit i index shody v Q75 a dva kombinované indexy zohledňující obě charakteristiky v podobě jejich RMS odchylky. Konkrétně se jedná o indexy *difVQmax* a *difVQ75*. Pro každý index byly napočteny průměrné a střední (mediánové) hodnoty pro všechny datové zdroje a těm pak určeno pořadí. Přehled pořadí datových podkladů podle všech indexů shody ukazuje tabulka 5.

Datový zdroj CN	difVsum	difQmax	difQ75	difVQmax	difVQ75	Prům. pořadí
7ZZD	2/1	3/2	1/2	2/2	1/2	1,8 / 1,8
2SZD	1/2	4/4	2/1	3/3	2/1	2,4 / 2,2
3STR	3/3	1/1	3/3	1/1	3/3	2,2 / 2,2
5VZD	4/5	2/3	4/5	4/4	4/5	3,6 / 4,4
1SCO	5/4	5/5	5/4	5/5	5/4	5,0 / 4,4

Tabulka 5: Datové zdroje pro CN v pořadí podle jednotlivých indexů shody a celkové průměrné pořadí. Uváděno pořadí podle střední hodnoty a mediánu.

Jako podklady vedoucí k průměrně nejhorší shodě se ukázala původní syntetická vrstva dle ČHMÚ 1SCO a vrstva 5VZD vycházející z HSP dle VÚMOP. Nejlepší predikce naopak v průměru poskytuje vrstva využívající HSP dle půdních zrnitostí, ovšem zde je pořadí s dalšími dvěma podklady relativně těsné a mírně se mění v závislosti na použitém indexu shody a srovnávané charakteristice (medián/průměr). Posledním důležitým zjištěním je značný rozdíl v predikční schopnosti u dvou příbuzných vrstev využívajících metodiku určení HSP dle ČHMÚ, ale odlišná data pro půdní pokryv. Ukazuje se, že vrstva Corine, případně použitý převodník pro přiřazení CN, je oproti půdnímu pokryvu z polohopisu ZABAGED významně méně vhodná a vede k méně přesným predikcím odtokových charakteristik.

#### Závěr

Analýzy modelovaných scénářů jednoznačně potvrzují stav počátečního nasycení jako nejvýznamnějšího faktoru při modelování extrémních srážko-odtokových událostí. Získané poznatky je vhodné do budoucna dále rozšiřovat o další malá povodí, jelikož analýzy probíhaly na poměrně omezeném počtu událostí (15 událostí z 5 povodí). Z projektu tak vyplývá vhodnost rozšíření sítě systematického pozorování vodních stavů na větší počet malých povodí (ideálně kolem 10 km<sup>2</sup>) a to různého, nejen lesního, charakteru.

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury MZe (Projekt QK1910029).

#### Literatura

Bližňák, V., Kašpar, M., Müller, M. (2017): <u>Radar-based summer precipitation climatology of the Czech</u> <u>Republic</u>. Int. J. Climatol. 38, 677–691.

Kavka et al. (2023): <u>Krátkodobé srážky pro hydrologické modelování a navrhování drobných</u> vodohospodářských staveb v krajině. Certifikovaná metodika. ISBN: 978-80-01-07115-1.

- SCS (1986): <u>Urban hydrology for small watersheds</u>, Technical Report 55. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division, Springfield, VA.
- Strouhal, L., Kavka, P. (2022a): Hydrologické skupiny půd metodiky a datové podklady (1. část). <u>Vodní</u> <u>hospodářství</u>, 72(6), 4-10.
- Strouhal, L., Kavka, P. (2022b): Hydrologické skupiny půd rozevřené nůžky hydrologických výpočtů (2. část). <u>Vodní hospodářství</u>, 72(9), 7-12.

# Hydrologický monitoring povodí Lysina (1990-2022) a modelování odtoku pod vlivem klimatické změny 21. století

Pavel Krám<sup>1,2</sup>, Anna Lamačová<sup>1,2</sup>, Xuan Yu<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1
<sup>2</sup>Ústav výzkumu globální změny AVČR, v. v. i., Bělidla 4a, 603 00 Brno
<sup>3</sup>Sunjatsenova univerzita, Kanton, Čína

# Úvod

Tento příspěvek se věnuje popisu základních hydrologických charakteristik dlouhodobě studovaného malého lesního povodí Lysina a modelování budoucích hydrologických poměrů v tomto století.

# Popis území a metody

Smrkové povodí Lysina ve Slavkovském lese reprezentuje velmi silně antropogenně okyselené pramenné povodí na granitovém podloží (Krám et al., 2012). Převažujícími půdami povodí jsou podzoly. Je součástí české sítě GEOMON (Oulehle et al., 2021, Lamačová et al., 2014) a mezinárodních sítí International Cooperative Programme – Integrated Monitoring (ICP IM), ICP Waters a Long-Term Ecological Research (LTER). Má rozlohu 27,3 ha a je z něho k dispozici nepřetržitá řada hydrologických a hydrochemických dat za 33 hydrologických let (listopad–říjen, 1990–2022). Na závěrovém profilu povodí je vybudován ostrohranný 90° měrný přeliv s kontinuálním záznamem hladiny, měřeným zpočátku plovákovým limnigrafem, později tlakovým čidlem. Denní srážkové úhrny jsou přebírány ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Lazy, ostatní meteorologické parametry z klimatické stanice ČHMÚ Mariánské Lázně úpravna vody. Modelovací část příspěvku popisuje použití hydrologických modelů Brook90 (Federer et al., 2003, verze 4.8a z června 2019) a PIHM (Qu, Duffy, 2007). V případě modelu Brook90 se jedná o celistvý (lumped) model, v případě PIHM se jedná o distribuovaný model.

# Výsledky a diskuze

Monitorovací část příspěvku je založena na zpracování hydrologicko-klimatických charakteristik (Krám 2019). Roční průměrný srážkový úhrn byl v třiatřicetiletém období 946 mm (±160 mm) a průměrná odtoková výška byla 412 mm (±115 mm). To odpovídá průměrnému odtoku z povodí 3,57 l/s a specifickému odtoku 13,1 l/s/km2. Dopočtený bilanční výpar na povodí byl 534 mm/rok (±101 mm). Nejvyšší srážky (1342 mm) a odtoky (747 mm) byly pozorovány v povodňovém roce 2002 (Obr. 1).





Nejvyšší denní odtok (27,7 mm/d, 88 l/s, 321 l/s/km2) byl zaznamenán 12.8.2002 (Obr. 2). Nejnižší srážkové úhrny byly změřeny v letech 2015 a 2018 (669 a 679 mm/rok), nejnižší odtoky v letech 2014 a 2015 (178 a 222 mm/rok). Průměrný srážko-odtokový součinitel byl 0,43 (±0.08) a pohyboval se v širokém rozmezí (0,21 až 0,59). Průměrná roční teplota pro střední nadmořskou výšku povodí (884 m n.m.) byla 5,9 °C a bylo zjištěno statisticky významné zvyšování teplot o 0,39 °C za desetiletí (p<0,01). Roční srážkové úhrny vykázaly mírný a statisticky nevýznamný pokles, roční odtoky vykázaly mírný pokles o 4,1 mm/rok (p<0,05).



Obr. 2: Denní průměrné odtoky pro povodí Lysina během 33 hydrologických roků 1990-2022.

Dlouhodobý měsíční průměr odtoků na Lysině byl 34,6 mm a medián 29,2 mm (Obr. 3). Z pohledu dlouhodobého ročního chodu, nastalo maximum odtoku v březnu (77 mm). Vysoké odtoky byly zaznamenány i v dubnu (51 mm) a v lednu (48 mm). Naopak v průběhu vegetační sezóny, v období od května do října, docházelo k poklesu odtoků. Dlouhodobé roční minimum nastalo v srpnu, kdy byl průměr jen 15,8 mm a medián jen 6,5 mm. Dlouhodobé průměrné denní odtoky se na Lysině pohybovaly mezi 0,25 mm (v srpnu) a 3,1 mm (19. března) (Obr. 4).



Obr. 3: Roční chod povrchových odtoků v měsíčním kroku ve srovnání s dlouhodobými hodnotami na Lysině během hydrologických roků 1990-2022.



Obr. 4: Roční chod povrchových odtoků v denním kroku na Lysině během hydrologických roků 1990-2022.

Oba modely (Brook90 a PIHM) byly na povodí Lysina použity současně už v minulosti (Yu et al., 2015, 2016), ale vývoj odtokového režimu během klimatické změny až do konce tohoto století byl těmito dvěma modely simulován až později (Zheng et al., 2021).

Pro odhad budoucího klimatu byla použita upravená data z regionálních klimatických modelů, které vznikly v rámci evropské části programu CORDEX (www.cordex.org) a to za využití dvou emisních scénářů RCP 4.5 ("optimistický") a 8.5 ("pesimistický"). Průměr z pěti modelových simulací při využití různých regionálních modelů ukazuje, že průměrná teplota na Lysině v období 2071–2100 vystoupí o 1,5 °C (RCP 4.5) až 3,5 °C (RCP 8.5). Současně by mělo dojít i ke zvýšení ročních srážek v průměru o 4 % (RCP 4.5) až 8 % (RCP 8.5), s maximem až o 17 %. Ke zvýšení by mělo dojít zejména v zimním období a naopak pro letní období simulace ukazují pokles srážek o 2–6 % (Zheng et al., 2021). Oba hydrologické modely předpovídají zvýšení ročního výparu pro období 2071–2100. Předpovídaný roční odtok pro hydrologické roky 2072–2100 vychází pro pesimistický scénář 436 mm (Brook90) a 510 mm (PIHM), což je o 6 %, respektive o 24 % více, než v měřeném období 1990–2022. Zvýšení ročního odtoku v budoucnosti se očekává i na šumavské Modravě (Lamačová et al., 2018). Naopak výrazné snížení ročního odtoku z povodí se očekává pro východ České republiky, například pro beskydské povodí Červík (Lamačová et al., 2015). Výrazný nárůst povrchových odtoků na Lysině je předpovídán pro období prosince až ledna (Brook90), případně pro období prosince až února (PIHM). Naopak pro období června až září modely předpověděly pokles minimálních odtoků oproti stávajícímu stavu. Modelované minimální průměrné denní průtoky v srpnu a v září (2072–2100) jsou nižší, >0,01 mm/den (Brook90), případně >0,004 mm/den (PIHM), než u měřených hodnot z let 1990-2022 (>0,038 mm/den) a v budoucnosti je tak možno očekávat nižší minimální odtok ve vegetačním období.



*Obr. 5: Modelovaný roční chod povrchových odtoků v denním kroku na Lysině během hydrologických roků 2072–2100. Výstup z modelu Brook90 nalevo, výstup z modelu PIHM napravo, oba pro pesimistický emisní scénář 8.5.* 

#### Závěry

Klimatické a hydrologické poměry na povodí Lysina ve Slavkovském lese se v období 33 monitorovaných let vyznačují významným nárůstem teplot vzduchu, nevýznamnými změnami ročního úhrnů srážek a mírným poklesem ročních odtoků, způsobeným vzrůstem výparu. Klimatický model předpovídá v pesimistickém scénáři pro posledních 30 let 21. století velký nárůst průměrných teplot a vyšší roční srážkové úhrny. To podle hydrologických modelů Brook90 a PIHM způsobí nárůst ročních průměrných odtoků, hlavně ve třech zimních měsících. Předpovídá se přesun nejvyšších odtoků z března do ledna a zároveň letní období sucha s pravděpodobnými nižšími minimálními odtoky, než v současnosti, zejména v období srpna a září.

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou interního projektu ČGS (311470) a Grantové agentury AVČR pro ÚVGZ (Strategie AV21, program Voda pro život).

#### Literatura

- Federer, C.A., Vorosmarty, C., Fekete, B. (2003): <u>Sensitivity of annual evapotranspiration to soil and</u> <u>root properties in two models of contrasting complexity</u>. Journal of Hydrometeorology, 4, 1276 – 1290.
- Krám, P. (2019): Vodní bilance a hydrologické charakteristiky povodí Lysina ve Slavkovském lese v letech 1990-2018 (English abstract and captions). Geoscience Research Reports, 52, 45 52.
- Krám, P., Hruška, J., Shanley, J.B. (2012): <u>Streamwater chemistry in three contrasting monolithologic</u> <u>catchments</u>. Applied Geochemistry, 27, 1854-1863.
- Lamačová, A., Hruška, J., Krám, P., Stuchlík, E., Farda, A., Chuman, T., Fottová, D. (2014): <u>Runoff trends</u> <u>analysis and future projection of hydrological patterns in small forested catchments</u>. Soil and Water Research, 9, 169 – 181.
- Lamačová A., Krám P., Hruška J. (2015) Vliv očekávané klimatické změny na hydrologický režim povodí Červík. In: <u>Lesnická hydrologie - věda a praxe</u>. Sborník abstraktů z konference, Ostravice, 21.-23.9.2015, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti. Jíloviště- Strnady, 12.
- Lamačová, A., Hruška, J., Trnka, M., Štěpánek, P., Zahradníček, P., Meitner, J., Farda, A. (2018): <u>Modelling future hydrological pattern in a Bohemian Forest headwater catchment</u>. Silva Gabreta, 24, 47 – 67.
- Oulehle, F., Fischer, M., Hruška, J., Chuman, T., Krám, P., Navrátil, T., Tesař, M., Trnka, M. (2021): <u>The GEOMON network of catchments provides long-term insights into altered forest biogeochemistry:</u> <u>From acid deposition to climate change.</u> Hydrological Processes, 35(5), e14204, 1 – 18.
- Qu, Z., Duffy, C.J. (2007): <u>A semidiscrete fine volume formation for multiprocess watershed simulation</u>. Water Resources Research, 43, W089419, 1–18.
- Yu, X., Lamačová, A., Duffy, C., Krám, P., Hruška, J., White, T., Bhatt, G. (2015): <u>Modeling long term</u> <u>water yield effects of forest management in a Norway spruce forest</u>. Hydrological Sciences Journal, 60(2), 174 – 191.
- Yu, X., Lamačová, A., Duffy, C., Krám, P., Hruška, J. (2016): <u>Hydrological model uncertainty to spatial</u> <u>evapotranspiration estimation methods</u>. Computers and Geosciences, 90, 90 – 101.
- Zheng, W., Lamačová, A., Yu, X., Krám, P., Hruška, J., Zahradníček, P., Štěpánek, P., Farda, A. (2021): <u>Assess hydrological responses to a warming climate at the Lysina Critical Zone Observatory in</u> <u>Central Europe</u>. Hydrological Processes, 35(9): e14281, 1 – 17.
# Modelování nejistot srážkového odtoku z malého městského povodí při použití netradičních srážkových dat

Martin Fencl<sup>1</sup>, Jaroslav Pastorek<sup>1</sup>, Vojtěch Bareš<sup>2</sup>

<sup>1</sup>České vysoké učen technické v Praze, Katedra hydrauliky a hydrologie, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

### Úvod

Urbanizovaná povodí jsou charakterizována vysokým podílem nepropustných ploch odvodňovaných jednotnou nebo dešťovou kanalizací. To vede k nízké retenční kapacitě a velmi dynamické odtokové reakci povodí na srážkové události. Objem i časový průběh odtoku je závislý kromě srážkové intenzity a úhrnu na časové a prostorové variabilitě srážky, a to ve výrazně vyšší míře než u přirozených povodích. Doba zpoždění mezi srážkovými a odtokovými maximy je u povodí o několika čtverečních kilometrech obvykle pouze v řádu desítek minut (Schilling, 2001).

Pro modelování odtoku je zapotřebí srážkových dat s vysokým časovým (1-5 minut) a prostorovým rozlišením, např. Schilling (2001) doporučuje jeden srážkoměr na kilometr čtvereční. Nicméně srážkoměrné stanice včetně městských mají obvykle mnohem nižší hustotu. Meteorologické radary provozované národními meteorologickými ústavy zpravidla poskytují srážkovou informaci v rozlišením 1 km<sup>2</sup> s krokem 5 min, avšak především u silných konvektivních srážek jsou jeho odhady zatíženy vysokými nejistotami, kdy srážkové intenzity naměřené v elevaci radaru neodpovídají srážkové intenzitě v blízkosti zemského povrchu.

Alternativu ke standardním měřením mohou být netradiční senzory (Tauro a kol., 2018), mezi něž počítáme i komerční mikrovlnné (MV) spoje. Jde o radiová spojení bod-bod, které jsou běžně používána pro bezdrátový přenos dat a mimo jiné tvoří páteř sítě mobilních operátorů. Vysílané a přijímané úrovně signálu MV spojů lze monitorovat v reálném čase a jelikož spoje pracují na frekvencích, kde je jsou elektromagnetické vlny významně tlumeny deštěm, lze ke využít jako senzory měřící průměrnou srážkovou intenzitu podél své dráhy (Messer a kol, 2006). Naše předchozí studie ukázaly velmi dobrou schopnost MV spojů postihnout dynamiku srážkové události. Měření ovšem byla zatížena významnými systematickými chybami (Pastorek a kol. 2019).

Tato studie prezentuje, jak lze redukovat vychýlení MV spojů pomocí dlouhodobých bodových srážkoměrných pozorování (např. městské srážkoměry) a případně měřeného průtoku v uzávěrném profilu povodí. Ptáme se, zda takto opravené srážkové odhady z MV spojů umožní spolehlivě simulovat srážkový odtok v malých městských povodích, kde zpravidla srážkoměrné sítě nedosahují hustoty vyžadované pro spolehlivou simulaci odtoku. Zároveň zkoumáme, jak predikovat nejistoty simulovaného odtoku, tak aby reflektovaly potenciálně rozdílnou kvalitu srážkové informace vstupující do srážko-odtokového modelu.

#### Povodí studie a použitá data

Studie byla provedena v urbanizovaném povodí o rozloze 1,3 km<sup>2</sup>, které je odvodněno dešťovou kanalizací a nachází se v pražské čtvrti Letňany (obr. 1). Přibližně 35 % plochy povodí pokrývají nepropustné povrchy, přičemž povodí je mírně skloněné k severu. Zpoždění mezi srážkovými a odtokovými maximy odhadnuté na základě pozorovaných časových řad srážek a odtoku, je přibližně 20 minut. Srážková data ve studii pocházejí ze tří lokálních srážkoměrů, které byly umístěny přímo v zájmovém povodí pro potřeby této studie a dále data ze srážkoměrné sítě HMP. Všechna srážkoměry jsou stejného typu (MR3, Meteoservis se sběrnou plochou 500 cm<sup>2</sup>, s objemem člunku 5 ml a

s kvantizací 0,1 mm, časové rozlišení je 1 minuta). V povodí byl dále monitorován útlum ze 16 mikrovlnných spojů telekomunikační sítě T-Mobile (Mini-Link, Ericsson), z čehož pro účely kvantifikace srážky nad povodím bylo použito 5 MV spojů, které nejlépe pokrývají plochu povodí. Útlum byl monitorován v intervalu 10 s.



Obr. 1: Situace povodí zobrazující MV spoje, srážkoměry a průtokoměr v uzávěrném profilu kanalizace.

Odtok z povodí byl monitorován v uzávěrném profilu kanalizace (DN 1800) ultrazvukovým průtokoměr, který odvozuje objemový průtok na principu rychlost-plocha (Triton, ADS) s časovým rozlišením 2 minuty.

V rámci období 2014-2016 bylo vyhodnoceno celkem 46 srážkových událostí s úhrnem > 2mm. Do analýzy nebyly zahrnuty události ze zimního období. Datový set byl náhodně rozdělen na 23 kalibračních a 23 validačních událostí.

## Odhad srážkových intenzit z MV spojů

Mezi útlumem elektromagnetického signálu dešťovými kapkami po délce spoje a srážkovou intenzitou je mocninný vztah:

$$R = \alpha \, k^{\beta} \tag{1}$$

kde k [dB km<sup>-1</sup>] je specifický útlum na jednotku délky spoje a  $\alpha$  [mm h<sup>-1</sup> km<sup> $\beta$ </sup> dB<sup>- $\beta$ </sup>] a  $\beta$  [-] jsou empirické parametry závislé na frekvenci MV spoje, jeho polarizaci a rozložení velikosti kapek deště.

MV spoj měří celkový útlum zahrnující ztráty volného prostoru, útlum plyny, a další vlivy. Parametry  $\alpha$  a  $\beta$  jsou voleny dle doporučení Mezinárodní telekomunikační unie (ITU-R, 2005). Útlum dešťovými kapkami lze po korekci vlivu vlhké antény odhadnout jako rozdíl mezi útlumem v suchém a mokrém období:

$$k = \frac{(TL - B - A_{wa})}{L}$$
(2)

kde *TL* [dB] představuje celkový útlum spoje, *B* [dB] pozaďovou hodnotu útlumu obvykle získávanou z úrovně signálu během suchého období a *A*<sub>wa</sub> [dB] útlum v důsledku vlhnutí radomu antény (wet antenna attenuation) a *L* [km] je délka dráhy MV spoje. Pro detaily k problematice odhadu deště MV spoji čtenáře odkazujeme např na (Chwala a Kunstmann, 2019).

Nejvýraznějším zdroj nejistot představuje především u kratších MV spojů vhodných pro městské aplikace útlum vlhkou anténou. Jeho velikost a dynamika závisí na srážkové intenzitě, ale také dalších veličinách jako je např. rychlost a směr větru a v neposlední řadě na materiálu radomu a jeho hydrofobickém ošetření. V této studii používáme na základě výsledků Pastorka a kol. (2022) následující model:

$$A_{wa} = 2k' \left[ \alpha \left( \frac{TL - B - A_{wa}}{L} \right)^{\beta} \right]^{\alpha'}$$
(3)

kde TL - B [dB] představuje celkový útlum způsobený srážkami před separací útlumu vlhkou anténou, k' a  $\alpha'$  jsou parametry rovnice (3), L [km] je délka dráhy MV spoje a  $\alpha$  a  $\beta$  jsou empirické parametry definované v rovnici (1). Rovnici (3) řešíme numericky pomocí dvou iterací: V první iteraci se předpokládá, že počáteční útlum vlhkou anténou na pravé straně rovnice je nulový. Vypočtený útlum vlhkou anténou se pak použije pro druhou iteraci. Takto odvozena hodnota se pak použije k výpočtu srážkové intenzity pomocí rovnice (1).

Parametry k' a  $\alpha'$  je nutné optimalizovat. Právě optimalizací těchto parametrů pomocí stálých měření představuje způsob, kterým v této studii redukujeme systematické chyby MV spojů.

## Srážko-odtokový model zohledňující nejistoty a jeho optimalizace

K simulaci odtoků z povodí používáme plně distribuovaný srážko-odtokový model vytvořený pomocí EPA-SWMM (Rossman a Huber, 2017). Model byl sestaven na základě podrobných informací o povodí (např. poměru nepropustných ploch pro jednotlivá dílčí povodí) a odvodňovacího systému (např. materiály a průměry potrubí). Proces povrchového odtoku je modelován samostatně pro každé dílčí povodí (195 dílčích povodí v rámci celého povodí) jako jednorozměrný pomocí Saint-Venantových rovnic numericky řešených ve formě kinematické vlny. Odtok v kanalizaci je také modelován jako jednorozměrný, ale numericky je řešen v plné formě dynamické vlny. Model byl kalibrován v minulosti

na nezávislých datech. Deterministický model je rozšířen o stochastický model dle Reicherta a Schuwirtha (2012) uvažující systematickou složku chyb (strukturní deficit modelu) a náhodné chyby:

$$Y_o(x, \theta, \Psi) = y_M(x, \theta) + B(\Psi) + E(\Psi)$$
(4)

kde proměnné psané velkými písmeny představují náhodné proměnné a proměnné psané malými písmeny jsou deterministické funkce.  $Y_0$  představuje pozorovaný výstup systému,  $y_M$  představuje deterministický výstup modelu. Pro lepší naplnění základního statistických předpokladů a získání spolehlivější předpovědi, je třeba provést transformaci, která by měla být aplikována jak na  $Y_0$ , tak na  $y_M$  (Del Giudice et al., 2013). *B* a *E* představují systematickou složku chyby a náhodný šum na výstupu systému. Srážky, jakožto hnací síla odtoku, jsou reprezentována symbolem *x* a symbol  $\vartheta$  představuje parametry deterministického modelu,  $\psi$  jsou pak parametry chybového modelu. Náhodný šum je vzorkován z vícerozměrného normálního rozdělení s nulovou střední hodnotou a diagonální kovarianční maticí. Model pro systematické chyby zohledňuje autokorelaci chyb a je převzat z (del Giudice a kol. 2013). Stochastický model je optimalizován na kalibračním setu událostí porovnáním simulovaných a měřených průtoků zvlášť pro každý zdroj srážkových dat (viz následující kapitola). Konkrétně je kalibrace prováděna po transformaci průtokových dat (Box-Cox transformace) s využitím Bayesovské inference. Pro detaily odkazujeme čtenáře na následující práce (Pastorek a kol.,2023; del Giudice a kol. 2013). Výstupem kalibrace je aposteriorní vícerozměrná distribuce parametrů stochastického modelu. Při simulaci nejistoty jsou parametry stochastického modelu vzorkovány z aposteriorní distribuce odhadnuté během kalibrace. Celkem je provedeno 2000 realizací modelu a pro každý časový krok pak vypočten 5% a 95% kvantil simulovaného průtoků vymezující 90% konfidenční pás, tj. pás uvnitř kterého by se s 90% pravděpodobností měl nacházet skutečný průtok.

## Vstupní srážková data a optimalizace MV spojů

V rámci studie posuzujeme přesnost simulací při využití tří odlišných zdrojů srážkových dat, které jsou sestaveny tak, aby bylo možné posoudit přínos MV spojů oproti standardním měřením a zároveň ukázat, jaký vliv má na přesnost MV spojů způsob kalibrace modelu pro korekci vlhké antény (3). Zdroje srážkových dat jsou následující:

- A MV spoje
- B síť městských srážkoměrů (tři srážkoměry nejblíže povodí)
- C síť experimentálních srážkoměrů

U MV spojů pak posuzujeme tři následující varianty kalibrace modelu pro útlum vlhkou anténou (3), přičemž srážková data využívaná ke kalibraci jsou nezávislá na validačních datech:

- A1 Kalibrace s využitím simulovaného a měřeného srážkového odtoku
- A2 Kalibrace pomocí tří nejbližších městských srážkoměrů (stejné jako zdroj dat B)
- A3 Kalibrace pomocí vzdáleného městského srážkoměru umístěného na čistírně odpadních vod cca 8 km od středu povodí.

U všech variant je optimalizován model (3) pro útlum vlhkou anténou na 23 kalibračních událostech. U varianty A1 optimalizujeme model (3) tak aby se minimalizoval rozdíl mezi simulovaným a měřeným průtokem, tj. data ze srážkoměrů do optimalizace vůbec nevstupují. U variant A2 a A3 optimalizuje model (3), tak aby se minimalizoval rozdíl mezi odhady srážek MV spoji a srážkoměry. V tomto případě pracujeme se srážkovými i útlumovými daty agregovanými na hodinový časový krok.

## Výsledky

Nejprve se zaměříme na deterministické vyhodnocení všech simulovaných průtoků. Obrázek 2 ukazuje porovnání mezi simulovanými a měřenými průtoky při využití různých zdrojů srážkových dat a tab. 1 kvantitativní vyhodnocení stejných dat. Ke kvantitativnímu vyhodnocení byly využity následující metriky: relativní chyba v celkovém objemu odtoků dV [-], Pearsonův korelační koeficient PCC [-] a RMSE [l s<sup>-1</sup>]. Verze simulací jsou seřazeny dle jejich míry korelace s měřením.



Obr. 2: Porovnání simulovaných odtoků s měřením při využití různých vstupních srážkových dat: z experimentální sítě srážkoměrů (C), MV spojů kalibrované rozdílným způsobem (A1-3) nebo sítě městských srážkoměrů (B).

	С	A2	A3	A1	В
dV [-]	0.01	-0.04	-0.04	-0.11	-0.05
PCC [-]	0.90	0.88	0.88	0.86	0.73
RMSE [I s <sup>-1</sup> ]	43	42	43	46	64

Tabulka 1: Kvantitativní vyhodnocení simulovaných odtoků

Nejméně vychýlené oproti měření a zároveň nejlépe korelované jsou simulace na základě tří experimentálních srážkoměrů. Simulace na základě MV spojů jsou přesnější než ty na základě tří městských srážkoměrů. Nejlepší výsledky jsou dosaženy pro variantu A2, kde je RMSE dokonce mírně nižší než u simulací s experimentálními srážkoměry. Varianta A2 dosahuje podobně dobrých výsledků. Varianta A1 systematicky podhodnocuje celkové objemy průtoků o celých 11 %, oproti simulacím na základě městských srážkoměrů (B) má ovšem stále významně nižší RMSE a je lépe korelovaná s měřenými průtoky. Způsob kalibrace MV spojů ovlivňuje především systematické chyby, PCC a RMSE jsou ovlivněny výrazně méně.

Na obrázku 3 je ukázka simulací dvou událostí, jedné silnější a jedné slabší, spolu s odhadnutými pásy nejistot. Jde o 90% konfidenční pásy, měřená pozorování by se tudíž měla s 90 % pravděpodobností nacházet uvnitř pásů nejistot (a 10 % pravděpodobností mimo ně). Měřené hodnoty jsou zobrazeny kroužky, modrá barva indikuje pozorování uvnitř pásu a červená vně. Obecně jsou predikované nejistoty vyšší během špičkových intenzit. Nejvyšší míra nejistoty je predikována pro simulace s městskými srážkoměry (B), pro simulace s MV spoji je nejistota nižší (A2) a nejnižší je pak pro experimentální srážkoměry. V případě MV spojů je ukázána pouze nejlepší varianta (A2).

Šířka pásů nejistot vyhodnocená pro všech 23 validačních událostí je v průměru mírně nadhodnocená. Měřené průtoky jsou uvnitř pásů v průměru v 94-96 % procentech případů, avšak tento poměr se liší událost od události. Toto nadhodnocení by pravděpodobně mohla vyřešit volba jiné objektivní funkce pro kalibraci modelu. Výzvou zůstává zpoždění simulovaných špičkových průtoků oproti referenci. Je způsobeno pravděpodobně kombinaci deficitu modelu a srážkového měření. Pro detailnější vyhodnocení odkazujeme čtenáře na článek (Pastorek et al., 2023).



Obr. 3. Vybrané hydrogramy dvou událostí ze dne 5. 9. 2016 (vlevo) a 25. 7. 2015 (vpravo). Simulace jsou provedeny na základě městských srážkoměrů (B), MV spojů kalibrovaných pomocí těchto srážkoměrů (A2) a experimentálních srážkoměrů v blízkosti povodí (C).

## Závěry

Systematické chyby MV spojů mohou být korigovány na základě dostupných stávajících měření srážek, ale i průtoku, je-li k dispozici věrohodný srážko-odtokový model. Korigované MV spoje dokáží významně zpřesnit simulace odtoku v malých městských povodích. Použitý model pro odhad nejistot lze úspěšně kalibrovat a předpovídat spolehlivost modelu s ohledem na kvalitu vstupních srážkových dat.

Celkově lze konstatovat, že MV spoje mohou významně zpřesnit simulace otoku z městských povodích a pomocí modelu nejistot lze explicitně vyjádřit, jak přesnost vstupních srážkových dat ovlivní věrohodnost simulovaného odtoku. MV spoje tak představují relevantní zdroj srážkových dat, která jsou schopná velmi dobře doplnit stávající měření. V České republice nyní naše skupina ve spolupráci s T-Mobile, CZ sbírá útlumová data z přibližně 2500 MV spojů v městských i mimoměstských lokalitách a máme k těmto datům přístup se zpožděním do 2 minut od měření. Data z MV spojů tak mají značný potenciál i pro aplikace vyžadující operativní srážková data.

#### Poděkování

Příspěvek byl podpořen iniciativou Central Europe Leuven Strategic Alliance (CELSA) v rámci projektu 3E210624: Rainfall interception experimentation and modelling for enhanced impact analysis of nature-based solutions.

#### Literatura

- Del Giudice, D., M. Honti, A. Scheidegger, C. Albert, P. Reichert, a J. Rieckermann. (2013): <u>Improving</u> <u>Uncertainty Estimation in Urban Hydrological Modeling by Statistically Describing Bias</u>. Hydrology and Earth System Sciences 17 (10): 4209–25.
- ITU-R. (2005): RECOMMENDATION ITU-R P. 838-3, <u>Specific Attenuation Model for Rain for Use in</u> <u>Prediction Methods</u>. ITU Radiocommunication Assembly.
- Messer, Hagit, Artem Zinevich, a Pinhas Alpert (2006): <u>Environmental Monitoring by Wireless</u> <u>Communication Networks</u>. Science 312 (5774):713–713.
- Pastorek, Jaroslav, Martin Fencl, and Vojtěch Bareš (2023): <u>Uncertainties in Discharge Predictions</u> <u>Based on Microwave Link Rainfall Estimates in a Small Urban Catchment</u>. Journal of Hydrology 617 (February): 129051.
- Pastorek, Jaroslav, Martin Fencl, Jörg Rieckermann, a Vojtěch Bareš (2022): <u>Precipitation Estimates</u> <u>From Commercial Microwave Links: Practical Approaches to Wet-Antenna Correction</u>. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 60: 1–9.
- Pastorek, Jaroslav, Martin Fencl, Jörg Rieckermann, and Vojtěch Bareš. 2019. "<u>Commercial Microwave</u> <u>Links for Urban Drainage Modelling: The Effect of Link Characteristics and Their Position on Runoff</u> <u>Simulations</u>." Journal of Environmental Management 251 (December): 109522.
- Reichert, P., a N. Schuwirth. (2012): <u>Linking Statistical Bias Description to Multiobjective Model</u> <u>Calibration</u>. Water Resources Research 48 (9).
- Rossman, Lewis A., a Wayne Huber (2017): <u>Storm Water Management Model Reference Manual</u> <u>Volume II–Hydraulics</u>. US Environmental Protection Agency: Washington, DC, USA 2: 190.
- Schilling, W. (1991): <u>Rainfall Data for Urban Hydrology: What Do We Need?</u> Atmospheric Research 27 (1–3): 5–21.
- Tauro, Flavia, John Selker, Nick van de Giesen, Tommaso Abrate, Remko Uijlenhoet, Maurizio Porfiri, Salvatore Manfreda, a kol. (2018): "<u>Measurements and Observations in the XXI Century (MOXXI):</u> <u>Innovation and Multi-Disciplinarity to Sense the Hydrological Cycle</u>." Hydrological Sciences Journal 63 (2): 169–96.

## Modelovanie snehovej pokrývky v malom horskom povodí

Patrik Sleziak<sup>1</sup>, Michal Danko<sup>1</sup>, Martin Jančo<sup>1</sup>, Ladislav Holko<sup>1</sup>, Michal Chrenek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Výskumná základňa pre horskú hydrológiu, Ondrašovská 16, 031 05, Liptovský Mikuláš

#### Úvod

Snehová pokrývka je dôležitým faktorom regulácie klímy a hydrologického cyklu. Hoci množstvo snehu, trvanie snehovej pokrývky a priestorové rozloženie, či čas topenia snehu nezávisí len od teploty vzduchu (napr. López-Moreno et al., 2013), snehová pokrývka sa zvyčajne považuje za jeden z prvých javov, na ktoré má vplyv zvyšujúca sa globálna teplota vzduchu. Z vodohospodárskeho hľadiska je vplyv vody akumulovanej v snehovej pokrývke výrazný najmä počas jarných období, kedy môže topenie snehu sprevádzané zrážkami spôsobiť povodne. Dynamika rozloženia snehovej pokrývky v horskom povodí je významná ako z hľadiska vodnej bilancie, tak aj z hľadiska dĺžky trvania výskytu snehovej pokrývky, jej vplyvu na vegetáciu a možného výskytu lavín a následných škôd. Informácia o časových zmenách plôch povodia pokrytých snehom počas topenia je dôležitá pre správnu predpoveď odtoku (Kostka, 2001).

Užitočným nástrojom pri hodnotení vývoja charakteristík snehovej pokrývky (napr. výšky a vodnej hodnoty) v povodí sú distribuované hydrologické modely (t.j., modely s rozčlenenými parametrami). Tieto modely schematizujú hydrologické procesy, ktoré prebiehajú v povodí, do podoby algoritmov vo virtuálnom prostredí. Ich výhodou, napr. oproti bežne používaným modelom so sústredenými parametrami je, že umožňujú analyzovať hydrologickú reakciu rôznych častí povodia. Ich štruktúra zahŕňa priestorovú variabilitu v povodí, t.j. vstupy do modelu, charakteristiky povodia, výstupy z modelu a podľa možnosti aj jeho parametre, sú premenné v priestore (Holko et al., 2003).

Viacero výskumníkov zdôraznilo potenciál použitia distribuovaných hydrologických modelov pri výskume snehu v horských podmienkach. Napríklad Danko a kol. (2015a, b) použili distribuovaný model MIKE SHE na simuláciu vodnej hodnoty snehu (VHS) v malom horskom povodí. Ich výsledky ukázali, že VHS bola prijateľne simulovaná pre väčšinu lokalít v rôznych nadmorských výškach. Štúdia autorov Holko et al. (2003) bola zameraná na porovnanie dvoch distribuovaných matematických modelov akumulácie a topenia snehu s rôznym prístupom k modelovaniu snehu (energeticky založený prístup vs. metóda teplotného indexu). Štúdia ukázala, že použitie obidvoch modelov viedlo k porovnateľnej simulácii VHS. Podobne, štúdia autorov Sleziak a Danko (2020) bola zameraná na porovnanie vodnej hodnoty snehu (VHS) simulovanej dvoma distribuovanými hydrologickými modelmi (WaSiM a MIKE SHE) pre malé horské povodie (povodie Jaloveckého potoka) v Západných Tatrách. Ich výsledky ukázali, že hoci simulácia akumulácie a topenia snehu bola v oboch modeloch mierne odlišná (metóda teplotného indexu vs metóda teplotného faktora so zohľadnením vplyvu energie, dodanej do snehu dažďom), získané výsledky boli veľmi podobné.

Vyššie uvedené štúdie poukazujú na to, že distribuované snehové modely akumulácie a topenia snehu sú užitočným nástrojom pri hodnotení vývoja snehovej pokrývky. Porovnanie výstupov získaných použitím rôznych výpočtových metód snehu zahrnutých v týchto modeloch môže priniesť cenné informácie. Zároveň si treba uvedomiť, že vlastnosti snehovej pokrývky sú vysoko variabilné v priestore a čase, preto správne modelovanie variability snehu na úrovni povodia predstavuje v horskom prostredí stále výzvu. Topenie snehu je proces riadený najmä tokmi energie na rozhraní povrchu snehu a atmosféry. Motiváciou pre túto prácu bolo porovnanie fyzikálne reálnejšieho modelového výpočtu

založeného na energetickej bilancii snehovej pokrývky a často používanej metódy teplotného indexu (metóda degree-day) zahrnutých v distribuovanom modeli WaSiM. Analýza bola vykonaná v horskom povodí Jaloveckého potoka (plocha 22.2 km<sup>2</sup>), pre ktoré sú k dispozícii dlhodobé terénne pozorovania.

## Skúmané územie a metodika

Ako pilotné územie pre potreby tejto práce bolo zvolené povodie Jaloveckého potoka v Západných Tatrách (obr. 1). Plocha povodia je 22.2 km<sup>2</sup> a priemerná nadmorská výška 1500 m n.m. Priemerný sklon svahov v povodí je 30°. Takmer polovica povodia (44 %) je pokrytá lesom s dominanciou smreka. Povodie Jaloveckého potoka je výskumným povodím Ústavu hydrológie SAV. Výskum zložiek vodnej bilancie a merania snehu (výšky, vodnej hodnoty) v tomto horskom povodí prebiehajú od roku 1987 (napr. Holko a Kostka, 2008). Merania snehu (výšky, vodnej hodnoty) sa vykonávajú na snehových profiloch, na otvorenej ploche a v lese. Na profile Červenec (otvorená plocha), ktorý leží v priemernej nadmorskej výške povodia (1500 m n.m.) sa merania vykonávajú v období akumulácie raz za dva týždne a v období topenia každý týždeň. V podobnom rozsahu sa merania vykonávajú aj v neďalekom lese (1420 m n.m.). Na ostatných profiloch ležiacich v nadmorských výškach 750-1900 m n.m. sa merania vykonávajú na konci januára, februára a marca.



Obr. 1: Povodie Jaloveckého potoka a vybrané lokality na ktorých sa vykonávajú merania snehu (modré vločky). Čierne body reprezentujú klimatické stanice poskytujúce údaje pre hydrologické modelovanie.

Pre výpočet akumulácie a topenia snehu bol použitý model WaSiM-ETH (Schulla, 1997, 2019). Ide o distribuovaný zrážkovo-odtokový model, vyvinutý pre malé horské povodia. Minimálnou požiadavkou na meteorologické vstupné údaje sú časové rady zrážok a teplôt vzduchu v dennom alebo kratšom časovom kroku z minimálne jednej meteorologickej stanice. V našom prípade sme použili denné časové rady zrážok (8 staníc), teploty vzduchu (3 stanice), rýchlosti vetra (2 stanice), vlhkosti vzduchu (2 stanice) a globálneho žiarenia (2 stanice) z obdobia 1. 11. 2012 – 31. 10. 2022. Z denných časových radov boli vytvorené priestorové mapy v každom dni. Priestorové rozdelenie zrážok bolo vypočítané pomocou kombinácie interpolačnej metódy inverznej vzdialenosti a výškového gradientu. Priestorové rozdelenie teploty vzduchu bolo vypočítané pomocou výškového gradientu. Pre výpočet priestorového

rozdelenia rýchlosti vetra, vlhkosti vzduchu a globálneho žiarenia sme použili metódu inverznej vzdialenosti. Vytvorené priestorové mapy boli použité ako vstupy.

Do modelu vstupujú aj geopriestorové údaje (t.j., rastrové mapy). Okrem digitálneho modelu reliéfu a z neho odvodených rastrových máp charakteristík reliéfu, vyžaduje model rastrové mapy vegetačného pokryvu a pôdnych typov. Pri práci s rastrovými mapami bolo použité rozlíšenie 25 m.

Pre výpočet akumulácie a topenia snehovej pokrývky boli použité a porovnané dve výpočtové metódy (metóda teplotného indexu a kombinovaná metóda) zahrnuté v hydrologickom modeli WaSiM. Pri metóde teplotného indexu sa celkové množstvo roztopeného snehu počíta podľa vzťahu:

$$M = c_0 \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24}$$
(1)

kde *M* je celkové množstvo roztopeného snehu v milimetroch,  $c_0$  je koeficient topenia závislý na teplote vzduchu [mm.°C<sup>-1</sup>.d<sup>-1</sup>], *T* je teplota vzduchu [°C],  $T_{0,m}$  hraničná hodnota začiatku topenia snehu [°C],  $\Delta t$  je dĺžka kroku výpočtu [h].

Druhou použitou metódou je kombinovaná metóda (Schulla, 1997), ktorá detailnejšie rieši procesy topenia snehu. Ako pri výpočte metódou indexu teploty, tak aj pri výpočte kombinovanou metódou sa topenie snehu počíta len pri teplotách vzduchu nad hraničnou teplotou topenia  $T_{0,m}$ . Ak sa vyskytujú tekuté zrážky, skladá sa celkové množstvo roztopenej vody z topenia vplyvom žiarenia  $M_R$ , topenia vplyvom senzibilného tepla  $M_S$ , topenia vplyvom latentného tepla  $M_L$  a topenia vplyvom energie získanej z dopadajúcich tekutých zrážok  $M_P$  (Schulla, 1997):

$$M = (M_R + M_S + M_L + M_P) * \frac{\Delta t}{24}$$
<sup>(2)</sup>

Jednotlivé zložky topenia v rozšírenej kombinovanej metóde sú určené vzťahmi:

$$M_{R} = 1.2 * T$$

$$M_{L} = (c_{1} + c_{2} * u) * (E - 6.11) / \gamma$$

$$M_{S} = (c_{1} + c_{2} * u) * (T - T_{0,m})$$
(3)
(4)
(5)

$$M_P = 0.0125 * P * T \tag{6}$$

kde *T* je teplota vzduchu [°C],  $T_{0,m}$  je hraničná hodnota začiatku topenia snehu [°C],  $c_1$  je koeficient topenia snehu vplyvom teploty [mm.(°C.d)<sup>-1</sup>],  $c_2$  je koeficient topenia snehu vplyvom vetra [mm.(°C.m/s.d)<sup>-1</sup>], u je rýchlosť vetra [m.s<sup>-1</sup>],  $\gamma$  je psychrometrická konštanta [hPa.K<sup>-1</sup>], *E* je tlak nasýtených pár pri teplote *T* [hPa], *P* je úhrn zrážok [mm].

Optimalizácia parametrov snehovej časti modelu prebiehala na základe porovnania meraní a výpočtov vodnej hodnoty snehu z lokality Červenec (C1500), ktorá sa nachádza v priemernej nadmorskej výške povodia (1500 m n.m.). Bola použitá automatická optimalizácia parametrov ovplyvňujúcich akumuláciu a topenie snehu pomocou metódy PEST (Doherty, 2016). Ako optimalizačné funkcie pri kalibrácii sme použili koeficient korelácie a sumu štvorcov odchýliek medzi meranými a simulovanými vodnými hodnotami snehu.

#### Výsledky a diskusia

Merané a simulované vodné hodnoty snehu (VHS) z kalibračného (1. 11. 2012 – 31. 10. 2017) a validačného obdobia (1. 11. 2017 – 31. 10. 2022) sú zobrazené na obr. 2. Merané údaje sú reprezentované bodovými meraniami VHS v priemernej nadmorskej výške povodia (lokalita Červenec, 1500 m n.m.). Na túto lokalitu bol model kalibrovaný.

Pri pohľade na obr. 2 je zrejmé, že model sa pomerne dobre vysporiadal s realitou. Z grafického znázornenia je viditeľné, že vierohodnejšie výsledky sme získali pomocou kombinovanej metódy výpočtu akumulácie a topenia snehovej pokrývky. Výraznejšie rozdiely medzi výpočtovými metódami sa prejavili napr. v zime 2014, kedy dňa 18. 3. 2014 dosiahla meraná VHS na stanici C1500 max. hodnotu 231 mm a model simuloval 107 mm (metóda teplotného indexu) a 216 mm (kombinovaná metóda). Rozdiely sú viditeľné aj v zime 2016, kedy dňa 9. 3. 2016 dosiahla meraná VHS max. hodnotu 322 mm a model simuloval 217 mm (metóda teplotného indexu) a 295 mm (kombinovaná metóda). V zime 2017 (8. 3. 2017) dosiahlo merané max. VHS hodnotu 332 mm, model simuloval 270 mm (metóda teplotného indexu) a 346 mm (kombinovaná metóda).

Vo validačnom období sú modelové simulácie z hľadiska oboch metód dosť podobné. Výraznejšie podhodnotenie meranej VHS bolo zaznamenané napr. v zime 2019, kedy dňa 31. 3. 2019 dosiahla meraná VHS max. hodnotu 558 mm a model simuloval 413 mm (metóda teplotného indexu) a 446 mm (kombinovaná metóda).

Celkovo možno konštatovať, že s použitím kombinovanej metódy sa model lepšie vysporiadal s realitou.



Obr. 2: Porovnanie výsledkov simulácií metódou "degree-day" a kombinovanou metódou modelu WaSiM-ETH v kalibračnom (horný panel) a validačnom období (dolný panel).

Simulované priestorové rozdelenie vodnej hodnoty snehu (VHS) a dávky vody zo snehu (t.j., topenia) v období s výrazným topením (1. 5. 2015) je znázornené na obr. 3. Pod pojmom dávka vody z roztopeného snehu môžeme rozumieť množstvo roztopenej vody zo snehu, ktoré sa po uvoľnení zo

snehu a čiastočnom vyparení dostane na povrch terénu odkiaľ môže následne infiltrovať alebo odtekať ako povrchový odtok.

Simulované VHS sa v období intenzívneho topenia pohybovali pre povodie v rozmedzí 0 – 353 mm (metóda teplotného indexu) a v rozmedzí 0 – 426 mm (kombinovaná metóda). Maximálna denná dávka vody z roztopeného snehu na povrch terénu dosahovala 12 mm (metóda teplotného indexu) a 17 mm (kombinovaná metóda). Tieto hodnoty sa vyskytovali v nižších polohách povodia. Najmenšie dávky vody zo snehu boli simulované v oblastiach s najväčšími zásobami snehu. Na simulované priestorové rozdelenie vodnej hodnoty snehu a dávky vody z topiaceho sa snehu mala najväčší vplyv nadmorská výška, čo sa prejavuje tým, že tieto mapy sa podobajú na mapu nadmorských výšok. Priestorové rozdelenie VHS zároveň odráža rozdelenie zrážok.



Obr. 3: Simulované priestorové rozloženie vodnej hodnoty snehu (horný panel) a dávky vody z roztopeného snehu (dolný panel) v období s intenzívnym topením (1. 5. 2015) s využitím dvoch rôznych metód výpočtu akumulácie a topenia snehu.

## Závery

Porovnanie dvoch výpočtových metód založených na rozdielnom prístupe k modelovaniu akumulácie a topenia snehu ukázalo, že kombinovaná metóda aplikovaná v distribuovanom modeli o niečo lepšie vystihuje reálne rozdelenie snehovej pokrývky v horskom povodí.

Potvrdilo sa, že distribuované snehové modely sú a budú atraktívne, najmä kvôli možnosti poskytovať výstupy pre rôzne časti skúmaného územia. Táto možnosť sa dá využiť napríklad vo výskume na overovanie hypotéz o priebehu hydrologických procesov alebo reakcii rôznych častí povodia. Ďalší

rozvoj týchto modelov však bude závisieť aj od dostupnosti priestorovo distribuovaných meraných údajov (vstupov do modelov, údajov slúžiacich na kalibráciu a overenie výsledkov a pod.).

V budúcnosti by sme chceli na získané výsledky nadviazať a validovať simuláciu priestorového rozloženia vodnej hodnoty snehu/topenia pomocou snímok Modis, ako aj fotiek, ktoré by umožnili detailnejšie zhodnotiť reálnu situáciu v povodí.

#### Poďakovanie

Tento príspevok vznikol vďaka podpore z grantovej agentúry VEGA (projekt 2/0019/23).

### Literatúra

- Danko, M., Holko, L., Kostka, Z., Tachecí, P. (2015a): <u>Simulácia vodnej hodnoty snehu, dávky vody</u> <u>z topiaceho sa snehu a odtoku počas zimného obdobia v horskom povodí.</u> Acta Hydrologica Slovaca, 16, 1, 42–50.
- Danko, M., Holko, L., Kostka, Z., Krajčí, P., Hlavčo, J. (2015b): <u>Dlhodobá simulácia vodnej hodnoty snehu</u> <u>v horskom povodí modelom MIKE SHE / MIKE 11</u>. Acta Hydrologica Slovaca, 16, Tematické číslo, 227–234.
- Doherty, J. (2016): <u>PEST Model-Independent Parameter Estimation User Manual Part I</u>, 6th ed.; Watermark Numerical Computing: Brisbane, Australia.
- Holko, L., Kostka, Z. (2008): <u>Hydrological characteristics of snow cover in the Western Tatra Mountains</u> <u>in winters 1987-2008</u>. Folia Geographica, Series Geographica-Physica, 63-77.
- Holko, L., Parajka, J., Kostka, Z. (2003): <u>Modelovanie vodnej hodnoty snehu v horskom povodí</u> <u>distribuovaným modelom akumulácie a topenia snehu</u>. J. Hydrol. Hydromech., 51, 1, 39–51.
- Kostka, Z. (2001): <u>Akumulácia, topenie a transport snehuv povodí s členitým reliéfom</u>. Acta Hydrologica Slovaca, 1, 1-8.
- López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Heath, J.T., Musselman, K.N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda,
   E., Jonas, T. (2013): <u>Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine</u> terrain: Implications for estimating snow water equivalent. Adv. Water Resour., 55, 40–52.
- Schulla, J. (2019): Model Description WaSiM (Water Balance Simulation Model). Last change: November 9, 2019 (version 10.04.07), Hydrology Software Consulting J. SchullaRegensdorferstrasse 162CH 8049 Zürich. 376 pp.
- Schulla, J. (1997): <u>Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von</u> <u>Klimaänderungen</u>. Zürcher Geographische Schriften, Heft 69, ETH Zürich, 161 pp.
- Sleziak, P., Danko, M. (2020): Modelovanie vodnej hodnoty snehu v horskom povodí pomocou dvoch distribuovaných modelov. In PEKÁROVÁ, P., MIKLÁNEK, P., HALMOVÁ, D., VITKOVÁ, J. Eds., Water Dynamics Changes in the Soil–Plant–Atmosphere System: Book of peer-reviewed papers [CD-ROM]. - Bratislava : Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, 2020, p. 101-110. ISBN 978-80-89139-47-7.

# Teplotní režim lesních horských půd

Michal Dohnal<sup>1</sup>, Jana Votrubová<sup>1</sup>, Rebeka Mazúchová<sup>1</sup>, Peter Blunár<sup>1</sup>, Miroslav Tesař<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29, Praha 6 <sup>2</sup>Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Paťankou 5/30, 160 00, Praha 6

## Úvod

S postupující automatizací, digitalizací a lepší dostupností pokročilých meteorologických a hydrologických přístrojů pro kontinuální sledování malých povodí jsou metody a postupy vycházející z bilance energie stále častěji vyhodnocovány v subdenním časovém kroku. V těchto případech již není možné dostupnou energii ztotožnit s čistou radiací a zanedbat tok tepla do půdy. Nevhodně zavedené předpoklady o velikosti toku tepla do půdy nebo použití příliš zjednodušených výpočetních postupů k jeho určení, vnášejí do zdánlivě přesnějších, ale ve skutečnosti pouze v čase podrobnějších, výpočtů značné nejistoty. Monitoring teplotního režimu půd a toků tepla do půdy, tak má velký význam pro ověření používaných výpočetních postupů a lepší pochopení omezení plynoucích z dlouhodobě využívaných předpokladů.

Navíc je možné očekávat, že se v souvislosti s probíhající klimatickou změnou energetické toky v horských povodích výrazně promění. Již v současných datových řadách z experimentálních povodí můžeme nárazově sledovat jevy, které budou v budoucnu pravděpodobně častější a budou mít výrazný dopad na teplotní režim lesních horských půd. Patří mezi ně například absence sněhové pokrývky, dílčí tání v zimním období, dlouhá bezdeštná období v létě aj.

## Experimentální lokality

Studie využívá měření ze dvou experimentálních horských povodí – povodí Liz v Šumavském podhůří a povodí Uhlířská v Jizerských horách. Obě povodí jsou malá svou rozlohou, s plochou kolem 1 km<sup>2</sup>, zalesněná, s výraznou převahou smrkového porostu, a dlouhodobě pozorovaná, s pokročilým meteorologickým a hydropedologickým monitoringem (Tesař et al., 2006, Skalová et al., 2022). Odlišnosti lze spatřovat především v klimatickém rázu obou povodí. Uhlířská je situována v nižší nadmořské výšce (819 m.n.m.), disponuje na české poměry mimořádným ročním srážkovým úhrnem (1355 mm) a klima na povodí je celkově chladnější (5.7 °C). Zatímco povodí Liz je v nadmořské výšce 941 m.n.m. na srážky chudší (861 mm) s vyšší roční průměrnou teplotou vzduchu (6.3 °C).

V případě povodí Uhlířská je měření prováděno na mýtině u meteostanice na rozvodí. Na povodí Liz potom u meteostanice na horské louce. Půdní profil je v obou případech mělký, s hloubkou do jednoho metru. Převažují hnědé půdy kyselé, na povodí Uhlířská kryptopodzoly, na povodí Liz kambizemě.

## Přístrojové vybavení

Teplota půdního povrchu a půdy je na povodí Uhlířská měřena pomocí teplotních sond 107 (Campbell Scientific). Konkrétně jsou teploty měřeny v hloubkách 15, 30 a 45 cm pod povrchem. Všechny teplotní sondy byly nainstalované v roce 2017. Na povrchu a v hloubkách 15 a 30 cm se instalace podařila do neporušené půdy, sonda ve 45 cm pod povrchem byla nainstalována do porušené půdy.

Monitoring teploty půdy probíhá na povodí Liz pomocí teplotních sond Pt-100 (Fiedler AMS, s.r.o). Měřeny jsou hloubky 5, 10, 20, 50 a 100 cm pod povrchem.

Pro měření toku tepla do půdy je na povodí Liz od roku 2012 k dispozici dvojice čidel HFP01 (Hukseflux Thermal Sensors B.V). Čidla umožňují pasivní energeticky nenáročné zjištění toku tepla využívající

několika termočlánků, které registrují změnu teploty po jeho výšce. Využití dvojice čidel je žádoucí vzhledem k očekávané značné prostorové variabilitě půdních tepelných charakteristik.

Nejistota měření čidla při aplikaci v meteorologii je dle výrobce ±20 %. V této nejistotě jsou zahrnuty nejistoty spojené s kalibrací, závislost měření na teplotě, rozdílná tepelná vodivost okolní půdy a čidla a nereprezentativnost jeho umístění.

Instalace do půdy byla provedena z boku mělkého výkopu u plotu meteostanice na jeho jižní straně asi 5 cm pod povrch. Čidla jsou od sebe vzdálena přibližně 1 m. Od doby zavedení do půdy nebylo s čidly manipulováno. Pokryv půdy nad čidly původně tvořily převážně trávy, v současné době převažuje mech.

## Teplota půdy

V datovém souboru z povodí Uhlířská byly naměřené nejnižší teploty v půdě v roce 2018 (konkrétně na povrchu a v hloubkách 15 a 30 cm). V tomto roce byla zaznamenána také nejnižší hodnota teploty vzduchu ve dvou metrech nad zemí (-21.6 °C dne 27. února). Základní statistické charakteristiky teplot půdy v roce 2018 jsou v tab. 1. Nepatrně nižší teploty půdy v hloubce 45 cm pod povrchem byly zaznamenány pouze v roce 2022 (1,07 °C). Roční průměrná teplota v jednotlivých hloubkách se podle očekávání příliš neliší. Podle předpokladů se také snižuje variabilita měřených teplot půdy s hloubkou. Směrodatná odchylka je v 45 cm pod povrchem skoro o 3°C menší než na povrchu.

Tab.1 Statistické zhodnocení teplot půdy a půdní povrchu v roce 2018 na povodí Uhlířská v Jizerských horách

Hloubka (cm)	Průměr (°C)	Minimum (°C)	Maximum (°C)	Sm. odchylka (°C)
0	7.68	-2.78	32.73	7.65
15	7.44	0.29	17.79	5.58
30	7.33	0.43	16.48	5.20
45	7.28	1.08	15.20	4.71

Po většinu zimního období na experimentálním povodí Uhlířská leží na povrchu půdy sněhová pokrývka, která efektivně omezuje vyzáření tepla z půdy do okolí. Denní variabilita teplot půdy je silně utlumena. Přítomnost sněhové pokrývky je také příčinou, že ani v nejchladnějších zimách půda nepromrzá. Zpravidla teplota půdy s postupem zimy klesá a minimální teploty půdy jsou registrovány na začátku jara v souvislosti s táním sněhu.





V roce 2018 došlo současně k významné srážkové události s dobou trvání tři dny. První den události (dne 22. června) bylo zaznamenáno pouze 9.4 mm, následně po krátkém protrhání oblačnosti nepřetržitě pršelo příštích 35 hodin a napršelo 47.1 mm. Celkový naměřený srážkový úhrn dosáhl 56.5 mm. Z obr. 1 je vidět, že byl naměřen výrazný pokles teplot půdy v celém profilu. Zároveň je patrné snížení denní variability teplot půdy. Půdní profil se nejspíše během druhého dne srážkové události plně nasytil vodou a díky advekci tepla prostřednictvím infiltrované srážkové vody se teploty ve všech měřených hloubkách takřka unifikovaly na 12 °C. Následně teploty klesly až na 11 °C. Po skončení srážkové události se půdní profil postupně drénoval, radiační příkon se zvýšil a měření teploty půdy opět získala svoji denní variabilitu. Současně s tím se půda začala postupně opět oteplovat.

### Tok tepla do půdy

Nejprve byla provedena statistická analýza dat toku tepla do půdy (tab. 2), při které byly pro každý analyzovaný hydrologický rok vypočteny průměry, minima, maxima, variační rozpětí a směrodatné odchylky obou čidel. Roční průměry toku tepla do půdy měřené čidlem T2 jsou stabilně vyšší než průměry čidla T1, Rozdíl činí přibližně 1.7 W/m<sup>2</sup>. Zatímco dlouhodobý průměr čidla T1 se blíží nule (konkrétně 0.16 W/m<sup>2</sup>), čidlo T2 vykazuje hodnotu 1.84 W/m<sup>2</sup>. Kladný průměrný tok tepla do půdy indikuje, že teplo, které půda z radiace přijala, nevyzáří celé zpět do atmosféry.

Z tab. 2 je také patrné postupné snižování variačního rozpětí měřených dat. Pravděpodobně při instalaci čidla do půdy k narušení její strukturu, a v průběhu času k její postupné konsolidaci. Již v druhém roce po zavedení čidel HFP01 lze pozorovat pokles variačního rozpětí měřených toků tepla do půdy u čidla T1 o více než polovinu, a u čidla T2 asi o třetinu. Dalším možným vysvětlením je změna vegetačního pokryvu z trávy na mech, jehož tepelně izolační vlastnosti mohly ovlivnit měření v posledních letech měření.

Rok	Průměr (W/m²)		Minimum (	W/m²)	Maximum (W/m <sup>2</sup> )	
	T1	T2	T1	T2	T1	T2
2012*	0.0	2.2	-77.2	-35.4	58.4	62.8
2013	-0.3	1.3	-21,2	-34.1	38.4	34.5
2014	-0.1	1.6	-44.1	-29.0	48.8	27.0
2015*	-0.6	1.3	-28.0	-13.5	34.9	26.9
2016*	0.3	2.0	-13.8	-12.0	37.7	27.4
2017	0.1	2.3	-11.4	-20.2	23.0	33.3
2018	0.4	2.1	-11.9	-17.5	18.6	25.0
2019	0.5	2.3	-10.6	-42.9	23.9	29.3
2020	0.3	1.8	-12.2	-11.1	24.2	27.4
2021	0.2	1.4	-9.4	-10.8	17.9	23.4

Tab. 2 Roční statistické charakteristiky čidel HFP01 na povodí Liz. Označené roky jsou ovlivněny krátkodobými výpadky měření.

Konzistence měření toku tepla do půdy byla posouzena pomocí regresní analýzy. Mezi čidly je významná lineární závislost (obr. 2). Hodnoty korelačního koeficientu se v jednotlivých letech pohybují mezi 0.94 a 0.99 s průměrnou hodnotou 0.97. Korelační koeficient celého souboru dat má hodnotu 0.94.



Obr. 2 Regresní analýza měřených toků tepla do půdy na povodí Liz v roce 2019.

Z provedených analýz vyplynulo, že denní průměry naměřených hodnot obou čidel mají tendenci se více lišit, jsou-li záporné. Například v období, kdy jsou čidla pod sněhem. Z tohoto důvodu byla alternativně provedena regresní analýza samostatně pro kladné a záporné hodnoty toku tepla do půdy. Do srovnání kladných toků byly zahrnuty dvojice měření T1 a T2, pokud bylo čtení čidlem T1 větší nebo rovno nule. Mezi záporné toky byly potom použity dvojice měření, kde hodnota naměřená čidlem T1 je menší nula. Šetření ukázalo, že kladné toky spolu korelují silněji než záporné. Průměrný korelační koeficient kladných hodnot v jednotlivých letech byl 0.95 a záporných 0.89. Skutečnost, že kladné hodnoty toku tepla do půdy spolu korelují více než záporné, může být také ovlivněna absolutní hodnotou měřených toků a nestejným množstvím dat v obou skupinách. V průměru je, při použití výše uvedených podmínek, v hydrologickém roce 64 % naměřených dat záporných a pouze 36 % kladných. To znamená, že bezmála dvě třetiny roku směřuje tok tepla na zkoumané lokalitě směrem do půdy.

Ve všech zkoumaných hydrologických letech byly vypočteny kumulativní toky tepla do půdy. Příklad průběhu kumulativních toků v hydrologickém roce 2013 je na obr. 3. Na všech průbězích jsou patrné tepelné ztráty profilu v zimním období, výrazný nárůst variability a změna trendu v souvislosti s jarním táním a zpětný pokles asociovaný s nižším radiačním příkonem na podzim. Obr. 3 umožňuje diskutovat případnou změnu zásoby tepla z roku na rok, ale také současně akcentuje instrumentální nejistoty spojené s měřením toku tepla do půdy a jeho možnou variabilitou.



Obr. 3 Srovnání kumulativních toků tepla do půdy vypočtených pro čidla HFP01 na povodí Liz v hydrologickém roce 2013.

### Závěry

Na dvou klimaticky odlišných experimentálních povodích českých hor jsou k dispozici dlouhodobá kvalitní měření teplotního režimu půd a toků tepla do půdy. Výsledky byly statisticky zhodnoceny, analyzována byla konzistence měření a vypočteny byly kumulativní toky tepla do půdy v jednotlivých hydrologických letech.

Z výzkumu plynou následující doporučení. Pro přesný výpočet toku tepla do půdy pomocí gradientní metody, používané i pro přepočet výsledků měření z hloubky instalace na půdní povrch, je žádoucí provádět měření povrchové teploty půdy, nikoliv pouze přízemní teploty vzduchu.

Čidla toku tepla do půdy se zdají být citlivá na vegetační pokryv. Doporučujeme pravidelný monitoring procenta pokrytí půdního povrchu a skladby vegetačního krytu.

Data toků tepla do půdy budou dále použita k ověření výpočetního postupu doporučovaného Allenem et al. (1998), tzv. radiační metody, a několika nejpoužívanějších gradientních metod.

#### Poděkování

Tato práce byla podpořena projektem Studentské grantové soutěže ČVUT č. SGS23/153/OHK1/3T/11 a iniciativou Central Europe Leuven Strategic Alliance (CELSA) v rámci projektu 3E210624: Rainfall interception experimentation and modelling for enhanced impact analysis of nature-based solutions.

#### Literatura

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., (1998): <u>Crop evapotranspi-ration: guidelines for</u> <u>computing crop water requirements</u>. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-104219-5.
- Hukseflux Thermal Sensors B.V. <u>User manual HFP01 & HFP03: Heat flux plate / heat flux sensor</u>. V2123. Delft: Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2015.

- Skalová, V., Dohnal, M., Votrubová, J., Vogel, T., Šanda, M. (2022): <u>Inter-annual variability of</u> <u>catchment water balance in a montane spruce forest</u>. Hydrological Sciences Journal, 67:10, 1546-1560.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M., (2006): <u>Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace</u> <u>hydrologického cyklu v povodí Liz</u>. Journal of Hydrology and Hydrodynamics 54, 137-150.

# Variabilita vstupních parametrů při srážkoodtokovém modelování a jejich vliv na hydrologické údaje

Radovan Tyl

Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha - Komořany

### Abstrakt

Výsledky srážkoodtokového modelování jsou v převážné míře závislé na kvalitě, podrobnosti (prostorovém rozlišení) a aktuálnosti použitých podkladů. V případě výpočtu objemu přímého odtoku pomocí metody SCS CN (Soil Conservation Service Curve Number) se využívají data, která definují infiltrační vlastnosti půdy, data o využití území a data digitálního modelu reliéfu pro odvození fyzickogeografických charakteristik. Vliv na velikost objemu přímého odtoku a tvar povodňové vlny (velikost kulminace) má současně průběh návrhové srážky a předchozí nasycení povodí. V rámci tohoto příspěvku byly pomocí srážkoodtokového modelu HEC-HMS vypočteny a porovnány parametry povodňové vlny z jednodenní stoleté návrhové srážky  $P_{100}$  v povodí Blatného potoka odvozené pomocí různých kombinací okrajových parametrů modelu z různých variant vstupních podkladů společně s hodnotou  $Q_{100}$  stanovenou statisticky z pozorovaných dat ve vodoměrné stanici.

**Klíčová slova**: srážko-odtokový model, fyzickogeografické charakteristiky povodí, odtoková čísla CN, HEC-HMS, Corine Land Cover, digitální model reliéfu

## Úvod

Využití srážkoodtokového modelování slouží v Českém hydrometeorologickém ústavu (ČHMÚ) mimo jiné k odvozování hydrologických údajů v profilech, kde není k dispozici možnost odvodit údaje pomocí statistického zpracování časových řad průtoků. Využití srážkoodtokového modelování tak umožňuje výpočet odtoku ze srážek v podstatě v libovolném profilu říční sítě České republiky. V případě hydrologických údajů se jako vstupů do modelu využívá *N*-letých srážek příslušné doby opakování. V současné době je už k dispozici celá řada digitálních podkladů, které mají různou dobu vzniku a rozdílné prostorové rozlišení. Digitální model území v měřítku 1:25 000 je vytvářen od roku 1991 (VGHMÚŘ, 2023). Poslední verzi digitálního modelu reliéfu 5. generace dokončil Český úřad zeměměřičský a katastrální v roce 2016 a pravidelně jej aktualizuje. Data o využití území jsou dostupná v databází Corine také od roku 1991 a vydávána jsou v pravidelných 6ti letých cyklech, poslední verze byla vydána v roce 2018. Informace o infiltračních vlastnostech půd byly aktualizovány Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půd v roce 2017 (VÚMOP, 2018). Všechna zmíněná data lze použít pro stanovení okrajových podmínek při srážkoodtokového modelu a je zřejmé, že s kvalitou a podrobností použitých podkladů dostaneme odlišné výsledky. Nabízí se proto otázka, do jaké míry je podrobnost a aktuálnost podkladů důležitá pro výsledné hodnoty modelu i za cenu časově náročnějších výpočtů?

## Metoda odtokových čísel CN

Metoda odtokových čísel SCS CN (Soil Conservation Service) je popsána v celé řadě literatury, mj. v technickém manuálu srážkoodtokového modelu HEC-HMS (USACE, 2023). Rovnice pro výpočet přímého odtoku ze srážky je založena na celkem jednoduchém vztahu:

$$\frac{H_s - H_o}{A} = \frac{H_o}{H_s}$$

kde H<sub>s</sub> je výška spadlých srážek [mm],

*H*<sub>o</sub> objem odtoku [mm],

A potenciální retence [mm].

Potenciální retence A je možné určit z rovnice:

$$A = 25.4 \cdot \left(\frac{1000}{CN} - 10\right)$$

CN je tzv. číslo křivky (curve number), jehož hodnota je určována na základě infiltračních vlastností půdního povrchu a způsobu využití území a nabývá hodnot v rozmezí cca 35 až 100. Kombinací a úpravou výše uvedených rovnic dostaneme vztah pro výpočet přímého odtoku ze srážky v podobě rovnice:

$$H_o = \frac{\left(H_s - 0.2 \cdot A\right)^2}{H_s + 0.8 \cdot A}$$

Vztah platí v případě, že Hs  $\ge$  0.2A. Na základě experimentálního výzkumu a analýz byla definována počáteční ztráta empiricky jako 20 % z potenciální retence:

 $I_a = 0, 2 \cdot A$ 

Infiltrační vlastnosti půdy, tzv. hydrologické skupiny půdy (HSP) byly pro potřeby výpočtů použity ve dvou variantách. Starší verze odvozená v roce 2007 ve Výzkumném ústavu meliorací a ochrany půd (VÚMOP) v rámci výzkumného úkolu VAV 1D/1/5/05 "Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR" (Řičicová a kol., 2007), dále v textu označována jako varianta "CN2018old", a novější varianta, aktualizovaná také ve VÚMOPu během řešení výzkumného projektu QJ1520026 "Optimalizace využívání zemědělské půdy z pohledu podpory infiltrace a retence vody s dopady na predikci sucha a povodní v podmínkách České republiky" (VÚMOP, 2018). Hydrologická skupina půdy vyjadřuje ve čtyřech kategoriích A až D schopnosti půdy propouštět vodu, prostorové rozložení na území České republiky (ČR) je patrné z obrázku 1. Druhým zdrojem hydrologických funkcí půd jsou půdy klasifikované podle retenční vodní kapacity (RVK), což je množství vody, které je půda schopná dlouhodobě zadržet.

Při stanovení hodnot CN v ČHMÚ je vedle kategorizace podle hydrologické skupiny půdy a podle retenční vodní kapacity zohledňována také sklonitost území (Šercl, Tyl and Čekal, 2011). Na základě průměrného sklonu je přiřazena hydrologická skupina půdy podle tabulky 1.

Tabulka 1: Klasifikace hydrologických skupin půd dle sklonitosti území

Průměrný sklon [%]	Hydrologická skupina půdy				
0–3	А				
3–10	В				
10–30	С				
> 30	D				

Klasifikace využití území pro stanovení hodnot CN byla převzata z databáze Corine Evropské agentury pro životní prostředí (EEA). CORINE Land Cover (CLC) je nejstarší a nejvíce vyhledávaná databáze CLMS. Jedná se o mapový produkt krajinného pokryvu a využití území vytvořený pro území členských a spolupracujících států Evropské agentury pro životní prostředí a je to nejúplnější a nejkonzistentnější zdroj geografických informací o změnách krajinného pokryvu, ke kterým došlo v Evropě během referenčního období 1990–2018. Základ mapování poskytují prostorově orientované satelitní snímky s vysokým rozlišením (v roce 1990 jsou to data ze satelitu Landsat 5, pro data z roku 2018 byl použit satelit Sentinel 2), které jsou doplňovány z topografického mapování, ortofotosnímků a terénního šetření členských států (v současné době jich je 38 + Velká Británie) (Büttner *et al.*, 2021).

Corine Land Cover byl zpracován poprvé v roce 1990 pro referenční rok 1985. První aktualizace byla provedena v roce 2000 a následně probíhá v pravidelných šestiletých cyklech v letech 2006, 2012 a 2018. Nejmenší mapovací jednotka stavových vrstev CLC je 25 ha. Jednotky s menší rozlohou jsou generalizovány do okolních jednotek, které mají rozlohu větší než 25 ha. Časové profily jsou doplněny vrstvami změn, které zdůrazňují změny krajinného pokryvu s nejmenší mapovací jednotkou o ploše 5 ha mezi jednotlivými roky mapování (Grešlová *et al.*, 2021).

Výsledná hodnota CN je stanovena jako větší z hodnot CN podle infiltrace nebo průměr stanovený z RVK, HSP a sklonitosti.



Obr. 1: Mapa hydrologických skupin půd dle (VÚMOP, 2018).

## Použitá data/variabilita vstupních podkladů

Výsledky získané z pomocí srážkoodtokového modelování odrážejí kvalitu, podrobnost a aktuálnost použitých vstupních podkladů, jako je digitální model reliéfu pro odvození fyzickogeografických charakteristik povodí nebo jako jsou data využitá pro stanovení využití území pro odvození odtokových čísel CN. V analýze vlivu variability vstupních dat na parametry odtoku byly použity tři verze digitálního modelu reliéfu (DMR), dvě varianty hydrologických vlastností půdy, jedna varianta využití území Corine Land Cover (CLC) a dvě varianty rozdělení návrhové srážky do hodinových pořadnic.

Digitální model reliéfu byl uvažován ve třech variantách s různě podrobným rozlišením, viz obr. 2:

- DMR1025 digitální model reliéfu v rozlišení 25 m
- DMR4G digitální model reliéfu 4. generace v rozlišení 10 m
- DMR5G digitální model reliéfu 5. generace v rozlišení 2 m.



Obr. 2: Podrobnost použitých digitálních modelů reliéfu: vlevo DMR1025, uprostřed DMR4G a vpravo DMR5G

Hodnoty odtokových čísel CN byly uvažovány ve třech variantách, všechny byly odvozeny nad nejaktuálnější verzí Corine Land Cover z roku 2018:

- CN2018inf rastr CN čísel určený na základě hydrologických skupin půd aktualizovaných ve VÚMOP v roce 2017 v rámci projektu QJ1520026 "Optimalizace využívání zemědělské půdy z pohledu podpory infiltrace a retence vody s dopady na predikci sucha a povodní v podmínkách České republiky"
- CN2018old rastr CN čísel určený na základě hydrologických skupin půd stanovených ve VÚMOP v roce 2007 v rámci projektu VAV 1D/1/5/05 "Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR" a se zohledněním sklonitosti území jakožto jednoho z faktorů ovlivňujících výslednou hodnotu CN
- CN2018 rastr CN čísel určený na základě hydrologických skupin půd z roku 2017 a se zohledněním sklonitosti území jakožto jednoho z faktorů ovlivňujících výslednou hodnotu CN.

Podíl mezi hodnotami CN2018 a CN2018inf ve formě průměrů na povodí 4. řádu ilustruje mapa na obrázku 3. Čím tmavší je zelená barva, tím větší je průměr CN2018 oproti průměru CN2018inf, tím více sklonitost území navyšuje hodnoty CN v případě, že je sklonitost uvažována. Největší rozdíly najdeme tam, kde je hydrologická skupina půdy definovaná jako vysoce propustná (v kategorii A) a jedná se horské a podhorské oblasti, což jsou povodí v Jizerských horách, v Beskydech, na hřebenech Krušných hor a jižní části Šumavy, kde je navýšení hodnoty CN až v intervalu 40-50 %. O trochu méně jsou hodnoty CN navýšeny vlivem sklonitosti v podhorských oblastech a na Vysočině.

Obrázek 4 ukazuje histogram podílů CN2018 a CN2018inf na povodí 4. řádu, kde pro zhruba třetinu povodí je rozdíl mezi hodnotami CN do 3 %.



*Obr. 3: Rozdíly v hodnotách CN při uvažování sklonu vůči hodnotám CN odvozených pouze na základě HSP. Porovnáno jako průměry na povodí 4. řádu* 



Obr. 4: Histogram podílů hodnot CN se sklonem a CN pouze z infiltrace. Porovnáno jako průměry na povodí 4. řádu

Jako transformační funkce povodí bylo využito Clarkova dvouparametrického okamžitého jednotkového hydrogramu s parametry  $t_c$  – doba koncentrace a R – doba zdržení (storage coefficient) (USACE, 2023).

Návrhová srážka byla uvažována stoletá jednodenní  $P_{100}$  ve dvou variantách rozdělení hyetogramu, a to jako celodenní vytrvalý déšť s rozdělením jednodenního úhrnu do 20 hodin (varianta P100 1d A) a

jako přívalový déšť v délce trvání 6 hodin (varianta označená jako P100 1d C). Velikost jednodenní stoleté srážky byla odvozena z rastru stoletých jednodenních srážek stanoveného v rámci projektu QD1368 "Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní" (Kulasová, Šercl and Boháč, 2017). Hyetogram tvaru A odpovídá dle metodiky ČHMÚ rozdělení stoleté srážky pro povodí Blatného potoka. Dvě varianty rozdělení srážky jsou na obrázku 5.



Obr. 5: Návrhové hyetogramy z jednodenní srážky P100 na povodí Blatného potoka

## Fyzickogeografické charakteristiky povodí Blatného potoka

Povodí Blatného potoka v Jizerských horách bylo vybráno jako pilotní povodí vzhledem k tomu, se nachází v oblasti s největšími rozdíly mezi hodnotami CN určenými pouze na základě infiltračních vlastností půdy a hodnotami CN se zohledněním sklonitosti území. Závěrovým profilem povodí je profil vodoměrné stanice Blatný rybník (ID 087960) s plochou povodí  $A = 4,76 \text{ km}^2$ , kde je možné pro porovnání modelovaných výsledků použít hodnotu  $Q_{100}$  určenou statistickým zpracováním z pozorované řady průtoků. Plocha povodí byla převzata z datové sady rozvodnic v měřítku 1:10 000, které byly vymezeny nad vrstevnicemi ZABAGED (podkladem pro vrstevnice byl DMR4G). Plocha povodí je závislá na použitých morfologických podkladech, na obrázku 6 vlevo je proto kromě oficiální verze rozvodnic uvedena také starší varianta rozvodnic z dat v měřítku 1:25 000 a nejaktuálnější varianta rozvodnice určená nad DMR5G (pracovní verze ČHMÚ).

Pro odvození fyzickogeografických charakteristik povodí byla použita rozvodnice nad DMR5G. Varianty údolnic povodí příslušných odpovídajícímu DMR jsou vidět na obrázku 6 vpravo. Modrá údolnice odvozená nad DMR5G již v podrobnosti daného terénu zohledňuje např. cestní příkopy či zahloubení koryta a je tudíž ze všech údolnic nejdelší, což se následně odráží i v modelovaných výsledcích.

Důležité je také zmínit, že podle použitého digitálního modelu reliéfu se liší doba výpočtu fyzickogeografických charakteristik. Odvození parametrů pomocí DMR5G trvá řádově 10x déle než odvození parametrů pomocí DMR4G (v povodí Blatného rybníka trvá výpočet z DMR5G cca 120 s).

Model Blatného potoka byl sestaven v prostředí srážkoodtokového modelu HEC-HMS vyvíjený americkou armádní společností US Army Corps of Engineers (USACE). Stanovení fyzickogeografických charakteristik proběhlo v programovém prostředí ArcGIS Pro od společnosti ESRI a pomocí extenze *HydroHMS* používané standardně v ČHMÚ pro potřeby srážkoodtokového modelování. Model Blatného rybníka se skládá pouze z jednoho povodí, tudíž není potřeba simulovat postup povodňové vlny korytem. Průběh povodňové vlny je dostupný přímo z prvku *Subbasin*.



Obr. 6: Porovnání rozvodnic (vlevo) a vygenerovaných údolnic (vpravo) na základě použitých digitálních modelů reliéfu. Podkladová mapa ©ČUZK

## Modelování a vyhodnocení teoretických povodňových průtoků

Pomocí srážkoodtokového modelu HEC-HMS byly na povodí Blatného potoka k profilu vodoměrné stanice Blatný rybník spočítány teoretické povodňové vlny (TPV) z jednodenní srážky ( $P_{100}$  = 254 mm) s variantním řešením vstupních okrajových parametrů určených ze tří rozdílných DMR, tří rastrů hodnot CN a dvou variant rozdělení návrhové srážky do hodinových pořadnic. Počáteční nasycení bylo uvažováno ve střední variantě CNII.

Průběhy povodňových vln pro jednotlivé varianty jsou uvedeny na obrázku 7.



*Obr. 7: Teoretické povodňové vlny spočítané dle různých vstupních podkladů. V jednom grafu jsou vždy vlny ze stejné varianty CN a rozdílného DMR. V levém sloupci varianta hyetogramu A, v pravém varianta hyetogramu C.* 

Výsledky ze srážkoodtokového modelu jsou v tabulce 2 porovnány se statisticky stanovenou hodnotou stoletého průtoku v profilu vodoměrné stanice Blatný rybník  $Q_{100} = 46,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . Plocha povodí k vodoměrné stanici je  $A = 4,76 \text{ km}^2$ , stanice má 36 let pozorování (od roku 1988 do současnosti). Vzhledem k relativně krátké řadě pozorování je hodnota  $Q_{100}$  ve stanici Blatný rybník pravděpodobně korigována na základě regresních vztahů s daty ve vodoměrné stanici Josefův důl ( $A = 25,72 \text{ km}^2$ ), která má 105letou řadu pozorování (s výpadky od roku 1910 do současnosti). Pokud bychom statisticky vyhodnotili pouze data ve stanici Blatný rybník, byl by odhad  $Q_{100}$  nižší, než je stávající hodnota, a to v rozmezí 30 až 35 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>, což lépe odpovídá hodnotám kulminačních průtoků odvozených pomocí srážkoodtokového modelu.

	P100 1d A	P100 1d C	Odchylka P100 1d A	Odchylka P100 1d C
	(m³⋅s⁻¹)	(m³·s⁻¹)	od Q <sub>100</sub> (%)	od Q <sub>100</sub> (%)
DMR5G, CN2018	24,1	36,9	-48	-21
DMR5G, CN2018inf	11,8	18,1	-75	-61
DMR5G, CN2018old	25,7	39,3	-45	-16
DMR4G, CN2018	25 <i>,</i> 5	39,4	-45	-15
DMR4G, CN2018inf	12,4	19,3	-73	-58
DMR4G, CN2018old	27,1	42,1	-42	-9
DMR1025, CN2018	26,4	41,2	-43	-11
DMR1025, CN2018inf	12,9	20,1	-72	-57
DMR1025G, CN2018old	28,1	44,0	-40	-5

Tabulka 2: Porovnání kulminačních průtoků z jednodenní srážky P<sub>100</sub> v závislosti na použitých vstupních parametrech

Zahrnutí sklonitosti území do výpočtu CN se v případě Blatného potoka a v podstatě celého území Jizerských hor jeví jako opodstatněné. Kulminační průtoky odvozené se zahrnutím sklonitosti mají nejmenší odchylky od průtoku  $Q_{100}$ , ovšem v případě použitého hyetogramu typu C, který není typický pro horská území, ale standardně se používá pro modelování odtoku TPV v nížinných oblastech ČR. Naopak použití hodnot CN odvozených pouze dle infiltrace výrazně snižuje hodnoty kulminačních průtoků ze srážkoodtokového modelu, a to až o 75 % oproti  $Q_{100}$ .

Nepatrně větší vycházejí kulminační průtoky v případě, že použijeme hodnoty CN se starší variantou infiltračních vlastností půd, ty z roku 2007. Větší kulminační průtoky také vycházejí pro menší rozlišení DMR, lepší rozlišení DMR ve všech variantách vede ke snížení modelované kulminace (což je pravděpodobně způsobeno již zmíněnou různou délkou údolnice v závislosti na použitém DMR).

## Závěr

Srážkoodtokové modelování má v sobě celou řadu nejistot, které ovlivňují výsledek. Jsou to nejistoty při stanovení fyzickogeografických parametrů modelu v závislosti na použitém digitálním modelu reliéfu, jsou to nejistoty při odvození odtokových parametrů (v našem případě hodnot odtokových čísel

CN) v závislosti na tom, jaké podklady použijeme pro stanovení využití území (CLC, případně ZABAGED) nebo jaké použijeme hydrologické skupiny půdy.

V případě povodí Blatného potoka jakožto pilotního povodí byly porovnány hodnoty kulminačních průtoků z různých variant teoretických povodňových vln na základě použitých vstupních podkladů spolu s hodnotou  $Q_{100}$  stanovenou v profilu vodoměrné stanice Blatný rybník statistickým vyhodnocením kulminačních průtoků. Zajímavý je fakt, že podrobnější rozlišení DMR nemusí nutně přinést nejlepší výsledky kulminačního průtoku.

Během řešení projektu PERUN se předpokládá pokračování modelování teoretických povodňových průtoků na dalších vybraných povodích s dostupným vodoměrným pozorováním tam, kde rozdíly mezi hodnotami CN s infiltrací a CN se sklonem nejsou tak výrazné, tedy zejména v povodích nižších nadmořských výšek. Nabízí se také možnost porovnání odtoků třeba na povodí 4. řádu v rámci celé CŘ.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl v rámci řešení projektu SS02030040 PERUN "Predikce, hodnocení a výzkum citlivosti vybraných systémů, vlivu sucha a změny klimatu v Česku".

## Literatura

- Büttner, G. *et al.* (2021) '<u>Copernicus Land Monitoring Service, CORINE Land Cover, User manual</u>'. European Environment Agency.
- Grešlová, P. *et al.* (2021) <u>Tvář české krajiny v prostoru a čase. Mapování CORINE Land Cover 1990-2018</u> <u>v socioekonomických souvislostech</u>. 1st edn. Praha: Česká informační agentura životního prostředí.
- Kulasová, B., Šercl, P. and Boháč, M. (2017) Projekt QD1368 Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní. Závěrečná zpráva. Praha: ČHMÚ.
- Řičicová a kol., P. (2007) 'Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR. VAV 1D/1/5/05. Závěrečná zpráva.' ČHMÚ.
- Šercl, P., Tyl, R. and Čekal, R. (2011) 'SP/1c4/16/07 "Výzkum a implementace nových nástrojů pro předpovědi povodní a odtoku v rámci zabezpečení hlásné a předpovědní povodňové služby v ČR". Závěrečná zpráva za období 2008–2011 DÚ 4: Vývoj robustní metody odhadu odtoku z přívalových srážek'

USACE, H.E.C. (2023) <u>HEC-HMS Technical Reference Manual</u>. (Accessed: 30 November 2022) VGHMÚŘ (2023) <u>Micka</u>: DMÚ 25. (Accessed: 2 May 2023)

VÚMOP (2018) *Nové mapy hydrologických funkcí půd*. (Accessed: 13 December 2022)

## Hodnotenie bilancie vody v systéme pôda-rastlina-atmosféra na základe monitoringu zmien obvodu kmeňov

Adriana Leštianska<sup>1</sup>, Katarína Střelcová<sup>1</sup>, Peter Fleischer<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup> Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen, Slovensko
 <sup>2</sup> Ústav ekológie lesa SAV, Štúrova 2, 960 01 Zvolen, Slovensko
 <sup>3</sup> Správa Tatranského národného parku, Tatranská Lomnica, 059 60 Vysoké Tatry, Slovensko

## Abstrakt

Klimatické faktory patria k dôležitým faktorom, ktoré riadia fyziologické procesy drevín a významne ovplyvňujú celkovú funkčnosť a stabilitu lesných ekosystémov. Práca je zameraná na analýzu vplyvu klimatických a pôdnych faktorov na radiálny rast a vodnú bilanciu stromu charakterizované prostredníctvom sezónnych zmien obvodov kmeňov (ZOK). Vodný deficit stromu (VDS), ako reverzibilná zmena obvodu kmeňa, bol odvodený zo záznamov zmien obvodu kmeňov získaných pomocou dendrometrov inštalovaných na dospelých stromoch *Picea abies* a *Abies alba*. Štúdia bola vykonaná v arboréte Borová hora (350 m n. m., stredné Slovensko) v klimaticky odlišných rokoch 2020 a 2022. Vzťah medzi faktormi prostredia s dôrazom na vlhkostné pomery a zmenami obsahu vody vybraných drevín bol hodnotený pomocou jednofaktorovej korelačnej analýzy. Veľkosti reverzibilných zmien obvodu kmeňov oboch druhov ob v roku 2020 vyšší ako v suchšom a teplejšom roku 2022, pričom *Abies alba* v porovnaní *Picea abies* vykazovala vyššie prírastky v oboch rokoch. Vodný deficit stromu sa ukazuje ako vhodná charakteristika pre porovnanie vodného stavu stromu vo vzťahu k faktorom prostredia ako aj na detekciu tolerancie rôznych druhov lesných drevín voči klimatickým zmenám.

Kľúčové slová: lesné dreviny, dendrometer, zmeny obvodu kmeňa, vodný deficit stromu

## Úvod

Kombinácia teplotných a vlhkostných pomerov vo významnej miere určuje celkový ráz klímy v krajine. Vlhkostné pomery sú pomerne zložitým problémom daný vodnou bilanciou, ktorej najväčšou zložkou sú zrážky. Zrážky sú charakterizované výškou úhrnov ako aj časovým rozložením zrážkovej činnosti počas roka. Z hľadiska vegetácie nestačí hodnotiť klimatické podmienky iba pomocou sumárnej hodnoty zrážok alebo teploty. Klimatická vodná bilancia sa často využíva ako kritérium suchosti územia resp. ako ukazovateľ zavlaženia v krajinnom priestore.

V súvislosti s očakávanými klimatickými zmenami sa čoraz viac prikladá dôraz na problematiku monitoringu zmien v teplotnom režime a vyššej frekvencie extrémnych poveternostných podmienok, ktoré sú považované za veľké riziko pre lesné ekosystémy (Schuldt et al. 2020). Klimatické faktory patria k dôležitým faktorom, ktoré určujú druhové zloženie ekosystémov a riadia ekofyziologické procesy, ktoré ovplyvňujú celkovú funkčnosť a stabilitu ekosystémov. Jedným z kľúčových predispozičných faktorov ovplyvňujúcich rozpad lesných porastov je stres zo sucha. Sucho, ako jeden z dôležitých

bioklimatických prvkov, je od nepamäti znakom prirodzenej premenlivosti klímy. Ide o jav s pomalým nástupom, ktorý je spôsobený zmenami v distribúcii zrážok. Pokles pôdnych zásob vody môže vyvolať zmenu stavu vody v drevinách, pričom citlivosť na sucho sa medzi jednotlivými druhmi drevín líši (Vitali 2017; Leštianska et al. 2020).

V súčasnosti je široko používanou metódou vo výskume vzťahu medzi klímou, vodnou bilanciou dreviny a rastom monitorovanie zmien obvodov kmeňov pomocou automatických dendrometrov (Oberhuber et al. 2015; Leštianska et al. 2023). Rast stromov v našom klimatickom pásme je viazaný na určité obdobie roka. Stromy mierneho klimatického pásma periodicky zväčšujú svoju hrúbku v priebehu vegetačnej sezóny. Zmeny hrúbky stromu však nie sú len výsledkom tvorby xylémových pletív, ale sú zapríčinené aj pritekaním vody (napučiavanie kmeňa) a odtekaním vody (zmršťovanie kmeňa) (Daudet et al. 2005). Krátkodobé kolísanie hrúbky stromov, v priebehu dňa, príp. niekoľkých dní, je silne ovplyvnené vodnou bilanciou stromu. Amplitúda denného zmršťovania je funkciou straty vody z listov a absorpcie vody koreňmi (Zweifel et al. 2006). Kmene stromov sa počas dňa zmenšujú v dôsledku transpirácie vyvolanej transportom vody z koreňov do listov a poklesom zásob vody v kmeni. V noci sa kmene opäť zväčšujú, keď sa voda z pôdy nasaje a pletivá sa znovu doplnia. Nedeštruktívne kontinuálne pozorovania zmien obvodov kmeňa pomocou dendrometrov poskytujú časové rady kolísania zásob vody stromu v rôznych časových škálach, od denných zmien až po sezónny rast stromov vo vzťahu k zmenám podmienok prostredia. Analýzy dendrometrických údajov tak umožňujú nie len poznanie denných chodov stenčenia a prirastania kmeňa, ale aj sledovanie suchých a vlhkých periód trvajúcich od niekoľko dní po niekoľko týždňov. Jedným zo spôsobov zisťovania zmien obsahu vody v rastlinnom pletive s vysokým časovým rozlíšením je hodnotenie vodného deficitu stromu (VDS). VDS tiež známy ako zmršťovanie kmeňa spôsobené vodným deficitom stromov, poskytuje informácie o relatívnom obsahu vody v rastline (Zweifel, 2016). VDS je v súčasnosti často využívaný v ekofyziologických výskumoch pri hodnotení stresu zo sucha (Zweifel 2016; Dietrich et al. 2018) a je možné ho získať meraním zmien obvodu kmeňa pomocou automatického dendrometra (Oberhuber et al. 2015; Schäfer et al. 2019).

Cieľom príspevku je analyzovať vodnú bilanciu v systéme pôda-rastlina-atmosféra na základe hodnotenia vzťahu medzi atmosférickými a pôdnymi faktormi prostredia a bilancie vody stromu. V štúdii porovnávame zmeny obvodu kmeňov a vodného stavu kmeňov dvoch ihličnatých druhov drevín (*Abies alba a Picea abies*) vo vzťahu k faktorom prostredia v priebehu klimaticky odlišných rokov 2020 a 2022. Predpokladáme, že zmeny obsahu vody v kmeni budú v úzkom vzťahu s faktormi prostredia, predovšetkým vlhkostnými charakteristikami. Taktiež vybrané druhy drevín budú vykazovať odlišné fyziologické reakcie na rôzne podmienky dostupnosti vody v spojení s odlišnou stratégiou hospodárenia a uchovávania vody v kmeni.

#### Výskumná lokalita, metódy merania a analýza údajov

Výskum sa uskutočnil v Arboréte Borová hora (19°08'12.30" E, 48°35'44.22"; stredné Slovensko; Zvolenská kotlina; 350 m n. m.; 2. lesný vegetačný stupeň, bukovo-dubový). Z klimatického hľadiska sa oblasť nachádza v miernom klimatickom pásme a patrí do teplého až mierne teplého regiónu s chladnou zimou. Priemerná ročná teplota vzduchu je 7,9°C a ročný úhrn zrážok 651 mm. Počas vegetačného obdobia (marec–október) je priemerná teplota vzduchu 12,3°C a úhrn zrážok 460 mm. Dlhodobé priemery za obdobie rokov 1961–1990 sú vypočítané z meteorologickej stanice Sliač (313 m n. m.), ktorá patrí do meteorologickej siete staníc Slovenského hydrometeorologického ústavu.

Skúmané druhy drevín (*Abies alba, Picea abies*) boli vysadené na dvoch výskumných plochách, pričom každá predstavuje jeden druh. Na každej ploche bolo vybraných 5 dospelých stromov podobného veku

(cca 50 rokov). Proveniencie dvoch skúmaných druhov drevín rastú v teplejších a suchších podmienkach než sú v ich pôvodných biotopoch situovaných vo vyšších nadmorských výškach (tab. 1).

Tabuľka 1: Charakteristika pôvodnej lokality proveniencií vybraných druhov drevín a priemerná hrúbka kmeňov meraná v prsnej výške (d<sub>1,3</sub>) meraná v roku 2017. (T - dlhodobý priemer teploty vzduchu, Z - dlhodobý priemer zrážok pôvodnej lokality za obdobie rokov 1961–1990)

	Orografický celok	Lokalita	Nadm. výška	Т	Z	d <sub>1,3</sub>
Druh dreviny			(m n. m.)	[°C]	[mm]	[cm]
Abies. alba	Kremnické vrchy	Flochovský vrch	950	5.8	786	33,4±5,0
		Tatranská				
Picea abies	Podtatranská kotlina	Lomnica	800	5.3	833	25,3±3,5

Meteorologické údaje boli zaznamenávané v 10-minútových intervaloch prostredníctvom automatickej meteorologickej stanice (EMS Brno, CZ) situovanej na voľnej trávnatej ploche vzdialenej 80–150 m od výskumných plôch. Meteorologická stanica patrí do siete lesníckeho biometeorologického monitoringu, ktorý realizuje Technická univerzita vo Zvolene. Podrobnejšie informácie o lesníckom meteorologickom monitoringu sú dostupné na webovej stránke www.forestweather.sk (Střelcová et al. 2017). Na meteorologickej stanici prebieha meranie teploty vzduchu (T, °C), globálnej radiácie (GR, W.m<sup>-2</sup>), vlhkosti vzduchu (RV, %) a zrážok (Z, mm). Pre účely tejto štúdie boli ďalej odvodené charakteristiky: vodný sýtostný deficit (VPD, Pa) a klimatická vodná bilancia (KVB, mm). VPD bol vypočítaný z teploty a relatívnej vlhkosti vzduchu. Vlhkostné podmienky a dostupnosť vody bola hodnotená pomocou klimatickej vodnej bilancie (KVB) definovanej ako rozdiel medzi zrážkami a potenciálnou evapotranspiráciou. Potenciálna evapotranspirácia (PET, mm) ako premenná predstavujúca teoretické atmosférické evaporačné nároky neovplyvnené deficitom pôdnej vody bola vypočítaná podľa Penmanovej rovnice (Penman, 1948). Záporné hodnoty KVB indikujú deficit vody, kladné hodnoty prebytok vody. Denné hodnoty KVB boli kumulované za účelom získania kumulatívnej vodnej bilancie (KVB<sub>kum</sub>) za sledované obdobie (marec–október) daného roka.

Na každej výskumnej ploche bol prostredníctvom sadrových blokov a MicroLog SP3 (EMS Brno, CZ) meraný pôdny vodný potenciál (PVP, Pa) v hĺbke pôdy 15, 30 a 50 cm. Pre každú výskumnú plochu boli z hodnôt z troch meraných hĺbok vypočítané priemerné hodnoty PVP.

Zmeny obvodu kmeňov (ZOK) boli zaznamenávané pomocou automatických pásových dendrometrov DRL26 (EMS Brno, CZ). Dendrometer je pripevnený na kmeň pomocou kovovej pásky obopínajúcej kôru stromu a pomocou datalogera každých 20 minút zaznamenáva drobné zmeny na obvode kmeňa s presnosťou ±1 µm. Na každej ploche bolo vybraných 5 dospelých stromov podobných rozmerov, na ktoré boli nainštalované dendrometre.

Vodný deficit stromu (VDS, mm) bol kvantifikovaný z dendrometrických záznamov ZOK podľa Ehrenbergera et al. (2012). Hodnoty VDS boli vypočítané použitím programového balíka R "DendrometerR". Spojením maximálnej dennej hodnoty a nasledujúcej rovnakej alebo vyššej hodnoty obvodu kmeňa bola vytvorená "rastová krivka", pričom sa ignorujú obdobia neúplného návratu hodnoty obvodu v dôsledku zmrštenia kmeňa spôsobeného nedostatkom vody (obr. 1). Následne bol stanovený vodný deficit stromu (VDS) ako rozdiel vo veľkosti obvodu kmeňa meranej dendrometrami za podmienok nízkej dostupnosti vody (mínusové hodnoty VDS) vo vzťahu k veľkosti kmeňa za podmienok úplnej hydratácii (VDS = 0) vyjadrenej "rastovou krivkou" (Oberhuber et al., 2015) (obr. 1). Čoraz zápornejšie hodnoty VDS indikujú rastúcu dehydratáciu a pokles zásoby vody v pletivách. Denné hodnoty VDS boli kumulované za účelom získania kumulatívnej vodnej bilancie (VDS<sub>kum</sub>) počas sledovaného obdobia (marec–október) daného roka.



Obrázok 1: Fázy denného cyklu zmien obvodu kmeňa (kontrakcia, expanzia, prírastok), "rastová krivka" a vodný deficit stromu (VDS)

Za účelom skúmania vzťahu medzi faktormi prostredia a vodného stavu dreviny (VDS) boli vypočítané Spearmanove korelačné koeficienty použitím štatistického programu Statistica<sup>®</sup> 12 (Statsoft, Tulsa, OK, USA).

### Výsledky a diskusia

Sledované obdobia rokov 2020 a 2022 boli zaujímavé tým, že zahŕňali klimaticky kontrastné obdobia, počas ktorých sa vyskytli viaceré klimatické extrémy (tab. 2, obr. 2). Priemerná teplota vzduchu v obidvoch rokoch prevyšovala dlhodobý priemer (1961–1990), pričom v roku 2022 odchýlka teploty vzduchu dosiahla hodnotu nad +2°C (tab. 2). Zrážky boli nepravidelne rozložené v čase (obr. 2), čo sa odrazilo aj na hodnotách pôdneho vodného potenciálu (obr. 2). Nižší úhrn zrážok (379 mm) bol pozorovaný v roku 2022 a tvoril 83% z dlhodobého priemeru (1961–1990), kedy boli zaznamenané aj vyššie hodnoty GR, PET a VPD, resp. nižšie hodnoty RV, KVB<sub>kum</sub> a PVP v porovnaní s rokom 2020. Naopak, úhrn zrážok v roku 2020 prekročil dlhodobý priemer (121%). V roku 2020, po suchej jari (apríl, máj) nastúpili zrážkovo vysoko nadpriemerné mesiace jún a júl. Koniec septembra a október boli taktiež pomerne daždivé (obr. 2). V letných mesiacoch roku 2022 bolo zaznamenané extrémne sucho ako aj extrémne vysoké teploty vzduchu (obr. 2). V období od 1. mája do 28. júla 2022 úhrn zrážok dosiahol iba 74 mm (obr. 2), čo je len 34% z dlhodobého priemeru (DP je 214 mm za mesiace máj, jún a júl), čo sa významne prejavilo aj na dlhodobých nízkych hodnotách pôdneho vodného potenciálu (obr. 2). V období leta (mesiace jún, júl a august) sme zaznamenali aj 34 tropických dní s teplotou nad 30°C. V tomto období bol aj extrémne vysoký potenciálny výpar a nízka vlhkosť vzduchu, čo vyvolalo vysoké evaporačné požiadavky ovzdušia a vysoké straty vody z drevín transpiráciou.

Tabuľka 2: Klimatický prehľad za vegetačné obdobie (VO) (marec–október) rokov 2020 a 2022. (Z - zrážky, T - teplota vzduchu, GR - globálna radiácia, RV - relatívna vlhkosť vzduchu, PET potenciálna evapotranspirácia, VPD - vodný sýtostný deficit, KVB - klimatická vodná bilancia, PVP pôdna vodný potenciál, N - percento z dlhodobého priemeru zrážok, Odch.- odchýlka teploty vzduchu od dlhodobého priemeru, ZN - dlhodobý priemer zrážok, TN - dlhodobý priemer teploty vzduchu)

		Z		Т		GR	RV	PET	VPD	<b>KVB</b> <sub>kum</sub>	PVP	
				Priem								
VO	úhrn	Ν	ZN		Odch.	ΤN						
							[kWh.m <sup>-</sup>					
	[mm]	[%]	[mm]	[°C]	[°C]	[°C]	2]	[%]	[mm]	[Pa]	[mm]	[MPa]
202												
0	545	121	460	13.8	1.6	12.2	992	79	946	446	-401	-0,781
202			400			12.5						
2	379	83		14,4	2,1		1002	75	1004	609	-625	-0.795

Na obrázku 2 je zobrazený priebeh zmien obvodu kmeňov a bilancie vody P. abies a A. alba v priebehu dvoch klimaticky kontrastných rokoch 2020 a 2022. P. abies a A. alba vykazovali medzi rokmi odlišnú dynamiku rastu (obr. 2). Aj keď je evidentný synchrónny priebeh zmien obvodov kmeňov aj hodnôt VDS, A. alba vykazovala menšie fluktuácie ako aj predovšetkým v hodnotách VDS v porovnaní s P. abies. To naznačuje druhovo špecifickú reguláciu obsahu vody ovplyvnenú hrúbkou kôry (Mencuccini et al. 2013). Vyšší sezónny prírastok oboch drevín bol zaznamenaný v zrážkovo lepšie zabezpečenom roku 2020, pričom v oboch rokoch bol sezónny prírastok A. alba vyšší ako P. abies (obr. 2). Najväčší podiel radiálneho prírastku sa u skúmaných drevinách vytvára predovšetkým na začiatku vegetačného obdobia (máj, jún). Z obrázku 2 je zrejmé, že absentujúce úhrny zrážok v druhej polovici mája a v júni roku 2022 spôsobili stagnovanie rastu oboch drevín, čo sa významne odzrkadlilo na ich celkovom sezónnom prírastku. Výrazná stagnácia hrúbkového rastu nastala v obdobiach s nízkymi zrážkami a deficitom pôdnej vody (obr. 2). Naopak, po zrážkových udalostiach je zrejmý nárast obvodu kmeňov, kedy VDS oboch drevín dosahoval hodnoty blížiace sa nule (obr. 2), čo poukazuje na rehydratáciu buniek skladujúcich vodu (Zweifel et al. 2005). P. abies však preukázal citlivejšiu reakciu na sucho ako A. alba. A. alba aj pri dlhodobom deficite zrážok vykazuje prirastanie na obvode kmeňa, čo odzrkadľuje zníženú schopnosť *P. abies* vzhľadom jej plytký koreňový systém získať vodu z hlbších vrstiev pôdy, čo môže viesť k spomaleniu rastu a až k následnému poškodeniu vodivých pletív a usychaniu dreviny s nenávratným odumieraním. Naopak, A. alba je druh, ktorý je známy svojou silnou reguláciou transpirácie (Nourtier et al., 2014).



Obrázok 2: Dynamika zmien obvodu kmeňov a bilancie vody dospelých stromov smreka obyčajného a jedle bielej v priebehu klimaticky odlišných rokov 2020 a 2022 so znázornením priebehu zrážok. (ZOK - zmena obvodu kmeňa, VSD - vodný deficit stromu, Z - zrážky, T - teplota vzduchu, RV - relatívna vlhkosť vzduchu, PVP - pôdny vodný potenciál)

Niekoľko autorov (napr. Köcher et al. 2013; Oberhuber et al. 2015) uvádza, že vodný deficit stromu (VDS) úzko súvisí so stresom zo sucha a je determinovaný najmä kombináciou atmosférických a pôdnych podmienok. Spearmanove korelačné koeficienty medzi VDS a faktormi prostredia (tab. 3) odhalili, že takmer všetky sledované faktory prostredia vysoko významne korelovali s VDS bez ohľadu na druh dreviny (tab. 3). Takmer všetky atmosférické faktory prostredia vykazovali menej významné korelačné vzťahy s VDS v roku 2022 v porovnaní s rokom 2020, a to predovšetkým u A. alba. Oba druhy mali vysoko pozitívny korelačný vzťah medzi VDS a PVP, pričom vyšší korelačný koeficient bol v suchšom roku 2022, pričom A. alba vykazovala oveľa vyššiu citlivosť VDS na hodnoty PVP v porovnaní s P. abies. Pri dostatočnej zásobe vody, atmosférické podmienky významnejšie ovplyvňujú hodnoty VDS, čo sa odzrkadlilo na tesnejšom vzťahu medzi klimatickými faktormi a hodnotami VDS. Vlhkosť pôdy v závislosti od zrážkového režimu, je pomaly meniaci sa faktor, ktorého účinky môžu byť viditeľné v dlhšom časovom horizonte (niekoľko dní až mesiacov). Predpokladáme, že pri obmedzenej zásobe pôdnej vody sa atmosférické podmienky stávajú menej významnými (tab. 3). Nižšie korelačné koeficienty medzi hodnotami VDS A. alba a atmosférickými charakteristikami s výnimkou Z a RV v suchšom roku 2022 (tab. 3) naznačujú jeho lepšiu schopnosť regulovať transpiráciu (Nourtier et al., 2014). Vysoké hodnoty korelačných koeficientov vyjadrujúcich tesný vzťah medzi kumulovanými hodnotami VDS a hodnotami KVB<sub>kum</sub> (tab. 3) naznačuje že VDS významne odráža charakter vlhkostných pomerov prostredia.

Tabuľka 3: Spearmanove korelačné koeficienty medzi faktormi prostredia (nezávislé premenné, NP) a vodným deficitom stromu (VDS) a kumulatívnym vodným deficitom stromu (VDS<sub>kum</sub>) (závislé premenné, ZP) v jednotlivých obdobiach rokov 2020 a 2022. (GR - globálna radiácia, T teplota vzduchu, RV - relatívna vlhkosť vzduchu, Z - zrážky, PET - potenciálna evapotranspirácia, VPD vodný sýtostný deficit, KVB - klimatická vodná bilancia, PVP - pôdny vodný potenciál, KVB<sub>kum</sub> kumulatívna klimatická vodná bilancia)

70	ND	dravina	obdobie (marec-október)			
22	NP	urevina	2020	2022		
	CP	A. alba	-0.378***	-0,142*		
	GK	P. abies	-0,264***	-0,272***		
	т	A. alba	0,024	-0,047		
		P. abies	-0,040	-0,200**		
	D\/	A. alba	0,647***	0,424***		
	ĸv	P. abies	0,444***	0,411***		
	7	A. alba	0,462***	0,281***		
	2	P. abies	0,309***	0,128*		
VD3	DET	A. alba	-0,407***	-0,215***		
	PEI	P. abies	-0,306***	-0,332***		
		A. alba	-0,578***	-0,350***		
	VPD	P. abies	-0,449***	-0,425***		
		A. alba	0,440***	0,259***		
	NVD	P. abies	0,328***	0,280***		
		A. alba	-0,059	0,517***		
	PVP	P. abies	0,307***	0,370***		
	K//B	A. alba	0,947***	0,955***		
VDS <sub>kum</sub>	KVB <sub>kum</sub>	P. abies	0,947***	0,955***		

#### Záver

V štúdii sú porovnávané zmeny obvodu kmeňov dvoch druhov ihličnatých drevín *A. alba* a *P. abies* rastúcich na rovnakom mieste v teplejších a suchších podmienkach než sú v ich prirodzených biotopoch situovaných vo vyšších nadmorských výškach (tab. 1). Podmienky na súčasnej lokalite môžu predstavovať pravdepodobnú budúcu klímu, ktorej budú musieť druhy čeliť aj vo svojich prirodzených biotopoch. Odlišné klimatické podmienky v rokoch 2020 a 2022 boli jedinečnou príležitosťou na ilustráciu využitia dendrometrov na kvantifikáciu účinkov rôznych klimatických a pôdnych vlhkostných podmienok na rast a vodný stav lesných drevín na príklade drevín *A. alba* a *P. abies*. Sledované druhy vykazovali odlišné reakcie na podmienky prostredia, vyplývajúce z ich rozdielov v morfológii a fyziológii. *P. abies* v porovnaní s *A. alba* reagoval citlivejšie na zníženú dostupnosť vody v prostredí.

Výskum a priebežné monitorovanie fyziologických a rastových reakcií na extrémy počasia môže pomôcť lepšie pochopiť riziká a dopady klimatických zmien na rôzne druhy stromov a lokality. Otvorenou otázkou zostáva výber vhodných metód, ktoré budú na účely posúdenia vplyvu súčasných ale aj budúcich klimatických faktorov na lesné porasty použité. Zvlášť cenné sú tie metódy a parametre, ktoré dokážu detekovať reakcie drevín ešte predtým, než sa dajú navonok rozoznať viditeľné zmeny. Charakteristiky vychádzajúce zo stavu vody v rastline sú často spoľahlivejšie, než údaje o obsahu vody v prostredí. Moderné digitálne automatické prístroje umožňujúce trvalý monitoring fyziologických procesov s krátkou časovou odozvou poskytujú možnosti na spresnenie reakcie drevín a posúdenie vzájomných interakčných vzťahov v systéme pôda-drevina-atmosféra. Monitorovanie stromov pomocou dendrometrov sa môže použiť ako dôležitý systém včasného varovania na zistenie stresu stromov a meranie odolnosti druhov ešte predtým, ako dôjde k závažnejším reakciám, ako je napr.
opad asimilačných orgánov. Včasné diagnostikovanie nepriaznivého stavu porastov lesných drevín je nesmierne dôležité, najmä pre účinnejšie plánovanie možných nápravných opatrení.

#### Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-18-0390, APVV-21-0224 a Vedeckou grantovou agentúrou Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied na základe zmluvy č. VEGA 1/0285/23.

#### Literatúra

- Daudet, F. A., Améglio, T., Cochard, H., Archilla, O., Lacointe, A. (2005): <u>Experimental analysis of the</u> role of water and carbon in tree stem diameter variations. J. Exp. Bot., 56, 135–144.
- Dietrich, L., Zweifel, R., Kahmen, A. (2018): <u>Daily stem diameter variations can predict the canopy water</u> <u>status of mature temperate trees</u>. Tree Physiol., 38, 7, 941–952.
- Ehrenberger, W., Rüger, S., Fitzke, R., Vollenweider, P., Günthardt-Goerg, M. S., Kuster, T., Zimmermann, U., Arend, M. (2012): <u>Concomitant dendrometer and leaf patch pressure probe</u> <u>measurements reveal the effect of microclimate and soil moisture on diurnal stem water and leaf</u> <u>turgor variations in young oak trees</u>. Funct. Plant Biol., 39, 297–305.
- Köcher, P., Horna, V., Leuschner, C. (2013): <u>Stem water storage in five coexisting temperate broad-</u> <u>leaved tree species: significance, temporal dynamics and dependence on tree functional traits</u>. Tree Physiol., 33, 817–832
- Leštianska A., Fleischer, P. Jr., Fleischer, P., Merganičová, K., Střelcová, K. (2020): Interspecific variation in growth and tree water status of conifers under water-limited conditions. J. Hydrol. Hydromech. 68 (4), 368–381.
- Leštianska, A., Fleischer, P., Jr., Merganičová, K., Fleischer, P. Sr., Nalevanková, P., Střelcová, K. (2023): <u>Effect of Provenance and Environmental Factors on Tree Growth and Tree Water Status of Norway</u> <u>Spruce</u>. Forests, 14, 156.
- Mencuccini, M., Hölttä, T., Sevanto, S., Nikinmaa, E. (2013): <u>Concurrent measurements of change in</u> <u>the bark and xylem diameters of trees reveal a phloem-generated turgor signal</u>. New Phytol., 198, 1143–1154.
- Nourtier, M., Chanzy, A., Cailleret, M., Yingge, X., Huc R., Davi, H. (2014): <u>Transpiration of silver Fir</u> (Abies alba mill.) during and after drought in relation to soil properties in a Mediterranean mountain <u>area</u>. Ann. For. Sci., 71, 683–695.
- Oberhuber, W., Hammerle, A., Kofler, W. (2015): <u>Tree water status and growth of saplings and mature</u> <u>Norway spruce (Picea abies) at a dry distribution limit</u>. Front. Plant Sci., 6, 703.
- Penman, H. L. (1948): <u>Natural evaporation from open water, bare soil, and grass</u>. Proc. R. Soc., A193, 120–146.
- Schuldt, B., Buras, A., Arend, M., Vitasse, Y., Beierkuhnlein, C., Damm, A., Gharun, M., Grams, T. E. E., Hauck, M., Hajek, P., et al. (2020): <u>A first assessment of the impact of the extreme 2018 summer</u> <u>drought on Central European forests</u>. Basic Appl. Ecol., 45, 86–103.
- Střelcová K., Leštianska A., Sitková Z, Vido J., Nalevanková P., Škvarenina J. (2017): Monitoring bioklimatických podmienok lesných vegetačných stupňov Slovenska. In: Sitková, Z., Pavlenda, P. (eds.): Dlhodobý ekologický výskum a monitoring lesov: súčasné poznatky a výzvy do budúcnosti. Zvolen, Národné lesnícke centrum Lesnícky výskumný ústav Zvolen, 150 s.

- Schäfer, C., Rötzer, T., Thurm, E. A., Biber, P., Kallenbach, C., Pretzsch, H. (2019): <u>Growth and Tree</u> <u>Water Deficit of Mixed Norway Spruce and European Beech at Different Heights in a Tree and under</u> <u>Heavy Drought</u>. Forests, 10, 577
- Vitali, V., Büntgen, U., Bauhus, J. (2017): <u>Silver fir and Douglas fir are more tolerant to extreme</u> <u>droughts than Norway spruce in south-western Germany</u>. Glob. Chang. Biol., 23, 5108–5119.
- Zweifel, R., Haeni, M., Buchmann, N., Eugster, W. (2016): <u>Are trees able to grow in periods of stem</u> <u>shrinkage?</u> N. Phytol., 211, 839–849
- Zweifel, R., Zimmermann, L., Newbery, D. M. (2005): <u>Modelling tree water deficit from microclimate:</u> <u>an approach to quantifying drought stress</u>. Tree Physiol., 25, 147–156.
- Zweifel, R., Zimmermann, L., Zeugin, F., Newbery, D. M. (2006): <u>Intra-annual radial growth and water</u> relations of trees: <u>Implications towards a growth mechanism</u>. J. Exp. Bot., 57, 1445–1459.

## Homogenizácia a dlhodobé trendy a klasifikácia teploty vody vo vysokohorskom povodí rieky Belá

Pavla Pekárová<sup>1</sup>, Pavol Miklánek<sup>1</sup>, Dana Halmová<sup>1</sup>, Ján Pekár<sup>2</sup>, Katarína Jeneiová<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, SK
<sup>2</sup> Univerzita Komenského, Fakulta matematiky, fyziky a informatiky, Mlynská dolina, 842 48 Bratislava, SK
<sup>3</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, SK

#### Abstrakt

Na zabezpečenie dosiahnutia dobrého stavu povrchovej a podzemnej vody v EÚ a na zabránenie zhoršovania stavu vôd na úrovni spoločenstva sa stanovujú environmentálne ciele. Dosiahnutie environmentálnych cieľov sa overuje prostredníctvom zavedených hodnotiacich systémov, pomocou ktorých sa hodnotí aj kvalita povrchových vôd. Parciálnou súčasťou hodnotiacich systémov, ktoré vstupujú do hodnotenia ekologického stavu/potenciálu sú aj fyzikálno-chemické ukazovatele, medzi ktoré patrí aj teplota vody. Prvá časť príspevku je zameraná na homogenizáciu, štatistickú analýzu a zhodnotenie trendového vývoja denných hodnôt teploty vody meranej vo vysokohorskom povodí rieky Belá v dvoch staniciach (Podbanské a Liptovský Hrádok). V druhej časti je stručne opísaný spôsob vytvorenia klasifikačnej schémy pre teplotu vody na Slovensku na základe databázy z monitoringu kvality povrchových vôd v SR. Navrhnutý je spôsob zatriedenia teploty vody z denných meraní uložených v kvantitatívnej databáze povrchových vôd.

Kľúčové slová: teplota vody, klasifikačné schémy, kvalita vody, RSV

#### Úvod

Vývoj ekonomiky, priemyslu a celkové znečisťovanie vôd v Európskej únii viedlo k vypracovaniu a schváleniu viacerých významných dokumentov, z ktorých je pre vodu v súčasnosti najvýznamnejšia Rámcová smernica o vode (Smernica, 2000). RSV zaviedla do hodnotenia stavu vôd nové chápanie a novú terminológiu. Hodnotenie stavu povrchových vodných tokov sa odvodzuje nie na základe entity "tok", ale je založené na hodnotení "vodných útvarov" a "typov tokov" (v SR podľa Vyhlášky (2010) pozri tabuľku A1 v prílohe). Typovo špecifické klasifikačné schémy stanovené pre jednotlivé prvky kvality podľa Metodiky pre odvodenie referenčných podmienok a klasifikačných schém na Slovensku (Metodika MŽP, 2007) sú právne zakotvené v Nariadení (2010), ktorým sa ustanovujú požiadavky na dosiahnutie dobrého stavu vôd v Prílohe č. 12 časť A (pozri tabuľku A2 v prílohe).

Teplota vody sa môže na prvý pohľad javiť ako jednoduchý ukazovateľ, ktorému je obyčajne venovaná v hodnoteniach len okrajová pozornosť. A to napriek tomu, že teplota vody zohráva kľúčovú rolu v termodynamickom systéme povrchových vôd a jej význam môže byť zásadný, pretože o.i. významne ovplyvňuje ďalšie fyzikálno-chemické vlastnosti vody a priamo či nepriamo ovplyvňuje kvalitatívne a kvantitatívne zloženie bioty.

Prvé kontinuálne merania teploty vody slovenských tokov pochádzajú z rokov 1924 až 1926. Teplota vody tokov sa merala denne, pravidelne o 7:00 hod. ráno, prípadne ešte aj v inej dobe (hodine) podľa osobitného ustanovenia. Meralo sa pod hladinou, a to na mieste k tomu určenom. Obyčajne sa zvolilo miesto zatienené, kde voda nie je príliš plytká ani hlboká a aby mierne prúdila. Pre meranie teplôt vody vodných tokov sa používal ortuťový teplomer s Celziovou stupnicou s rozpätím od –12 do 40 °C.

Komplexne bola teplota vody československých tokov do roku 1960 vyhodnotená Čermákom (1965) a Čermákom a kol. (1967). Teplotu vody v tokoch čoraz viac ovplyvňuje i činnosť človeka v povodí. Je to nielen výstavba vodných nádrží, výstavba tepelných a jadrových elektrární, ale aj odvádzanie kanalizačných vôd do tokov (Stančíková a Capeková, 1993).

Archiváciou meraní teploty vody v súlade s Vyhláškou (2010) je poverený Slovenský hydrometeorologický ústav (SHMÚ). Merania teploty vody sú uložené v dvoch databázach:

- V kvantitatívnej databáze povrchových vôd denné merania teploty vody z vodomerných staníc SHMÚ o 7,00 hod do roku 2008. Od roku 2005 merania prebiehali aj v hodinovom kroku. V roku 2021 prebiehali merania teploty vody v 410 vodomerných staniciach.
- 2. V **databáze z monitoringu kvality povrchových vôd v SR** merania teploty vody spravidla v čase odberu vzorky vody, podľa programu monitorovania.

Pri stanovení klasifikačných schém pre ukazovateľ teplota vody sa v SR vychádzalo z výstupov z pozorovaní teploty vody z monitoringu kvality vody (Kučárová a Pekárová, 2006; Pekárová a kol., 2007; Kučárová a kol., 2008, 2011; Makovinská a kol., 2009). Mesačné odbery v rôznu hodinu počas dňa však nie sú vhodné na štatistické analýzy dlhodobých trendov. Za týmto účelom je vhodnejšie využiť pozorovania teploty vody z kvantitatívnej databázy povrchových vôd SHMÚ, kde sú dlhšie rady pozorovaní denných hodnôt teploty vody. Cieľom tohto príspevku je:

- Homogenizácia, štatistická analýza a zhodnotenie trendového vývoja denných hodnôt teploty vody meranej vo vysokohorskom povodí rieky Belá v dvoch staniciach (Podbanské a Liptovský Hrádok) z kvantitatívnej databázy povrchových vôd SHMÚ.
- 2. Návrh spôsobu zatriedenia vody do triedy kvality pre ukazovateľ teplota vody na základe denných meraní z kvantitatívnej databázy povrchových vôd na príklade toku: Belej v Podbanskom (malé toky v nadmorskej výške nad 800 m n.m. v Karpatoch (K4M)) a L. Hrádku (stredne veľké toky v nadmorskej výške 500 800 m v Karpatoch (K3S)).

#### Metódy spracovania

Z výsledkov starších prác (Pekárová a kol., 2008, 2009, 2011) vyplýva, že teplota vody v tokoch je závislá predovšetkým na teplote vzduchu. Pri doplnení chýbajúcich údajov teploty vody, ako aj pri homogenizácii meraných časových radov teploty vody sa používajú rôzne multiregresné lineárne, nelineárne alebo logistické regresné modely (Pekárová a kol. 2009). Dôvodom je, že vzťah medzi teplotou vzduchu a vody nemusí byť lineárny, ale je ovplyvňovaný podzemnou vodou pri nízkych teplotách vzduchu (oteplenie) a evapotranspiráciou pri vysokých teplotách vzduchu (ochladenie).

#### Použité údaje - opis povodia rieky Belá

Z **kvantitatívnej databázy povrchových vôd** boli vybrané rady denných hodnôt teploty vody (*To*) z rieky Belá zo stanice Podbanské a Liptovský Hrádok. Merania v týchto staniciach prebiehali od roku 1958 resp. 1962. Keďže v minulosti boli teploty vody merané o 7,00 hod., boli z databázy po zavedení hodinových meraní vybrané pozorovania o 7,00 hod. Získané rady denných hodnôt je potrebné očistiť od chybných údajov, doplniť o chýbajúce údaje a homogenizovať za použitia meraných teplôt vzduchu (*Ta*) zo stanice Podbanské a Liptovský hrádok.

Rieka Belá vzniká sútokom Tichého a Kôprového potoka v nadmorskej výške 976,8 m n.m. Celková dĺžka toku je 23,6 km (Pacl, 1973; Hlubocký, 1974). Povodie Belej má plochu 244,303 km<sup>2</sup>. Rieka Belá

odvodňuje jednak vysokohorský reliéf povodím Kôprového potoka, jednak hôľny reliéf povodím Tichého potoka (Pacl, 1988). Od sútoku tečie juhozápadným smerom popri Podbanskom a prijíma 7 pravostranných prítokov a jeden ľavostranný prítok (obr. 1). Ústie rieky Belá sa nachádza pri Liptovskom Hrádku v nadmorskej výške 629 m n.m.

Povodie Belej patrí medzi pomerne vzácne územia, málo dotknuté ľudskou činnosťou. Najväčšie antropogénne zásahy, pastvinárstvo a s ním spojené klčovanie lesov, sa vyskytovali najmä v 19. storočí. Po založení Tatranského národného parku (TANAPu) v roku 1948 bolo pastierstvo zakázané a lesy sa začali považovať za prvok prospešný pri ochrane pred povodňami (Pekárová a kol., 2009; Pacl, 1988). Horná časť povodia Belej od profilu Podbanské je z 40-tich% tvorená kosodrevinou, 13% pokrývajú ihličnaté lesy, 30% predstavujú prechodné lesokroviny, 16% sú prirodzené lúky a zvyšok tvoria vodné plochy a zastavané územia. Dolná časť povodia je tvorená prevažne poľnohospodárskou pôdou (obr. 1).



Obr. 1: Schematická mapa reprezentatívneho povodia Belej s jej prítokmi a umiestnením pozorovacích staníc (Hlubocký, 1974). Vegetačné a sídelné pomery v povodí Belej. Foto zľava: Belá: Podbanské, kalamita v povodí Belá pod Kriváňom, Belá: L. Hrádok (Pekárová, máj 2014).

#### Klimatické pomery

Povodie Belej má kontinentálnu polohu, je pomerne rovnako vzdialené od Baltického mora, Atlantického oceánu a Jadranského mora (600-840-700 km). Nachádza sa v stredoeurópskom vnútrozemskom podnebí. Povodie Belej je však výrazne ovplyvňované prudko sa meniacou nadmorskou výškou (na 10 km je prevýšenie o 575 metrov). Vysoké Tatry a teda aj povodie Belej patria do chladnej až studenej horskej oblasti. Priemerná ročná teplota vzduchu za obdobie 1931—2000 bola v stanici Podbanské 4,8 °C, na Kasprovom vrchu -0,8 °C.

Povodie Belej leží v oblasti najvyšších zrážkových úhrnov na Slovensku. Režim zrážok má typický jednoduchý ročný chod, s jedným minimom v zime (zvyčajne vo februári) a s jedným maximom v lete (jún až júl). Zrážky pribúdajú s rastúcou nadmorskou výškou v povodí viac-menej pravidelne. Ročný úhrn zrážok stúpa od 900 v Podbanskom až na 1800 mm na Kasprovom vrchu, z toho v letnom období od 500 na 1000 mm (Pacl, 1983). Počet dní so snežením v roku sa pohybuje od 57 do 180 dní, pričom snehová pokrývka sa udrží 120—200 dní. Na niektorých miestach (Medená kotlina) sa snehová prikrývka vyskytuje aj po celý rok. Hrúbka snehovej prikrývky je premenlivá, stúpa v nadmorskej výške od 40 cm na úbočiach kotlín až nad 200 cm. Absolútne maximum 400 cm namerali na Popradskom Plese v marci v roku 1946.

V oblasti povodia rieky Belá prevláda vietor severozápadného smeru, ktorý je miestami pozmenený tvarmi povrchu. Najväčšia nameraná rýchlosť vetra bola okolo 250 km/h (Pekárová a kol., 2011).

Povodie Belej sa začalo pozorovať pomerne dávno. V roku 1928 boli osadené v povodí zariadenia na meranie výšky vodnej hladiny, dve meteorologické stanice a dva totalizátory. Tieto zariadenia sú doteraz spravované SHMÚ.

#### Odtokové pomery

Priaznivé morfologické a klimatické faktory povodia Belej podmieňujú rýchly povrchový odtok dažďovej vody a jej sústreďovanie do riečnych korýt. V čase nízkych odtokov sú prietoky veľmi ovplyvňované geologickými pomermi. Veľká časť vody odteká rôzne mocnými a priepustnými náplavmi, alebo suťovým materiálom tak, že na niektorých úsekoch korytový prietok pozdĺž toku mizne.

V čase programu Medzinárodnej hydrologickej dekády MHD (1965-1975) došlo k pomerne dobrému preskúmaniu hornej časti povodia Belej po stanicu Podbanské (93,49 km<sup>2</sup>). Povodie Belej bolo ako horské povodie vybavené totalizátormi hneď v prvej etape ich rozmiestňovania na Slovensku (roky 1951–1953). Pozorovania boli zamerané najmä na režim zrážok, vrátane zimných snehových zrážok (Pacl, 1951; Blahout a Pacl, 1965) a zároveň dochádzalo od roku 1927/1928 k pravidelnému a neprerušovanému vyhodnocovaniu priemerných denných prietokov. Na Belej v stanici Podbanské začali pozorovania hladiny vody už v roku 1924. Pozorovania na Tichom a Kôprovom potoku začali od roku 1939 do roku 1999. Zo získaného nameraného materiálu vznikol celý rad štúdií (Pacl, 1959-1968; Molnár a Pacl, 1988; Hlubocký, 1974, 1979; Dulovič, 1979; Pekárová et al., 2010a).

Zvýšené prietoky sa na Belej vyskytujú najmä v lete. V povodí jednoznačne prevládajú letné povodne, podmienené intenzívnymi lejakmi z výrazného teplotného rozhrania nad Karpatmi. Počas pozorovaní nastali na Belej v stanici Podbanské tri takéto povodne, presahujúce hodnotu 120 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> a to v roku 1934, 1948 a 1958.

#### <u>Teplota vody</u>

S meraním teploty vody začal SHMÚ v povodí Belej v stanici Podbanské po roku 1956. Teplota vody bola meraná pozorovateľom manuálne o 7 hod. ráno do roku 2002. Od roku 2005 je teplota vody

a vodná hladina meraná SHMÚ automatickými prístrojmi. Okrem týchto rutinných meraní v povodí Belej sa vykonávali viaceré experimentálne pozorovania teploty vody počas hydrologickej dekády od roku 1970–1980. V rokoch 2009–2012 Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied vykonával experimentálne merania kontinuálne v 30 minútovom intervale vo viacerých profiloch v povodí Belej (Pekárová a kol., 2011).

#### Výsledky

#### Homogenizácia denných radov teploty vody

Vypočítané charakteristiky prietokov a teploty vody v povodí rieky Belá uvedené v tejto práci boli spracované z denných údajov z dvoch vodomerných staníc SHMÚ na rieke Belá, a to zo stanice Podbanské a Liptovský Hrádok. Vo vodomernej stanici Podbanské sú k dispozícii denné prietoky od roku 1928 po rok 2020, v L. Hrádku od roku 1965. Teplota vody bola pozorovaná od roku 1958 v stanici Belá a od novembra 1963 v stanici L. Hrádok. Vyhodnotené sú údaje teploty vody o 7.00 hod. ráno, a to z meraní teploty aj po roku 2008. Priebeh denných meraných hodnôt teploty vody o 7,00 hod. a priemerných denných prietokov zo staníc Podbanské a L. Hrádok sú zobrazené na obrázku 2. Na obrázku 2 sú vykreslené aj priemerné denné teploty vzduchu z meteorologických staníc Podbanské a L. Hrádok.

Z vykreslených hodnôt denných údajov je vidieť, že v radoch teploty vody sú evidentné nekonzistentné pozorovania. Denné hodnoty teploty vody v stanici Podbanské boli preto upravené v období 12.–25. 08. 1979. V období rokov 1985–1995 merania teploty vody v stanici Podbanské taktiež nezodpovedajú meraniam v ostatných desaťročiach. Preto sme tieto merania domodelovali viacnásobných regresným modelom na základe pozorovaní teploty vzduchu v meteorologickej stanici Podbanské a na základe meraní prietokov vo vodomernej stanici Podbanské.



*Obr. 2: Rady priemerných denných teplôt vzduchu z klimatických staníc Podbanské, a L. Hrádok (Ta). Teploty vody o 7,00 hod. (To) a priemerných denných prietokov (Q) z vodomerných staníc Belá: Podbanské a L. Hrádok. Štvorročné kĺzavé priemery denných hodnôt – mierka na pravej osi.* 

ukazovateľ	mean	min	max	330-day	30-day	CS	CV	nárast za 100 rokov
To [°C] Belá: Podbanské	4.32	0.00	9.40	1.60	7.10	-0.09	0.47	1.3
Ta [°C] Podbanské	5.27	-22.55	24.00	-5.70	16.30	-0.20	1.55	4.2
To [°C] Belá: L.Hrádok	5.02	0.00	15.89	0.00	10.70	0.25	0.78	3.0
Ta [°C] L. Hrádok	6.63	-26.40	27.85	-4.90	17.80	-0.35	1.29	4.3
Q [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ] Belá: Podbanské	3.51	0.40	78	0.88	8	3.8	1.1	0.38
Q [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ] Belá: L. Hrádok	6.80	1.01	113	2.12	16	3.5	1.0	-0.70

Tabuľka 1: Základné štatistické charakteristiky teploty vody, vzduchu a prietokov v staniciach Belá: Podbanské a Belá: L. Hrádok, obdobie 1961–2020.

V stanici Liptovský Hrádok merania teploty vody v období rokov 1963–1980 majú výrazný klesajúci trend (sklon lineárnej rovnice trendu v dennom kroku je –0,0004). V meraniach teploty vzduchu v stanici Liptovský Hrádok i Podbanské však tento pokles teploty vzduchu nie je v danom období pozorovaný. Preto sme merania teploty vody o 7,00 hod. homogenizovali – znížili sme ich o lineárny trend. Denné hodnoty teploty vody o 7,00 hod. kolísali od 0 – 9,4°C v stanici Podbanské a od 0 – 15,89 °C v stanici Liptovský Hrádok. Základné štatistické charakteristiky teploty vody, teploty vzduchu a prietokov z oboch staníc sú uvedené v tab. 1. V tabuľke sú uvedené v poslednom stĺpci hodnoty, o ktoré by narástli teploty a prietoky pri predpokladanom lineárnom trende z obdobia 1961–2020 za obdobie 100 rokov, t.j. do roku 2060.

Teploty vody samozrejme kolíšu aj počas dňa. V malých tokoch je rozdiel medzi rannými a poobednými teplotami veľmi výrazný. V letných mesiacoch júl-august je rozdiel v priemerných hodinových minimálnych a maximálnych teplotách vody v Podbanskom i L. Hrádku takmer 3°C. Zatiaľ čo v Podbanskom je maximálna denná teplota meraná o 14,00 hod., v L. Hrádku je to o hodinu neskôr – o 15,00 hod (pozri obr. 3).



*Obr. 3: Priemerný denný chod teploty vody v roku 2020 za mesiace júl-august v toku Belá: Podbanské a Belá: L. Hrádok.* 



Obr. 4: Ročný chod teploty vody za obdobie 1991–2020, Belá: Podbanské a Belá: L. Hrádok.

Dlhodobý ročný priemer teploty vody o 7,00 hod. rieky Belá za 30-ročné obdobie 1991–2020 bol 4,32°C v stanici Podbanské a 5,02°C v stanici Liptovský Hrádok. V obidvoch staniciach táto hodnota bola nižšia ako 8°C a preto môžeme o Belú označiť za chladný tok. Dlhodobá priemerná teplota vody v toku o 7,00 hod. v rieke Belá v stanici Podbanské (4,32°C) je nižšia ako teplota vzduchu v Podbanskom, ktorá je 5,27°C. Vzhľadom na vysokú tepelnú kapacitu vody, má teplota vody oveľa menšie denné výkyvy ako teplota vzduchu. Rozdiel maximálnej a minimálnej teploty vody v Podbanskom bol 9,4°C, zatiaľ čo rozdiel maximálnej a minimálnej priemernej dennej teploty vzduchu bol až 46,55°C. Teplota vody v Liptovskom Hrádku (obr. 4) má oveľa vyššiu variabilitu (cv=0,78) oproti variabilite teploty vody v Podbanskom (cv=0,47).

Pri porovnaní teploty vody meranej o 7,00 hod. je napr. v Belej: Podbanskom priemerná denná teplota vzduchu vyššia o 0,71°C v porovnaní s teplotou meranou o 7,00 hod. (5,51°C verzus 4,8°C), pozri obr. 5. Preto pri porovnávaní teploty vody a vzduchu je potrebné používať priemerné denné tepoty vody.

Z daných analýz vyplýva, že keďže automatické (hodinové) merania teploty vody sú k dispozícii v kratšom časovom rade (po roku 2008), musíme pri vyhodnocovaní dlhodobých trendov teploty vody v tokoch vyberať hodnoty merané o 7,00 hod, a dlhodobé trendy počítať z týchto homogénnych radov.



Obr. 5: Priebeh priemerných mesačných hodnôt teploty vody v stanici Belá: Podbanské počítaných z priemerných denných hodnôt teploty vody (červená čiara) a hodnôt vody meraných o 7,00 hod. (modrá čiara) za 13-ročné obdobie 2008–2020.

#### Klasifikačné schémy teploty vody v Slovenskej republike

Stanovovanie klasifikačných schém pre ukazovateľ teplota vody vychádzalo z výstupov troch prístupov:

- (pomer ekologickej kvality (PEK), percentily 2a, percentily 2b (Pekárová a kol., 2007);
- limitov z legislatívy SR platných v období prípravy klasifikačnej schémy;
- a zo slovenských technických noriem (príloha 2/C Nariadenia vlády č. 296/2005 Z. z., a STN 75 7221).

Klasifikačné schémy pre jednotlivé typy tokov boli odvodené z historických dlhodobých meraní z **národného monitoringu kvality povrchových vôd** Slovenskej republiky z databáz SHMÚ a SVP, š.p. z rokov 1990–2005. V rámci expertného odhadu pri stanovovaní klasifikačných schém pre teplotu vody, ktorý vychádzal z hore uvedených prístupov sa prihliadalo k faktoru klimatických zmien a s tým súvisiacemu možnému otepľovaniu tokov. Medzi stanovovanými hranicami I.-II. triedy sa preto dbalo na dodržiavanie 2 °C rozdielu medzi navrhovanými limitmi (Pekárová a kol., 2007).

Stanovené klasifikačné schémy pre ukazovateľ teplota vody pre hodnotenie ekologického stavu pre 22 vodných útvarov povrchových vôd v SR (pozri v prílohe tab. A1) boli na základe získaných hraníc pre jednotlivé triedy kvality rozdelené do 10 kategórií (pozri v prílohe tab. A2). Pre porovnanie v tabuľke A2 uvádzame aj limity z STN 75 7221 (1999), ktorá bola k 1.3.2007 zrušená a limity z Nariadenia (2005), ktoré tvorili rámec pre stanovenie klasifikačných schém ako aj limity z Nariadenie (2010), ktoré nahradilo Nariadenie (2005), pričom Nariadenie (2010) v prílohe 1 "Požiadavky na kvalitu povrchovej vody" uvádza hraničné hodnoty stanovenej klasifikačnej schémy pre teplotu.

Teplotný režim tokov dobre charakterizujú empirické čiary prekročenia teplôt vody. Ak túto čiaru zostrojíme z pozorovaní získaných za niekoľko desaťročí, nazývame ju priemernou čiarou prekročenia denných teplôt vody a hodnoty M-denných teplôt vody z nej určených sa považujú za dôležité charakteristiky teplotného režimu povrchových vôd. Hodnoty dlhodobých M-denných teplôt vody meraných o 7,00 hod. zo staníc Liptovský Hrádok a Podbanské za obdobie 1991–2020 sú znázornené na obr. 6. Na rieke Bela klesá 364-denná teplota vody na 0°C v stanici Liptovský Hrádok, v stanici Podbanské sú zimné nízke teploty vody ovplyvnené teplotou podzemnej vody. Tridsiata šiesta hodnota v zostupnom rade predstavuje 90-ty percentil teploty vody v toku Belej meranej o 7,00 hod (minimálna denna teplota vody).

Pre zatriedenie do triedy kvality by sa mal použiť 90-ty percentil teploty vody zo 14-tej hodiny v Podbanskom a 15-tej hodiny v Liptovskom Hrádku (maximálna denná teplota vody). Táto hodnota by mala byť porovnávaná s limitnou hodnotou z klasifikačné schémy (triedy kvality) pre teplotu vody v SR - tabuľka A2 v prílohe.



Obr. 6: Empirické čiary prekročenia (M-denné) teploty vody o 7.00 ráno na rieke Belá pre obdobie 1991–2020 v staniciach Podbanské a Liptovský Hrádok.

#### Závery

Význam vody, jej ochrana ako strategickej suroviny pre rôzne účely patrí k hlavným cieľom vodohospodárskej politiky Slovenska a Európskej únie. Teplota vody patrí k základným fyzikálnym charakteristikám povrchových vôd s priamym vplyvom na biodiverzitu, faunu, flóru tokov, celý vodný ekosystém a okolitú krajinu. Významným spôsobom ovplyvňuje ďalšie fyzikálno-chemické vlastnosti vody ako napr. obsah rozpusteného kyslíka vo vode. Preto je potrebné venovať pozornosť vývoju teploty vody v našich tokoch a hodnotiť vplyv teploty vzduchu na teplotu vody v tokoch. Na základe získaných výsledkov je možné konštatovať, že:

- V letných mesiacoch júl-august je rozdiel v priemerných hodinových minimálnych a maximálnych teplotách vody v Podbanskom i L. Hrádku takmer 3°C.
- Keďže automatické (hodinové) merania teploty vody sú k dispozícii v kratšom časovom období (po roku 2008), je možné dlhodobé trendy teploty vody v tokoch za obdobie 1961–2020 vyhodnocovať z radov zostavených z meraní o 7,00 hod.
- Zatiaľ čo v Podbanskom je maximálna denná teplota meraná o 14,00 hod., v L. Hrádku je to o hodinu neskôr o 15,00 hod.
- Tridsiata šiesta hodnota v zostupnom rade (90-ty percentil) maximálnej dennej teploty vody (meranej o 14,00 hod. v Podbanskom a o 15,00 hod. V L. Hrádku) by mala byť porovnávaná s limitnou hodnotou z klasifikačné schémy (triedy kvality) pre teplotu vody v SR - tabuľka A2 v prílohe.
- Pri vyhodnocovaní vplyvu teploty vzduchu na teplotu vody je potrebné porovnávať priemerné denné teploty vody.

#### Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou projektov VEGA 2/0015/23, APVV-20-0374 a projektu UNESCO WATSIM.

#### Literatúra

- Čermák, M. a kol. (1967): Teploty vody československých tokov. Hydrologické pomery ČSSR. II. diel, HMÚ, Praha.
- Čermák, M. (1965): Teploty vody československých tokov, Vodohospodársky časopis, 13 (3), 296 304.
- HMÚ (1958): Návod na meranie teploty vody vodných tokov. Hydrometeorologický ústav v Prahe, NV 30438/58.
- Kučárová, K., Pekárová, P. a kol. (2006): Metodika pre odvodenie referenčných podmienok a klasifikačných schém pre hodnotenie ekologického stavu vôd, časť Fyzikálno-chemické prvky kvality. SHMÚ Bratislava, Ústav hydrológie SAV Bratislava.
- Kučárová, K., Valúchová, M., Bartík, I., Melová, K., Magulová, R. (2008): Hodnotenie ekologického stavu vodných tokov v Slovenskej republike, Časť 4: Podporné prvky kvality fyzikálno-chemické a hydromorfologické. Vodohospodársky spravodajca, č. 11–12.
- Kučárová, K., Valúchová, M., Tóthová, L., Magulová, R. (2011): Povrchové vody v Slovenskej republike a Rámcová smernica o vode. Vodohospodársky spravodajca, č. 3–4.
- Makovinská., J., Kučárová, K., Tóthová, L., Haviar, M., Valúchová, M., Mišíková Elexová, E., Hlúbiková, D., Bodiš, D., Kordík, J., Slaninka, I., Bartík, I., Magulová, R., Melová, K., Trubenová, K., Paľušová, Z., Kobelová, M., Matulík, D., Bošáková, M., Pašerbová, E., Mláka, M., Rozdobuďková, N., Maťašová, Z., Pekárová, P., Shearman, A., Baláži, P., Šporka, F., Mužík, V., Kováč, V., Kuníková, E. (2009): Predbežné hodnotenie stavu VÚ povrchových vôd Slovenska. Záverečná správa, VÚVH, SHMÚ, SVP, š.p., UH SAV, UZ SAV, SAŽP, PRIF UK.
- Metodika MŽP (2007): Metodika pre odvodenie referenčných podmienok a klasifikačných schém, MŽP SR (SHMÚ, VÚVH, ÚZ SAV, UH SAV, SAŽP).
- Nariadenie (2005): Nariadenie vlády SR č. 296/2005 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na kvalitu a kvalitatívne ciele povrchových vôd a limitné hodnoty ukazovateľov znečistenia odpadových vôd a osobitých vôd.
- Nariadenie (2010): Nariadenie vlády SR č. 269/2010 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na dosiahnutie dobrého stavu vôd Nariadenie vlády SR (Aktualizácia dovtedy platného Nariadenia vlády SR č. 296/2005 Z.z.).
- Pekárová, P., Halmová, D., Miklánek, P., Pekár, J., Škoda, P., Liová, S., Kučárová, K. (2009): <u>Analýza</u> <u>homogenity meraní teploty vody v toku Belej v Podbanskom</u>. Acta Hydrologica Slovaca 10 (1), 123– 133.
- Pekárová, P., Kučárová, K., Bartík, I., Sebiň, M., Onderka, M. (2007): Klasifikačné schémy pre fyzikálnochemické prvky kvality povrchových vôd. <u>Meteorologický časopis</u>, SHMÚ, 10 (4), 229 – 234.
- Pekárová, P., Miklánek, P., Halmová, D., Onderka, M., Pekár, J., Kučárová, K., Liová, S., Škoda, P. (2011): <u>Long-term trend and multi-annual variability of water temperature in the pristine Bela River basin</u> <u>Slovakia</u>. Journal of Hydrology, 400, 333–340.
- Pekárová, P., Onderka, M., Škoda, P., Pekár, J. (2008): Simulácia rastu teploty vody Dunaja v Bratislave v závislosti na očakávanom raste teploty vzduchu. In: Národný klimatický program Slovenskej republiky, Bratislava, Ministerstvo životného prostredia, zväzok 12, 87 – 102.
- Smernica (2000): Smernica Európskeho parlamentu a Rady 2000/60/ES z 23. októbra 2000, ktorou sa stanovuje rámec pôsobnosti pre opatrenia spoločenstva v oblasti vodného hospodárstva (Ú. v. ES L 327, 22.12.2000, s. 1 73).
- Stančíková, A., Capeková, Z. (1993): Teplota vody Dunaja ukazovateľ ľudských zásahov na toku. In: Veda a výskum v praxi č. 83–84, Bratislava, VÚVH.
- STN 75 7221 (1999): Kvalita vody. Klasifikácia kvality povrchových vôd.

Vyhláška (2010): Vyhláška č. 418/2010 Ministerstva pôdohospodárstva, životného prostredia a regionálneho rozvoja Slovenskej republiky zo 14. októbra 2010 o vykonaní niektorých ustanovení vodného zákona (Aktualizácia dovtedy platnej Vyhlášky č. 221/2005 Z.z.).

#### PRÍLOHY:

Tabuľka A1: Typy vodných útvarov kategórie riek v SR. (Príloha č. 9 k vyhláške č. 418/2010 Z. z)

Kód	Kód	Názov typu / podtypu
typu	podtypu	
P1M	_	Malé toky v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve
P2M	_	Malé toky v nadmorskej výške 200 – 500 m v Panónskej panve
P1S	_	Stredne veľké toky v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve
K2M	_	Malé toky v nadmorskej výške 200 – 500 m v Karpatoch
КЗМ	_	Malé toky v nadmorskej výške 500 – 800 m v Karpatoch
K4M	_	Malé toky v nadmorskej výške nad 800 m v Karpatoch
K2S	_	Stredne veľké toky v nadmorskej výške 200 – 500 m v Karpatoch
K3S	_	Stredne veľké toky v nadmorskej výške 500 – 800 m v Karpatoch
P1V	M1(P1V)	Veľké toky v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve – podtyp Morava
P1V	D1(P1V)	Veľké toky v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve – podtyp Dunaj v úseku Devín – Klížská Nemá
P1V	D2(P1V)	Veľké toky v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve – podtyp Dunaj v úseku Klížská Nemá – št. hranica s HU
K3V	V1(K3V)	Veľké toky hornej časti povodia Váhu v nadmorskej výške 500 – 800 m v Karpatoch
K2V	V2(K2V)	Veľké toky strednej časti povodia Váhu v nadmorskej výške 200 – 500 m v Karpatoch
P1V	V3(P1V)	Veľké toky dolnej časti povodia Váhu v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve
K2V	R1(K2V)	Stredná časť toku Hron v nadmorskej výške 200 – 500 m v Karpatoch
P1V	R2(P1V)	Dolná časť toku Hron v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve
P1V	I1(P1V)	Dolná časť toku Ipeľ v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve
K2V	H1(K2V)	Stredná časť toku Hornád v nadmorskej výške 200 – 500 m v Karpatoch
K2V	H2(K2V)	Dolná časť toku Hornád v nadmorskej výške 200 – 500 m v Karpatoch
P1V	B1(P1V)	Veľké toky v povodí Bodrogu v nadmorskej výške do 200 m v Panónskej panve
K3V	P1 (K3V)	Stredná časť toku Poprad v nadmorskej výške 500 – 800 m v Karpatoch
K3V	P2 (K3V)	Dolná časť toku Poprad v nadmorskej výške 500 – 800 m v Karpatoch

#### PP - Panónska panva

K - Karpaty,

V-veľký tok - plocha>1000 km<sup>2</sup>,

S-stredný tok – plocha 100–1000 km<sup>2</sup>,

M-malý tok – plocha 10–100 km<sup>2</sup>

Teplota vody/[°C]			Teplota vody/[°C]			Teplota vody/[°C]	
NV	Triedy kval č. 269/201	ity 0 Z. z.	Typy vodných útvarov	Triedy kvality			NV č. 296/2005 Z. z. NV č. 269/2010 Z. z.
	Príloha 12			STN 75 7221		21	Príloha 1
١.	II.	III.		Ι.	П.	III.	
< 25	< 27,0	≥ 27,0	P1M, B1(P1V)	< 22	< 23	< 24	
< 24	< 26,0	≥ 26,0	P1S, P2M, K2M, M1(P1V), I1(P1V), R2(P1V)	< 22	< 23	< 24	
< 23	< 25,0	≥ 25,0	D2(P1V), V3(P1V)	< 22	< 23	< 24	
< 22	< 24,0	≥ 24,0	K2S, V2(K2V)	< 22	< 23	< 24	
< 21	< 23,0	≥ 23,0	D1(P1V), D1(K2V), H2(K2V), P2(K3V)	< 22	< 23	< 24	< 26
< 20	< 22,0	≥ 22,0	H1(K2V)	< 22	< 23	< 24	
< 20	< 21,5	≥ 21,5	P1(K3V)	< 22	< 23	< 24	
< 19	< 21,5	≥ 21,5	K3S	< 22	< 23	< 24	
< 18	< 21,5	≥ 21,5	K3M, V1(K3V)	< 22	< 23	< 24	
< 16	< 18,0	≥ 18,0	K4M	< 22	< 23	< 24	

Tabuľka A2: Klasifikačné schémy (triedy kvality) pre teplotu vody v SR

## Kvantifikácia vodnej bilancie v dvoch rôznych pôdnych profiloch s využitím lyzimetrov

Andrej Tall<sup>1</sup>, Dana Pavelková<sup>1\*</sup>, Branislav Kandra<sup>1</sup>, Milan Gomboš<sup>1</sup> <sup>1</sup>Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, SR

#### Abstrakt

Lyzimetre predstavujú ideálny nástroj na priame meranie komponentov vodného režimu v pôdnom profile. Precízny váhový systém lyzimetra umožňuje s dostatočnou presnosťou merať zmeny obsahu vody v pôdnom monolite – t.j. jeden zo základných členov vodnej bilancie pôdy. Tento príspevok sa zaoberá vývojom a v vzájomným porovnaním jednotlivých zložiek vodného režimu v dvoch rozdielnych pôdnych profilov z Východoslovenskej nížiny. V dvoch rovnakých lyzimetroch boli skúmané dva rôzne pôdne profily: piesočnatý a prachovito-hlinitý. V oboch pôdnych profiloch bola udržiavaná konštantná úroveň hladiny podzemnej vody na úrovni 1 m pod terénom. Pri rovnakých meteorologických podmienkach boli všetky rozdiely vo vývoji členov vodnej bilancie spôsobené jedine rozdielnosťou pôdnych profilov. Porovnávané boli aktuálna evapotranspirácia a toky vody na spodnej hranici pôdnych profilov.

Kľúčové slová: evapotranspirácia, zrážky, lyzimetrický výskum

#### Úvod

Moderné vážiteľné lyzimetre umožňujú presné meranie jednotlivých zložiek vodného režimu v pôdnom profile. Precízny váhový systém lyzimetra umožňuje s dostatočnou presnosťou merať zmeny obsahu vody v pôdnom monolite – t.j. jeden zo základných členov vodnej bilancie pôdy. Zmena obsahu vody ( $\Delta W$ ) v známom objeme pôdy za známy čas, je rovná tokom na jeho hornom a dolnom okraji. Všeobecne môže mať bilančná rovnica nasledovný tvar (Nolz, 2014; 2016):

$$\Delta W = P + I - ET_a - SW + CR \tag{1}$$

Na hornej hranici, medzi povrchom pôdy, rastlinným krytom a atmosférou, infiltruje voda zo zrážok (P – precipitation), prípadne aj zo závlahy (I – irrigation) a zároveň sa vyparuje do atmosféry v podobe aktuálnej evapotranspirácie ( $ET_a$ ). Na dolnej hranici sa vplyvom gravitácie voda dostáva do podzemnej vody (SW – seepage water), prípadne vplyvom kapilárnych síl vzlína z podzemnej vody smerom hore do nenasýtenej zóny (CR – capillary rise).

Zásoby vody vo vymedzenom horizonte nenasýtenej zóny sú permanentne pod vplyvom tokov vody cez jeho vymedzené hranice. Ak berieme do úvahy celú mocnosť zóny aerácie pôdy, potom povrch pôdy je jej hornou a hladina podzemnej vody dolnou hranicou. Cez hornú hranicu sa toky vody v oboch smeroch realizujú procesom infiltrácie a evapotranspirácie. Cez dolnú hranicu, taktiež v oboch smeroch, a to kapilárnym výstupom do nenasýtenej zóny pôdy a penetráciou do nižšich horizontov, resp. do hladiny podzemnej vody.

Reakciou nenasýtenej zóny na toky vody cez jej hranice je meniaci sa jej celkový objem vody v čase, a to v takej miere, ako sú tieto toky intenzívne a aká je variabilita ich smeru (Kandra, 2008; Mati, 2011; Šoltész, 2016).

Cieľom tohto príspevku je pri rovnakých meteorologických podmienkach porovnať vývoj jednotlivých zložiek vodného režimu v dvoch rozdielnych pôdnych profilov z Východoslovenskej nížiny (VSN) (obr. 1). V dvoch rovnakých lyzimetroch boli skúmané dva rôzne pôdne profily: piesočnatý a prachovito-hlinitý. V oboch pôdnych profiloch bola udržiavaná konštantná úroveň hladiny podzemnej vody na úrovni 1 m pod terénom. Pri rovnakých meteorologických podmienkach boli všetky rozdiely vo vývoji členov vodnej bilancie spôsobené jedine rozdielnosťou pôdnych profilov. Porovnávané boli zmeny obsahu vody v pôdnych profiloch, ako aj toky na ich hornej hranici (zrážky, evapotranspirácia) a toky na dolnej hranici (prítoky/odtoky vody na spodnom okraji lyzimetrov).

#### Materiál a metódy

#### Miesto a čas experimentu

Skúmané lyzimetre sú súčasťou lyzimetrickej stanice v Petrovciach nad Laborcom, ktorá patrí Ústavu hydrológie Slovenskej akadémie vied. Nachádza sa na VSN vo východnej časti územia Slovenska. (48° 47′ N, 21° 53′ E; 117 m n.m.), (obr. 1). Podľa Klimatického atlasu Slovenska (2015) je to oblasť teplá, mierne vlhká, s miernou zimou (priemerná ročná teplota vzduchu 10 °C; priemerný ročný úhrn zrážok 600 – 700 mm). Prevažná časť územia VSN je poľnohospodársky využívaná.

Študované bolo kontinuálne obdobie od 19.05.2018 do 26.11.2018, čo predstavuje 192 dní. Oneskorený začiatok študovaného obdobia v májovom termíne bolo spôsobené generálnou údržbou lyzimetrickej stanice (jar 2018). Ukončenie skúmaných období korešpondovalo s ukončením vegetačnej aktivity trávového pokryvu lyzimetrov. Nástup mínusových teplôt, resp. výskyt snehovej pokrývky spôsobovalo zároveň aj problémy v meraní systému, najmä pokiaľ sa jedná o meranie zrážok.



Obr. 1: Lokalizácia lyzimetrickej stanice v Petrovciach nad Laborcom a miesta odberov pôdnych monolitov v skúmaných lyzimetroch (obce Poľany a Vysoká nad Uhom).

#### Charakteristiky lyzimetrickej stanice

Lyzimetrická stanica (Umwelt-Geräte-Technik, GmbH., Germany) bola vybudovaná v roku 2014 (obr. 2). Do plnej prevádzky bola uvedená v jari 2015. Pozostáva z piatich vážiteľných lyzimetrov, uložených v dvoch plastových kontajneroch, meteostanice, hydrologického vrtu a solárnych panelov, ktoré zabezpečujú energetický chod stanice. Lyzimetre obsahujú neporušené bloky pôdy, ktoré sú dovezené z piatich rozličných miest Východoslovenskej nížiny. Prvý skúmaný lyzimeter bol dovezený z lokality Poľany (duna). Lokalita sa nachádza na mieste pozostatku starej eolickej pieskovej duny. Druhý skúmaný lyzimeter pochádza z lokality Vysoká nad Uhom (obr. 1). Všetky lyzimetre sú cylindrické, s vnútorným priemerom = 1,128 m a výškou = 2,5 m (plocha povrchu = 1 m<sup>2</sup>, objem valca = 2.5 m<sup>3</sup>, celková hmotnosť  $\approx$  5300 kg). Na dne lyzimetrov sú inštalované trojstupňové pieskovo-štrkové filtre o mocnosti 15 cm. Lyzimetre disponujú systémom regulácie podzemnej vody, ktorý je založený na princípe spojených nádob.



Obr. 2. Lyzimetrická stanica v Petrovciach nad Laborcom (pohľad zvonku aj z vnútra).

Ako zdroj vody slúži vybudovaný hydrologický vrt. Do tohto vrtu sa zároveň aj odčerpáva prebytočná voda z lyzimetrov. Lyzimetre sú osadené na trojbodovom váhovom systéme, s citlivosťou váženia 10 g. Povrch lyzimetrov a ich okolia tvorí trávový porast, zastrihávaním udržiavaný na výšku ≈ 12 cm. Hladina podzemnej vody bola počas celého skúmaného obdobia udržiavaná na úrovni 1 m pod terénom. Závlaha nebola aplikovaná.

#### Použité dáta z lyzimetrov

Namerané dáta z lyzimetrickej stanice sú ukladané do datalogrov a odtiaľ sú bezdrôtovo raz denne prenášané na server. Všetky dáta z lyzimetrickej stanice sú spracované so štatistickým krokom 1 hod. Pre účely tejto štúdie boli použité nasledovné dáta:

- W hmotnosť lyzimetra [mm]. Keďže povrchová plocha lyzimetra je 1 m<sup>2</sup>, každá zmena hmotnosti lyzimetra o 1 kg, predstavuje zmenu obsahu vody ( $\Delta W$ ) o 1 mm.
- BF– toky na spodnej hranici (bottom fluxes) [mm]. Sú to toky vody na spodnom okraji lyzimetra. V prípade, že voda prúdi do lyzimetra, majú kladnú hodnotu, pri výtoku z lyzimetra zápornú hodnotu. Keďže HPV bola udržiavaná na konštantnej úrovni, kladné BF predstavujú kompenzáciu kapilárnych strát a záporné BF predstavujú gravitačné toky do HPV.

Surové hmotnostné dáta boli vyhladené použitím Savitzky-Golay filtra (Savitzky, 1964; Tall, 2018).

#### Bilančná rovnica

Pre potreby bilancovania jednotlivých členov vodnej bilancie v lyzimetroch bola bilančná rovnica (1) upravená do nasledovného tvaru:

$$\Delta W = P_{lys} + D - ET_a \pm BF \tag{2}$$

kde:  $\Delta W$  je zmena obsahu vody v lyzimetri (je totožná so zmenou hmotnosti lyzimetra),  $P_{lys}$  je úhrn zrážok z lyzimetra, D (dew) je vyzrážaná rosa na povrchu,  $ET_a$  je aktuálna evapotranspirácia a BF sú toky na spodnej hranici lyzimetra (kladné sú prítoky, záporné sú odtoky). Všetky členy rovnice sú vyjadrené v jednotkách dĺžky [mm].

Spracovanie bilančných tokov sa riadi nasledovným postupom:

IF 
$$(\Delta W \pm BF) < 0$$
 THEN  $ET_a = \Delta W$  AND  $P_{lys} + D = 0$  (3)

IF 
$$(\Delta W \pm BF) > 0$$
 THEN  $ET_a = 0$  AND  $P_{lys} + D = \Delta W$ 

Pokles hmotnosti lyzimetra (( $\Delta W \pm BF$ ) < 0) je spôsobený výparom ( $ET_a$ ) a nárast hmotnosti (( $\Delta W \pm BF$ ) > 0) je spôsobený buď zrážkami ( $P_{lys}$ ), alebo rosou (D). Ak je pri náraste hmotnosti lyzimetra zaznamenaná zrážková udalosť na zrážkomeri, vtedy je nárast hmotnosti priradený zrážkam ( $P_{lys}$ ). V opačnom prípade je nárast hmotnosti prisúdený vyzrážanej vode na povrchu lyzimetra (rose) (D).

#### Výpočet referenčnej evapotranspirácie

Z nameraných hodnôt z meteostanice, ktorá je súčasťou lyzimetrickej stanice, boli vypočítané hodinové úhrny referenčnej evapotranspirácie (ET<sub>ref</sub>). Postup výpočtu štandardizovanej referenčnej evapotranspirácie ET<sub>ref</sub> je popísaný v práci (Allen, 2005). Rovnica má nasledovný tvar:

$$ET_{ref} = \frac{0.408\,\Delta\,(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T_{hr} + 273}\,u_2\,(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\,(1 + C_d\,u_2)} \tag{4}$$

(*Rn* = radiačná bilancia povrchu plodiny [MJ  $m^{-2} h^{-1}$ ], *G* = tok tepla v pôde [MJ  $m^{-2} h^{-1}$ ], *T<sub>hr</sub>* = priemerná hodinová teplota vzduchu vo výške od 1,5 do 2,5 m [°C],  $u_2$  = priemerná hodinová rýchlosť vetra vo výške 2 m [m  $s^{-1}$ ],  $e_s$  = tlak nasýtenej vodnej pary vo výške od 1,5 do 2,5 m [kPa],  $e_a$  = priemerný aktuálny tlak vodnej pary vo výške od 1,5 do 2,5 m [kPa],  $\Delta$  = derivácia tlaku nasýtenej vodnej pary pri teplote vzduchu  $T_{hr}$  [kPa ° $C^{-1}$ ],  $\gamma$  = psychrometrická konštanta [kPa ° $C^{-1}$ ],  $C_n$  a  $C_d$  sú konštanty ktoré sa menia podľa referenčného typu).

Rovnica (4) bola použitá pre výpočet štandardizovanej referenčnej evapotranspirácie pre tzv. "nízku plodinu", ktorá je podobná kosením udržiavanej tráve na výšku 12 cm. Hodnoty *ET*<sub>ref</sub> boli počítané s hodinovým krokom.

#### Pôdne charakteristiky

Pôdne vzorky boli odobraté z jám, ktoré ostali po vybratí lyzimetrov pri výstavbe lyzimetrickej stanice. Odobraté boli porušené vzorky pôdy na stanovenie textúry pôdy (hustomerná metóda) a neporušené vzorky pôdy na stanovenie vlhkostných retenčných čiar (pretlaková metóda). Namerané body retenčných čiar boli preložené použitím funkcie van Genuchtena (van Genuchten, 1980).

#### Výsledky a diskusia

Výsledky zrnitostného rozboru sú uvedené na obr. 3. Znázornené sú pôdne horizonty do hĺbky 1 m po intervaloch 10 cm. Pôdny profil z lokality Poľany (duna) je na povrchu tvorený piesčitou hlinou, ktorá smerom do hĺbky prechádza cez hlinitý piesok až na piesok. Pôdny profil z lokality Vysoká nad Uhom je z hľadiska zrnitosti relatívne homogénny a je tvorený prachovou hlinou.



*Obr. 3. Výsledky zrnitostných rozborov pôdnych profilov.* 



Na obr. 4 sú znázornené zmerané retenčné čiary skúmaných pôdnych profilov vo vybraných hĺbkach.

*Obr. 4. Vlhkostné retenčné čiary vo vybraných hĺbkach (bodmi sú znázornené merania, čiary predstavujú vyjadrenie podľa van Genuchtena; WP – bod vädnutia, TP – bod zníženej dostupnosti, FC – poľná kapacita).* 

Grafický vývoj vodnej bilancie oboch skúmaných pôdnych profilov je zhrnutý na obr. 5 a 6 a v tab. 1. Zrážkovo bolo skúmané obdobie roku 2018 s výnimkou mesiaca jún výrazne podpriemerné. V porovnaní s dlhodobým priemerom spadlo za uvedené obdobie menej ako polovičné množstvo zrážok. Je zrejmé, že zrážky nemohli zďaleka pokryť potrebu výparu a voda preto musela byť dopĺňaná jednak prítokom z HPV, ako aj čerpaním zásoby vody z nenasýtenej zóny pôdneho profilu. Na začiatku roka boli obidva pôdne profily v relatívne nasýtenom stave po zimných a jarných mesiacoch. Takto nasýtené pôdne profily poskytovali spočiatku dostatočný prísun vody pre potreby výparu aj bez nutnosti prísun vody od HPV (mesiac máj). Od začiatku júna však dopyt po vode pre výpar musel byť kompenzovaný aj prítokmi od HPV. Koncom júna, vďaka výdatnejším zrážkam, boli pôdne profily čiastočne znovu doplnené vodou. S nástupom letných mesiacov, ktoré boli zrážkovo výrazne podhodnotené, už ani prítoky vody od HPV spolu s čerpaním zásob vody s pôdnych profilov nedokázali pokryť plnú potrebu výparu. V júli vznikol tzv. evapotranspiračný deficit ( $ET_{ref}$ - $ET_a$ ), ktorý dosiahol svoje maximum v auguste a trval do septembra (obr. 7). Ku koncu sledovaného obdobia, ktorý bol zrážkovo taktiež podpriemerný, stačili na udržanie konštantnej HPV omnoho nižšie prítoky *BF*, nakoľko spotreba vody na evapotranspiráciu už bola v jeseni značne nižšia ako v letných mesiacoch. Taktiež došlo k postupnej saturácii pôdnych profilov. V percentuálnom vyjadrení dosiahol za celé sledované obdobie evapotranspiračný deficit v pôdnom profile z Vysokej nad Uhom hodnotu 10,4 % a v pôdnom profile z lokality Poľany (duna) 3,4 %.

Pri porovnaní oboch profilov je zrejmé, že pri rovnakých meteorologických podmienkach a pri konštantnej HPV bol na sucho o niečo viac náchylnejší pôdny profil z lokality Vysoká nad Uhom. Evapotranspiračný deficit tam bol za skúmané obdobie trikrát väčší. Piesčitý pôdny profil z lokality Poľany (duna) oveľa rýchlejšie reagoval na zrážky (resp. výpar). Vďaka vyššej hydraulickej vodivosti piesčitej pôdy oproti prachovito-hlinitej pôde bola odozva HPV na vonkajšie podnety omnoho rýchlejšia. Z tohto dôvodu bol na udržanie konštantnej HPV nevyhnutný vyšší prítok vody v piesčitom (347,3 mm) ako v prachovito-hlinitom pôdnom profile (242,5 mm). Na druhej strane je však zjavné, že ak by nebola umelo udržiavaná konštantná HPV, tak vďaka rýchlejšiemu pohybu vody v piesčitom profile, by sa tento vlhkostne vyčerpal rýchlejšie a pôdne sucho by tam nastalo skôr.



*Obr. 5. Vývoj členov vodnej bilancie pôdneho profilu z lokality Vysoká nad Uhom.* 



Obr. 6. Vývoj členov vodnej bilancie pôdneho profilu z lokality Poľany (duna).



Obr. 7. Vývoj evapotranspiračného deficitu v skúmaných pôdnych profiloch.

Vysoká nad Uhom	<b>P</b> <sub>priemer</sub> **	Plys	BF	W	<b>ET</b> <sub>ref</sub>	ETa	D	ET <sub>ref</sub> -ET <sub>a</sub>
Máj <sup>*</sup>	60-80	12,4	4,2	-41,0	57,5	57,5	0,2	0,0
Jún	60-80	63,6	40,6	-11,1	116,2	116,0	0,5	0,2
Júl	80-100	11,9	58,5	-41,5	131,8	113,3	1,0	18,5
Aug.	60-80	34,9	66,7	9,0	125,4	93,6	1,0	31,8
September	60-80	25,1	37,7	3,0	75,4	61,7	2,0	13,6
Október	40-60	30,9	24,8	23,8	36,0	38,1	6,3	-2,2
November <sup>*</sup>	40-60	30,8	10,1	29,1	14,8	18,8	7,0	-4,0
Σ	400-540	209,5	242,5	-28,8	557,1	499,2	17,9	57,9
Poľany (duna)	<b>P</b> <sub>priemer</sub> **	P <sub>lys</sub>	BF	W	<b>ET</b> <sub>ref</sub>	ETa	D	ET <sub>ref</sub> -ET <sub>a</sub>
<b>Poľany (duna)</b> Máj <sup>*</sup>	<b>P</b> <sub>priemer</sub> ** 60-80	<b>P</b> <sub>lys</sub> 12,3	<b>BF</b> 18,2	<b>W</b> -30,4	<b>ET</b> <sub>ref</sub> 57,5	<b>ET</b> <sub>a</sub> 61,3	<b>D</b> 0,4	<b>ЕТ</b> <sub>ref</sub> -ЕТ <sub>а</sub> -3,8
<b>Poľany (duna)</b> Máj <sup>*</sup> Jún	P <sub>priemer</sub> ** 60-80 60-80	<b>P</b> <sub>lys</sub> 12,3 63,7	<b>BF</b> 18,2 83,2	<i>W</i> -30,4 25,8	<i>ET<sub>ref</sub></i> 57,5 116,2	<i>ET<sub>a</sub></i> 61,3 121,9	<b>D</b> 0,4 0,9	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7
<b>Poľany (duna)</b> Máj <sup>*</sup> Jún Júl	** 60-80 60-80 80-100	<b>P</b> <sub>lys</sub> 12,3 63,7 11,5	<b>BF</b> 18,2 83,2 79,8	<b>W</b> -30,4 25,8 -29,5	<i>ET<sub>ref</sub></i> 57,5 116,2 131,8	<i>ETa</i> 61,3 121,9 123,1	<b>D</b> 0,4 0,9 1,4	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7 8,7
<b>Poľany (duna)</b> Máj <sup>*</sup> Jún Júl August	P <sub>priemer</sub> ** 60-80 60-80 80-100 60-80	<b>P</b> <sub>lys</sub> 12,3 63,7 11,5 34,9	<b>BF</b> 18,2 83,2 79,8 90,2	<i>W</i> -30,4 25,8 -29,5 16,9	<i>ET</i> <sub>ref</sub> 57,5 116,2 131,8 125,4	<i>ET</i> <sup>a</sup> 61,3 121,9 123,1 109,5	D 0,4 0,9 1,4 1,2	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7 8,7 16,0
Poľany (duna) Máj <sup>*</sup> Jún Júl August September	Ppriemer       60-80       60-80       80-100       60-80       60-80	<i>P</i> <sub><i>lys</i></sub> 12,3 63,7 11,5 34,9 24,5	<i>BF</i> 18,2 83,2 79,8 90,2 41,0	W -30,4 25,8 -29,5 16,9 2,0	<i>ET</i> <sub>ref</sub> 57,5 116,2 131,8 125,4 75,4	<i>ET</i> <sup>a</sup> 61,3 121,9 123,1 109,5 66,6	D 0,4 0,9 1,4 1,2 3,1	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7 8,7 16,0 8,7
Poľany (duna) Máj <sup>*</sup> Jún Júl August September Október	Ppriemer       60-80       60-80       80-100       60-80       60-80       40-60	<i>P</i> <sub><i>lys</i></sub> 12,3 63,7 11,5 34,9 24,5 30,0	<i>BF</i> 18,2 83,2 79,8 90,2 41,0 25,5	W -30,4 25,8 -29,5 16,9 2,0 21,6	<i>ET</i> <sub>ref</sub> 57,5 116,2 131,8 125,4 75,4 36,0	<i>ET</i> <sup>a</sup> 61,3 121,9 123,1 109,5 66,6 38,6	D 0,4 0,9 1,4 1,2 3,1 4,8	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7 8,7 16,0 8,7 -2,6
Poľany (duna) Máj <sup>*</sup> Jún Júl August September Október November	Ppriemer       60-80       60-80       80-100       60-80       60-80       40-60       40-60	<i>P</i> <sub><i>lys</i></sub> 12,3 63,7 11,5 34,9 24,5 30,0 29,3	<i>BF</i> 18,2 83,2 79,8 90,2 41,0 25,5 9,4	<i>W</i> -30,4 25,8 -29,5 16,9 2,0 21,6 23,6	<i>ET</i> <sub>ref</sub> 57,5 116,2 131,8 125,4 75,4 36,0 14,8	<i>ET</i> <sup>a</sup> 61,3 121,9 123,1 109,5 66,6 38,6 17,2	D 0,4 0,9 1,4 1,2 3,1 4,8 3,1	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7 8,7 16,0 8,7 -2,6 -2,4
Poľany (duna) Máj <sup>*</sup> Jún Júl August September Október November Σ	Ppriemer       60-80       60-80       80-100       60-80       60-80       40-60       400-540	<i>P</i> <sub><i>lys</i></sub> 12,3 63,7 11,5 34,9 24,5 30,0 29,3 206,3	<i>BF</i> 18,2 83,2 79,8 90,2 41,0 25,5 9,4 347,3	W -30,4 25,8 -29,5 16,9 2,0 21,6 23,6 30,0	<i>ET</i> <sub>ref</sub> 57,5 116,2 131,8 125,4 75,4 36,0 14,8 557,1	<i>ET</i> <sup><i>a</i></sup> 61,3 121,9 123,1 109,5 66,6 38,6 17,2 538,2	D 0,4 0,9 1,4 1,2 3,1 4,8 3,1 14,9	<i>ET<sub>ref</sub>-ET<sub>a</sub></i> -3,8 -5,7 8,7 16,0 8,7 -2,6 -2,4 18,8

Tabuľka 1. Mesačné sumy prvkov vodnej bilancie [mm].

#### Záver

Pomocou vážiteľných lyzimetrov bol porovnávaný vývoj komponentov vodnej bilancie dvoch rôznych pôdnych profilov z Východoslovenskej nížiny: prachovito-hlinitého (z lokality Vysoká nad Uhom) a piesčitého (z lokality Poľany (duna)). Obidva pôdne profily sú súčasťou lyzimetrickej stanice v Petrovciach nad Laborcom. Skúmané bolo obdobie 192 dní (od 19.05.2018 do 26.11.2018). V obidvoch lyzimetroch bola umelo udržiavaná úroveň HPV. Pri rovnakých meteorologických podmienkach boli všetky rozdiely vo vývoji členov vodnej bilancie spôsobené jedine rozdielnosťou pôdnych profilov.

Skúmané obdobie bolo zrážkovo výrazne podpriemerné. U obidvoch pôdnych profiloch boli pre potreby výparu popri nedostatočných zrážkach potrebné aj prítoky vody smerom od HPV, ako aj čerpanie zásob vody z nenasýtených zón. Evapotranspiračný deficit bol väčší v prachovito-hlinitom pôdnom profile (10,4 % vs. 3,4 %). Väčšia hydraulická vodivosť v piesčitom pôdnom profile spôsobovala rýchlejšiu odozvu HPV na vonkajšie podnety.

#### Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná grantovou agentúrou VEGA 2/0044/20.

#### Literatúra

- Allen, R. G., Walter, I. A., Elliot, R. L., Howell, T. A., Itenfisu, D., Jensen, M. E., Snyder, R. L. (2005): <u>The</u> <u>ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation</u>. Reston: American Society of Civil Engineers, 2005, 216 p.
- Kandra, B., Gomboš, M. (2008): Influence of Climatic Elements on the Water Regime in a Soil Profile. J. Cereal Research Communications., 2008, 36 (supplement), 1187–1190.
- Klimatický atlas Slovenska Climate atlas of Slovakia. (2015): Banská Bystrica: Slovenský hydrometeorologický ústav, 2015, 228 p.
- Mati, R., Kotorová, D., Gomboš, M., Kandra, B. (2011): <u>Development of Evapotranspiration and Water</u> <u>Supply of Clay-loamy Soil on the East Slovak Lowland</u>. *Agricultural Water Management.*, 2011, 98 (7), 1133–1140.
- Nolz, R., Cepuder, P., Eitzinger, J. (2016): <u>Comparison of lysimeter based and calculated ASCE reference</u> <u>evapotranspiration in a subhumid climate</u>. *Theor Appl Climatol*, 2016, 124, 315–324.
- Nolz, R., Cepuder, P., Kammerer, G. (2014): <u>Determining soil water-balance components using an</u> <u>irrigated grass lysimeter in NE Austria</u>. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 2014, 177, 237–244.
- Savitzky, A., Golay, M. L. E. (1964): <u>Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares</u> <u>Procedures</u>. *Anal. Chem.*, 36, 1627–1639.
- Šoltész, A., Baroková, D., Červeňanská, M., Janík, A. (2016): Hydrodynamic analysis of interaction between river flow and ground water. In 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM2016: Conference Proceedings, Volume I, Albena, Bulgaria, 30 June-6 July 2016. Sofia: SGEM., 2016. ISSN 1314-2704. 823–829.
- Tall, A., Kandra, B., Gomboš, M., Pavelková, D. (1980): Kvantifikácia hydrologických procesov pomocou lyzimetra. In Aktuálne problémy zóny aerácie pôdy v podmienkach prebiehajúcej klimatickej zmeny. Bratislava: Veda, 2018. ISBN 978-80-224-1690-0. 285–306.
- van Genuchten, M. Th. (1980): <u>A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of</u> <u>unsaturated soils</u>. In *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 1980, 44(5), 892–898.

# Monitoring mikroklimatických podmínek a hydrického režimu silvoorebného agrolesnického systému - první výsledky

Jan Šinko, Jan Weger

Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, v. v. i., 252 43 Průhonice

#### Abstrakt

Cílem práce bylo zjistit, jak dřeviny v agrolesnickém systému (ALS) ovlivňují na teplotu vzduchu a půdy, vlhkost půdy, množství fotosynteticky aktivního záření (PAR), množství srážek a rychlost větru. Všechny výše zmíněné parametry, kromě rychlosti větru, byly porovnávány s prostředím konvenčního pole (POLE) a výmladkové plantáže rychle rostoucích dřevin (RRD). Rychlost větru byla porovnávána pouze s POLEM. Výše uvedené parametry byly v uvedených prostředích měřeny pomocí automatické komplexní stanice (KMS) v průběhu let 2020 až 2022. Silvorebný ALS měl nižší průměrnou teplotu vzduchu ve vegetačních obdobích než POLE. Průměrné teploty půdy v hloubce 30 cm byly v plodinovém pásu ALS ve vegetačním období nižší než na POLI. U plně vyvinutého porostu RRD bylo sice dosaženo vyššího snížení teploty vzduchu oproti poli), nicméně porosty RRD se jednou za několik let sklízejí a poté dochází ke zvýšení průměrných teplot vzduchu i půdy. ALS bylo také příznivější než RRD z hlediska udržení půdní vlhkosti. Množství PAR je v ALS nižší než na poli, ale méně proměnlivé než v RRD. Množství PAR se dá v ALS zvýšit prořezem dřevin. V příkmeném pásu ALS bylo během let 2021 – 2022 o cca polovinu méně srážek než na poli. Nicméně v případě ALS lze pronikání srážek zlepšit prořezem dřevin. Rychlost větru byla v ALS snížena v průměru o polovinu oproti poli.

Klíčová slova: agrolesnické systémy, mikroklima, hydrický režim

#### Úvod

Agrolesnictví znamená kombinaci pěstování dřevin a zemědělského hospodaření. ALS je více typů. Další text bude dále pojednávat o silvorebném ALS ve kterém jsou nejčastěji pěstovány jednoleté zemědělské plodiny mezi řadami dřevin (s neobhospodařovanými příkmennými pásy) určenými k produkci ovoce nebo dřeva. Rostliny v ALS mají produkční (dřevo, ovoce) i mimoprodukční význam spočívající zejména ve vlivu na mikroklima (Lojka et al., 2020). Obecně jejich vliv na mikroklima spočívá hlavně ve snížení teploty půdy a vzduchu a zmírnění její rozkolísanosti, redukci rychlosti větru a slunečního záření a zvýšení vlhkosti půdy. Nicméně na výsledné mikroklima v agrolesnickém systému má vliv mnoho faktorů jako je např. design, orientace a věk systému a jaké druhy jsou v systému pěstovány (např. Jacobs et al., 2022).

Cílem předkládaného článku je prezentovat, jaké mají dřeviny v našem experimentálním ALS vliv na teplotu vzduchu a půdy, vlhkost půdy, množství PAR, množství srážek a rychlost větru. Všechny výše zmíněné parametry, kromě rychlosti větru, byly porovnávány s prostředím konvenčního pole a rychle rostoucích dřevin (dále jen RRD).

#### Materiál a metody

Výzkum probíhal v experimentální stanici Michovky, jejíž celková rozloha je 23 ha. Tato experimentální stanice byla založena v roce 1992 z původně konvenčního pole určeného pro potravinářskou produkci z důvodu terénních výzkumů dřevin a vytrvalých bylin pro energetické a krajinářské využití.

V roce 2017 začal být na této ploše budován silvorebný ALS z přestárlé šestnáctileté školky vzrostlých dřevin. Řady dřevin byly v původní školce vzdálené od sebe 4 m a vzdálenost mezi jednotlivými stromy byla 1 – 2 m. Aby se docílilo požadovaného designu ALS, bylo třeba některé řady dřevin vykácet. Pařezy vyfrézovat a půdu začít obhospodařovat (http://www.agroforestrysystems.eu/en/michovka-2/). V současné době je ALS tvořen šesti řadami dřevin s 1,5 m širokými příkmennými pásy (s trávou) a 6,5 až 15,5 m širokými pásy plodin, které se střídají podle osevního plánu. Celková rozloha tohoto systému je 0,6 ha. Pěstovanými druhy z původní školky jsou lípy (*Tilia* sp.) vysoké 6,6 – 11,6 m, javory babyky (*Acer campestre* L.) vysoké 7,4 – 9,1 m, javory kleny (*Acer pseudoplatanus* L.) vysoké 6,8 – 9,2 m, jasany ztepilé (*Fraxinus excelsior* L.) vysoké 4,4 – 10,1 m, lísky turecké (*Corylus colurna* L) vysoké 7,8 – 9,9 m a jeřáby ptačí (*Sorbus aucuparia* L.) vysoké 8,7 – 11,5 m. K výše uvedeným jedincům byly dosazeny mladí jedinci ořešáku královského (*Juglans regia* L.) v současné době vysoké 3,8 m a ovocných odrůd

Pro sledování mikroklimatických podmínek a hydrického režimu silvoorebného ALS byla instalována komplexní měřící stanice (firma EMS Brno), která obsahuje přes 120 čidel a od roku 2020 měří kontinuálně s frekvencí 10 minut aktuální hodnoty teploty a vlhkosti vzduchu a půdy, srážek, solární radiace a PAR, rychlosti větru a dále vybraných ekofyziologických parametrů dřevin a vegetace (např. transpirační proud, Qw), které však nejsou zahrnuty v tomto článku. Srovnávacími stanovišti s identickým monitoringem k ALS (440 stromů/ha) byly POLE (monokultura plodin bez stromů; 150 m od areálu Michovky) a výmladková pokusná plantáž RRD (10000 výmladkových vrb a topolů/ha; 200 metrů od ALS1, věk pařezů 12 – 14 let, poslední sklizeň v březnu roku 2020). Půdní podmínky všech tří stanovišť je možné považovat za identické (rovina, bonitačně půdní ekologická jednotka 21500).

třešní (Prunus sp.) v současné době o výšce 1,5 – 4,7 m.

Základním měřícím prvkem systému KMS jsou stožáry (P1 až P9) s čidly teplot, vlhkosti a rychlosti proudění vzduchu umístěnými ve výšce 1 a 4 m a fotosynteticky aktivního záření (PAR) ve výšce 4 m. V půdě pod všemi stožáry jsou v hloubce 0,25 – 0,3 m a 0,6 m umístěna čidla teploty a vlhkosti půdy. Stožáry P1 až P4 jsou umístěny v ALS v řadě napříč plodinovým pásem o šířce 10 m. Na POLI je umístěn stožár P5 a ve výmladkové plantáži RRD jsou pak stožáry P6 až P9 - dva jsou přímo v řádku topolů a 2 v meziřádku širokém 2,2 m. Všechna 3 stanoviště jsou vybavena srážkoměry pro měření přímých (na POLI) nebo podkorunových srážek (v ALS a v RRD).



Obr. 1: Fotografie KMS v porostu ALS (vlevo), v RRD po sklizni (uprostřed) a na POLI (vpravo).

#### Obr. 2: Schéma KMS

Tabulka 1: Základní klimatické charakteristiky vegetačních období (1.5. – 30.10.) v letech 2020-22, Michovky POLE

Charakteristika	Rok 2020	Rok 2021	Rok 2022
Průměrná teplota vzduchu v 1 m (°C)	15,7	15,6	16,8
Průměrná vlhkost vzduchu v 1 m (%)	75,9	76,9	77,3
Suma srážek (mm)	183	183	182

Ve vegetačním období od 1. 5. do 30. 10. bylo naměřeno ve všech letech v podstatě stejné množství srážek. Nicméně rozložení množství srážek v jednotlivých letech bylo výrazně odlišné (viz kapitola výsledky a diskuze). Z hlediska průměrných teplot byly vegetační období roku 2020 a 2021 velmi podobné. Průměrná teplota nejchladnějšího vegetačního období z celého sledované doby (v roce 2021) byla jen o 0,1 °C nižší než ve vegetačním období roku 2020. Naopak průměrná teplota v 1 m ve vegetačním období roku 2022 byla výrazně vyšší než v předchozích letech a od průměrné teploty nejchladnějšího vegetačního období v roce 2021 se lišila o 1,2 °C. Průměrná vlhkost byla ve všech třech sledovaných obdobích podobná, kdy nejnižší průměrná vlhkost vzduchu byla v roce 2021 (75,9 %) a nejvyšší v roce 2022, kdy se ale od roku 2022 lišila jen o 1,4 %.



Obr. 3: Průměrné měsíční teploty a úhrny srážek z let 2020-2022 na POLI.

Na obr. 3 je vidět, že za uvedené období byly na srážky výrazně chudší zimní měsíce a dále také březen a duben oproti ostatním měsícům, přičemž březen a duben byly měsíce s nejnižšími srážkami vůbec. To je v souladu s dlouhodobým sledováním srážek v Dendrologické zahradě v Průhonicích (od roku 1997) a tyto měsíce jsou ve srovnání s předchozím obdobím na srážky chudší. Naopak velmi vysoká průměrná hodnota srážek byla zjištěna pro měsíc červen. Zde je ale třeba vzít do úvahy, že ve vegetační době na celkové měsíční sumě často významně podílela jedna nebo několik málo největších srážek v daném měsíci. Co se týče teplot, tak průměrná hodnota ze tří let je u všech měsíců s výjimkou listopadu větší než měsíční průměry z let 1997 – 2021. U žádného měsíce z let 2020 – 2022 nebyla zjištěna průměrná hodnota pod bodem mrazu (v případě zprůměrovaných hodnot z let 1997–2021 vyšla průměrná hodnota pro měsíc leden -0,7 °C). Nejchladnějším měsícem je podle dat pozorování z Michovek leden a nejteplejším srpen, což je v souladu s dlouhodobým pozorováním profesionální meteostanice v Dendrologické zahradě v Průhonicích.

#### Výsledky a diskuse

V této kapitole budou blíže uvedeny výsledky týkající se teploty vzduchu a půdy, vlhkosti vzduchu a půdy, fotosynteticky aktivního záření, srážek a rychlosti větru. Časový rozsah hodnocení parametrů byl volen jednak tak, aby v něm byla zohledněna vegetační doba, jednak s ohledem na různou dobu zapojení čidel.



*Obr. 4: Graf průměrné teploty vzduchu (vlevo) v ALS, na poli a v plantáži RRD od 1. 5. 2021 do 30. 9. v roce 2020 (levý sloupec), 2021 (prostřední sloupec) a 2022 (levý sloupec).* 

Z uvedeného grafu je zřejmé, že ve všech vegetačních období byla v porostech dřevin nižší teplota než na POLI. V ALS a v RRD byla v roce 2021 zaznamenána na všech čidlech nejnižší průměrná teplota vzduchu. Pouze na POLI byla v roce 2021 teplota vzduchu nepatrně vyšší oproti roku 2020. Nejvyšší průměrná teplota byla na všech čidlech zaznamenána v roce 2022. Tento rok byl tedy nejteplejší ze všech sledovaných období. V případě ALS se průměrná teplota od POLE lišila v roce 2020 o cca jednu až dvě desetiny stupně, zatímco v roce 2021 již o cca tři až čtyři desetiny stupně a v roce 2022 o cca dvě až čtyři desetiny stupně. Porost RRD byl ve všech letech oproti POLI chladnější než ALS. Nejméně se porost lišil oproti POLI v roce 2020 o cca tři až čtyři desetiny stupně a nejvíce v roce 2021, kdy se rozdíl oproti POLI lišil téměř o 1 °C. V roce 2022 činil rozdíl RRD oproti POLI cca 0,5 °C. Nejmenší rozdíl RRD oproti POLI byl v roce 2020 nejspíše způsoben tím, že v zimě 2020 byla provedena sklizeň a dřeviny poté obrážely z pařezů a neměly tedy především v počátečním období vývoje takový vliv na mikroklima, zatímco v roce 2021 se jednalo o plně vyvinuté více než 4 m vysoké dřeviny. V roce 2020 a zejména v roce 2021 byla největší vlhkost vzduchu v RRD. Navýšení vlhkosti v RRD v roce 2021 oproti roku 2020 lze vysvětlit rychlým výškovým růstem výmladkových kmenů a vytvoření korunového zápoje v RRD. V roce 2022 byla však vlhkost vzduchu ve všech prostředích velmi podobná a v RRD dokonce došlo k poklesu vlhkosti nejen oproti roku 2021, ale i roku 2020. Je to pravděpodobně tím, že jak dřeviny rostou do větší výšky, olistění se dostává mimo vliv čidel a ochlazení vzduchu tedy není v nižších výškách tak účinné. V ALS byla vlhkost ve všech letech téměř shodná jako na POLI. Nejvyšší průměrná vlhkost vzduchu byla na všech čidlech v roce 2021.



*Obr. 5: Průměrná teplota půdy ve 30 cm (vlevo) a v 60 cm (vpravo) v ALS, POLI a RRD ve vegetační době od 1.5. do 30.9. v letech 2020 – 2022.* 

Obr. 5 zobrazuje zprůměrovanou teplotu půdy v hloubce 30 cm (vlevo) a v 60 cm (vpravo) v ALS, na POLI (červeně) v RRD (zeleně) za uvedené období v jednotlivých letech. V ALS je navíc rozlišena průměrná teplota v příkmenném pásu (modře) a v plodinovém mezipásu (fialově). Kromě RRD byly největší průměrné teploty ve 30 i 60 cm zjištěny v roce 2022, což zřejmě odpovídá i tomu, že se jednalo i o nejteplejší rok z hlediska teplot vzduchu. V roce 2020 byla největší průměrná teplota půdy ve 30 cm (17,06 °C) i v 60 cm v RRD (16,41 °C). To bylo nejspíše způsobeno tím, že v zimě 2020 byla provedena sklizeň a dřeviny poté obrážely z pařezů. Dřeviny v RRD, zejména v počátečním hodnoceném období roku 2020, pravděpodobně neměly výrazný vliv na teplotu půdy v 30 cm ani v 60 cm. V roce 2021, kdy byl porost RRD plně vyvinutý (jednalo se o dřeviny vyšší než 4 m) se jednalo naopak o porost s nejmenší průměrnou teplotou půdy ve 30 cm (14,75 °C) i v 60 cm (14,11 °C). Rovněž Šír et al. (2009) zjistili, že teplota půdy ve 30 cm pod plně vyvinutými porosty RRD byla nižší než teplota okolního travního porostu. Průměrná teplota půdy ve 30 cm byla v mezipásu v ALS vždy nižší než v příkmenném pásu ALS i než na POLI (největší rozdíl byl zjištěn v roce 2021 o 0,60 °C), zatímco pás v ALS měl mírně nižší teplotu oproti POLI jen v roce 2021 (o 0,14° C). V ostatních letech byla průměrná teplota půda ve 30 cm v pásu ALS vyšší oproti POLI (v roce 2020 o cca 0,6 °C a v roce 2022 o 0,4 °C). Teplota půdy v 60 cm plodinovém mezipásu ALS byla v podstatě totožná s POLEM a v následujících letech se průměrné teploty v ALS pohybovaly mezi POLEM a RRD, zatímco v příkmenném pásu (P1) byly teploty oproti POLI nižší pouze v roce 2021.



Obr. 6: Průběh srážek (modře)a půdní vlhkosti pod porosty ALS (zeleně), RRD (světle modře) a na POLI (červeně) v hloubce 30 a 60 cm (horní, resp. dolní graf) od 19.3.2020 do 19.3. 2022.

Podle obr. 6 lze za celou dobu sledování lze z hlediska půdy za nejvlhčí považovat podorniční vrstvy na POLI a v ALS v hloubce 50 cm.

Na obr. 6 jsou vidět významné rozdíly v průběhu vlhkosti v uvedeném období. Půdy s dřevinami v nich vykazují větší kolísání půdní vlhkosti v průběhu roků; zejména pak v RRD klesá půdní vlhkost v době vegetace na absolutně nejnižší hodnoty (31 – 33 %), což je zřejmě způsobeno vysokým odběrem vody v RRD. Změny (variabilita) půdní vlhkosti pod porostem ALS byly nižší než pod porostem RRD, ale vyšší než na POLI.



*Obr 7. Průměrné množství PAR ve 4 m nad zemí za období od 1.5. do 30. 9. v roce 2020 (levý sloupec), v roce 2021 (prostřední sloupec) a v roce 2022 (poslední sloupec).* 

Tento graf zobrazuje průměrné hodnoty PAR na všech stožárech od 1. 5. do 30. 9. v letech 2020, 2021 a 2022. Ve všech letech byly na všech stožárech v ALS a v RRD zjištěny nižší průměrné hodnoty PAR než na POLI, což bylo způsobeno tím, že se zde neuplatňoval vliv zastínění dřevinami. V ALS byly rozdíly v PAR na jednotlivých stožárech vyšší než v RRD. V letech 2020 a 2021 byly nejnižší hodnoty PAR v ALS zjištěny na sloupu P2, který byl umístěn pod vzájemně se dotýkajícími korunami dvou lip. V roce 2022 byl naopak u tohoto sloupu zaznamenán výrazný nárůst průměrného PAR. Důvodem, je zřejmě to, že v roce 2022 byl proveden pollarding (redukce značné části koruny u jedné lípy). V RRD byl na všech sloupech zjištěn nejvyšší PAR v roce 2020, nižší v roce 2021 a nejnižší v roce 2022. Průměrné hodnoty PAR byly na jednotlivých sloupech byly v letech 2020 a 2021 vyšší než v ALS, zatímco v roce 2022 nižší. To bylo způsobeno jejich postupným nárůstem a stále větším zastíněním čidel.



Obr. 8: Grafy měsíčních sum a průběhu srážek od ledna 2020 do prosince 2022.

Obr. 8 zobrazuje průběh srážek (sumy po měsících) na stanovištích POLE, ALS a RRD. V RRD jsou umístěny dva srážkoměry - jeden v řádku (označen jako P6) a jeden v meziřádku (označen jako P7). Srážkoměry byly zapojeny v různých časových obdobích. Jako první byl v únoru 2020 zapojen srážkoměr na POLI, poté v březnu 2020 srážkoměry v RRD a nejpozději srážkoměr v ALS v červnu 2020. Z průběhu grafu na obr. 8 je znát, že nejvíce se od sebe množství srážek odlišuje ve vegetačním období. V tomto období jsou výrazně větší srážky na POLI. Důvodem je, že značná část srážek je v době olistění v ALS v RRD zadržena (tzv. intercepce) dřevinami především na listech (část srážek se však může zachycovat i na holých větvích a kmenech). Např. v období dubna až října 2021 činila intercepce v ALS oproti POLI 82 % a v RRD 49 %. Naopak v období od dubna do srpna v roce 2020 byly srážky na POLI a v RRD téměř shodné nebo někdy i byly v RRD vyšší (průměrné množství srážek na POLI bylo v tomto období 53 mm a v RRD 54 mm). V tomto období totiž v RRD teprve narůstaly nové výhony po sklizni provedené v zimě 2020. Množství (sumy) srážek v období mimo vegetaci, kdy dřeviny nemají listy, jsou na třech sledovaných stanovištích v průměru poměrně podobá (např. průměrné množství srážek za období listopad 2021 až březen 2022 činil na POLI 15 mm a v ALS a v RRD 12 mm). Ve druhé polovině roku 2020 (v první polovině roku nebyl srážkoměr v ALS zapojen) a v roce 2021 bylo nejméně srážek zachyceno v ALS. Od dubna 2022 do listopadu bylo v ALS zaznamenané větší množství srážek oproti předchozímu období. Celková suma za období od ledna do prosince 2022 pak byla v ALS o 34 mm větší než v řádku RRD. To by mohl být důsledek tzv. pollardingu korun lip provedeného v roce 2022, při němž se odstranila značná část koruny (více než 50%). V RRD by měly být větší sumy srážek v meziřádku vzhledem k tomu, že do něj může déšť, popř. sníh snadněji pronikat. To odpovídá tomu, že celková suma srážek byla za celé sledované v meziřádku období vyšší o cca 17 %. V některých měsících však byly zaznamenány v RRD větší sumy v řádku než v meziřádku. To by mohlo být opadáváním deště z dřevin již po proběhlé srážce.



Obr. 9: Umístění sloupů P1 a P2 mezi lípou u které byla proveden pollarding (vpravo) a u které nebyl vlevo.



*Obr.* 10: *Průměrná (vlevo) a maximální (vpravo) rychlost větru ve 4 m od 9.6. do 31.12 v roce 2021 a 2022.* 

Vzhledem k tomu, že čidlo rychlosti větru v ALS bylo zapojeno v roce 2020 až 9. 6. byly jednotlivé období sledovaných let vyhodnoceny od 9. 6. do 31. 12. (levý graf) a celé roky mohly tedy být vyhodnoceny jen pro léta 2021 a 2022. Na obr. 7 je vidět, že prostředí ALS snižuje rychlost větru v průměru cca o polovinu.

#### Závěry

Podle výše uvedených výsledků má silvorebný ALS příznivý vliv na mikroklima projevující se snížením průměrné teploty vzduchu v období vegetace oproti poli až 0,4 °C, a v případě plodinového pásu ALS i snížením teploty půdy v hloubce 30 cm oproti poli až o 0,6 °C. U plně vyvinutého porostu RRD bylo sice dosaženo vyššího snížení teploty vzduchu oproti poli (až o 0,9 °C), ale ten není tak stabilní jako

v případě ALS, protože porosty RRD se jednou za několik let sklízejí a poté dochází ke zvýšení teploty vzduchu a půdy i na vyšší hodnoty než na poli. ALS je také příznivější než RRD z hlediska udržení půdní vlhkosti. Množství PAR je v ALS nižší než na poli, ale méně proměnlivé než v RRD. Množství PAR se dá v ALS zvýšit prořezem dřevin. V příkmeném pásu ALS v plně vyvinutém porostu je zejména v době olistění menší množství srážek než na poli. Nicméně v případě ALS lze pronikání srážek zlepšit prořezem dřevin. Rychlost větru byla v ALS snížena v průměru o polovinu oproti poli. V dalším výzkumu se budeme zabývat korelacemi mezi produkčními parametry plodin a ekofyziologickými faktory.

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Technologické agentury ČR (Projekt TH04030409).

#### Literatura

- Jacobs SR., Webber H., Niether W., Grahmann K., Lüttschwager D., Schwartz C., Breuer L., Bellingrath-Kimura DS. (2022): <u>Modification of the microclimate and water balance through the integration of</u> <u>trees into temperate cropping systems</u>. Agricultural and Forest Meteorology 323, 109065.
- Lojka B., Martiník A., Weger J., Houška J., Doležalová H., Kala L., Szabó P., Kotrba R., Krčmářová J., Chládová A., Vávrová, K., Jobbiková J., Ehrenbergerová L., Snášelová M., Králík T. (2020): <u>Zavádění</u> <u>agrolesnických systémů na zemědělské půdě</u>. Certifikovaná metodika MZe 2/2020-18133. Česká zemědělská univerzita v Praze. 72 pp. ISBN 978-80-213-3061-0.
- Šír M., Weger J., Vondrka A. (2009): Klimatická účinnost porostů rychle rostoucích dřevin v krajině. <u>Acta</u> <u>Pruhoniciana</u> 92, 45 – 49.

http://www.agroforestrysystems.eu/en/michovka-2

### Water in an Agricultural Landscape—NUčice Database (WALNUD)

Jakub Jeřábek<sup>1</sup>, David Zumr<sup>1</sup>, Tailin Li<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Fakulta stavební Českého vysokého učení technického v Praze, Thákurova 2077/7, 166 29 Praha 6

#### Úvod

Monitoring pramenných povodí je důležitý z hlediska ochrany půd, čistotu a množství povrchových a podpovrchových vod. Pramenná povodí se typicky vyskytují v horských trvale zalesněných oblastech. Nicméně i v oblastech, kde je využití území převážně zemědělské, lze na taková povodí hojně narazit, a to i v oblastech se sklonitým terénem. Water in an Agricultural Landscape—NUčice Database (WALNUD) je databáze hydrologických veličin měřených v zemědělsky využívaném povodí v blízkostí obce Nučice ve středočeském kraji u Kostelce nad černými lesy cca 30 km západně od Prahy. Toto povodí je monitorováno především kvůli výzkumu srážko odtokových vztahů, erozi a vodní bilanci na tomto typu území. Povodí bylo založené v roce 2011 se základním hydrologickým monitoringem. V letech 2020–2021 bylo vybavení rozšířeno o síť vlhkostních hnízd a distribuovaný monitoring evapotranspirace a hladiny podzemní vody. Od roku 2021 dochází ke kontinuálnímu odběru vzorků vody pro analýzu stabilních izotopů vodíku a kyslíku. V tomto příspěvku je představena nová prostorově distribuovaná infrastruktura na povodí Nučice a výsledky měření za rok 2022.

#### Povodí Nučice

Experimentální povodí Nučice bylo založeno v roce 2011 s hlavním cílem studovat vodní bilanci obdělávaných polí a s tím související srážko-odtokové a erozní procesy. Povodí má rozlohu 0,531 km<sup>2</sup> a nachází se 30 km východně od Prahy v zemědělské krajině ve Středočeském kraji (49°57'49.230"N, 14°52'13,242"E; Obr. 1). Morfologie, klimatické podmínky a zemědělské hospodaření jsou reprezentativní pro zemědělskou půdu České republiky. Průměrná nadmořská výška povodí je 401 m n. m. a sklony od 1 do 12 %. Klima je vlhké kontinentální s průměrnými ročními srážkami 630 mm od roku 1975 do roku 2015, průměrnou roční potenciální evapotranspirací mezi 500 a 550 mm a průměrnou roční teplotou vzduchu 7,9 °C (Hanel et al., 2013). Povodí je odvodňováno 950 m dlouhým úzkým tokem, který začíná jako podpovrchová drenáž (Obr. 1). Kanál má lichoběžníkový průřez, který je v korytě potoka široký 0,6 m s průměrnou hloubkou 1,5 m (Zumr et al., 2017).



Obr. 1: Základní mapa povodí s vyznačenými jednotlivými poli a drénem v údolnici.

Plocha povodí je téměř výhradně pokryta ornou půdou. Méně než 5 % plochy tvoří potok, zpevněné cesty a křoviny. Pole jsou obdělána až k okraji břehů potoka; travní pásy nejsou přítomny. Povrchový odtok a erodovaná půda se proto mohou dostat do toku bez významné transformace v příbřežní zóně. Povodí je rozděleno do tří parcel, které existují od roku 2000 (Noreika et al., 2020; Obr. 1). Ve standardním osevním postupu dominuje pšenice ozimá (Triticum aestivum L.), řepka (Brassica napus), oves letní (Avena sativa) a vojtěška (Medicago sativa).

Půdy jsou vyvinuty na paleozoickém slepenci a jsou klasifikovány jako půdní typ luvizem a kambizem. Půdní textura je písčitohlinitá (v průměru 9 % jílu, 58 % bahna a 33 % písku; Zumr et al., 2019). Pomocí elektrické odporové tomografie (ERT) bylo provedeno několik geofyzikálních průzkumů za účelem zachycení stupně homogenity/heterogenity přítomné v ornici a podorničí, a stanovení hloubky skalního podloží (Jeřábek et al., 2017; Jeřábek & Zumr, 2021). Na základě geofyzikálního monitoringu a geologického průzkumu vrtů v blízkém okolí se podloží pohybuje v hloubce od 6 do 20 m. Půda je zpracována na cca 12 cm a pod ornicí je zhutněná vrstva s nízkou hydraulickou vodivostí, která se pohybuje řádově mezi 10<sup>-8</sup> m/s a 10<sup>-7</sup> m/s (Zumr et al., 2015).

Povodí často vykazuje suché podmínky během léta a základní odtok zaznamenaný na výstupu z povodí klesá na 0–0,2 l/s, zatímco v zimě a brzy na jaře se základní odtok pohybuje kolem 4 l/s. Průměrný roční odtokový koeficient je 1 % (Zumr et al., 2015). Koeficient odtoku je nízký, protože hladina podzemní vody je obvykle pod hladinou vody v toku, část vody opouští povodí jako nemonitorovaný proud podzemní vody (Noreika et al., 2020; Zumr et al., 2015). Odtok vykazuje prahovou odezvu na srážky. Na základě naměřených srážko-odtokových dat jsme identifikovali spíše rozptýlený vztah srážko-odtok se silnou závislostí odtoku na skutečném nasycení ornice. Byly pozorovány různé odtokové cesty a odtokové mechanismy. Jakmile jsou podmínky půdní vlhkosti pod určitou prahovou hodnotou, velikost odtoku nekoreluje s úhrnem srážek (Zumr et al., 2015). Proto hraje mělká ornice a její schopnost zadržovat vodu významnou roli při tvorbě odtoku. Když se vrchní vrstva půdy nasytí na velké části povodí, voda je rychle odváděna povrchovými (zejména zhutněnými kolejovými řádky ve směru svahu) a mělkým podpovrchovým odtokem. Erodovaná půda se sedimentuje v korytě vodního toku v letních měsících kvůli husté příbřežní vegetaci (Zumr et al., 2017).



Obr. 2: Pozice měřících stanic.
### Instrumentace povodí

Na Obrátku 2 je ukázána stávající (květen 2023) instrumentace povodí. Na povodí jsou nainstalováno 4 srážkoměry. Kromě srážkoměru u uzávěrového profilu jsou rovnoměrně rozmístěny na povodí. V povodí jsou také 4 lokality pro stanovení evapotranspirace (ET). Kromě stanic na jednolitých polích, kde lze určit ET pro aktuální plodinu, je jedna stanice u uzávěrového profilu nainstalována nad travním porostem pro stanovení ET pro referenční plodinu podle FAO metodiky (Allen et al., 2009). Stanice pro měření podzemní vody jsou nainstalovány jednak u uzávěrového profilu, na západní hranici povodí, a především v profilu kolmo na údolnici v rozestupu cca 75 m mezi vrty (Obr. 2). V tomto profilu jsou nainstalovány tlaková čidla do hloubky 2–5 metrů a v jednom vrtu do hloubky cca 13 m pod povrchem. 16 hnízd vlhkostních čidel je nainstalováno na povodí tak, aby nebyla čidla poničena orbou a zároveň přinášela informace o půdní vlhkosti v kořenové zóně rostlin. Sondy v každém hnízdě jsou tedy nainstalovány na okrajích polí mimo orbu v hloubce 15 cm a v hloubkách 30 a 60 cm v poli pod plodinou, tak aby čidla ani připojení nebylo poničeno orbou.

V tomto příspěvku jsou ukázána data z roku 2022. Povodí je rozděleno na 3 samostatná pole (Obrázek 1). V roce 2022 bylo na poli 1 oseto pšenice ozimá, poli 2 hořčice, a na poli 3 přenice ozimá. Pole 1 bylo sklizeno 21.7.2022 (plodina těsně před a po sklizni je na Obrázku 3). Pole 2 bylo sklizeno 29.7.2022 (plodina těsně před a po sklizni je na Obrázku 3). Pole 3 bylo sklizeno mezi 14.7.2022 a 28.7.2022 (plodina těsně před a po sklizni je na Obrázku 3). Starší vybavení a měření bylo představeno v (Li et al., 2021).



Obr. 3: Ukázka plodin na jednotlivých polích těsně před a těsně po sklizni.

## Meteorologické veličiny

Na Obrázku 4 jsou ukázána data srážek a potenciální ET<sub>0</sub> (Penman–Monteith metoda) za kalendářní rok 2022. Všechny srážkoměry ukazují kumulativní srážku pod dlouhodobým průměrem. Variabilita mezi srážkoměry, byť malá, může být vysvětlena prostorovou variabilitou některých srážek a chybami měření. Srážkoměr v uzávěrovém profilu (*outlet*) trpěl kvůli poloze jeho instalace častým ucpáváním, což mohlo způsobit menší kumulativní úhrn srážky. Naopak kumulativní ET<sub>0</sub> v roce 2022 ukázala vyšší

hodnoty, než je dlouhodobí průměr. Značný rozdíl mezi polem 1 a zbylými poli je způsoben epizodním poklesem ET₀ během dubna.



Obr. 4: Kumulativní srážka v 4 srážkoměrech (levý panel) a evapotranspirace na 3 polích (pravý panel).

#### Síť hnízd měření objemové vlhkosti půdu

Síť hnízd vlhkostních čidel na obrázku 5 reprezentuje dynamiku vlhkostí na území celého povodí. Vesměs všechny hnízda vykazují vysoké postupně klesající nasycení cca do dubna až května roku 2022. Následuje prudký pokles vlhkosti během vegetačního období, které také vyznačovalo obdobím s nízkým úhrnem srážek a vysokou ET<sub>0</sub>. Na konci června došlo k významnějším srážkovým událostem, které na všech monitorovaných místech doplnili vlhkost v 30 cm pod povrchem. Kromě hnízda s označením *PL142*, které se nachází poblíž jedné z rozvodnic již vlhkost neklesal pod úroveň června. Zhruba od listopadu již nedochází k významnému vysušovaní půdu mezi srážkovými událostmi.



Obr. 5: Průběh vlhkostí v roce 2022 v síti vlhkostních hnízd v hloubce 30 cm. Stanice začínající TF jsou umístěny na okrajích pole 2. Stanice začínající PL jsou v profilu v poli 1. Stanice začínající LF jsou umístěny na okrajích pole 2. Stanice začínající RF jsou umístěny na okrajích pole 3.

## Síť pro monitoring hladiny podzemní vody

Hladina podzemní vody je nejvyšší na začátku a na konci roku, zatímco během léta studny vysychají (Obrázek 6). Hladina ve vrtech *gwl\_west\_road* a *gwl\_144* je měřena v údolnici, proto je možné v nich mělkou vodu detekovat v průběhu celého roku. Podzemní voda se v těchto vrtech může dostat až cca 1 m pod povrch. Vrty *gwl\_pl143*, *gwl\_pl144*, a *gwl\_pl145* se nacházejí vedle sebe a ukazují přibližně podobnou nadmořskou výšku podzemní vody během celého roku. Nicméně, vrt *gwl\_pl143* a *gwl\_pl145* se nachází víše na svahu a hladina podzemní vody je hlouběji pod povrchem a v létě se dostane pod tlakové čidlo. Vrty *gwl\_pl142* a *gwl\_pl146* jsou nejzválenější mělké vrty od údolnice. Podzemní voda v nich se v létě dostává pod tlakové čidlo. Vrt *gwl\_pl146D* je hluboký vrt, který pravděpodobně reprezentuje hladinu podzemní vody, která není propojená s drenáži v údolnici, neboť se nachází pod ní. I tomto hlubokém vrtu lze rozeznat celoroční dynamiku, který spočívá v klesání hladiny podzemní vody až do konce srpna. Potom začíná hladina opět stoupat.



Obr. 6: Průběh hladiny podzemní v profilu kolmo na údolnici pod polem. V horním panelu vztaženo k mořské hladině. V dolním panelu vztaženo k povrchu.

## Isotopy

Během roku 2022 byly odebrány vzorky vody pro stanovení stabilních izotopů vodíku a kyslíku pomocí laserové spektrometrie. Vzorky byly odebírány ze srážkové vody pomocí totalizátoru v týdenním až měsíčním kroku, z podzemní vody z 10 vrtů (pokud nebyly v létě vyschlé) v cca měsíčním kroku a vody ve vodním troku pomocí ISCO vzorkovače v denním kroku během vegetační sezóny a v týdenním kroku mimo ni. Jak je vidět na Obrázku 7, lokální meteorická čára vody (LMČV) je podobná globální meteorická čára vody (GMČV). U žádných vzorků není patrný významný výpar. Letní srážka je

obohacena o izotopy H i O oproti zimní srážce, což je běžný jev. Zimní srážka ukazuje větší variabilitu množství D proti letní srážce. Variabilita vody v podzemní vodě a ve vodním toku je relativně menší a hodnota  $\delta$ D se více podobá průměrné hodnotě zimní srážky. To lze interpretovat, tak že podzemní voda je doplňována především zimní srážkou a to i letních měsících. Letní srážka se v této interpretaci do podzemní vody nedostane kvůli vyvinutému kořenovému systému plodiny a vysoké ET<sub>0</sub>. Voda ve vodním toku více odpovídá podzemní vodě. Je možné, že v letním období dochází k rychlému odtoku srážkové vody více obohacené o izotopy v epizodách. Nicméně, k vzorkovaní vody z vodního toku dochází v 9 hodin ráno a nemusí tedy reprezentovat vodu ze srážkových epizod, protože doba koncentrace srážko-odtokové transformace může být i mezi 3 – 0.75 hodinami.



Obr. 7: Lokální meteorická čára vody (levý panel). Deuterium v letním a zimním období (pravý panel). Letní vzorky jsou odebrány mezi květnem a zářím daného roku.

Na Obrázku 8 je ukázán vývoj zastoupení D v průběhu roku 2022. Je vidět, že během letních měsíců reaguje odtok na srážku (možné vysvětlení odlehlých bodů v boxplotu na Obrázku 7). Na jednu z výrazných srážek na konci srpna reagovala i voda v některých vrtech. Izotopovému složení ve vodním toku jsou nejpodobnější vrty *well flume* a *well stream*. Tyto dva vrty jsou instalování v těsně blízkostí uzávěrového profilu. Vrt *well meteo* je také instalován u uzávěrového profilu. V tomto vrtu ale obsah D nekoresponduje s obsahem D ve vodním toky. Nicméně, *well meteo* je od vodního toku vzdálenější a na rozdíl od vrtu *well\_flume* se nachází na straně toku k poli 3. Toto lze interpretovat jako malé propojení podzemní vody mezi polem 3 a tokem. Nepřekvapivě je vodě ve vodním toku také izotopově podobná voda z vrtů *west road* a *pl144*, které jsou oba instalovaný v údolnici pole 1. Voda ve vrtu *pl147* nekoresponduje s vodou ve vodním toku, pokud se nejedná o období po srážkové epizodě. Ani vrty *pl142* a *po143* příliš nekorespondují s vodou ve vodním toku. Poslední 3 zmíněné vrty se vyskytují na svazích pole 1. Bohužel, tyto vrty jsou během letního období vyschlé, a proto chybí data rozboru stabilních izotopů. Nelze tedy přesně interpretovat propojení vody v těchto vrtech do vodního toku.



Obr. 8: Průběh množství Deuteria v různých částech vodního cyklu. Mapa v panelu ukazuje polohu místa odebrání vzorku.

#### Závěry

Hydrologický monitoring v zemědělských oblastech má řadu specifik. Rychlí růst rostlin a vypnutí transpirace orbou, změny půdních vlastností v ornici, nebo vliv mechanizace a kolejových řádků se na trvalejších využití území nevyskytuje. Z hlediska praktického pohledu je na zemědělských lokalitách omezena možnost instalace sond k dlouhodobému monitoringu do mělké části půdního profilu. Vše musí být mimo oranou plochu nebo pod hloubkou orby. Průběžné vykopání sond a jejich zpětná instalace po proběhnutí orby není možné pro dlouhodobí monitoring. Nově nainstalovaná sonda začíná měřit až po nějaké době po instalaci. Opětovná instalace na jiné míst může způsobit změnu dynamiky monitorovaného procesu kvůli prostorové heterogenitě půdy a tím je znemožněno sledovat časovou heterogenitu. S tímto problémem pomáhají nepřímě metody jako například Cosmic ray netutron sensing (CRNS) systémy, které umožňují monitorovat vlhkost na ploše o průměru až 100 m a samotná sonda tedy nemusí být přímo v oraném poli. CRNS systémy se zabývá příspěvek Davida Zumra.

První výsledky distribuovaného monitorovaná povodí Nučice naznačují, že odtok je generovaný z podzemní vody, která je doplňována především v zimním období. V toku se vyskytuje voda především z podzemní vody blízko toku a drenáže, což naznačuje analýza izotopových stopovačů i dynamika hladiny podzemní vody. Výsledky naznačují, že pole 3 je od vodního toku hydrologicky odděleno, tato hypotéza bude potvrzena během budoucího měření. Mixovaní srážkové vody do odtoku při epizodách nebylo možné v současném stavu monitoringu určit. V letním období kontroluje dynamiku vody transpirace rostlin, která mimo epizody pravděpodobné spotřebovává nově napršenou vodu. Oproti dlouhodobému průměru byla roční kumulativní srážka podprůměrná a kumulativní ET<sub>0</sub> nadprůměrná. Přesto, hladina podzemní vody se stihla doplnit na konci roku na úroveň počátku roku.

Monitoring na lokalitě Nučice bude pokračovat i v následujících letech. K stávající infrastruktuře bude přidán další ISCO vzorkovač pro odběr epizodní vody z odtoku. Stávající data jsou publikována s databázi WALNUD (Jeřábek et al., 2022)

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektů výzvy EU komise HORIZON 2020: Transforming Unsustainable management of soils in key agricultural systems in EU and China. Developing an integrated platform of alternatives to reverse soil degradation (101000224) a výzvy MŠMT - INTER ACTION: Konektivita transportu sedimentu v povodích s intenzivním zemědělským využitím (LTAUSA19019).

## Literatura

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Leuven, K.U., Smith, M., Service, M., 2009. Crop evapotranspiration
  Guidelines for computing crop water requirements FAO Irrigation and drainage paper 56. Irrig.
  Drain.
- Hanel, M., Mrkvičková, M., Máca, P., Vizina, A., Pech, P., 2013. <u>Evaluation of Simple Statistical</u> <u>Downscaling Methods for Monthly Regional Climate Model Simulations with Respect to the</u> <u>Estimated Changes in Runoff in the Czech Republic</u>. Water Resour. Manag. 27, 5261–5279.
- Jeřábek, J., Zumr, D., Dostál, T., 2017. <u>Identifying the plough pan position on cultivated soils by</u> <u>measurements of electrical resistivity and penetration resistance</u>. Soil Tillage Res. 174, 231–240.
- Jeřábek, J., Zumr, D., 2021. <u>Geophysical Survey As a Tool To Reveal Subsurface Stratification At a</u> <u>Small Agricultural Headwater Catchment: a Case Study</u>. Stavební Obz. - Civ. Eng. J. 30, 766–778.
- Jeřábek, J., Li, T., Zumr, D., 2023. <u>Water in an Agricultural Landscape—NUčice Database (WALNUD)</u>, HydroShare.
- Li, T., Jeřábek, J., Noreika, N., Dostál, T., Zumr, D., 2021. <u>An overview of hydrometeorological datasets</u> from a small agricultural catchment (Nučice) in the Czech Republic. Hydrol. Process. 35.
- Noreika, N., Li, T., Zumr, D., Krasa, J., Dostal, T., Srinivasan, R., 2020. <u>Farm-scale biofuel crop adoption</u> <u>and its effects on in-basin water balance</u>. Sustain. 12, 1–15.
- Zumr, D., Dostál, T., Devátý, J., 2015. <u>Identification of prevailing storm runoff generation mechanisms</u> <u>in an intensively cultivated catchment</u>. J. Hydrol. Hydromechanics. 63, 246-254.
- Zumr, D., Dostál, T., Devátý, J., Valenta, P., Rosendorf, P., Eder, A., Strauss, P., 2017. <u>Experimental</u> <u>determination of the flood wave transformation and the sediment resuspension in a small</u> <u>regulated stream in an agricultural catchment</u>. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 5681–5691.
- Zumr, D., Jeřábek, J., Klípa, V., Dohnal, M., Sněhota, M., 2019. <u>Estimates of Tillage and Rainfall Effects</u> <u>on Unsaturated Hydraulic Conductivity in a Small Central European Agricultural Catchment</u>. Water 11, 740.

# Zpřesnění distribuce sněhové pokrývky na vybraných povodích s využitím dat automatických sněhoměrných stanic

Jan Procházka<sup>1</sup>, Veronika Šustková<sup>2</sup>, Miroslav Tesař<sup>3</sup>

 <sup>1</sup> Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Fakulta zemědělská a technologická, Studentská 1668, 370 05 České Budějovice, prochazkaj@fzt.jcu.cz
 <sup>2</sup> Český hydrometeorologický ústav, pobočka Ostrava, K Myslivně 3/2182, 708 00, Ostrava-Poruba veronika.sustkova@chmi.cz
 <sup>3</sup> Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 160 00 Praha 6, miroslav.tesar@iol.cz

## Abstrakt

Studie hodnotí význam automatických sněhoměrných stanic (ASNS) provozovaných různými subjekty v oblasti vybraných subpovodí Šumavy spadajících do povodí přehradní nádrže Orlík. Je zde zdůrazněna potřeba monitoringu sněhové pokrývky jako významné složky hydrologické bilance povodí zejména v horských oblastech. Subpovodí Vltavy a Otavy reprezentují území pramenných oblastí v srážkově návětrné příhraniční části pohoří, kdežto subpovodí Volyňky a Blanice pramennou oblast závětrné vnitrozemské části pohoří. Význam ASNS je prokázán především v nejvyšších a odlehlých polohách Šumavy, kde chybí základní meteorologické stanice používané do běžných klimatologických a hydrologických hodnocení. Díky moderním podkladům a metodám je možné významně zpřesnit distribuci sněhové pokrývky a jejích vlastností. Kontinuální záznam výšky sněhu prostřednictvím ASNS takto poskytuje pro území vyšších poloh Šumavy nové poznatky a operativní údaje pro standardní klimatologická hodnocení i pro další aplikace využívané v rámci činnosti ČHMÚ, Povodí Vltavy, s. p. a dalšími institucemi např. pro správní a vědeckovýzkumné potřeby.

Klíčová slova: povodí Horní Vltavy, ČHMÚ, klimatologická mapa, interpolace sněhových dat, úhrn srážek.

## Úvod

Hydrologická bilance se na našem území primárně odvíjí od spadlých srážek. Záleží přitom na jejich množství, druhu, intenzitě, plošném a časovém rozložení. Výškové poměry, reliéf, stav půdy a vegetační pokryv ve spojení s klimatickými faktory pak zásadním způsobem ovlivňují výpar, potažmo množství vody soustředěné v odtoku z území. Vysoká variabilita zmíněných faktorů na našem území ve spojení s vyšší dynamikou změn klimatu vyžaduje i podrobnější monitoring meteorologických prvků. Mezi ně patří i sněhová pokrývka, jakožto významná složka hydrologické bilance především v pramenných oblastech. K tomu v posledním období významně přispívají automatické sněhoměrné stanice (ASNS). S automatizací meteorologických stanic se započalo v polovině 90. letech minulého století, s automatizací měření sněhu přibližně o 10 let později. V oblasti Šumavy je v současné době v provozu 27 ASNS různých provozovatelů, z nichž některé kromě výšky sněhové pokrývky zaznamenávají i její vodní hodnotu (Procházka a kol. 2023). Data o množství vody obsažené ve sněhu jsou nezbytnou součástí zkvalitňování vstupních dat pro modelování předpovědí průtoků v průběhu celé zimní sezony, včetně povodňových situací. V rámci činnosti Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) jsou průběžně na server přenášená data z některých ASNS, ze všech stanic jsou pak manuálně revidována každý den ráno, což umožňuje jejich využití v dalších produktech ČHMÚ jako jsou mapové výstupy nebo sněhové zpravodajství na sociálních sítích. V prostředí databázové aplikace Clidata/SOMData jsou data interpolována v denním kroku a rozpočtena do výpočetních polygonů srážkoodtokových modelů Hydrog a HEC-HMS (Šustková a kol., 2016). Data o vodní hodnotě z ASNS slouží i ke kalibraci a nastavení parametrů sněhového modelu, který je součástí srážkoodtokového modelu HEC-HMS a jež je využíván pro operativní hydroprognózu (Kamínková a kol., 2022).

Zajištění trvale udržitelného využívání vodních zdrojů, hospodaření s vodami pro zajištění požadavků na vodohospodářské služby, ochranu vod jako složku životního prostředí a ochranu před povodněmi a dalšími škodlivými účinky vod řeší v Česku plánování v oblasti vod, které vychází z evropské Rámcové směrnice o vodách a z tzv. vodního zákona (zákona č. 254/2001 Sb., o vodách a o změně některých zákonů). Za tímto účelem jsou mimo jiné zpracovávány státními podniky Povodí plány dílčích povodí. Většina Šumavy je odvodňována skrze přítoky Vltavy a Otavy do přehradní nádrže Orlík. Tuto oblast řeší plán dílčího povodí Horní Vltavy, jehož aktualizace a schválení v rámci 3. plánovacího období proběhly v roce 2022. Charakteristika této oblasti zdůrazňuje, že průtoky ve vodních tocích ovlivňují tři hlavní činitelé, mezi kterými jsou uvedeny meteorologické podmínky, jež v tomto směru podmiňují výskyt atmosférických srážek (jejich množství a rozdělení) a v zimním období především akumulaci a odtávání sněhové pokrývky. Ovšem u specifikace klimatických poměrů jsou informace o srážkách v oblasti Šumavy poněkud zastaralé, zavádějící a o sněhové pokrývce, případně zásobách vody ve sněhu, dokonce zcela chybí. Cílem této studie z oblasti dílčích povodí odvodňujících Šumavu do přehradní nádrže Orlík je poskytnout podrobnější informace o rozdělení sněhové pokrývky na dotčených povodích, významu ASNS pro zpřesnění informací pro plánování v oblasti vod a získávání operativních údajů pro další analýzy.

## Charakteristika zájmového území

Pro účely této studie byla zvolena povodí 3. řádu odvodňující Šumavu a zároveň náležející k povodí naší nejobjemnější přehradní nádrže Orlík. Z hlediska vodního hospodářství a plánování v oblasti vod se jedná o subpovodí v působnosti státního podniku Povodí Vltavy, závodu Horní Vltava, pro které se v rámci plánovacích období zpracovávají a aktualizují plány dílčího povodí (Povodí Vltavy, s. p. 2022). Základní charakteristiku dotčených povodí poskytuje tabulka (tab. 1). Pro zjednodušení byly názvy příslušných subpovodí dále v této studii zkráceny na povodí Vltavy, Otavy, Volyňky a Blanice. V rámci bližší specifikace byly uvedeny i průměrné, minimální a maximální roční úhrny pro jednotlivá povodí za normálové období 1991–2020. Pro doplnění je potřeba uvést, že v rámci Šumavy se výrazně projevuje vliv orografie a převládajícího jihozápadního proudění na množství padajících srážek, potažmo sněhu v chladnější polovině roku (Vavruška 2011, Procházka et al. 2023). Z toho vyplývají výrazné rozdíly ve srážkových úhrnech jak mezi jednotlivými povodími, tak v rámci každého povodí, zejména pak pokud jde o vymezené subpovodí Vltavy a Otavy.

Název povodí 3. řádu	Zkrácený název	Číslo hydrologického pořadí	Plocha povodí (km <sup>2</sup> )	Namořská výška v m průměr / minimum / maximum	Roční úhrn srážek v mm (1991–2020)* průměr / minimum / maximum				
Vltava po Malši	Vltava	1-06-01	1863	777 / 383 / 1378	819 / 658 (2003) / 1236 (2002)				
Otava po Volyňku	Otava	1-08-01	1289	709 / 390 / 1376	897 / 650 (2003) / 1304 (2002)				
Volyňka a Otava od Volyňky po Blanici	Volyňka	1-08-02	725	601 / 361 / 1359	695 / 508 (2003) / 1115 (2002)				
Blanice a Otava od Blanice po Lomnici	Blanice	1-08-03	981	579 / 344 / 1362	675 / 515 (2003) / 1108 (2002)				

Tabulka 1: Charakteristika povodí 3. řádu odvodňujících Šumavu a spadajících do povodí přehradní nádrže Orlík, včetně nadmořské výšky a průměrných srážek na ploše jednotlivých povodí.

\*Počítáno ze základních stanic ČHMÚ

Vymezení povodí je zobrazeno na mapě (obr. 1), kde jsou lokalizovány i základní stanice ČHMÚ (černý bod s číslem) a stanice ASNS (červený bod s číslem). Vektorová vrstva rozvodnic povodí 3. řádu vychází z dat aktuální sady rozvodnic, která obsahuje rozvodnice povodí 1. až 4. řádu, vytvořené na ČHMÚ v roce 2022. Data si lze prohlížet v mapové aplikaci "Rozvodnice" (ČHMÚ 2023). V rámci vybraných povodí 3. řádu byly specifikovány všechny základní meteorologické stanice ČHMÚ měřící výšku sněhové pokrývky a všechny automatické stanice různých provozovatelů měřící automaticky výšku sněhové pokrývky. Přehled všech stanic podle typu, nadmořské výšky a náležitosti k jednotlivým povodím je uveden v tabulce (tab. 2).



Obr. 1: Přehledová mapa vymezení subpovodí Vltavy, Otavy, Volyňky a Blanice s lokalizací základních meteorologických stanic ČHMÚ (černý bod) a automatických sněhoměrných stanic (červený bod). Čísla u stanic v rámci jednotlivých povodí odpovídají jejich specifikaci uvedené v tabulce (tab. 2).

## Zpracování dat

Pro charakteristiku distribuce sněhové pokrývky byla vybrána data maximální sezónní výšky sněhové pokrývky (SCEmax) za období zimních sezon 2017/2018 až 2022 až 2023. Období bylo zvoleno vzhledem k tomu, že velká část automatických sněhoměrných stanic (ASNS) je v provozu a poskytuje data až v příslušných sezonách.

Klimatologické mapy maximálních výšek sněhové pokrývky (obr. 3 a 4) jsou výsledkem zpracování bodových měření v GIS. V našem případě v softwaru firmy ESRI ArcGIS (ESRI, 2018a) a k interpolaci těchto dat byly využity interpolační metody, které zohledňují vliv nadmořské výšky (případně orientace a sklonitosti svahů nebo krajinného pokryvu) na interpolovanou veličinu a zachovávají původní

naměřenou hodnotu ve známém bodě. Konkrétně interpolační metody Orografická interpolace (Šercl 2008a, Šercl 2008b), LLR a ClidataDEM (Stříž 2008), obě vyvinuté na ČHMÚ. Výsledkem interpolace je gridová (rastrová) mapa.

Gridové (mapové) výstupy výšek sněhové pokrývky pro zimní sezony 2017/2018–2022/23 byly následně podrobeny tzv. zonální statistice. Nástroj zonální statistika je v programu ArcGIS v rámci extenze Spatial Analyst (ESRI, 2018b) a umožňuje různé statistické analýzy a výpočty v rámci definovaných zón. Například statistické zpracování hodnot analyzované informační vrstvy (v našem případě gridy výšky sněhové pokrývky), které patří do zóny definované v druhé vrstvě. Jako druhá informační vrstva sloužila vektorová vrstva rozvodnic povodí 3. řádu. Povodí byla ještě rozdělena na jednotlivá výšková pásma. Tato vektorová vrstva byla odvozena ze stejného digitálního modelu terénu, jako byl využit pro interpolace a intervaly byly zvoleny takto: < 400, 400–600, 601–800, 801–1000, 1001–1200 a > 1200 m n. m. Výstupem této zonální statistiky jsou průměrné hodnoty maximální výšky sněhové pokrývky pro jednotlivá povodí a také pro jednotlivá výšková pásma v rámci povodí. Výstupy lze získat v podobě gridu nebo tabulky.

Tabulka 2: Přehled základních meteorologických stanic ČHMÚ a automatických sněhoměrných stanic (ASNS) měřících výšku sněhové pokrývky v oblasti vybraných subpovodí Vltavy (VLT), Otavy (OTA), Volyňky (VOL) a Blanice (BLA) včetně nadmořské výšky.

č.	název stanice	m n.m.	typ	povodí	č.	název stanice	m n.m.	typ	povodí
1	Boubín, vrchol	1353	ASNS	BLA	34	Volary	749	AKS2	VLT
2	Blatný vrch	1357	ASNS	ΟΤΑ	35	Černá v Pošumaví	740	AKS1	VLT
3	Plechý, Rakouská louka	1344	ASNS	VLT	36	Vacov, Peckov	738	ASS	VOL
4	Smrčina, vrchol	1330	ASNS	VLT	37	Lipno	730	MSS	VLT
5	Poledník, vrchol	1312	ASNS	OTA	38	Čachrov	729	ASS	ΟΤΑ
6	Basum, Basumský hřeben	1265	ASNS	VLT	39	Kašperské Hory	728	AKS	ΟΤΑ
7	Malá Mokrůvka, Medvědí doupě	1259	ASNS	OTA	40	Frantoly	726	MSS	BLA
8	Roklan, V Koutě	1225	ASNS	ΟΤΑ	41	Přídolí	653	MSS	VLT
9	Zlatý stoleček	1197	ASNS	ΟΤΑ	42	Vimperk	628	ASNS	VOL
10	Malá Mokrůvka, přeliv	1192	ASNS	ΟΤΑ	43	Rožmitál na Šumavě	627	MSS	VLT
11	Březník, myslivna	1185	ASNS	ΟΤΑ	44	Prachatice	607	MSS	BLA
12	Větřín	1157	ASNS	VLT	45	Červený Dvůr, Chvalšiny	588	MSS	VLT
13	Ptačí potok	1130	ASNS	ΟΤΑ	46	Zálezly	569	MSS	VOL
14	Churáňov	1118	AMS1	OTA	47	Brloh	559	MSS	VLT
15	Filipova Huť	1110	ASS	OTA	48	Vyšší Brod	559	AKS1	VLT
16	Rokytská slať	1098	ASNS	OTA	OTA 49 Český Krumlov, Přísečná		554	AKS2	VLT
17	Prášily, Javoří Pila	1062	ASNS	OTA	50	Chanovice	533	ASS	ΟΤΑ
18	Kvilda	1059	AKS3	VLT	51	Křemže, Mříč	524	AKS3	VLT
19	Horská Kvilda	1052	AKS3	ΟΤΑ	52	Sedlice	511	AKS3	VOL
20	Kubova Huť	997	ASNS	VOL	53	Temelín	500	AMS1	BLA
21	Modrava	990	ASNS	OTA	54	Nalžovské Hory	495	ASS	ΟΤΑ
22	Kepelské Zhůří	928	ASNS	OTA	55	Vlkonice	493	ASNS	OTA
23	Borová Lada	898	AKS3	VLT	56	Sušice	484	MSS	ΟΤΑ
24	Prášily	883	ASS	OTA	57	Husinec	483	AKS1	BLA
25	Srní	857	MSS	ΟΤΑ	58	Paseky	482	ASS	BLA
26	Strážný	811	ASNS	VLT	59	Volyně, Nihošovice	448	ASS	VOL
27	Zámyšl	800	ASS	OTA	60	Bavorov	416	MSS	BLA
28	Stožec	797	MSS	VLT	61	Šindlovy Dvory, Litvínovice	416	MSS	VLT
29	Stožec, Nové Údolí	796	ASNS	VLT	62	Katovice	412	MSS	ΟΤΑ
30	Zbytiny	792	ASS	BLA	63	Nové Strakonice	404	AKS2	ΟΤΑ
31	zbytiny, Spálenec	792	ASNS	BLA	64	České Budějovice, Rožnov	395	AMS2	VLT
32	Slavkov	777	MSS	VLT	65	Kestřany	381	ASS	VOL
33	кtiš, Tisovka	758	AKS2	VLT					

Pozn.: AKS – automatizovaná klimatologická stanice, AMS – automatizovaná meteorologická stanice (synoptická, tvoří zprávy SYNOP), ASS – automatizovaná srážkoměrná stanice, MSS – manuální srážkoměrná stanice.

## Výsledky a diskuse

Z výsledků hodnocení distribuce sněhové pokrývky na subpovodích 3. řádu oblasti Horní Vltavy prostřednictvím konstrukce klimatologických map maxim výšky sněhové pokrývky SCEmax vyplývají různé rozdíly pro případ hodnocení dat jen ze základních stanic ČHMÚ a při použití dat z automatických sněhoměrných stanic (ASNS). Rozdíly jsou patrné zejména v nejvyšších polohách Šumavy v příhraničních pramenných oblastech. Týká se to především subpovodí Vltavy a Otavy, zatímco v subpovodích Volyňky a Blanice jsou rozdíly znatelně menší. To je dáno především absencí základních stanic ČHMÚ v nejvyšších polohách Šumavy. Rozdíly jsou naopak zanedbatelné v nejnižších polohách, kde barevná interpolace dat i konkrétní hodnoty pro dotčené stanice generují prakticky shodné výsledky při použití obou metod (obr. 2 a 3).



Obr. 2 Klimatologická mapa průměrné maximální výšky sněhové pokrývky v oblasti Šumavy a v rámci subpovodí při použití dat pouze ze základních stanic ČHMÚ v období sezon 2017/18–2022/23.



Obr. 3: Klimatologická mapa průměrné maximální výšky sněhové pokrývky v oblasti Šumavy a v rámci subpovodí při použití dat ze základních stanic ČHMÚ a všech automatických sněhoměrných stanic (+ASNS) v období sezon 2017/18–2022/23.

Vliv nadmořské výšky a příslušnost k jednotlivým povodím dobře dokumentují i číselné hodnoty průměrů SCEmax za období 2017/2018–2022/2023 uvedené v tabulce pro jednotlivá výšková pásma (tab. 3). Výsledky ukazují jisté rozdíly pro pásma nad 800 m n. m. a především nad 1200 m n. m., a to zejména v povodích Vltavy a Otavy. Tam dochází až k 50% rozdílu mezi metodami výpočtu SCEmax jen ze základních stanic a při použití ASNS.

							-							
SCEmax (cm)	Subj	povodí V	Itava	Sub	povodí C	Dtava	Subp	ovodí Vo	olyňka	Subpovodí Blanice				
Výšková pásma (m n. m.)	ČНМÚ	+ASNS	rozdíl %	ČНМÚ	+ASNS	rozdíl %	ČНМÚ	+ASNS	rozdíl %	ČНМÚ	+ASNS	rozdíl %		
pod 400	9.5	9.6	1	10.9	10.7	-2	10.7	10.7	0	10.7	10.6	-1		
400-600	12.6	12.2	-3	13.5	12.5	-7	12.8	12.3	-4	11.7	11.4	-3		
601-800	27.0	27.9	3	25.7	23.6	-8	23.1	20.5	-11	23.9	23.1	-3		
801-1000	43.2	51.3	19	50.8	53.9	6	39.4	38.4	-3	37.4	39.8	6		
1001-1200	59.7	76.3	28	70.2	86.2	23	54.6	58.6	7	51.1	58.6	15		
nad 1200	76.3	109.5	44	84.8	128.2	51	69.9	78.7	13	67.8	79.5	17		

Tabulka 3: Průměrná maxima výšky sněhové pokrývky (SCEmax v cm) v jednotlivých povodích pro vybraná výšková pásma za období 2017/2018–2022/23

Rozdílnou závislost SCEmax na nadmořské výšce dokumentuje i regresní analýza dat, kdy při použití metody výpočtu SCEmax pouze ze základních stanic ČHMÚ dochází k zjevnému podhodnocení výšek sněhu v nejvyšších polohách, zatímco při použití dat i ze stanic ASNS má křivka trendu exponenciální charakter (obr. 4). Data měřená prostřednictvím ASNS v pramenných oblastech přítoku Vltavy a Otavy poskytují jasnou představu o výrazném nárůstu s přibývající nadmořskou výškou, což se ve vnitrozemské části Šumavy – pramenné oblasti Blanice a Volyňky zdaleka tak průkazně neprojevuje, jak naznačují výsledky v klimatologické mapě (obr. 3) a v tabulce (tab. 3).



Obr. 4: Závislost maxim výšky sněhové pokrývky (SCEmax v cm) na nadmořské výšce (v m) při využití dat pouze základních stanic ČHMÚ (graf vlevo) a při využití všech stanic včetně ASNS (graf vpravo).

Dokumentaci stavu, kdy příhraniční oblasti disponují významnými srážkovými úhrny a vysokou výškou sněhu, které základní síť stanic nepodchycuje, poskytují například amatérské stanice a měrné profily šumavských meteorologů a bavorských správců území. Lokalita Plechý v pramenné oblasti přítoků Studené Vltavy, potažmo Vltavy, disponuje daty srážek z totalizátorů ČHMÚ a měření sněhu pozorovatelů od roku 1998. Bavorská výzkumná stanice Seebuchet je naopak prakticky na rozvodnici pramenné oblasti přítoků Roklanského potoka, potažmo Otavy, a poskytuje i přes svá omezení společně s dalšími obdobnými stanicemi představu o dlouhodobých srážkových a sněhových poměrech v nejvyšších polohách centrální Šumavy (Beudert et al. 2018). K porovnání se pak nabízí data z Churáňova, co by nejvýše položené stanice základní sítě ČHMÚ na vrcholu vnitrozemské Šumavy, a stanice v Českých Budějovicích pro porovnání srážkových a sněhových poměrů v nejnižších polohách

Horní Vltavy. Kromě průběhů ročních úhrnů srážek a ročních SCEmax jsou v grafech uvedeny i průměrné hodnoty za období posledních 25 let (obr. 5).



Obr. 5: Průběh ročního úhrnu srážek a maxim výšky sněhové pokrývky na stanicích Seebuchet (NPV-BW a LWF), Plechý, Churáňov a České Budějovice (ČHMÚ) i s uvedením nadmořské výšky stanic v m a průměrných hodnot za posledních 25 let (1998–2022).

Z těchto dat je zřejmé, že v nejvyšších polohách příhraniční Šumavy jsou dosahovány srážkové úhrny a výšky sněhu poněkud vyšší, než se často prezentuje v mnoha studiích a dokumentech, jako např. Plánu dílčích povodí, klimatologických a hydrologických ročenkách a podobně, kde se počítá pro oblast Šumavy s maximálními úhrny srážek naměřených zpravidla na srážkoměrné stanici Prášily nebo Špičák (ČHMÚ 2021, Povodí Vltavy, s. p. 2022).

Data ročních úhrnů srážek z bavorských a ČHMÚ totalizátorů již byla zohledněna v několika studiích (například Starostová 2012, Langhammer et al. 2015) a není správné je z klimatologického a hydrologického hlediska zcela opomíjet. Zvláště tam, kde se jedná ať už o plánování hospodaření s vodou, ochranu přírody a vodních zdrojů nebo krizový management předcházení nečekaným událostem (povodně, sucho, zásobování obyvatelstva vodou a jiné). Podobně by to mělo být do budoucna, i pokud jde o sněhovou pokrývku a její charakteristiky, distribuci, dynamiku akumulace a ablace, kde mohou významně přispět svým provozem právě automatické stanice ASNS. Naše studie na příkladu šumavských subpovodí 3. řádu oblasti Horní Vltavy ukazuje, že ASNS mají význam především v odlehlých oblastech s nedostatkem základních stanic a ve vyšších polohách, kde jsou i vyšší srážkové úhrny s významným podílem sněhových srážek v chladné polovině roku.

#### Závěr

Na příkladu vybraných subpovodí 3. řádu v rámci dílčího povodí Horní Vltavy byla hodnocena distribuce a výška sněhové pokrývky při použití dat ze základních stanic ČHMÚ a automatických sněhoměrných stanic. Studie ukazuje na vliv absence základních meteorologických stanic v nejvyšších a odlehlých polohách pramenné příhraniční oblasti Šumavy, kde tak docházelo k výraznému podhodnocení hodnot výšky sněhové pokrývky. S tím souviselo i podhodnocení zásob vody ve sněhu a možné zavádějící výpočty hydrologické bilance příslušných povodí, v tomto případě zejména subpovodí Otavy a Vltavy. Při použití dat z ASNS se při výpočtu a interpolaci výšky sněhové pokrývky dospělo k závěru, že v příhraničních polohách nad 1200 m n. m. docházelo k podhodnocení výšky sněhu až o 50 %. Význam ASNS se projevuje jak v možnosti poskytování operativních údajů výšky sněhové pokrývky pro aktuální výstupy a informování veřejnosti, tak pro další aplikace spojené s výpočtem zásob vody ve sněhu, operativní předpovědi průtoků, podklady pro manipulace na přehradních nádržích, zpřesnění hydrologické bilance a podobně. Přínos provozu ASNS navíc vzrůstá s rostoucí nadmořskou výškou a v oblastech s vyššími úhrny zimních srážek.

## Poděkování

Poděkování patří zejména všem pozorovatelům a provozovatelům meteorologických stanic, ať už na českém nebo bavorském rakouském území, bez jejichž dlouhodobé a obětavé práce by nebylo možno obdobná data měřit, archivovat a hodnotit.

## Literatura

- Beudert, B., Bernsteinová, J., Premier, J., Bässler, C. (2018): <u>Natural disturbance by bark beetle offsets</u> <u>climate change effects on streamflow in headwater catchments of the Bohemian Forest</u>. Silva Gabreta 24:21–45.
- ČHMÚ (2021): Interaktivní ročenky Českého hydrometeorologického ústavu. [cit. 30. 04. 2023].
- ČHMÚ (2021): <u>Rozvodnice</u>. Mapová aplikace. [cit. 30. 04. 2023].
- ESRI (2018a): Resources for ArcMap [online]. [cit. 11. 03. 2023].
- ESRI (2018b): Getting the most out of Zonal Statistics [online]. [cit. 30. 03. 2023].
- Kamínková, A., Šustková, J., Kosík, O. (2022). Sněhoměrné automatické stanice a jejich využití v hydroprognózní praxi. XXV. In: <u>Stretnutie Snehárov 2022</u>, Krkonoše, 29. 31. 3. 2022.
- Langhammer, J., Su, Y., Bernsteinová, J. (2015): <u>Runoff Response to Climate Warming and Forest</u> <u>Disturbance in a Mid-Mountain Basin</u>. Water 7, 3320–3342.
- Povodí Vltavy, s. p. (2022): Aktualizace Plánu dílčího povodí Horní Vltavy. [online]. [cit. 30. 03. 2023].
- Procházka, J., Šustová, V., Jirák, J., Tesař, M. (2023): <u>Meteorologické zprávy</u>, roč. 76, č. 3, s. XXX. ISSN 0026-1173. v tisku.
- Starostová, M. (2012): Měření srážek totalizátory na Šumavě. <u>Meteorologické zprávy</u>, roč. 65, č. 6, s. 180–183. ISSN 0026-1173.
- Stříž, M. (2008): Popis metod CLIDATA-GIS. [online]
- Šercl, P. (2008a): Hodnocení metod odhadu plošných srážek. <u>Meteorologické zprávy</u>, 61, č. 2, s. 33–43.
- Šercl, P. (2008b): AGHydroInterpolace (Interpolační procedury pro ArcGIS). Uživatelská příručka. Praha: Český hydrometeorologický ústav.
- Šustková, V., Kamínková, A., Kosík, O., Volný R. (2018): Využití GIS a hydrologických modelů na Regionálním předpovědním pracovišti ČHMÚ Ostrava. Symposium GIS Ostrava 2018 GIS pro podporu bezpečnosti a krizového řízení. ISBN 978-80-248-4166-3.
- Vavruška, F. (2011): Měření srážek totalizátory na Šumavě. <u>Šumava</u>, č. 3, s. 16–17. ISSN 0862-5166.

## Bilance olova v malých povodích

Leona Bohdálková<sup>1,2</sup>, Vladislav Chrastný<sup>3</sup>, Petra Pacherová<sup>2</sup>, Filip Oulehle<sup>1,2</sup>, Pavel Krám<sup>1,2</sup>, Jakub Hruška<sup>1,2</sup>, Tomáš Chuman<sup>1,2</sup>, Anna Lamačová<sup>1,2</sup>, Adéla Šípková<sup>3</sup>, Oldřich Myška<sup>1,2</sup>, Jan Čuřík<sup>1,2</sup>, František Veselovský<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav výzkumu globální změny AV ČR, v. v. i., Bělidla 986/4a, 603 00 Brno
 <sup>2</sup>Česká geologická služba, Klárov 3, Praha 1, 11821
 <sup>3</sup>Česká zemědělská univerzita, Kamýcká 129, 165 00 Praha-Suchdol

## Abstrakt

Na dvanácti dlouhodobě monitorovaných malých lesních povodích byly vyhodnoceny a porovnány roční bilance olova (Pb) v průběhu let 1996–2019 a vypočteny zásoby olova v minerálním půdním horizontu do hloubky 80 cm. Průměrný roční vstup Pb atmosférickou depozicí napříč lokalitami činil 14,8±10,1 g ha<sup>-1</sup> a mezi jednotlivými povodími se lišil až desetkrát. Nejvyšší průměrné roční depozice Pb byly zaznamenány na povodích U dvou louček (UDL), Modrý potok (MOD) a Uhlířská (UHL) v severovýchodních Čechách, které byly nejvíce ovlivněny emisemi z průmyslové výroby ve slezské části Polska. Na zbývajících povodích se lišil průměrný vstup olova prostřednictvím atmosférické depozice maximálně trojnásobně. Průměrný roční výstup Pb napříč povodími byl 6,8±2,5 g ha<sup>-1</sup>. Nejvyšší odtok olova byl zaznamenán nejen na povodích severovýchodních Čech, nejvíce zatížených atmosférickou depozicí Pb (UDL, MOD, UHL), ale také na povodích Lysina (LYS) a Pluhův bor (PLB) ve Slavkovském lese, což zřejmě souvisí s vysokými hodnotami rozpuštěného organického uhlíku, na které se olovo váže. Na všech zkoumaných lokalitách byl prokázán ve zkoumaném období klesající trend atmosférické depozice Pb ve srážkách, v odtoku Pb z povodí však pouze na polovině z nich. Výpočet zásob olova v minerálním půdním profilu ukázal rovněž značnou variabilitu napříč povodími a to nejen v obsahu celkového olova (liší se až sedmkrát), ale i ve formě biodostupného olova (liší se až čtyřnásobně), které může potenciálně vstupovat do ekosystému a představovat tak environmentální riziko pro organismy a lidské zdraví. Celkový obsah olova v půdě je ovlivňován nejen depozicí, ale i obsahem olova v podložních horninách. Nejvyšší obsah olova, ale i nadprůměrný obsah biodostupného olova byl na lokalitě Lesní potok (LES), která má nejvyšší obsahy olova v podložních horninách, ale zároveň představuje lokalitu s nejmenší atmosférickou zátěží ve sledovaném období.

## Úvod

Olovo je jedním z nejtoxičtějších stopových prvků a jeho zvýšené obsahy v půdě a ve vodě mají negativní vliv na ekosystém, včetně lidského zdraví (WHO, 2007). Přírodní geochemický cyklus olova byl zásadně ovlivněn lidskou činností (Komárek et al., 2008). Do atmosféry olovo vstupuje především hutními procesy, spalováním uhlí a olovnatého benzínu, průmyslovou výrobou a spalováním odpadu. Z atmosféry se poté vrací zpět na zemský povrch prostřednictvím suché a mokré depozice, vstupuje do pedosféry a hydrosféry a případně dále do potravního řetězce.

První narušení přírodního geochemického cyklu olova souvisí s ranou těžbou a metalurgií, která však měla malý rozsah a znečištění spíše lokální charakter (Jouffroy-Bapicot et al, 2007). V dalších historických etapách se emise olova šířily na větší vzdálenosti, v závislosti na rozsahu hutnických prací,

vzdálenosti od zdroje znečištění a atmosférických podmínkách (Fiałkiewicz-Kozieł et al., 2020). Ve 12. století začala ve střední Evropě těžba rudních ložisek v Krušných horách (Bohdálková et al., 2018). V době největšího rozkvětu, v 16. století, byla krušnohorská ložiska jedním z největších zdrojů stříbra v Evropě. Příbramská polymetalická ložiska stříbra byla nejintenzivněji těžena v 19. a 20 století (Mihaljevič et al., 2006). Průmyslová revoluce v 18. a 19. století, spojená s populačním růstem a industrializací, zahájila etapu těžby a spalování uhlí, které se stalo dalším výrazným zdrojem emisí. Koncentrace olova v atmosféře dosáhly ve střední Evropě svého maxima v 80. letech 20. století, kdy vrcholila těžba a spalování uhlí, používání olovnatého benzínu a průmyslová výroba spojená s těžbou a hutněním kovů (Novák et al., 2003). V této době byla oblast tzv. černého trojúhelníku, která zahrnovala severozápadní Čechy, jihovýchodní Sasko a jihozápadní Polsko, jedním z nejznečištěnějších míst na světě (Moldan & Schnoor, 1992; Vile et al., 2000). Změna režimu v Československu v roce 1989 s sebou přinesla nejen redukci těžby uhlí a postupnou instalaci zařízení ke snižování emisí, ale i zájem o ochranu životního prostředí a systematický monitoring kvality ovzduší. Od té doby začaly emise olova v atmosféře postupně klesat (Bohdálková et al., 2014).

Povrchové toky jsou ve střední Evropě důležitým zdrojem pitné vody. Proto byla v roce 1994 založena síť 12ti zalesněných povodí (GEOMON; obr.1), která dlouhodobě monitoruje hydrochemii hlavních, ale i stopových prvků ve srážkách a v odtoku. Povodí se nacházejí v různých částech České republiky, mají odlišnou historickou i současnou emisní zátěž a v jejich podloží se vyskytují různé typy hornin s kontrastním obsahem prvků, včetně obsahu olova.

Cílem této studie je (i) vypočítat roční bilance v letech 1996–2019 na jednotlivých povodích (tj. vstup prostřednictvím atmosférické depozice a výstup olova prostřednictvím odtoku z povodí); (ii) stanovit a porovnat časové trendy atmosférické depozice Pb a odtoku Pb v monitorovaném časovém období na jednotlivých povodích a (iii) vypočítat a porovnat zásoby jednotlivých forem Pb podle jeho dostupnosti v minerálním půdním profilu.

#### Materiál a metody

Na všech povodích sítě GEOMON (obr. 1) byly od roku 1996 měřeny měsíčně koncentrace olova ve srážkách na volné ploše, v podkorunových srážkách a v odtoku. Průměrná roční koncentrace olova v podkorunových srážkách byla stanovena jako srážkovým úhrnem vážený průměr měřených měsíčních koncentrací. Analogicky byly vypočteny průměrné roční koncentrace ve srážkách na volné ploše. Hodnota ročního vstupu (toku) olova do povodí byla vypočtena z průměrných ročních koncentrací olova v podkorunových srážkách a ve srážkách na volné ploše a jejich srážkových úhrnů, zastoupených podle procenta zalesněné plochy na určitém povodí v jednotlivém roce.

Průměrná roční koncentrace olova v odtoku byla stanovena z průměru měřených měsíčních koncentrací olova, vážených hodnotou průtoku, měřeného v době odběru na měrných profilech jednotlivých vodních toků. Odtok olova z povodí byl poté vypočten z průměrné roční koncentrace a ročního odtoku z jednotlivých povodí.

Koncentrace olova ve vodě byly stanoveny atomovým absorpčním spektrometrem ETA-AAS (electrothermal AAS, AAnalyst Perkin Elmer 700).



Obr. 1: Síť monitorovaných malých lesních povodí

Na každém povodí byly odebrány vzorky z minerálních půdních horizontů ve třech půdních sondách, v hloubkových horizontech 0-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm a 40-80 cm. Podsítná frakce (<2 mm) ze všech hloubkových horizontů byla usušena a v 5g navážce byla podrobena extrakční analýze destilovanou vodou a EDTA (Quevauviller, 1998). Ve výluzích byly po zfiltrování vzorků (0,45 µm) stanovoveny koncentrace olova na hmotnostním spektrometru (ICP-MS) (iCAP Q, Thermo Scientific, Germany).

Na zhomogenizovaných a kyselinami (HNO<sub>3</sub>, HCl, HF, HClO<sub>4</sub>) rozložených vzorcích byl rovněž stanoven celkový obsah olova stejnou detekční metodou.

Časové trendy toků olova byly vyhodnoceny Mann-Kendallovým testem (Salmi et al., 2002; Määttä et al., 2002) na standardizovaných koncentračních datech i hodnotách ročních vstupů Pb a odtocích Pb z jednotlivých povodí.

Kód povodí	Povodí	Plocha povodí (ha)	Nadmořská výška (m n. m.)	Průměrná roční teplota (°C)	Průměrný úhrn srážek (mm)	Zastoupení dřevin	Podložní hornina	Koncentrace olova v podloží (ppm)	Půdní typ analyzované sondy*
ANE	Anenský potok	27	523	8,3	645	smrk	pararula	29	PG,K, K
JEZ	Jezeří	261	746	6,8	807	smrk, buk, bříza	ortorula	12	K, G, K
LES	Lesní potok	70	478	8,7	614	smrk, buk	granit	60	K, PG, K
LIZ	Liz	99	926	6,1	844	smrk, buk	pararula	18	K, K, K
LKV	Loukov	66	606	7,8	718	smrk	granit	18	K, K, G
LYS	Lysina	27	880	6,3	979	smrk	granit	10	P, KP, P
MOD	Modrý potok	262	1188	3,3	2121	smrk	fylit, břidlice	56	K, P, KP
PLB	Pluhův bor	22	754	6,8	772	smrk	serpentinit	2	K, K, K
POM	Polomka	69	612	7,7	817	smrk	pararula, ortorula	chybí data	K, K, G
SAL	Salačova Lhota	168	646	7,6	722	smrk	pararula	20	K, PG, K
UDL	U Dvou louček	33	912	5,6	1484	smrk, buk	ortorula	8	KP, KP, G
UHL	Uhlířská	187	818	5,6	1214	smrk	granit	27	K, P, K
* K K	mbizem PG P	endoalei	G Glai P	Podzol KP	Kryptopodz	vol.			

Tabulka 1: Základní charakteristiky monitorovaných povodí.

#### Výsledky a diskuse

Během monitorovaného období (1996–2019) byl napříč povodími průměrný roční vstup Pb atmosférickou depozicí 14,8±10,1 g ha<sup>-1</sup>. Maximální vstup Pb byl zaznamenán na povodí UDL (49,5±64,0 g ha<sup>-1</sup>), dále na povodích MOD a UHL (obr. 2). Všechna tato povodí leží v severovýchodní části Čech, což koresponduje s blízkostí zdrojů znečištění ve slezské části Polska. Minimální depozice olova byly na povodí LES (4,3±2,5 g ha<sup>-1</sup>) a na povodích Slavkovského lesa (PLB a LYS; obr. 2).



*Obr. 2: Průměrné roční toky olova na jednotlivých povodích (vstupy atmosférickou depozicí a výstupy z odtoku) v průběhu let 1996–2019.* 

Průměrný roční výstup Pb napříč povodími činil 6,8±2,5 g ha<sup>-1</sup>. Maximální hodnota odtoku Pb z povodí byla opět na povodí UDL 30,4±17,1 g ha<sup>-1</sup> a na dalších povodích severovýchodních Čech (UHL a MOD), což potvrzuje, že přestože se olovo v půdě ochotně váže na organickou hmotu, oxidy železa a jílové minerály, akumulační funkce půdy je v případech vysoké atmosférické depozice omezená. Zvýšené odtoky olova mohou být podpořeny rovněž množstvím srážek, která jsou na těchto povodích vyšší než na ostatních, srážkově chudších, povodích, kde je olovo ochotněji drženo v půdních horizontech. Nadprůměrné toky olova z povodí byly zaznamenány překvapivě i ve Slavkovském lese (PLB a LYS), kde depozice olova patřily k těm nejnižším (obr. 2). Pozaďové hodnoty obsahu olova v podloží jsou na těchto povodích rovněž podprůměrné (tab. 1). Jelikož jsou tato dvě povodí zároveň nejkontrastnější velikostí pH v odtoku (průměrné pH Lysině je 4,4 a na Pluhově boru 7,8), je zřejmé, že hodnota pH na odtok olova z povodí nemá významný vliv. Tato dvě povodí však dominují v odtoku svými koncentracemi rozpuštěných organických látek, které jsou dvakrát až sedmkrát vyšší než na ostatních povodích, mají tedy zřejmě vliv na odtok olova z půdního profilu. Podrobnější studium parametrů, ovlivňujících uvolňování olova z půdy a jejich testování jsou předmětem dalšího výzkumu.

Analýza časových trendů prokázala jednoznačně klesající atmosférickou depozici Pb na všech sledovaných povodích (tab. 2). Statisticky významný pokles odtoku Pb byl prokázán pouze na polovině sledovaných povodí. Koncentrace významně poklesly pouze na povodí ANE, ve dvou případech byl dokonce zaznamenán vzestupný koncentrační trend Pb. Rozdíly ve statistických výsledcích časových trendů na koncentračních a odtokových datech mohou být způsobeny změnami v množství srážek a/nebo celkového odtoku vody z povodí, související s klimatickou změnou. Množství srážek zřejmě ovlivňuje vyplavování olova z půdního profilu, změny ve velikosti odtoku pak mohou mít vliv na koncentraci olova ve vodním toku. Hydrologické a geochemické parametry, které mají vliv na časové bilance olova, jsou předmětem dalšího výzkumu a statistických analýz.

Tabulka 2: Analýza časových trendů metodou Mann-Kendall na standardizovaných datech ročních depozic Pb, koncentracích Pb ve srážkách, odtocích Pb a koncentracích Pb v odtoku v průběhu let 1996–2019. Δ - statisticky významný trend (vyznačen šedou barvou): klesající (-), rostoucí (+),

p - hladina významnosti statistického testování. Chybějící hodnoty (vyznačeny bíle) značí statisticky nevýznamný výsledek testování.

Sledovaná proměnná		ANE JEZ		J	LES LIZ		LKV		LYS		MOD		PLB		POM		SAL		UDL		UHL			
		р	Δ	р	Δ	р	Δ	р	Δ	р	Δ	р	Δ	р	Δ	р	Δ	p	Δ	р	Δ	р	Δ	р
Depozice Pb (vstup)	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,05	-	<0,001	-	<0,05	-	<0,001	-	<0,001	1	<0,001	-	<0,001
Koncentrace Pb (srážky)	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,001	-	<0,05	-	<0,001	-	<0,05	-	<0,001	-	<0,001	1	<0,001	-	<0,001
Odtok Pb (výstup)	-	<0,001							-	<0,001	-	<0,1							-	<0,05	-	<0,1	-	<0,1
Koncentrace Pb (odtok)	-	<0,05			+	<0,05									+	<0,05								

Na studovaných povodích se liší celkové množství olova v půdním profilu až sedmkrát (tab. 3). Největší zásoby olova byly vypočteny na lokalitách LES (481 kg ha<sup>-1</sup>), UDL (320 kg ha<sup>-1</sup>) a MOD (311 kg ha<sup>-1</sup>). Lokality LES a MOD mají výrazně vyšší pozaďové hodnoty obsahu Pb v podložní hornině, je tedy zřejmé, že významnou část půdní zásoby tvoří olovo z horninového prostředí, což je patrné především na lokalitě LES, kde atmosférické depozice dosahovaly nejnižších hodnot (obr. 2). Na jednotlivých povodích se pozaďové hodnoty obsahu Pb v podložní hornině liší až 30krát (tab. 1), důležité však také je, v jakých minerálech se olovo v hornině vyskytuje, tj. jaká je jejich odolnost vůči zvětrávání (Brantley et al., 2008; Novák et al., 2023). Obsah celkového množství olova však nevypovídá o tom, kolik olova může vstoupit do ekosystému. Proto byly na základě extrakcí ETDA vypočteny i zásoby tzv. biodostupného olova (Vallero, 2016), které jsou několikanásobně nižší než zásoby celkového olova (tab. 3) a v průměru činí 42 kg ha<sup>-1</sup>. Napříč povodími se zásoby biodostupného olova liší až čtyřnásobně. Nejvyšší zásoby se vyskytují v půdním profilu povodí UDL (84 kg ha<sup>-1</sup>), nadprůměrné hodnoty byly dále na povodích JEZ, POM a LES (tab. 3). Zásoby vodou rozpustného olova v průměru dosahují hodnoty 0,16 kg ha<sup>-1</sup> a jsou oproti zásobám biodostupného olova o dva řády nižší. Nejvyšší obsahy vodou rozpustného Pb byly vypočteny na povodích UDL (1,19 kg ha<sup>-1</sup>), MOD (1,64 kg ha<sup>-1</sup>) a UHL (0,54 kg ha<sup>-1</sup> <sup>1</sup>), které byly nejvíce zatíženy atmosférickou depozicí Pb.

Průměrné zásoby vodou rozpustného olova v půdním horizontu zhruba odpovídají množství olova, které v průměru odteklo z povodí v průběhu sledovaných let 1996–2019 (tab. 3).

Tabulka 3: Kumulativní vstup olova atmosférickou depozicí a procentuální podíl vstupu a výstupu olova na jednotlivých povodích za sledované období. Zásoba jednotlivých forem olova v minerálním půdním horizontu do hloubky 80 cm pod povrchem. Uvedeny jsou i průměrné, minimální a maximální hodnoty napříč povodími. Šedě jsou vyznačeny nadprůměrné hodnoty jednotlivých vypočítaných odhadů.

Období 1996-2019	ANE	JEZ	LES	LIZ	LKV	LYS	MOD	PLB	POM	SAL	UDL	UHL	průměr	min	max
Kumulativní vstup (kg ha)	0,28	0,29	0,10	0,22	0,23	0,19	0,64	0,15	0,25	0,19	1,19	0,54	0,36	0,10	1,19
Kumulativní výstup (kg ha)	0,02	0,05	0,02	0,06	0,02	0,21	0,22	0,28	0,04	0,01	0,73	0,29	0,16	0,01	0,73
Výstup/vstup (%)	7	18	17	26	7	110	34	180	15	7	61	53	45	7	180
Zásoba olova v půdě	Zásoba olova v půdě														
Vodou rozpustné Pb (kg ha <sup>1</sup> )	0,21	0,31	0,16	0,07	0,24	0,07	0,17	0,06	0,32	0,11	0,12	0,04	0,16	0,04	0,32
Biodostupné Pb (kg hā <sup>1</sup> )	29	66	48	22	38	33	39	24	61	28	84	33	42	22	84
Celkové množství Pb (kg hal)	255	190	481	145	191	118	311	93	205	193	320	65	214	65	481

#### Závěry

Dlouhodobá hydrochemická měření koncentrací olova ve srážkách a v odtoku na 12ti monitorovaných malých lesních povodích prokázala značnou heterogenitu ve stanovených ročních vstupech olova atmosférickou depozicí, ale i na výstupech z povodí. Množství olova, které odtéká z povodí, je ovlivňováno nejen množstvím atmosférické depozice, ale i hydrologickými a hydrochemickými parametry, především množstvím rozpuštěného organického uhlíku. Největší akumulační schopnost byla zaznamenána na povodích srážkově chudých s podprůměrným nebo průměrným obsahem Pb v podložní hornině. Výpočty zásob jednotlivých forem olova v minerálním půdním horizontu ukázaly rovněž velkou heterogenitu v rámci studovaných povodí. Celkový obsah olova je ovlivňován obsahem olova v podložních horninách, ale i množstvím Pb vstupujícím prostřednictvím atmosférické depozice. Obsah biodostupného Pb je několikanásobně menší než celkový obsah olova v půdním profilu, obsah vodou rozpustného Pb je ještě o dva řády nižší. Podrobnější a přesnější zákonitosti parametrů, které ovlivňují bilanci olova v povodích, jsou dále analyzovány a jsou předmětem dalšího výzkumu.

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu Strategie AV21 – Voda pro život a interního grantu ČGS č. 310650.

#### Literatura

- Bohdálková, L., Bohdálek, P., Břízová, E., Pacherová, P., & Kuběna, A. A. (2018). <u>Atmospheric metal</u> pollution records in the Kovářská Bog (Czech Republic) as an indicator of anthropogenic activities over the last three millennia. Science of the Total Environment, 633, 857-874.
- Bohdalkova, L., Novak, M., Stepanova, M., Fottova, D., Chrastny, V., Mikova, J., & Kubena, A. A. (2014).
  <u>The fate of atmospherically derived Pb in Central European catchments: insights from spatial and temporal pollution gradients and Pb isotope ratios</u>. Environmental science & technology, 48(8), 4336-4343.
- Brantley, S. L., White, A. F., & Kubicki, J. D. (2008). <u>Kinetics of water-rock interaction</u>. Springer: New York, 833 p.
- Fiałkiewicz-Kozieł, B., Łokas, E., Gałka, M., Kołaczek, P., De Vleeschouwer, F., Le Roux, G., & Smieja-Król, B. (2020). <u>Influence of transboundary transport of trace elements on mountain peat</u> <u>geochemistry (Sudetes, Central Europe)</u>. Quaternary Science Reviews, 230, 106162.
- Jouffroy-Bapicot, I., Pulido, M., Baron, S., Galop, D., Monna, F., Lavoie, M., ... & Richard, H. (2007). <u>Environmental impact of early palaeometallurgy: pollen and geochemical analysis</u>. Vegetation history and Archaeobotany, 16, 251-258.
- Komárek, M., Ettler, V., Chrastný, V., & Mihaljevič, M. (2008). <u>Lead isotopes in environmental sciences:</u> <u>a review</u>. Environment international, 34(4), 562-577.
- Määttä, A., Salmi, T., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., 2002. MAKESENS 1.0. Excel Template for the Calculation of Trend Statistics of Annual Time Series. Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland.
- Mihaljevič, M., Zuna, M., Ettler, V., Šebek, O., Strnad, L., & Goliáš, V. (2006). <u>Lead fluxes, isotopic and</u> <u>concentration profiles in a peat deposit near a lead smelter (Příbram, Czech Republic)</u>. Science of the Total Environment, 372(1), 334-344.
- Moldan, B., & Schnoor, J. L. (1992). <u>Czechoslovakia: examining a critically ill environment</u>. Environmental science & technology, 26(1), 14-21.

- Novák, M., Andronikov, A. V., Holmden, C., Kochergina, Y. V. E., Veselovský, F., Pačes, T., ... & Komárek, A. (2023). <u>δ26Mg</u>, <u>δ44Ca</u> and <u>87Sr/86Sr</u> isotope differences among bedrock minerals constrain runoff generation in headwater catchments: An acidified granitic site in Central Europe as an example. CATENA, 221, 106780.
- Novák, M., Emmanuel, S., Vile, M. A., Erel, Y., Véron, A., Pačes, T., ... & Hovorka, J. (2003). <u>Origin of lead in eight Central European peat bogs determined from isotope ratios, strengths, and operation times of regional pollution sources</u>. Environmental science & technology, 37(3), 437-445.
- Quevauviller, P. (1998). <u>Operationally defined extraction procedures for soil and sediment analysis I.</u> <u>Standardization</u>. Trends in Analytical Chemistry, 17, 289-298.
- Salmi, T., Maatta, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T., 2002. Detecting Trends of Annual Values of Atmospheric Pollutants by the ManneKendall Test and Sen's Slope Estimates The Excel Template Application MAKESENS. Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland.
- Vallero, D. A. (2016). Environmental Biotechnology. Routledge.
- Vile, M. A., Wieder, R. K., Novák, M. (2000): <u>200 years of Pb deposition throughout the Czech Republic:</u> <u>patterns and sources</u>. Environmental Science & Technology, 34(1), 12-21.

WHO, 2007. <u>Health Risks of Heavy Metals from Long-Range Transboundary Air Pollution</u>. World Health Organization Regional Office for Europe, Copenhagen, 130 p.

http://www.euro.who.int/document/E91044.pdf.

# Dissolved and gaseous nitrogen losses in forests controlled by soil nutrient stoichiometry

Filip Oulehle<sup>1,2</sup>, Tomáš Chuman<sup>1</sup>, Jakub Hruška<sup>1,2</sup>, Pavel Krám<sup>1,2</sup>, Tomáš Navrátil<sup>3</sup>, Miroslav Tesař<sup>4</sup>, Alexandr Ač<sup>2</sup> and Otmar Urban<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Czech Geological Survey, Klárov 131/3, 11821 Prague, Czech Republic

<sup>2</sup> Global Change Research Institute of the Czech Academy of Sciences, Bělidla 986/4a, 60300 Brno, Czech Republic

<sup>3</sup> Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences, Rozvojová 269, Prague 6, 165 00, Czech Republic <sup>4</sup> Institute of Hydrodynamics of the Czech Academy of Sciences, Pod Patankou 30/5, Prague, 160 00, Czech

Republic

## Abstract

This study investigates the consequences of chronic nitrogen deposition in forests, including its effects on soil and surface water quality, and greenhouse gas emissions. To predict these effects, the authors explore the controls over dissolved and gaseous nitrogen fluxes in temperate forests. Their findings indicate that stream leaching losses of dissolved nitrogen correspond with the nutrient stoichiometry of the forest floor, with stream N losses increasing as ecosystems progress towards phosphorus limitation. Soil nitrogen storage increases with oxalate extractable iron and aluminium content. The authors estimate soil gaseous losses based on <sup>15</sup>N stocks, which averaged 2.5±2.2 kg N ha<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup>, comprising 20±14% of total nitrogen deposition. They also extrapolate the current gaseous nitrogen loss flux from forests globally to be 8.9 Tg N year<sup>-1</sup>, which represents 39% of current nitrogen deposition to forests worldwide.

Keywords: nitrogen; catchment; isotope; mass balance; denitrification; carbon; sequestration

#### Introduction

Nitrogen availability is a limiting factor for net primary productivity in terrestrial ecosystems, and maintaining global plant biodiversity relies on low nitrogen availability (LeBauer & Treseder, 2008; P. Vitousek & Howarth, 1991). Preindustrial ecosystem nitrogen supply was sustained by natural nitrogen deposition and biological nitrogen fixation, estimated at 40-290 Tg year<sup>-1</sup>. However, human activities have more than doubled the rate of reactive nitrogen formation since the onset of the industrial and agricultural revolutions. Global nitrogen emissions are currently estimated to be 115 Tg year<sup>-1</sup>, with 74 Tg year<sup>-1</sup> deposited onto continental areas, including 23 Tg year<sup>-1</sup> landing on forests (Cleveland et al., 1999; Galloway et al., 2004; P. M. Vitousek et al., 2013). The deposited nitrogen can be retained within terrestrial ecosystems, lost by hydrologic pathways, or returned to the atmosphere in gaseous forms. Isotope ratios of ecosystem nitrogen pools provide a powerful tool to inform nitrogen balances and net losses. Forests in the temperate zone usually retain the majority of deposited nitrogen, especially in low-fertility ecosystems with a high elemental ratio of soil carbon to nitrogen (Fang et al., 2015; B. Z. Houlton et al., 2006; B. Z. Houlton & Bai, 2009; Benjamin Z. Houlton et al., 2015; P. M. Vitousek et al., 2013). Nonetheless, accumulation of ecosystem nitrogen relative to other nutrients should eventually alleviate nitrogen limitation with consequences for the future trajectory of forests as a major terrestrial carbon sink. The study utilized a unique set of long-term and consistent nitrogen budget measurements from forested catchments to examine which environmental controls best predicted ecosystem nitrogen retention and losses. Understanding the drivers that control regional to global nitrogen balance presents a critical challenge for projecting forest carbon sinks, emissions of nitrous oxide, and the avoidance of land and water eutrophication.

### Methods

The study investigated the nitrogen dynamics in twelve catchments located in the mountain landscapes of the Czech Republic. The catchments varied in size from 21 to 254 hectares with an average of 102 hectares and had mean elevations ranging from 471 to 1301 meters. Most of the catchments had acidic soils developed over acidic bedrock, with 66% of the 93 soil pits described according to the World Reference Base soil classification as Cambisols. The dominant vegetation in the catchments was Norway spruce, but deciduous trees were common in two catchments, and one catchment was predominantly alpine. The calculated runoff to precipitation ratio, considered a measure of catchment wetness, varied from 0.08 to 0.84 with a mean of 0.38.

The researchers collected soil samples in 2016 using quantitative soil pits up to 40 cm depth. The number of soil pits per catchment varied from 5 to 10 according to catchment size, and the positions of soil sampling pits were chosen to characterize topography and forest vegetation within the catchment. At each location, soil profiles were sampled in a 0.5 m<sup>2</sup> frame as follows: L (litter) layer; F+H (fermented + humus) layers combined; and mineral soil in specified depths of 0-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm (where 0 cm is the top of the mineral soil layer). All material from each layer was weighed and sieved in the field (1 cm), separated into stones, soil < 1cm and coarse roots. The soil samples were weighed and then returned to the laboratory where they were sieved after air-drying (mesh size of 5 mm for organic horizons and 2 mm for mineral horizons). Soil moisture was determined gravimetrically by drying at 105 °C.

Air-dried soil samples were analyzed for total organic carbon and total nitrogen by dry combustion with a CNS elemental analyzer (Thermo Scientific FLASH 2000). Total phosphorus was analyzed in the FH horizon after digestion spectrophotometrically, and available phosphorus was determined in the Mehlich extract by the molybdate method. Oxalate-extractable iron and aluminum were determined in a 0.2 M ammonium oxalate/oxalic acid solution at pH 3. The concentrations of oxalate-extractable iron and aluminum (Fe<sub>o</sub> and Al<sub>o</sub>) in the extracts were determined by ICP-OES (Thermo Elemental Intrepid II). Total exchangeable acidity (TEA) was determined by titration of 0.1 M BaCl<sub>2</sub> extracts.

The stable nitrogen isotope composition of leaves, soils, and wood was analyzed using an isotope ratio mass spectrometer ISOPRIME100.  $\delta^{15}N$  values were measured and referenced to caffeine and potassium nitrate standards. Selected stream water samples were analyzed for their  $^{15/14}NO_3^-$  ratio using a diffusion method. An isotopic modeling approach was used to estimate the proportion and flux of nitrogen lost via denitrification across the catchments (Houlton and Bai 2009). The formula used was  $f_{gas} = \delta^{15}N_{TE} - \delta^{15}N_1 + \epsilon_L / (\epsilon_L - \epsilon_D)$ . The differences between measured stream  $\delta^{15}NO_3^-$  and ecosystem  $\delta^{15}N$  were calculated to estimate the isotope effect associated with dissolved nitrogen leaching ( $\epsilon_L$ ). A range of assumed denitrification fractionation effects was used (16‰), and precipitation  $\delta^{15}N$  inputs were between -4‰ and -8‰.

## **Results and Discussion**

This study conducted in the Czech Republic investigates nitrogen cycling in forested ecosystems by examining the relationships between ecosystem N stocks, dissolved N losses, and gaseous N losses. The results show that soil N is the largest N pool in the ecosystem, accounting for an average of 82% of total ecosystem N across the 12 catchments studied. The total mineral soil N content is strongly correlated with the amount of oxalate extractable aluminium and iron, suggesting that mineral soil

physicochemical properties largely determine the whole-ecosystem N stock. Stream total dissolved N (TDN) losses are negatively correlated with forest floor C:N ratio and positively with forest floor N:P<sub>available</sub> ratio. Nitrate dominates over dissolved organic nitrogen fluxes in the majority of catchments. Measured TDN runoff fluxes account for 23 ± 17% of measured N deposition across catchments. Whole-ecosystem  $\delta^{15}$ N signature increases significantly with stream TDN losses and catchment wetness, suggesting that ecosystem <sup>15</sup>N enrichment arises as a consequence of highly fractionating processes such as denitrification. Precisely measured hydrologic losses of N for the study sites allow translation of fractional N losses to an average calculated denitrification flux of 2.5 ± 2.2 kg N ha<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup>, amounting to 20 ± 14% of measured N deposition.

Assessing the consequences of forest nitrogen retention and loss has been challenging due to the difficulty of measuring N gas losses and N retention in soil. However, a recent analysis of a dozen catchments in central Europe sheds light on the mineralogical and stoichiometric controls on soil N retention and loss fluxes. The study found that forest soils act as important long-term N sinks, with soil physicochemical properties playing a significant role in controlling the storage capacity for N. Additionally, soil C:N:P stoichiometry determines N losses, with wetter forests associated with thicker forest floor and more acidic conditions, resulting in surpluses of forest floor N over C and available P. This, in turn, leads to increased N leaching and a shift towards P limitation. Gaseous losses, such as denitrification, were found to be the main contributors to N losses in forests, with an average calculated gaseous loss of  $2.5 \pm 2.2$  kg N ha<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup> across the catchments studied. The study suggests that the relationship between N gas and NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching losses is globally consistent (Figure 1) and reflects mechanistic drivers depending on nitrate surplus in ecosystems, enabling broader extrapolation to estimate N gas losses from forests worldwide.



Figure 1. Calculated gaseous N fluxes based on soil 15N/14N enrichment model (B. Z. Houlton & Bai, 2009) related to measured NO3- stream export. Data comprised results from temperate zone (this study - black circles), subtropical zone in China(Yu et al., 2019) (white diamonds), temperate and tropical zone in Japan and China (Fang

et al., 2015) (grey squares) and one lowland tropical catchment in Costa Rica (Soper et al., 2018) (grey triangle). Linear regression line (R2 = 0.84), confidence band ( $\alpha = 0.05$ ) and 1:1 line displayed.

## For further reading

Oulehle, F., Goodale, C.L., Evans, C.D., Chuman, T., Hruška, J., Krám, P., Navrátil, T., Tesař, M., Ač, A., Urban, O., Tahovská, K. <u>Dissolved and gaseous nitrogen losses in forests controlled by soil nutrient</u> stoichiometry (2021) *Environmental Research Letters*, 16 (6), art. no. 064025, . DOI:

### References

- Cleveland, C. C., Townsend, A. R., Schimel, D. S., Fisher, H., Howarth, R. W., Hedin, L. O., Perakis, S. S., Latty, E. F., Von Fischer, J. C., Elseroad, A., & Wasson, M. F. (1999). <u>Global patterns of terrestrial</u> <u>biological nitrogen (N2) fixation in natural ecosystems</u>. *Global Biogeochemical Cycles*, *13*(2), 623– 645.
- Fang, Y., Koba, K., Makabe, A., Takahashi, C., Zhu, W., Hayashi, T., Hokari, A. A., Urakawa, R., Bai, E., Houlton, B. Z., Xi, D., Zhang, S., Matsushita, K., Tu, Y., Liu, D., Zhu, F., Wang, Z., Zhou, G., Chen, D., ... Yoh, M. (2015). <u>Microbial denitrification dominates nitrate losses from forest ecosystems</u>. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *112*(5), 1470–1474.
- Galloway, J. N., Dentener, F. J., Capone, D. G., Boyer, E. W., Howarth, R. W., Seitzinger, S. P., Asner, G. P., Cleveland, C. C., Green, P. A., Holland, E. A., Karl, D. M., Michaels, A. F., Porter, J. H., Townsend, A. R., & Vorosmarty, C. J. (2004). <u>Nitrogen cycles: past, present, and future</u>. *Biogeochemistry*, *70*(2), 153–226.
- Houlton, B. Z., & Bai, E. (2009). Imprint of denitrifying bacteria on the global terrestrial biosphere. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *106*(51), 21713–21716.
- Houlton, B. Z., Sigman, D. M., & Hedin, L. O. (2006). <u>Isotopic evidence for large gaseous nitrogen losses</u> <u>from tropical rainforests</u>. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *103*(23), 8745–8750.
- Houlton, Benjamin Z., Marklein, A. R., & Bai, E. (2015). <u>Representation of nitrogen in climate change</u> <u>forecasts</u>. *Nature Climate Change*, *5*(5), 398–401.
- LeBauer, D. S., & Treseder, K. K. (2008). <u>Nitrogen limitation of net primary productivity in terrestrial</u> <u>ecosystems is globally distributed</u>. *Ecology*, *89*(2), 371–379.
- Soper, F. M., Taylor, P. G., Wieder, W. R., Weintraub, S. R., Cleveland, C. C., Porder, S., & Townsend, A. R. (2018). <u>Modest Gaseous Nitrogen Losses Point to Conservative Nitrogen Cycling in a Lowland Tropical Forest Watershed</u>. *Ecosystems*, *21*(5), 901–912.
- Vitousek, P., & Howarth, R. (1991). <u>Nitrogen limitation on land and in the sea: How can it occur?</u> *Biogeochemistry*, *13*(2), 87–115.
- Vitousek, P. M., Menge, D. N. L., Reed, S. C., & Cleveland, C. C. (2013). Biological nitrogen fixation: rates, patterns and ecological controls in terrestrial ecosystems. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, *368*(1621), 20130119.
- Yu, L., Mulder, J., Zhu, J., Zhang, X., Wang, Z., & Dörsch, P. (2019). D<u>enitrification as a major regional</u> <u>nitrogen sink in subtropical forest catchments: Evidence from multi-site dual nitrate isotopes</u>. *Global Change Biology*, 25(5), 1765–1778.

## Headwaters biogeochemistry focused on different rainfall-runoff conditions, and the role of waterlogged areas

Kateřina Fraindová<sup>1</sup>, Milada Matoušková<sup>1</sup>, Zdeněk Kliment<sup>1</sup>, Lukáš Vlček<sup>1,2</sup>, Vojtěch Vlach<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Physical Geography and Geoecology, Faculty of Science, Charles University <sup>2</sup>Institute of Hydrodynamic, Czech Academy of Sciences Albertov 6, 128 00, Prague 2

## Abstract

River headwaters have a high environmental value. Unfortunately, the biogeochemical process in headwaters in context of different rainfall-runoff conditions and specific land cover have not been fully examined. This study focuses on changes in correlations of 16 biogeochemical parameters related to different types of rainfall-runoff events and land cover conditions for eight headwater catchments in Central Europe. Multiple methods as linear regression, Spearman rank correlation, Principal Components Analysis and C/Q hysteresis loops revealed main relationships. Presence of peatlands and waterlogged spruce forests had decisive influence on the biogeochemistry (mainly for COD<sub>Mn</sub>, humins, Fe, P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> TP, and N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>). The strongest positive correlation of organic matter (COD<sub>Mn</sub>) and Fe is represented in a catchment with the largest area of damaged forest (70 %), but with a smaller proportion of wetlands (8 %). High flow rates influence the release of greater amounts of organic matter and N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

**Key words**: headwater areas; organic matter; waterlogged areas; peatbogs; rainfall-runoff events; water quality

#### Introduction

Headwater streams are important both for the local aquatic ecosystem and for ecosystem goods and services. They are also very sensitive to any pollutant inputs or climate change and can therefore be assumed to be a baseline indicator of such changes. Currently, increasing temperatures and increased risk of extreme rainfall-runoff events are leading to changes in surface water biogeochemistry. In particular, the increased risk of elevated concentrations of organic matter, which could have negative effects on human health due to the possible formation of disinfection by-products after water treatment. The study of changes in water quality in relation to different conditions in the catchment is necessary to develop appropriate strategies for maintaining water quality.

#### Material and methodology

The study was carried out in two headwater localities of the Elbe River basin in south and west part of Czechia – Šumava Mts. and Krušné hory Mts. The area of study catchments ranged from 0.14 km<sup>2</sup> (ROK2) to 22.4 km2 (SLA). Long-term specific discharges (2008–2013) ranges from 29.3 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (BRE) to 41.2 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (ROK2) in Šumava Mts. (Vlček et al. 2016) and about 14–15 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (ROL, SLA) in Krušné hory Mts. Large parts of catchments occupy wetland areas with ratio from 83 % (ROK2) to 3% (SLA) of catchment area according to Base map of the Czech Republic 1:10 000, Czech Office for Surveying and Cadastre. Five land cover categories (as possible drivers of water quality changes) were derived for the study catchments – healthy spruce forest (HSF), damaged forest (DF), decayed forest with partly regeneration (DFR), meadow (M) and peatbog (PB)-see Fig.1.

Two main data sources were used to analyse changes in surface water quality in headwater areas. The first data source included seasonal field measurements and water samples for laboratory analyses at selected sites in headwater areas collected between October 2013 and November 2019. The second data source was collected between 2013 and 2019 using a network of automatic water quality monitoring stations of the Department of Physical Geography and Geoecology, Charles University. The dependency of 15 physico-chemical parameters and specific discharge in 6 catchments in the headwater area of the Šumava and in 2 catchments in the headwater area of the Krušné hory Mts. was analysed by correlation analysis using Spearman's r coefficients (Spearman, 1904). Missing data were deleted pairwise. Principal component analysis (PCA) was performed in Excel using XLSTAT software (Addinsoft, 2018) for 16 physicochemical parameters, 8 catchment characteristics and discharge. Simple C/Q hysteresis loops for electric conductance (EC) and pH were examined to assess changes in water chemistry during different rainfall-runoff events.



*Fig. 1: Land-cover categories as possible drivers of water quality changes in the study catchments. (a) Healthy spruce forest (HSF). (b) Decayed forest with partial regeneration (DFR). (c) Meadow (M). (d) Peatbog (PB).* 

## **Results and discussion**

Using PCA, it is possible to see the main relationships between each profiles, individual parameters and catchment characteristics (Fig. 2). The first two factors explain together 66.02 % of the variance among the 16 physicochemical parameters, 8 catchment characteristics and discharge. The 21 variables are well represented on the plane under consideration, either by the first component (EC, DO, Ca<sup>2+</sup>, COD<sub>Mn</sub>, N-NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, Fe, TP, humins, TH, WL, M, Area, Slope, Discharge) or by the second (water temperature, pH, ANC<sub>4.5</sub>, BNC<sub>8.3</sub>, DF). The sampling sites can be roughly divided in two

groups. Group A includes sampling sites with < 20 % wetland cover and comprises two subgroups. The first subgroup - the upper Rolava catchment (ROL and SLA) is defined mainly by higher concentrations of DO and slightly higher values of EC, but lower values of other parameters, that corresponds with the box-plots and is related to lower mean temperatures and larger catchment area, steeper slopes and larger area of meadows and healthy spruce forest. The second subgroup comprises profiles in upper Vydra catchment (PTA, JAV, BRE), which exhibit higher pH possibly due to less wetland cover (< 15 %) than other profiles in upper Vydra. Group B includes sampling sites with > 20 % wetland cover and higher concentration of organic compounds. Profiles ROK2 and CIK are represented by the slightest catchment slope with lowest pH, higher COD<sub>Mn</sub>, humins, Fe and P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, which corresponds with the results that mean slope has been considered as the strongest (negative) determinant of organic matter (Parry et al. 2015).



Fig. 2: Principal component analyses (PCA) of measured parameters, catchment characteristics and discharge in 8 catchments (2013–2019). Individual profiles: Filled blue triangles (< 20% wetlands), filled green triangles (> 20% wetlands). EC = specific conductivity, t = water temperature, DO = dissolved O2, TH = total hardness, TP = total phosphorus, Fe, CODMn = chemical oxygen demand, ANC4.5 = acid neutralization capacity, BNC8.5 = base neutralization capacity, HSF = healthy spruce forest, DF = damaged forest, DFR = decayed forest with partly regeneration, M = meadow, WL = wetlands, PB = peatbog, q = discharge.

Discharge and catchment conditions before rainfall-runoff events have a fundamental impact on the behaviour of water quality parameters (Erlandsson *et al.* 2008, Köhler *et al.* 2008, Fučík *et al.* 2017). Even the rainwater is relatively low in dissolved minerals (Holko *et al.* 2006, Cano-Paoli *et al.*2019), decrease of EC with increasing discharge was registered only at SLA profile in upper Rolava and JAV in upper Vydra in our study. Both catchments have  $\leq 10$  % wetland cover. Positive linear correlation was observed at other profiles (CIK, ROK2) or there was no relationship. Positive relationship of discharge and EC may be related to revitalization measures at the CIK monitoring site in the Šumava Mts. Increased EC values have been recorded in the outflow in revitalized water-logged forests in the Šumava Mts. which is consistent with the study Bufková *et al.* (2010). The most marked negative impact of discharge on pH can be observed in catchments with greatest wetland cover at CIK and ROK2 sites (p<0.05; Fig. 2, 3), corresponding to Kocum *et al.* (2016).

Discharge is considered as one of the most important factors contributing to changes in organic matter concentrations. For example, Erlandsson *et al.* (2008) note a strong positive correlation between COD<sub>Mn</sub> and changes in discharge. Our results show that COD<sub>Mn</sub> increases with increasing discharge. The changes of humins concentration with increasing discharge are similarly to  $COD_{Mn}$  (Fig. 2, 3). The greatest linear increase in humins was observed at the BRE and CIK sampling sites (slope > 0.9), the coefficient of determination indicates a medium relationship (R<sup>2</sup> > 0.5). Using Spearman's rank correlation coefficient, a significant relationship (p < 0.05) between humins and discharge was determined at JAV, CIK, BRE, ROK, ROK2 sites with the strongest relationship (p < 0.01) at CIK and ROK2 sites with the greatest wetland cover. The greatest release of organic matter is also related to iron reduction/oxidation cycles (Grybos *et al.* 2009, Knorr 2013). Coefficient of determination indicated positive correlation between COD<sub>Mn</sub> and Fe in all catchments with the strongest correlation at JAV (R<sup>2</sup> > 0.7). This was also confirmed by Spearman's correlation coefficient (p < 0.05) at all sites with an exception of CIK and ROK2 (Fig. 3).

At most of the monitoring sites, there was also an increase in N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> during higher rates of discharge. This relationship was observed in particular at sites in the upper Vydra catchment (Fig. 2, 3) with significant correlation (p < 0.05) at JAV, CIK, BRE, ROK, ROK2 sites. In the upper Rolava catchment and the JAV profile, the increase of N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> was not significant (p > 0.05). Increased concentrations of N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> in small montane streams after rainfall events may also be caused by increased organic matter in study areas or atmospheric deposition and soil microbial response to N deposition, resulting in greater export of humic material (Peterson *et al.* 2001, Findlay 2005). A strong positive correlation between the concentration of N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> and humins was found at all monitoring sites (p < 0.01).

Linear regression or Spearman's rank correlation coefficient did not confirm any relationship between  $N-NH_4^+$  and discharge. In case of  $N-NO_2^-$ , the change is not clear as well, because it is a highly reactive compound; under aerobic conditions it oxidizes quite easily into nitrates (Pitter 2009).

Slight positive correlations (p < 0.1) of iron concentrations and discharge have been observed only at the PTA and JAV sampling sites (Fig. 3). At SLA and ROL sites, higher concentrations of Fe were not positively correlated with higher discharge, but rather with higher temperatures, corresponding to Sarkkola *et al.* (2013).

Increased phosphorous concentrations have been associated with higher discharge, although in summer after long dry periods, significant increases in phosphorous concentrations in streams have also been observed as in studies of Jennings *et al.* (2009), Ockenden *et al.* (2016). At our study sites, the P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> concentrations are generally very low, especially during spring and autumn. At the ROK2 site, the highest concentrations of this compound were found during the lowest discharge (0.06 mg.l<sup>-1</sup>). Values of TP are the highest mainly in winter and during low discharge (PTA, CIK, ROL).

Even though the release of iron from peat soils could be related to acidic conditions, only a slight negative correlations between pH values and iron concentrations ( $R^2 > 0.25$ ) were observed at PTA, CIK, BRE and JAV using linear regression. This correlation was confirmed by the Spearman's correlation coefficient only at CIK profile. Sarkkola *et al.* (2013) also found that water pH was not a significant factor explaining Fe concentrations, but rather the water temperature. A significant positive correlation of temperature and Fe was confirmed only at upper Rolava (Fig. 3).

EC behaviour and the shape of hysteresis loops during rainfall-runoff events often differ greatly (Evans and Davies, 1998), while pH hysteresis loops are more often similar. However, many factors influence the final shape of hysteresis loops (Whitfield and Schreier, 1981). Based on an analysis of events at

each sampling site, six different C/Q hysteresis loop types were identified. These types can be classified as belonging to one of four basic loop shapes (clockwise, counter-clockwise, eight-shaped, and mixed).

The dominant type of hysteresis loop of EC in the upper Vydra catchment was type 2 (counterclockwise); in the upper Rolava catchment, the dominant type was type 1 (clockwise) which also corresponds with the results of linear regression. Similar types of hysteresis loop of EC were identified at sampling sites in the upper Vydra catchment especially during consecutive summer rainfall-runoff events (particularly type 2 counter-clockwise loops). These findings correspond with those of an earlier study (Su et al. 2017) investigating rainfall-runoff events at PTAms, BREms, and ROKms in 2011–2014. During individual events, dissolved ionic compounds were released from the soil into streams; once baseflow conditions returned, EC values decreased to their initial values. This behaviour was primarily caused by the effect of peatbogs. The situation was slightly different in BRE catchment, where 80 % of forest cover has been decayed with only small part of regenerated area. During the onset of each rainfall-runoff event, an initial decrease in EC values occurred (resulting in an eight-shaped loop), but then EC values developed following the same pattern observed at other sampling sites. The same behaviour was also observed in study Su et al. (2017). The study site in the upper Rolava catchment (SLAms) behaved differently during consecutive summer rainfall-runoff events (resulting in type 1 clockwise loops for EC). During these events, stream water was diluted with water poor in dissolved ionic compounds. Catchment in the upper Rolava behaved similarly during snowmelt (resulting in type 1 clockwise loops), when water poor in dissolved ionic compounds diluted stream water. In the upper Vydra catchment, EC also decreased at the onset of events; hysteresis loop shape was type 3 - counterclockwise. The CIKms sampling site demonstrated completely different behaviour during a snowmelt event (type 2), during which ion-rich water was released from the soil. After long dry periods, the findings from the upper Vydra catchment were like those made during other rainfall-runoff events (ROKms and BREms, eight-shaped; CIKms and PTAms counter-clockwise), whereas findings from the upper Rolava catchment differed. The first rainfall event after a long dry period led to increased EC with increased discharge and decreased EC after the end of the event (type 2). During the subsequent rainfall event, EC figures remained constant at first, but as the event subsided and discharge decreased, EC values began to increase and remained higher (type 6 – mixed).

In contrast, EC mainly increased during rainfall events after long dry periods at most of the sampling sites, which is primarily related to greater mineralization when groundwater levels drop, as well as the subsequent washing out of these materials after rain. Considering the ongoing effects of climate change, increasing air and water temperatures, and increased occurrence of extreme meteorological events (longer dry periods, flash flooding), this behaviour may have a fundamental impact on ecosystems (Worrall *et al.* 2004, Jennings *et al.* 2009, Broder *et al.* 2017).

The pH changes during rainfall-runoff events were represented mainly by type 1 (clockwise) C/Q hysteresis loop with its highest concentration on the rising limb. This was an expected outcome, because the pH of groundwater is more neutral than the event water components (Carrol *et al*.2007), but the velocity of decreasing of pH were different. The decrease of pH was much more rapid during consecutive summer rainfall-runoff events than during a snowmelt event and after a long dry period.



Fig. 3: Correlation maps of Spearman's rank correlation; The blue colour corresponds to a correlation close to -1 and the red colour corresponds to a correlation close to 1. Green corresponds to a correlation close to 0. Individual sites: Upper Vydra: Ptačí Brook (PTA), Javoří Brook (JAV), Cikánský Brook (CIK), Březnický Brook (BRE), Rokytka Brook (ROK), Rokytka Brook left tributary (ROK2); upper Rolava: Rolava (ROL), Slatinný Brook (SLA). q = specific discharge, t = water temperature, EC = electric conductivity, DO = dissolved O2, TH = total hardness, TP = total phosphorus, CODMn = chemical oxygen demand measured using the permanganate method.

#### Conclusions

This study shows results of an analysis of 16 physicochemical parameters in 8 headwater catchments with presence of wetlands and peatbogs.

Increased concentrations of organic matter (represented mainly by CODMn and humins) and their higher release during greater discharges were observed in catchments with > 20 % of wetlands dominated by peat. Catchments with higher wetland cover were represented by higher TP, N-NO3- and a significant decrease in pH during high streamflow rates. Higher mean concentrations of Fe were also detected, but discharge was not the main driver of higher release of Fe in catchments with > 20 % of wetlands.

Concentration of Fe was correlated with CODMn concentration more than with pH or discharge. Iron and organic matter (more CODMn, less humic substances) mobilization in catchments was influenced by wetland area, but the strongest correlation of Fe and CODMn was noticed in the catchment with a relatively small proportion of wetlands (8 %) and peatbogs (2.3 %), but with 70 % of damaged forest cover in the catchment.

The analysis of EC and pH changes during rainfall-runoff events showed that the type of rainfall-runoff event affects the velocity of pH changes. The decrease of pH was much more rapid during consecutive summer rainfall-runoff events than during a snowmelt event and after a long dry period. The changes of EC were controlled not only by the type of rainfall-runoff event, but also by the hydrological preconditions of the catchment.

Overall, considered as a drinking water source, higher concentration of natural organic matter is the main issue in Šumava and Krušné hory headwaters, because of the possible formation of disinfection by-products after water treatment. Not only wetlands and peatbog areas affect the concentration of organic substances, but also the total area, mean slope and hydrological precondition of the catchment. In contrast, values of pH, BNC8.3 or ANC4.5 did not have any connection to natural organic matter in our study. Restoration of drained peatland in one catchment appeared considerably problematic from the geochemical point of view, especially when associated with extreme rainfall-runoff events.

## Acknowledgements

This research is supported by the Charles University Grant Agency under project No. 22-12837S "Hydrological and hydrochemical response of montane peat bogs to climate change" and project PERUN SS02030040.

## Literature

Addinsoft (2018): XLStat reference manual. Paris, Addinsoft.

- Broder, T., Knorr, K., H. and Biester, H. (2017): <u>Changes in dissolved organic matter quality in a peatland</u> <u>and forest headwater stream as a function of seasonality and hydrologic conditions</u>, Hydrology and Earth System Sciences, 21 (4), 2035–2051.
- Bufková, I., Stíbal, F. and Mikulášková, E. (2010): <u>Restoration of Drained Mires in the Šumava National</u> <u>Park, Czech Republic</u>. In: M. Eiseltová, ed. Restoration of Lakes, Streams, Floodplains, and Bogs in Europe, Wetlands: Ecology, Conservation and Management, Dordrecht: Springer, 331–354.
- Cano-Paoli, K., Chiogna, G., and Bellin, A. (2019): <u>Convenient use of electrical conductivity</u> <u>measurements to investigate hydrological processes in Alpine headwaters</u>, Science of the Total Environment, 685, 37–49.
- Carroll, K., P., Rose, S., and Peters, N., E. (2007): <u>Concentration/discharge hysteresis analysis of storm</u> <u>events at the Panola mountain research watershed, Georgia, USA</u>. Proceedings of the Georgia Water Resources Conference, March 27-29, 2007. University of Georgia, Athens, GA, USA.
- Erlandsson, M., et al. (2008): <u>Thirty-five years of synchrony in the organic matter concentrations of</u> <u>Swedish rivers explained by variation in flow and sulphate</u>, Global Change Biology, 14 (5), 1191– 1198.
- Evans, C., and Davies, T., D. (1998): <u>Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a</u> <u>tool for analysis of episode hydrochemistry</u>, Water Resources Research, 34 (1), 129–137.
- Findlay, S., E. (2005): Increased carbon transport in the Hudson River: unexpected consequence of nitrogen deposition?, Frontiers in Ecology and the Environment, 3: 133–137. doi: 10.1890/1540-9295(2005)003[0133:ICTITH]2.0.CO;2

- Fučík, P., et al. (2017): <u>Incorporating rainfall-runoff events into nitrate-nitrogen and phosphorus load</u> <u>assessments for small tile-drained catchments</u>, Water, 9 (9), 712.
- Grybos, M., et al. (2007): <u>Is trace metal release in wetland soils controlled by organic matter mobility</u> <u>mobility or Fe-oxyhydroxides reduction?</u>, Journal of Colloid and Interface Science, 314, 490–501.
- Holko, L., et al. (2006): <u>Variation of nitrates in runoff from mountain and rural areas</u>, Biologia, 61 (19), S270–S274.
- Jennings, E., et al. (2009): <u>Impacts of climate change on phosphorus loading from a grassland</u> <u>catchment: Implications for future management</u>, Water Research, 43 (17), 4316–4326.
- Knorr, K., H. (2013): <u>DOC-dynamics in a small headwater catchment as driven by redox fluctuations</u> <u>and hydrological flow paths – are DOC exports mediated by iron reduction/oxidation cycles?</u>, Biogeosciences, 10 (2), 891–904.
- Kocum, J., et al. (2016): <u>Geochemical evidence for peat bog contribution to the streamflow generation</u> <u>process: case study of the Vltava River headwaters</u>, Czech Republic, Hydrological Sciences Journal, 61 (14), 2579–2589.
- Köhler, S., J., et al. (2008): <u>Climate's control of intra-annual and interannual variability of total organic</u> <u>carbon concentration and flux in two contrasting boreal landscape elements</u>, Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 113 (3), G03012.
- Ockenden, M., C., et al. (2016): <u>Changing climate and nutrient transfers: Evidence from high temporal</u> <u>resolution concentration-flow dynamics in headwater catchments</u>, Science of the Total Environment, 548–549, 325–339.
- Parry, L., E., et al. (2015): <u>The influence of slope and peatland vegetation type on riverine dissolved</u> <u>organic carbon and water colour at different scales</u>, Science of the Total Environment, 527–528, 530–539.
- Peterson, B., J., et al. (2001): <u>Control of nitrogen export from watersheds by headwater streams</u>. Science, 292 (5514), 86–90.
- Pitter, P. (2009) Hydrochemie, Prague, Publishing VŠCHT.
- Sarkkola, S., et al. (2013): Iron concentrations are increasing in surface waters from forested headwater catchments in eastern Finland, Science of the Total Environment, 463–464, 683–689.
- Spearman, C. (1904): The proof and measurement of association between two things, American journal of psychology, 15 (1), 72–101.
- Su, Y., Langhammer, J., and Jarsjö, J. (2017): <u>Geochemical responses of forested catchments to bark</u> <u>beetle infestation: Evidence from high frequency in-stream electrical conductivity monitoring</u>, Journal of Hydrology, 550, 635–649.
- Vlček, L., et al., (2016): Influence of peat soils on runoff process: case study of Vydra River headwaters, Czechia. Geografie, 121 (2), 235–253.
- Whitfield, P., H., and Schreier, H. (1981): <u>Hysteresis in relationships between discharge and water</u> <u>chemistry in the Fraser River basin, British Columbia</u>, Limnology and Oceanography, 26 (6), 1179– 1182.
- Worrall, F., Burt, T., and Adamson, J. (2004): <u>Can climate change explain increases in DOC flux from</u> <u>upland peat catchments?</u>, Science of the Total Environment, 326 (1–3), 95–112.

# Kritické body odtoku vody Podklad pro zlepšení jakosti vody a současně i zvýšení retence a akumulace vody v povodí

Tomáš Kvítek

Povodí Vltavy, státní podnik, Holečkova 3178/8, 15000 Praha 5

### Úvod

Na úvod je třeba připomenout, že na zpracování kritických bodů odtoku vody se podíleli následující kolegyně a kolegové: Zajíček, A., Dostál, T., Hanák, R., Novotná, J., Kulhavý, Z., Krása, J., Ryšavý, S., Fučík, P., Pavel, M., Hejduk, T., Kratochvílová, L., Rosendorf, P., Bauer, M., Marval, Š., Malý, A., Novák, P., Pelíšek, I., Krátký, M., Kvítek, T. Nová metodika, nahrazující metodiku z roku 2017 vznikla v roce 2022 s názvem "Identifikace kritických bodů odtoku vody a kategorizace jejich přispívajících lokalit z hlediska potřebnosti návrhů opatření ke zvýšení infiltrace, retence, akumulace a jakosti vod v zemědělských povodích na území České republiky" pod koordinací a financováním státního podniku Povodí Vltavy.

Plošné zemědělské znečištění z rostlinné výroby se podílí na celkovém znečištění povrchových vod ca 30 %. Plošné zemědělské znečištění je však v čase a prostoru velmi obtíže identifikovatelné, a proto jsme snížení zatížené povrchových a podzemních vod metodicky nastavili přes odtok vody z povodí. V odnosu látek hraje odtok významnější roli, jak koncentrace. Plošné zdroje znečištění ze zemědělské výroby je možno rozdělit do dvou základních skupin – povrchové a podpovrchové vody. Největšími zdroji znečištění z povrchového odtoku je eroze půdy, sedimenty a na ně navázané látky a u podpovrchového odtoku se jedná o vody drenážních systémů a především v nich pesticidy, dusičnany i fosfor. Hlavním problémy v jakosti vody ve světě i v ČR jsou v povrchových a podpovrchových vodách je rychlý odtok vody za srážkoodtokových událostí, který je třeba v povodí pomocí melioračních opatření zadržet.

Současná právní úprava v oblasti ochrany vod v ČR dle zákona č. 254/2001 Sb. o vodách zahrnuje 3 typy ochran vod. Obecnou ochranu vod, která vyplývá, jako povinnost, přímo ze zákona o vodách, a i dalších právních předpisů – např. zákona č. 334/1992 Sb. o ochraně zemědělského půdního fondu, zákona č. 289/1995 Sb. o lesích, zákona č. 114/1992 Sb. o ochraně přírody a krajiny. Dále zná platná právní úprava takzvanou zpřísněnou ochranu vod, která je stanovena v některých významných územích vymezených podle vodního zákona. Jde především o chráněné oblasti přirozené akumulace vod vymezené nařízeními vlády, protože v nich jsou přírodní podmínky umožňující významnou přirozenou akumulaci vod. Obecná ochrana vod i zpřísněná ochrana vod vyplývá z obecně závazných právních předpisů, a proto je povinností všech právnických i fyzických osob to na jejich vlastní náklady. Speciální ochrana vod je podle zákona o vodách č. 254/2001 Sb. stanovována na místech (ochranná pásma povrchových vodních zdrojů) v rozsahu a s konkrétními úpravami opatřeními obecné povahy příslušného vodoprávního úřadu.

Přesto, že je ochrana vod v ČR členěna na tři typy ochran a současně je uplatňována i WFD - Směrnice 2000/60/ES Evropského parlamentu a Rady ustavují rámec pro činnost Společenství v oblasti vodní politiky, lze konstatovat narůstající problémy v oblasti ochrany jakosti vody. Směrnice požaduje dosáhnout při implementaci dobrého ekologického a chemického stavu vod napříč všemi zeměmi EU, se zohledněním nákladové efektivity opatření. Stavem povrchových vod se dle zákona č. 254/2001 Sb. o vodách rozumí obecné vyjádření stavu útvarů povrchových vod určené ekologickým nebo chemickým

stavem, podle toho, který je horší. Plánování v oblasti vod vychází ze směrnice WFD (2000) a je rozděleno do tří šestiletých období. Třetí plánovací období probíhalo od počátku roku 2016 do roku 2021 a realizace opatření třetího plánovacího období probíhá a bude probíhat v letech 2022 až 2027. Plošné zemědělské zdroje znečištění vod v rámci předchozích dvou plánovacích období Plánů dílčích povodí v celé ČR nebyly analyzovány ani hodnoceny, konkrétní opatření řešící tuto problematiku nebyla navrhována.

I v rámci komplexních pozemkových úprav, na které se spoléhalo s vyřešením eroze půdy a odnosu sedimentů do vodních toků, je zřetelná absence přesně zaměřených opatření na ochranu jakosti vody. To je možno deklarovat na tom, že ani v roce 2015 nebyly definovány v pozemkových úpravách a územním plánování požadavky na ochranu jakosti vody. Bylo zjištěno, že pouze v 15 % případů ze 1444 katastrálních území s provedenými pozemkovými úpravami byla řešena eroze. Novela zákona 139/2002 Sb. o pozemkových úpravách a pozemkových úřadech, konečně v hlavních principech navrhované právní úpravy deklaruje pomoc efektivnímu řešení extrémních situací v krajině (sucho, lokální povodně, eroze půdy). Ochranu jakosti vody a retenci vody, resp. erozi půdy řešili některé realizované pozemkové úpravy i pomocí trvalých travních porostů.

O zlepšení jakosti vody z plošných zemědělských zdrojů znečištění se snaží mnoho států, které mají rozdílné přístupy, vyplývající ze stanovištních podmínek dané oblasti, ekonomické politiky a podmínek pro zemědělství, včetně dotační politiky státu, kompensačních plateb za adaptaci zemědělského managementu na přívětivější opatření. Problémy Common Agricultural Policy byly analyzovány, a ukazuje se, že systém vykazuje strnulost, přísná opatření. Někteří autoři uvádí, že řešením by byl komplex adaptivních opatření zahrnující konkrétní prostor, krajinu, farmáře, trh a environmentální problémy dané země. Farmáři v EU obdrželi 6 bilionů EU ročně přes agro environmentální schémata, ale redukce znečištění v mnoha státech se nezlepšila. Ukazuje se, že je nutno více propojit zemědělskou produkci s environmetálními aktivitami. To však lze jen na úrovni konkrétní oblasti a farmáře. Je třeba harmonizovat rurální politiku s regionálními zájmy. Rozhodující vliv na jakost vody má zemědělská politika státu a nastavení určitých standardů. Zemědělské standarty DZES - Good agricultural and environmental condition jsou v ČR nastaveny, ale nejsou velmi účinné, neřeší podstatu problému, a tou je odtok vody a na ně navázané koncentrace látek za vyšších a extrémnějších srážek. Někteří autoři dále konstatují, že vlastní opatření DZES jsou účinná jen do úrovně dvouletých srážek. To lze vysvětlit i ekonomickými důvody. ČR po roce 1990 prošla obdobím, kdy zemědělci nebyli schopni konkurence na trhu, teprve se vstupem do EU v roce 2004 se dostali do černých čísel. Proto vodohospodářská opatření byla řešena pomocí DZES v takovém rozsahu a míře, aby ekonomicky nezatěžovala zemědělce. Zaměření na ekonomickou rentabilitu zemědělské výroby s sebou přineslo po roce 1990 trend na rychle a stabilně zpeněžitelné produkty (obiloviny, řepku) a spolu s podporou bioplynových stanic i velkoplošné pěstování kukuřice. Tyto tři plodiny se v roce 2017 pěstovaly na výměře 74,06 % osevní plochy orné půdy. Rotace plodin je omezená, přísun organické hmoty do půdy v důsledku omezení pícnin a meziplodin na orné půdě a poklesu stavů skotu minimální a k ochraně rostlin se používají pesticidy. To se projevuje i na kvalitě mělkých podzemních vod, přesto, že existuje Národní akční plán pesticidů (NAP) k bezpečnému a udržitelnému používání pesticidů v ČR pro roky 2018-2022 a první NAP je uplatňován již od roku 2013. Všechny tyto příčiny mají vliv na jakost povrchových a podzemních vod. V ČR se po "sametové revoluci" v roce 1989 nahromadilo mnoho nepříznivých faktorů ovlivňujících výrazně jakost vody z plošných zemědělských zdrojů znečištění (privatizace zemědělské půdy, nájem pozemků ve velkém rozsahu, zachování velkých půdních bloků ze socialistického zemědělství, zaměření dotační politiky na 3 pěstované plodiny z důvodu efektivnosti zemědělské výroby, přetrvávající ztráta možnosti realizovat na trhu přidanou hodnotu ze surovin ve
zpracovatelském průmyslu). Po roce totiž 1948 došlo k oddělení zpracovatelského průmyslu od farmářů a zemědělců, zemědělci se stali pouhými producenty surovin.

Velmi problematickými jevy ve vztahu k jakosti vody je extremita srážek a extrémní odtoky i z jinak zapojených porostů. Zvýšení extremity srážek v poslední době dokladuje mnoho autorů, kdy během krátké doby v letním období spadnou velké úhrny srážek při rozdílné intenzitě, významně ovlivňující v mnoha případech (ne však vždy) jakost vody. Právě tyto extrémní srážky odnášejí i extrémní množství rozpuštěných a nerozpuštěných látek. Jedná se zejména o splaveniny, na nich vázané chemické látky především ze zemědělství a dále pak i o látky rozpuštěné, transportované povrchovým a podpovrchovým odtokem (metabolity pesticidů, dusičnany).

Komplexní pohled na problematiku zhoršené jakosti vody v povodích z plošných zemědělských zdrojů znečištění ve vztahu k rychlému povrchovému a podpovrchovému odtoku vody za srážkoodtokových situací a místních povodňových situací, velké eroze půdy, snižování zásob podzemních vod v období sucha, agronomického i vodohospodářského sucha nebyl v ČR do roku 2015 uplatněn. Na tuto skutečnost reagovalo v roce 2015 Povodí Vltavy, státní podnik, které soutěžilo ve veřejné soutěži projekt zaměřený na propojení retence a jakosti vody.

# Kritické body odtoku

Pro přesné posouzení, kategorizaci nebodových zdrojů (plošných) znečištění vody a pro možnost managementu odtoku vody jsme použili v této studii metodu kritických bodů odtoku. Drbal z VÚV dříve vymezil kritické body spojené s povodňovým rizikem pro sídla. Metoda kritických bodů použitá v této studii definuje tyto body jako body související s rychlým povrchovým a drenážním odtokem a vstupem znečištění do vodních toků. Výraz "kritický bod" je odvozen z HACCP (Hazard Analysis and Critical Control Point), který se obecně používá v několika oblastech, počínaje výrobou potravin, kde existuje vysoké riziko kontaminace potravinového řetězce, až po ochranu vodních zdrojů. V této studii jsme definovali "kritický bod" jako průsečík potenciálně znečištěného povrchového odtoku nebo odtoku drenážních vod s vodními toky. Tato definice nám umožnila rozdělit hydrologickou síť na cca 300 m úseky (v průměru), což bylo dostatečně podrobné, aby bylo možné popsat potenciální nebodové zdroje znečištění v rámci povodí a jejich vstup do vodního toku.

Kritické body byly označeny jako A, pro povrchové zdroje znečištění (A1 - voda, vodní útvary, A2 - povodí čtvrtého řádu, A3 - uzly cca 300 úseků vodních toků) a B (podpovrchové - drenážní zdroje znečištění): B1-vodní útvary, B2- povodí čtvrtého řádu, B3-podpovodí, B4-odtokové skupiny). Metoda kritických bodů byla použita pro celé oblasti povodí Vltavy a souvisejících dílčích povodí pro stanovení počtu kritických bodů, hydrologických jednotek v různých měřítcích jako ovlivněných nebodovými zdroji znečištění, jejich prostorové rozložení, rozsah znečištění a k určení prioritních nejohroženějších oblastí. Kritický bod byl vždy situován na vodním toku (evidovaném v rámci databáze DIBAVOD, resp. ZABAGED). Protože řada lokalit, přispívajících k zatížení vodních toků a nádrží erozními produkty není připojena k vodnímu toku nebo nádrži v jediném bodě, ale vstup znečištění je v určitém úseku břehové hrany, bylo nezbytné, aby kritickými body v nejmenším měřítku nebyly prosté body vstupu, ale uzávěrové profily subpovodí, která budou pokrývat celou plochu zájmového území. Každý kritický bod představuje uzávěrový profil dílčího povodí určité velikosti a je možno k němu vztahovat kvantifikaci procesů v ploše povodí nad ním. Za kritický bod je vždy chápán profil na toku, ke kterému je prováděna bilance transportu znečištění (erozní splaveniny a erozní P) z výše ležící oblasti – subpovodí, povodí IV. řádu, uzávěrový profil vodního útvaru.



Princip hierarchie a lokalizace všech tří úrovní kritických bodů (A1-A3) je znázorněn na obr. č. 1.

Obr. č. 1: Schéma a detail vymezení úrovní kritických bodů a lokalit plošného znečištění

Pro řešení podpovrchového odtoku vody jsou určující kritické plochy (ovlivněné existencí systému drenážního odvodnění), které se následně projevují v kritických bodech, kam se soustřeďuje odtok drenážních vod (tj. drenážní výusti a další charakteristické body hydrografické sítě). Pro možnost společného posuzování a hodnocení dvou hlavních typů rizik plošného znečištění (tj. v rámci projektu: A – povrchový odtok, B – podpovrchový odtok, podchycený systémem drenážního odvodnění) byly

kritické body situovány na linie hydrografické sítě, což umožnilo sjednocení všech projektem užitých přístupů a metod.

Níže jsou uvedeny definice tzv. kritických bodů, subpovodí a mikropovodí.

**Kritický bod** = místo soustředěného vtoku vody do recipientu povrchových vod. Pro etapu B jsou kritické body stanovovány ve čtyřech úrovních:

- uzávěrové profily vodních útvarů (označení B1)

- uzávěrové profily povodí IV. řádu dle DIBAVOD (označení B2)

- uzávěrové profily *subpovodí* dle DIBAVOD; dílčí povodí v rámci povodí IV. řádu, případně s rozvodnicemi upravenými dle hranic odvodněných ploch (označení **B3**). Vyskytuje se tam, kde rozvodnice protíná polygon drenážního odvodnění – zde je trasa orografické rozvodnice ovlivněna existencí podpovrchového drenážního systému.

- drenážní výusti jednotlivých *drenážních skupin* nebo plocha rozšířená o *mikropovodí,* ležící nad touto drenážní skupinou (označení **B4**)

**Subpovodí** je dílčí povodí v rámci povodí IV. řádu, o ploše desítek až stovek ha. Subpovodí je zpravidla odvodňované recipientem povrchových vod.

Drenážní skupina nebo **mikropovodí** drenážní skupiny je území odvodňované jednou drenážní skupinou; tj. území o ploše jednotek až desítek ha. Mikropovodím je tedy minimálně plocha každé drenážní skupiny, odvádějící vodu do drenážní výusti. Ve svažitých polohách a tam, kde se uplatňuje přítok cizích vod na odvodněný pozemek je mikropovodí vymezeno orografickou rozvodnicí, s přihlédnutím k místním morfologickým, hydrogeologickým, půdním a dalším podmínkám (související okolní přirozená / umělá drenáž). Plocha mikropovodí je v tomto případě větší než plocha dané drenážní skupiny a zahrnuje i hydrologicky výše situované území.



Obr. č. 2. Princip hierarchie a lokalizace všech čtyř úrovní kritických bodů (B1-B4)

Rozsah kritických bodů povrchového a podpovrchového odtoku vody všech 3 úrovní je znázorněn na obr. 3 a 4.



Obr. č. 3. Kritické body odtoku povrchové vody všech tří úrovní kritických bodů



Obr. č. 4. Kritické body odtoku podpovrchové vody všech tří úrovní kritických bodů

Více informací o tomto tématu, přehled použité literatury (tu zde neuvádíme z důvodu velkého rozsahu), výsledky návrhu opatření lze nalézt v publikaci:

Kvítek, T.; Zajíček, A.; Dostál, T.; FuČík, P.; Krása, J.; Bauer, M.; Jáchymová, B.; Kulhavý, Z.; Pavel, M. <u>Slowing Down Quick Runoff—A New Approach for the Delineation and Assessment of Critical</u> <u>Points, Contributing Areas, and Proposals of Measures to Reduce Non-Point Water Pollution from</u> <u>Agricultural Land</u>. Water 2023, 15, 1247.

Dále ve zmíněné metodice

a na odkazu Atlas povodí Vltavy (vumop.cz).

# Pesticidy v půdách a vodách malého zemědělského povodí

## Antonín Zajíček<sup>1</sup>, Markéta Kaplická<sup>1</sup>, Taťána Halešová<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., 156 27 Praha 5 – Zbraslav <sup>2</sup>ALS Czech Republic, Na Harfě 336/9, 190 00 Praha 9

#### Abstrakt

V malém zemědělsky využívaném a intenzivně odvodněném povodí Černičí byl v průběhu let 2019– 2022 sledován výskyt a koncentrace pesticidů a jejich metabolitů v systému půda, sedimenty podpovrchová a povrchová voda. Výsledky potvrdily výskyt širokého spektra pesticidních látek ve všech sledovaných matricích, když bylo detekováno celkem 140 pesticidů či jejich metabolitů. Půdy a sedimenty jsou nejvíce zatíženy glyfosátem a jeho metabolitem AMPA a některými azolovými fungicidy. Pro drenážní a povrchové vody je z dlouhodobého hlediska největším ohrožením vysoká koncentrace metabolitů (zejména chloracetanilidových herbicidů a 1,2,4 triazole). Z krátkodobého hlediska představují riziko pro vodní ekosystém vysoké koncentrace mateřských látek v průběhu některých srážko-odtokových epizod.

Klíčová slova: Pesticidy, metabolity, drenážní odtok, povrchový odtok, půda a sedimenty

## Úvod

Vyplavování pesticidů a jejich metabolitů ze zemědělských půd představuje jedno z nejvýznamnějších rizik pro jakost vod v malých povodích (Neuwirthova et al., 2018; Chow et al., 2020). Rezidua přípravků pro ochranu rostlin mohou způsobovat závažné ekotoxikologické problémy jak suchozemské, tak vodní (nebo na vodu vázané) fauně a flóře (Schäfer et al., 2011; Abdi et al., 2020), a také mohou být rizikové přímo pro lidské zdraví (Moschet et al., 2014).

Pesticidy se mohou do vodních útvarů dostávat z bodových i nebodových zdrojů, v poslední době jsou za nejvýznamnější považovány zdroje plošné (Chen et al., 2019), přičemž hlavní roli v kontaminaci vod pesticidy a jejich metabolity hraje jejich vyplavování ze zemědělské půdy (Brown & van Beinum, 2009; Lorenz et al., 2017) povrchovým, ale zejména podpovrchovým (drenážním) odtokem. Předpokládá se, že zejména malé toky v zemědělských povodích jsou ohroženy pesticidy z plošných zdrojů (Szöcs et al., 2017; Halbach et al., 2021), protože se nacházejí v přímé blízkosti zemědělské půdy. Malé toky navíc obvykle nemají kapacitu větších řek ředit vstupy pesticidů (Lozenz et al., 2017, Halbach et al., 2021), zejména v průběhu srážko-odtokových epizod. Vyšší koncentrace pesticidů ve vodách v malých povodích, zejména v případě krátkodobých výkyvů v průběhu epizod jsou spojeny s některým z typů preferenčního proudění (Lorenz et al., 2017). Preferenční tok je klíčovým faktorem rychlého transportu pesticidů do drenážních systémů (Accinelli et al., 2002), zejména v případě výskytu mělkých, pro vodu propustných půd ve zdrojových oblastech (Doležal a Kvítek, 2004, Zajíček et al., 2011). Drenáže samotné potom samy působí jako významné preferenční cesty odtoku významně zkracující dobu zdržení vody v povodí a značně urychlující reakci průtoku v malých tocích na srážky v malých svažitých povodí v oblastech humidního klimatu (Hrnčíř et al., 2010; Dušek et al., 2012; Šanda et al., 2013), jak je tomu také v případě krystalinika Českomoravské vrchoviny.

Pohyb a rozpad pesticidních látek v prostředí, jejich koncentrace v různých matricích a jejich vyplavování závisí na složité a dosud ne zcela prozkoumané kombinaci faktorů, jako jsou vlastnosti

pesticidů, půdní vlastnosti, vlastnosti pesticidu, typ odvodnění a hydrologické podmínky v povodí v době krátce po aplikaci těchto látek. Významnou roli v transportu pesticidů hrají preferenční cesty, např. makropóry (Kodešová et al., 2010) a v podmínkách krystalinika také trhliny a pukliny. Rychlost preferenčního proudění v průběhu epizod může být natolik vysoká, že fyzikálně-chemické vlastnosti pesticidů ztrácejí z hlediska jejich vyplavování v těchto situacích význam (Lefrancq et al., 2017). Zrychlený odtok (jakéhokoli typu) významně snižuje čas na reakci pesticidu s prostředím (sorpci nebo degradaci) a může vést k přímému a bezprostřednímu vyplavování mateřské látky do povrchových vod. Cílem příspěvku je na základě dlouhodobého monitoringu malého zemědělského povodí Černičí popsat výskyt a koncentrace pesticidů a jejich metabolitů v různých sledovaných matricích (půda, půdní, drenážní a povrchové vody).

## Materiál a metody

Výzkum probíhal na lokalitě Černičí (obr. 1). Jedná se o malé (138 ha) zemědělské povodí, které se nachází v blízkosti obce Čechtice. Souřadnice uzávěrového profilu jsou 49.6169533N, 15.0774683E. Terén je jemně modelovaný, při rozvodnici v jižní, jihovýchodní a východní části povodí jsou rovinaté plochy se sklonem do 3 %, které přecházejí strmějšími svahy do poměrně hluboce zaříznutého hlavního údolí. Nadmořská výška se pohybuje od 462 do 562 m n. m. Roční úhrn srážek se pohybuje mezi 550 a 750 mm. Horninové podloží představují krystalické metamorfované horniny. Převládajícími půdními typy jsou kambizemě (modální a oglejené) a modální gleje. V povodí se nachází pouze jeden stálý vodní tok, bezejmenný potok osmého řádu, který je přítokem Čechtického potoka. Koryto toku bylo přeměněno do tvaru hlavního odvodňovacího zařízení se zatrubněnou horní částí. Tok je napájen převážně drenážními výustěmi s občasným přispěním povrchového odtoku při srážko-odtokových epizodách. Povodí je intenzivně zorněno (93,0 ha; 68 %), v osevním postupu převažují obiloviny, kukuřice, řepka a brambory občas s meziplodinami. Ve výtokové oblasti podél vodního toku se nachází trvale zatravněné pozemky (8,7 ha; 60 %). Celkem 28 % plochy povodí je odvodněno (33 % zemědělské půdy). Plošné systematické odvodnění bylo vybudováno v roce 1980, drény jsou uloženy v hloubce cca 1 m.

Výzkum probíhal v letech 2019-2022, sledovány byly hydrologické a meteorologické charakteristiky a koncentrace pesticidů v půdách, sedimentech a v půdních, drenážních a povrchových vodách. Pro zjištění koncentrací pesticidů v pevné matrici byly sledovány dva půdní transekty (obr. 1) zahrnující infiltrační (Inf), transportní (Trans) a sedimentační (Sed) část svahů dvou půdních bloků a také sedimenty ze závěrového profilu povodí a z rybníka ležícího níže po proudu toku. Vzorky byly odebrány jako smíšené z 5 míst z povrchové vrstvy čtyřikrát za rok (duben, červen, srpen, říjen) a dvakrát za rok (na počátku a na konci vegetační sezóny) byly odebrány vzorky také z vrstvy podpovrchové. Vzorky půdních vod byly sledovány pomocí malých gravitačních lyzimetrů a sukčních kelímků. Monitoring probíhal na lokalitách označených na obr. 1 jako Č1, Č2 a Č3 – jedná se lokality v různých oblastech svahu a se zastoupením různých polních plodin. Každé hnízdo bylo vybaveno třemi lyzimetry a třemi sukčními kelímky. Odběry probíhaly v pravidelném měsíčním intervalu a také po významnějších srážkoodtokových epizodách v průběhu vegetační sezóny. Drenážní vody byly sledovány na profilu Š2 (obr. 1), který je závěrovým profilem drenážní skupiny s mikropovodím o rozloze 3,8 ha využívaným jako orná půda. Povrchové vody byly sledovány na závěrovém profilu toku (označen P1, obr. 1). Monitorovací schéma drenážních a povrchových vod bylo stejné – v pravidelných přibližně měsíčních intervalech byl odebírán ruční vzorek a v průběhu významných srážko-odtokových epizod byly vzorky odebírány pomocí automatického vzorkovače. Voda v návesním rybníku, jako recipientu všech vod odtékajících ze zájmové lokality byla odebírána ručně v přibližně měsíčním intervalu.

Koncentrace pesticidů v odebraných vzorcích vody byly analyzovány v certifikovaných laboratořích ALS (https://www.alsglobal.cz/). Seznam analyzovaných pesticidů vycházel z informací o aktuálních postřicích pokusných polí poskytnutých zemědělci a s ohledem na výsledky předchozích vzorkovacích kampaní (Richards et al., 2001; Zajíček et al., 2018). Pro analýzu pesticidů v drenážních a povrchových vodách bylo použito pět metod W-PESLMS02, W-PESLMS04, W-PESLMNS07, W-PESLMSD1 a W-PESLMS10. Laboratorní příprava vzorků vody je založena na principu přímého nástřiku vzorku, s výjimkou metody pro glyfosát a AMPA (která je složitější a vyžaduje derivatizační krok) a metody pro 1,2,4-triazol, která zahrnuje extrakci na pevné fázi (SPE).

Informace o vlastnosti pesticidů a jejich metabolitů byly získány z databáze: Pesticide Properties Database (herts.ac.uk).



Obr. 1: Přehledná mapa pokusné lokality Černičí

## Výsledky a diskuse

Monitoring prováděný v letech 2019 až 2022 potvrdil, že v malém zemědělském povodí lze detekovat široké spektrum pesticidů a jejich metabolitů, a to ve všech sledovaných matricích. Složení pesticidních látek v systému půda, sediment, půdní, drenážní a povrchové vody (výskyt různých látek a jejich koncentrace) v jednotlivých sledovaných mediích se liší dle jejich typu. Celkem bylo ve všech matricích ve sledované lokalitě detekováno 140 různých pesticidů a jejich metabolitů. Základní přehled nejčastěji detekovaných látek a jejich maximálních koncentrace je uveden v tab. 1. Šedě jsou zvýrazněné látky detekované ve více než 50 % vzorků a červeně látky, u kterých byly zaznamenány vysoké koncentrace.

	Drenážní voda Š2		Povrchový tok		Rybník		Půdní vody		Půdy a	
Pesticid		0/	F	~1 0/		0/		0/	seuim	
	max (μg/l)	% detek.	max (μg/l)	% detek.	max (μg/l)	% detek.	max (μg/l)	% detek.	(mg/kg)	% detek.
1,2,4-Triazole	1,10	97,8	0,57	98,9	0,24	88,9	2,04	100,0		
Acetochlor ESA	0,08	96,7	0,06	88,4	0,09	100,0	0,09	22,6		
Alachlor ESA	0,10	91,1	0,91	100,0	0,56	72,2	0,22	100,0		
Alachlor OA			0,01	2,1	0,02	5,6	0,06	71,0		
AMPA	0,33	21,1	0,43	34,7	0,57	94,4	1,46	74,2	0,55	85,7
Atrazine-2-hydroxy	0,05	90,0	0,07	97,9	0,08	100,0	0,06	93,5	0,00	3,7
Atrazine-desethyl	0,01	40,0	0,01	50,5	0,05	61,1	0,01	3,2		
Azoxystrobin	0,23	17,8	2,40	44,2	2,47	25,0	7,82	90,3	0,05	23,3
Azoxystrobin-o-	1.06	28.9	1 28	43.2	0.84	36.1	2 49	58.1		
demethyl	1,00	20,5	1,20	43,2	0,04	50,1	2,43	50,1		
Bentazone	15,40	78,9	7,77	61,1	0,39	72,2	0,03	54,8		
Boscalid			0,05	32,6	0,02	47,2	0,16	93,5	0,01	6,3
Clothianidin			0,03	16,8	0,00	2,8	0,14	87,1	0,01	7,4
Diflufenican	0,02	5,6	0,01	14,7	0,02	8,3	0,29	61,3	0,21	53,4
Epoxiconazole			0,03	3,2	0,01	2,8	0,07	32,3	0,08	61,9
Fluazifop	0,08	44,4	0,04	66,3	0,06	69,4	0,42	64,5		
Fluquinconazole			0,02	7,4			0,02	58,1		
Flutriafol	0,06	11,1	0,02	1,1			0,08	51,6		
Glyphosate	0,63	16,7	0,52	22,1	0,86	83,3	7,72	58,1	0,24	72,5
Chlorotoluron	0,05	13,3	0,04	20,0	0,05	41,7	0,15	45,2	0,80	21,2
Chlorsulfuron	0,06	46,7	0,03	35,8	0,03	52,8	0,13	19,4		
Imazamox	0,24	72,2	0,16	42,1	0,03	50,0	0,02	3,2		
MCPA			25,60	5,3	0,36	5,6	0,01	9,7		
Mesotrione			2,25	4,2	0,57	5,6	0,07	9,7		
Metazachlor ESA	6,33	98,9	2,80	100,0	2,30	100,0	0,29	93 <i>,</i> 5	0,08	11,1
Metazachlor OA	5,97	100,0	1,21	100,0	1,08	100,0	0,11	93 <i>,</i> 5	0,05	9,5
Metolachlor ESA	5,44	100,0	3,20	100,0	1,76	100,0	0,99	58,1	0,01	1,6
Metolachlor OA	3,51	98,9	1,13	90,5	0,73	100,0	0,17	19,4		
Metribuzin-desamino			0,01	3,2	0,39	50,0	0,03	16,1		
Metribuzin-desamino	0,02	3,3	1,54	35,8	0,34	72,2	0,31	45,2		
Pendimethalin									1 19	39.2
Pethoxamid FSA			0.23	25.3	0.11	33.3	0.09	54.8	-)-5	55)2
Spiroxamine	0.02	1.1	0.02	4.2	0.01	2.8	0.95	16.1		
Tehuconazole	0.06	23.3	0.41	50.5	1 25	63.9	7 35	96.8	0.29	50.8
Terbuthylazine	0,00	23,5	0.01	22.1	0.01	19.4	0.05	80.6	0,25	50,0
Terbuthylazine-			0,01	22,1	0,01	13,4	0,05	00,0		
desethyl	0,02	36,7	0,06	52,6	0,02	47,2	0,09	87,1		
Terbuthylazine-	0.01	17 0		70 5	0.04	80 C	0.04	06.0		
desethyl-2-hydroxy	0,01	17,0	0,05	70,5	0,04	80,0	0,04	50,8		
Terbuthylazine-	0,12	81,1	0,26	100,0	0,26	100,0	0,26	96,8	0,02	75,1
Thismatha			0.01	2.1			2.00	07.1	0.01	1.0
iniametnoxam	1		0,01	∠,⊥			3,99	87,1	0,01	т,6

Tabulka 1: Maximální hodnoty a procentuální detekce vybraných pesticidů v drenážních (Š2), povrchových (P1 a Rybník) a půdních vodách a v půdách a sedimentech na lokalitě Černičí.

## Výskyt a koncentrace pesticidů v půdách a v sedimentech

V průběhu monitoringu bylo odebráno celkem 189 vzorků půd a sedimentů. Souhrnné koncentrace pesticidních látek se v pevné matrici pohybovaly v rozmezí 0,011 – 2,21 mg/kg s průměrnou hodnotou 0,21 mg/kg. Celkem bylo detekováno 26 pesticidních látek, většina z nich však v nízkých koncentracích a v malém počtu vzorků. Přehled nejčastěji detekovaných látek je uveden v tab. 1. Pro obsah pesticidů v půdách, zejména v povrchové vrstvě byl typický relativně častý výskyt mateřských látek, zejména glyfosátu a dalších herbicidů využívaných k obilovinám, jako jsou diflufenican a pendimethalin. Četný byl též výskyt fungicidů tebuconazole a epoxyconazole. Z metabolitů jednoznačně převažovala AMPA, která se vyskytovala ve všech vzorcích půd a ve většině vzorků sedimentů s průměrnou koncentrací 0,09 mg/kg a také metabolit terbuthylazinu ve formě terbuthylazine hydroxy. Přehled koncentrací pesticidů v povrchové vrstvě půdy a v sedimentech a jejich složení je na příkladu roku 2022 uvedeno na obr. 2. Koncentrace pesticidních látek byly dlouhodobě výrazně (přibližně trojnásobně) vyšší v povrchové vrstvě půdy než v podpovrchové. Nízké koncentrace pesticidních látek byly zjištěny také v sedimentu povrchového toku (pravděpodobně dáno tím, že se vyskytoval převážně písčitý sediment, na který se pesticidní látky váží podstatně méně než na jemnozrnné materiály). V rybničním sedimentu se vyskytovaly téměř výhradně glyfosát a jeho metabolit AMPA.

# Výskyt a koncentrace pesticidů v půdních vodách

V průběhu vegetačních sezón 2019–2022 bylo odebráno celkem 31 vzorků půdních vod (gravitačních či lyzimetrických). Celkem bylo detekováno široké spektrum 101 pesticidních látek v souhrnných koncentracích od 2,97 do 13,45 µg/l. Půdní vody jsou charakteristické vysokým podílem koncentrací mateřských látek, včetně látek nepocházejících z aktuální aplikace. Celkem bylo v půdních vodách detekováno 65 mateřských látek. Téměř ve všech odebraných vzorcích se nacházel tebuconazole (s nejvyšší koncentrací 7,35 µg/l), velmi často byly detekovány také azoxystrobin (až 7,82 µg/l), thiamethoxam (až 3,99 µg/l) a s nižšími koncentracemi též boscalid, clothianidin a terbuthylazine. Glyfosát byl detekován v 58 % vzorků, jeho nejvyšší koncentrace však byla 7,72 µg/l. Z metabolitů se nejčastěji vyskytovaly 1,2,4 triazole (také s velmi vysokými koncentracemi, maximálně 2,04 µg/l), dále metabolity terbuthylazinu a alachlor ESA. Méně četný byl výskyt dalších metabolitů chloracetanilidů. Na obr. 3 je prezentován průběh koncentrací pesticidních látek v půdních vodách na příkladu roku 2022.

# Výskyt a koncentrace pesticidů v drenážních vodách

V průběhu čtyřletého sledování bylo odebráno celkem 90 vzorků drenážních vod, z toho 43 vzorků ručně odebraných v rámci pravidelného monitoringu a 47 vzorků vod odebraných v průběhu 14 významnějších srážko-odtokových epizod pomocí automatického vzorkovače ISCO. Sumární koncentrace pesticidních látek v drenážních vodách se pohybovala v rozmezí 0,90 – 20,12 µg/l s průměrnou hodnotou 5,53 µg/l. Celkem bylo v drenážních vodách detekováno 61 látek, 29 však v méně než 5 % z odebraných vzorků. Přehled nejčastějších látek je uveden v tab. 1.V drenážním odtoku jednoznačně převažují metabolity se sumárními koncentracemi v rozmezí 4,94 - 14,90 µg/l. Jejich podíl na sumární koncentrací pesticidů je více než 90 %, pouze v průběhu SOE podíl metabolitů klesá až na 70 %. Z konkrétních látek v drenážních vodách jednoznačně převažovaly metabolity chloracetanilidových herbicidů s průměrnou hodnotou koncentrace 4,6 µg/l, přičemž kromě výskytu metabolitů dosud používaných látek (metazachlor, metolachlor) se vyskytovaly metabolity již delší dobu zakázaných látek (alachlor, acetochlor). Z dalších metabolitů se pravidelně vyskytoval zejména 1,2,4-triazol (průměrně 0,28 µg/l) a v nižších koncentracích též metabolity terbuthylazinu a atrazinu.

Koncentrace mateřských látek byly podstatně nižší a významnější koncentrace se vyskytovaly pouze v průběhu SOE. Pokud však SOE nastala krátce po aplikaci dané látky, mohly koncentrace mateřských látek dosáhnout krátkodobě velmi vysokých hodnot až 15,77 µg/l. Výjimkou byl herbicid bentazone, který se vyskytoval ve vysokých koncentracích v průběhu některých SOE, ale také vcelku pravidelně v nižších koncentracích ve vzorcích z pravidelných odběrů. Obdobný průběh měly koncentrace imazamoxu (detekován celkem v 72 % vzorků), nicméně jeho koncentrace byly podstatně nižší. Z mateřských látek s vyššími koncentracemi při některé ze zaznamenaných SOE lze uvést fluopyram (maximálně 0,47 µg/l) a glyfosát (maximálně 0,63 µg/l). Významným rozdílem oproti půdám a půdním vodám je méně častý výskyt glyfosátu a jeho metabolitu AMPA (tab. 1), které se v drenážních vodách vyskytují téměř výhradně v průběhu SOE těsně po jejich aplikaci. Na obr. 4. je jako příklad uveden průběh koncentrací pesticidních látek v drenážní vodě v roce 2022. V roce 2022 byla v mikro-povodí drenážní skupiny Š2 pěstována řepka ozimá. V drenážních vodách na profilu Š2 v roce 2022 bylo detekováno celkem 37 pesticidních látek, z toho 13 mateřských látek a 24 metabolitů. Sumární koncentrace se pohybovaly od 0,90 µg/l do 15,42 µg/l, průměrně 5,90 µg/l. Z tohoto množství drtivě převažovaly metabolity, jejichž sumární koncentrace byly průměrně 5,70 µg/l.

## Výskyt a koncentrace pesticidů v povrchových vodách – závěrový profil potoka

V průběhu čtyřletého sledování bylo odebráno celkem 95 vzorků vod povrchového toku z toho 41 vzorků ručně odebraných v rámci pravidelného monitoringu a 54 vzorků vod odebraných v průběhu 15 významnějších SOE pomocí automatického vzorkovače ISCO. Odtok v závěrovém profilu drobného vodního toku je složen převážně z drenážního odtoku jednotlivých drenážních skupin, na jejichž mikropovodí probíhá odlišný půdní management s aplikací rozdílných pesticidních látek. Tomu odpovídá i charakteristika koncentrací pesticidů a jejich reziduí (tab. 1), zjištěno bylo výrazně více znečišťujících látek (celkem 95) než v drenážních vodách jednotlivých drenážních skupin, nicméně složení koncentrací je obdobné jako v případě drenážního odtoku. Sumární koncentrace pesticidních látek se pohybovaly od 1,09 µg/l do 27,23 µg/l. Průměrná hodnota byla 3,27 µg/l. Celkově v povrchovém odtoku typicky převažovaly metabolity s průměrnou hodnotou koncentrace 2,54 µg/l (koncentrace se pohybovaly v rozmezí od 0,63 μg/l do 5,91 μg/l) s tím, že v průběhu SOE docházelo k jejich ředění. Naopak koncentrace mateřských látek v průběhu SOE rostly. Zatímco v období běžných průtoků byla hodnota průměrné koncentrace sumy mateřských látek 0,04 µg/l, v průběhu epizod byla tato hodnota 1,17 μg/l. Opět převažovaly metabolity chloracetanilidových herbicidů, které byly zjištěny ve všech odebraných vzorcích vod. Většina z těchto látek byla v podobě metolachloru a metazachloru, oba ve formě ESA. Dalšími běžnými polutanty byly metabolity triazolových pesticidů ve formě 1,2,4triazol o průměrné koncentraci 0,14 μg/l; metabolity terbuthylazinu (0,08 μg/l).

Mateřských látek byla zaznamenána poměrně značná škála, četnost jejich výskytu však byla nižší oproti metabolitům. Na základě monitoringu lze rozlišit tři skupiny mateřských látek. Látky detekované nejčastěji (fluazifop, imazamox a chlorsulfuron) se vyskytovaly v nízkých koncentracích do 0,2 µg/l. Do další skupiny lze zařadit látky detekované v malých koncentracích poměrně pravidelně, jejich koncentrace rostly v průběhu některých SOE. Jedná se především o bentazone (až 7,77 µg/l), azoxystrobin (až 2,40 µg/l) a tebuconazole (až 0,41 µg/l). Poslední skupinu tvoří mateřské látky detekované pouze v průběhu SOE, která nastala po jejich aplikaci, avšak s velmi vysokou hodnotou koncentrace. Jedná se především o MCPA (max 25,60 µg/l), mesotrion (max 2,25 µg/l), foramsulfuron (max 0,67 µg/l) a glyfosát (maximálně 0,52 µg/l). Na obr. 5. je jako příklad uveden průběh koncentrací pesticidních látek ve vodě povrchového toku v roce 2022.

#### Výskyt a koncentrace pesticidů ve vodách návesního rybníku

Rybník na návsi obce Černičí byl sledován jako recipient vod odtékajících z celé zájmové lokality. Celkem bylo provedeno 36 odběrů vod z rybníka převážně ve vegetačním období. Sumární koncentrace pesticidních látek se pohybovaly od 1,50 µg/l do 5,87 µg/l, průměrná hodnota byla 3,45 µg/l. Celkem bylo zjištěno 79 pesticidních látek, většinou v nízkých koncentracích a nízkém počtu vzorků. Sumární koncentrace se skládala především z metabolitů. Tyto tvořily 80–90 % pesticidních látek v rybniční vodě. Kromě metabolitů chloracetanilidových pesticidů, které měly opět největší podíl (0,77 – 3,934 µg/l), se velmi často avšak v nižších koncentracích vyskytovala AMPA (průměrně 0,17 µg/l) a různé metabolitu 1,2,4-triazol (průměrně 0,056 µg/l). Z mateřských látek byl zaznamenán častěji ve vyšších koncentracích glyfosát (průměrně 0,11 µg/l, nejvyšší koncentrace 0,86 µg/l). Vysoké koncentrace s nižším počtem pozitivních vzorků byly zaznamenány v případě azoxystrobinu (max 2,47 µg/l) a tebuconazole (max 1,25 µg/l). Často, avšak v nižších koncentracích, se vyskytovaly též bentazon a imazamox. Průběh a složení koncentrací pesticidních látek ve vodách sledovaného rybníku na příkladu roku 2022 je prezentován v grafu na obr. 6.



*Obr. 2: Přehled a složení koncentrací pesticidů v povrchové vrstvě půdy a v sedimentech v roce 2022.* 



Obr. 3: Průběh koncentrací pesticidních látek v půdních vodách v roce 2022.



Obr. 4: Průběh koncentrací pesticidních látek v drenážní vodě (profil Š2) v roce 2022.



Obr. 5: Průběh koncentrací pesticidních látek ve vodě povrchového toku (profil P1) v roce 2022.



Obr. 6: Průběh a složení koncentrací pesticidních látek ve vodách sledovaného rybníku v roce 2022.

Výsledky dlouhodobého monitoringu potvrdily, že malý tok v zemědělsky využívaném povodí může být značně zatížen pesticidy a jejich metabolity. Spektrum pesticidních látek v systému půda, sediment, půdní, drenážní a povrchové vody (výskyt různých látek a jejich koncentrace) v jednotlivých sledovaných mediích se liší dle dané matrice a také dle vlastností dané látky. V půdách a sedimentech se vyskytují málo rozpustné, silně sorbované látky, která za běžných okolností nejsou příliš vyplavovány do vod (Riise et al., 2004), zejména glyfosát, jeho metabolit AMPA a některé azolové fungicidy a herbicidy pendimethalin a diflufenican. Půdní vody obsahují značné množství mateřských látek, včetně

látek silně sorbovaných, jako např. fungicid epoxiconazole, který je v půdě velmi perzistentní, ale nepříliš rozpustný ve vodě.

V drenážních i v povrchových vodách výrazně převažují vysoce rozpustné, slabě sorbované látky, zejména metabolity chloracetanilidových metabolitů, které jsou na druhou stranu málo perzistentní v půdě (Adriaanse et al., 2017). Podobné vlastnosti má také společný metabolit azolových fungicidů (zejména tebuconazol, epoxiconazol, cyproconazol a tebukonazol, epoxiconazol) 1,2,4 Triazole, který se vyskytuje ve všech kapalných matricích, avšak nikoliv v pevných. Tato látka se postupně stává jedním z hlavních faktorů znečištění vod pesticidy (Halešová et al., 2022). Vysoké koncentrace těchto metabolitů představují dlouhodobý problém zejména drenážního odtoku (Mottes et al., 2017). Často se jedná o "starou zátěž" látek, které se již delší dobu neaplikují, avšak stále jsou vyplavovány do povrchových vod (Zajíček et al., 2018). Výskyt vyšších koncentrací mateřských látek v drenážních a povrchových vodách odráží aktuální aplikace a hydrologickou situaci v povodí. Pokud nastane větší srážkoodtoková epizoda, krátce po aplikaci pesticidů, rychlý preferenční (drenážní) odtok převáží jejich fyzikálně chemické vlastnosti (Lefrancq et al., 2017) a silně i slabě sorbované látky se do drenážního i povrchového odtoku dostávají stejně rychle (Accinelli et al., 2002) a způsobí krátkodobě značně zvýšené hodnoty koncentrací (Zajíček et al., 2018, Halbach et al., 2021), které mohou být též značně rizikové pro vodní organismy (Wettstein et al., 2016).

# Závěr

Příspěvek přináší stručný přehled o výskytu a velikosti koncentrací pesticidních látek v půdách, sedimentech, půdních, drenážních i povrchových vodách v malém intenzivně odvodněném povodí. Výsledky dlouhodobého monitoringu pesticidních látek prokázaly, že zemědělsky využívané povodí je kontaminováno pesticidy ve všech sledovaných matricích. Půdy a sedimenty jsou nejvíce zatíženy glyfosátem a jeho metabolitem AMPA a některými azolovými fungicidy.

Pro drenážní a povrchové vody je z dlouhodobého hlediska největším ohrožením vysoká koncentrace metabolitů (zejména chloracetanilidových herbicidů a 1,2,4 triazole). Z krátkodobého hlediska představují riziko pro vodní ekosystém vysoké koncentrace mateřských látek v průběhu některých srážko-odtokových epizod.

# Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu Národní agentury zemědělského výzkumu č. QK1910282 "Možnosti zmírnění dopadů extrémních srážko-odtokových jevů v malých povodích s ohledem na požadavky trvale udržitelného zemědělského hospodaření a produkce ryb" a Výzkumného záměru VÚMOP, v.v.i. č. MZE – RO0223.

# Literatura

Abdi, D. E., Owen, J. S., Brindley, J. C., Birnbaum, A. C., Wilson, P. C., Hinz, F. O., Reguera, G., Lee, J., Cregg, B. M., Kort, D. R., Fernandez, R. T. (2020): <u>Nutrient and pesticide remediation using a twostage bioreactor-adsorptive system under two hydraulic retention times</u>. Water Research, 170, 115311.

Accinelli, C., Vicari, A., Rossi Pisa, P., Catizone, P. (2002): <u>Losses of atrazine, metolachlor, prosulfuron</u> <u>and triasulfuron in subsurface drain water. I. field results</u>. Agronomie, 22(4), 399-411.

- Adriaanse, P. I., Van Leerdam, R. C., Boesten, J. J.T.I. (2017): <u>The effect of the runoff size on the pesticide concentration in runoff water and in FOCUS streams simulated by PRZM and TOXSWA</u>. Science of The Total Environment, 584–585, 268-281.
- Brown, C., van Beinum, W. (2009): <u>Pesticide transport via subsurface drains in Europe</u>. Environmental Pollution 157, 3314–3324.
- Doležal, F., Kvítek, T. (2004): <u>The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage</u> <u>systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation</u> <u>processes</u>. Physics and Chemistry of the Earth 29, 775–785.
- Dušek, J., Vogel, T., Šanda, M. (2012) <u>Hillslope hydrograph analysis using synthetic and natural oxygen-</u><u>18 signatures</u>. Journal of Hydrology, 475 (19), 415–427.
- Halbach, K., Möder, M., Schrader, S., Liebmann, L., Schäfer, R. B., Schneeweiss, A., Schreiner, V. C., Vormeier, P., Weisner, O., Liess, M., Reemtsma, T. (2021): <u>Small streams-large concentrations?</u> <u>Pesticide monitoring in small agricultural streams in Germany during dry weather and rainfall</u>. Water Research, 203, 117535.
- Halešová, T., Konečná, J., Václavíková, M., Karásek, P., Nováková, E. (2022): <u>Výskyt pesticidních látek v</u> <u>řece Punkvě</u>. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace, 64 (2), 29–33.
- Hrnčíř, M., Šanda, M., Kulasová, A., Císlerová, M. (2010): <u>Runoff formation in a small catchment at</u> <u>hillslope and catchment scales</u>. Hydrological Processes., 24 (16), 2248–2256.
- Chen, C., Guo, W., Ngo, H.H. (2019): <u>Pesticides in stormwater runoff—A mini review</u>. Front. Environ. Sci. Eng. 13, 72.
- Chow, R., Scheidegger, R., Doppler, T., Dietzel, A., Fenicia, F., Stamm, C. (2020): <u>A review of long-term</u> <u>pesticide monitoring studies to assess surface water quality trends</u>. Water Research X, 9, 100064.
- Kodešová, R., Kodeš, V., Kočárek, M., Drábek, O., Kozák, J. (2010): <u>Soil properties affecting pesticide</u> <u>leaching – application in groundwater vulnerability mapping in the Czech Republic</u>. In: Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science: Soil solutions for a changing world, Brisbane, Australia, 1–6 August 2010.
- Lefrancq, M., Jadas-Hécart, A., La Jeunesse, I., Landry, D., Payraudeau, S. (2017): <u>High frequency</u> <u>monitoring of pesticides in runoff water to improve understanding of their transport and</u> <u>environmental impacts</u>. Sci. Total Environ., 587–588, 75–86.
- Lorenz, S., Rasmussen, J. J., Süß, A., Kalettka, T., Golla, B., Horney, P., Stähler, M., Hommel, B. & Schäfer, R. B. (2017): <u>Specifics and challenges of assessing exposure and effects of pesticides in small water</u> <u>bodies</u>. Hydrobiologia 793, 213–224
- Moschet, C., Wittmer, I., Simovic, J., Junghans, M., Piazzoli, A., Singer, H., Stamm, C., Leu, C. & Hollender, J. (2014): <u>How a complete pesticide screening changes the assessment of surface water</u> <u>quality</u>. Environmental Science and Technology 48 (10), 5423–5432.
- Mottes, C., Lesueur-Jannoyer, M., Le Bail, M., Guéné, M., Carles, C. & Malézieux, E. (2017): <u>Relationships between past and present pesticide applications and pollution at a watershed outlet:</u> <u>the case of a horticultural catchment in Martinique, French West Indies</u>. Chemosphere 184, 762– 773.
- Neuwirthová, N., Bílková, Z., Vašíčková, J., Hofman, J., Bielská, L. (2018): <u>Concentration/time-</u> <u>dependent dissipation, partitioning and plant accumulation of hazardous current-used pesticides</u> <u>and 2-hydroxyatrazine in sand and soil</u>. Chemosphere, 203, 219-227.

Pesticide Properties Database

Riise, G., Lundekvam, H., Wu, Q.L., Haugen, L.E., Mulder, J. (2004): Loss of pesticides from agricultural fields in SE Norway—runoff through surface and drainage water. Environ Geochem Health 26(2-3):269–276.

- Richards, R.P., Baker, D.B., Kramer, J.W., Ewing, D.E., Merryfield, B.J., Miller, N.L. (2001): <u>Storm</u> <u>discharge, loads, and average concentrations in Northwest Ohio Rivers, 1975–1995</u>. J. Am. Water Resour. Assoc., 37, 423–438.
- Schäfer, R.B., Pettigrove, V., Rose, G., Allinson, G., Wightwick, A., von der Ohe, P.C., Shimeta, J., Kühne, R., Kefford, B.J. (2011): <u>Effects of pesticides monitored with three sampling methods in 24 sites on</u> <u>macroinvertebrates and microorganisms</u>. Environ. Sci. Technol. 45, 1665–1672..
- Szöcs, E., Brinke, M., Karaoglan, B. et al. (2017): <u>Large scale risks from agricultural pesticides in small</u> <u>streams</u>. Environmental Science & Technology, 51: 7378-7385. DOI: 10.1021/acs.est.7b00933.
- Šanda, M., Vitvar, T., Kulasová, A., Jankovec, J., Císlerová, M. (2013): <u>Runoff formation in a humid,</u> <u>temperate headwater catchment using a combined hydrological, hydrochemical and isotopic</u> <u>approach (Jizera Mountains, Czech Republic)</u>. Hydrological Processes 28 (8), 3217–3229.
- Wettstein, F.E., Kasteel, R., Garcia Delgado, M.F., Hanke, I., Huntscha, S., Balmer, M.E., Poiger, T. and Bucheli, T.D. (2016): <u>Leaching of the Neonicotinoids Thiamethoxam and Imidacloprid from Sugar</u> <u>Beet Seed Dressings to Subsurface Tile Drains</u>. Journal of Agricultural and Food Chemistry, 64(33), 6407-6415.
- Zajíček, A., Kvítek, T., Kaplická, M., Doležal, F., Kulhavý, Z., Bystřický, V., Žlábek, P. (2011): <u>Drainage</u> <u>water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes</u>. Hydrological Prosesses, 25, 20 3204-3215.
- Zajíček A., Fučík P., Kaplická M., Liška M., Maxová J., Dobiáš J. (2018): <u>Pesticide leaching by agricultural</u> <u>drainage in sloping, mid-textured soil conditions – the role of runoff components</u>. Water Science and Technology, 77(7–8), 1879–1890.

# Snižování zátěže povrchových vod zdroji plošného zemědělského znečištění uplatněním regulace drenážního odtoku

# Zbyněk Kulhavý

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., 156 27 Praha 5 - Zbraslav

# Abstrakt posteru

Popsané modernizace drenážních systémů, jsou zaměřeny na řízení režimu odtoku drenážních vod instalací regulačních prvků, umožňujících podle potřeby vodu zadržovat (zahrazením odtoku a volbou výšky přelivné hrany), ale podle potřeby také její přebytky odvádět (přechodem na odvodňovací fázi stavby, případně převáděním vody do míst vhodných pro její akumulaci v nádržích, nebo její dočištění například v biofiltrech, mokřadech apod.). Toto opatření se uplatňuje z hlediska ochrany jakosti povrchových vod snižováním emisí dvěma mechanismy: omezením odtoku znečištěných drenážních vod a odbouráváním živin déletrvajícím zadržením vody v půdě.

První z uvedených efektů regulace se projeví zpravidla ve všech případech, kdy je dosaženo vzdutí hladiny podzemní vody regulačním prvkem a využití vyprázdněných půdních pórů. Efekt druhého typu se uplatní:

- a) v závislosti na podílu plochy vymezené dosahem regulace k celkové ploše ovlivněné drenážní skupiny, což je dáno sklonitostí území, resp. drénů, a charakterem modernizace stavby;
- b) v souvislosti s charakteristikami půdního prostředí, které je ovlivněno intenzitu navazujících procesů a zemědělským managementem, tj. použitou agrotechnikou, pěstovanými plodinami a vstupy živin.

Oba efekty lze hodnotit i s ohledem na potřebu zvyšování retence srážek a dlouhodobější akumulaci vody v půdním profilu (tj. přímo v ploše povodí, resp. na odvodněném pozemku), projevující se snížením či zkrácením přísušků pěstovaných zemědělských plodin, v optimálních podmínkách umožňující realizovat závlahu drenážním podmokem a snížit potřebu závlahové vody.

# Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Národní agentury pro zemědělský výzkum (NAZV) evid. č. QK1910086 Snižování zátěže povrchových vod zdroji plošného zemědělského znečištění při uplatnění regulace drenážního odtoku na stávajících stavbách zemědělského odvodnění, řešeného v letech 2019-2023 v rámci Programu aplikovaného výzkumu ZEMĚ.

# Vyhodnocení odtokových charakteristik zemědělských drenáží krystalinika ČR v období 2005–2022

# Markéta Kaplická<sup>1</sup>, Antonín Zajíček<sup>1</sup>, Renata Duffková<sup>1</sup>, Petr Fučík<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav

## Abstrakt

Základní odtokové charakteristiky tří dlouhodobě sledovaných drenážních skupin na Českomoravské vrchovině a porovnány vůči některým meteorologickým a klimatickým parametrům, za období 2005–2022. Specifický drenážní odtok byl vyhodnocen pomocí konstrukce čar překročení a porovnávána byla období 2005–2014 a 2015–2022. Výsledky potvrdily významný pokles velikosti drenážního odtoku v období 2015–2022. Pravděpodobnou příčinou je pokles srážkového úhrnu ve vegetační sezoně spojený s rostoucími hodnotami referenční evapotranspirace a částečně též zhoršeného stavu staveb zemědělského odvodnění.

Klíčová slova: drenážní odtok, čáry překročení, srážky, referenční evapotranspirace.

## Úvod

Vodoretenční či eliminační opatření přímo na stavbách zemědělského odvodnění či v jejich návaznosti, představují významnou možnost pro optimalizaci vodního režimu zemědělské krajiny (Kvítek et al., 2023), ve vazbě na klimatickou změnu, znamenající vyšší teploty, nerovnoměrné rozložení srážek (častější výskyt extrémních epizod a delší období sucha), např. Štěpánek et al. (2019). Povědomí o hydrologických charakteristikách staveb zemědělského odvodnění je nezbytným předpokladem pro racionální navrhování těchto opatření či jejich kombinace. Drenážní odtok je podstatnou částí celkového odtoku z malých povodí v oblastech humidního klimatu. Jedná se o podpovrchový odtok (interflow), který je do jisté míry opožděnou součástí odtoku povrchového, ale některé charakteristiky má společné s podzemní vodou (základním odtokem), jak uvádějí např. Doležal a Kvítek (2004) či Fídler (1971). Drenážní odtok reaguje na dynamiku mělké, často nespojité hladiny podzemní vody, významně ovlivňované v epizodním i dlouhodobém módu srážkami a klimatickými parametry, v souvislosti s heterogenními půdními, morfologickými a hydrogeologickými charakteristikami různých zón povodí (Kvítek a Doležal, 2003; Zajíček et al., 2016; Gramlich et al., 2018; Jeantet et al., 2022).

V období let 2005–2022 byla v ČR zaznamenána období, s výrazně vybočujícími hodnotami klimatických ukazatelů oproti hodnotám normálovým (průměrným). Jednalo se zejména o srážky a teploty vzduchu, a související dynamiku hladin podzemních vod a průtoky v malých vodních tocích. Na Českomoravské vrchovině byly extrémní ve výše uvedených ukazatelích roky 2015 a 2018. Zajímalo nás, zda a jak se tyto extrémy projevily v hodnotách drenážních odtoků, krátkodobě i dlouhodobě.

V rámci tohoto příspěvku jsou vyhodnoceny vybrané základní odtokové charakteristiky tří dlouhodobě sledovaných drenážních skupin na Českomoravské vrchovině a porovnány vůči některým meteorologickým a klimatickým parametrům, za období 2005–2022.

## Materiál a metody

V rámci dlouhodobě provozovaných experimentálních lokalit Dehtáře, Černičí a Kopaninský potok byly sledovány vybrané měrné profily reprezentující různé drenážní skupiny charakteristické pro zájmový region krystalinika Českomoravské vrchoviny. Společnou charakteristikou všech sledovaných lokalit je drenážní systém vybudovaný ve svahu. Geologickým podkladem jsou krystalické horniny, místy přeměněné, v různém stadiu rozpadu. V dolních partiích svahů se vyskytují kvartérní sedimenty v podobě svahových písků a hlín s různou mocností. Půdní pokryv je velmi variabilní zejména ve výtokových oblastech, kde se vyskytují kambizemě oglejené, pseugogleje, gleje modální a místy organozemě. Ve zdrojových oblastech (horní části svahů, poblíž rozvodnic) se vyskytují zejména kambizemě modální až arenické, místy rankery. Srážkové úhrny byly ve sledovaném období velmi variabilní a pohybovaly se od 450 do 750 mm za rok. Základní charakteristiky těchto povodí jsou uvedeny v tab. 1 a podrobný popis lokalit např. v publikaci Zajíček et al., 2017 a Fučík et al., 2017.

Profil	Plocha odvodnění (ha)	Plocha povodí (ha)	Land use	Průměrný průtok (I/s)	Spec. průtok na plochu povodí (l/s/ha)	Spec. průtok na plochu drenáže (l/s/ha)	Hodnocené období (HR)
KL	6,51	29,6	TTP	0,360	0,012	0,055	2005-2022
КР	9,51	28,3	Orná půda	1,667	0,059	0,175	2005-2022
P6	9,85	15,73	Orná půda	0,639	0,041	0,065	2005-2022
Š2	1,21	3,82	Orná půda	0,241	0,063	0,199	2009-2022

Tabulka 1: Základní charakteristika povodí Dehtáře (profily KL, KP), Kopaninský potok (profil P6) a Černičí (profil Š2).

Drenážní průtoky byly kontinuálně měřeny převážně pomocí ultrazvukových sond a telemetrických stanic firmy Fiedler – Mágr 4062. Pro analýzu čar překročení byly využity profily Š2 – drenážní skupina o velikosti 1,21 ha na pokusné lokalitě Černičí, profily KL (6,51 ha plochy drenáže) a KP (9,51 ha) na pokusné lokalitě Dehtáře a profil P6 (9,85 ha odvodněné plochy) na Kopaninském potoce. Ze záznamu průtoků byly vypočteny průměrné denní průtoky, které byly seřazeny sestupně a vyneseny do grafu čar překročení. Vzhledem k tomu, že se pracovalo s řadami průtoků delší než jeden rok, byly průměrné denní průtoky seřazeny sestupně a označeno jako Q1. Průměr 6. - 10. hodnoty sestupné řady průtoků byl označen Q2 atd. a průměr posledních 5 hodnot sestupné řady byl označen Q365. Takto vypočtené m-denní průtoky jsou zaznamenány v tab. 2.

Čáry překročení byly vyneseny pro jednotlivé profily za zvolená období monitoringu průtoků. V případě Černičí se jednalo o období mezi hydrologickými roky 1994 až 2022, a na Dehtářích a Kopaninském potoce 2005–2022. Specifické průtoky byly vztaženy k ploše drenáže. Na povodí Dehtáře byly kromě hodnot drenážního odtoku analyzovány hodnoty měření srážek a referenční evapotranspirace (ETO), stanovené dle Allen et al. (1998). Srážky a meteorologická data byla měřena kontinuálně v 10-min kroku pomocí člunkového srážkoměru Fiedler - Mágr a meteorologické stanice firmy EMS Brno.

# Výsledky a diskuse

Výsledky výpočtu m-denních průtoků pro celé sledované období i pro porovnávaná období 2006–2014 a 2015–2022 přepočítané na 1 ha odvodněné plochy jsou uvedeny v tab. 2. Jedná se o pravděpodobnosti sestavené z hodnot průměrných denních průtoků za období hydrologických let 2005–2022. Grafické vyjádření v podobě čar překročení pro jednotlivé lokality jsou prezentovány na obr. 1 (Dehtáře, profil KL), obr. 2 (Dehtáře, profil KP), obr. 3 (Kopaninský potok, profil P6) a obr. 4 (Černičí, profil Š2). Z prezentovaných dat je mj. patrný pokles drenážních průtoků, když v období hydrologických let 2015-2022 byl specifický drenážní odtok ve většině hodnot pravděpodobnosti mdenních průtoků na všech sledovaných lokalitách nižší. Na profilu KL byly hodnoty drenážního odtoku v období 2015–2022 vždy výrazně nižší. Na profilu KP na stejné lokalitě byly drenážní průtoky obdobné v obou hodnocených obdobích až do 50% pravděpodobnosti překročení, avšak průtoky s nižší pravděpodobností překročení byly v období 2015–2022 výrazně nižší. Na drenážním systému P6 (Kopaninský potok, obr. 3) je situace obdobná, když v období 2015–2022 došlo de snížení hodnot drenážního odtoku pro všechny pravděpodobnosti překročení. Na lokalitě Černičí (profil Š2, obr. 4) byla vzhledem k delší datové řadě, která byla k dispozici, porovnána celkem tři období. Z grafu i z hodnot v tab. 2 je patrné, že aktuální období (2015-2022) se vyznačuje nejnižšími drenážními průtoky za dobu sledování s výjimkou hodnot mezi 5 % a 15 % pravděpodobností překročení.

Pro základní vysvětlení poklesu hodnot drenážních průtoků byly pro lokalitu Dehtáře (drenážní skupiny KL a KP) dále porovnány hodnoty srážkového úhrnu, referenční evapotranspirace a velikosti drenážního odtoku pro porovnávaná období. Roční úhrny srážek se za celé sledované období (obr. 5) pohybovaly v rozmezí 429–748 mm s průměrnou hodnotou 582 mm, přičemž v období 2015–2022 byly přibližně o 20 mm nižší. Tento rozdíl je však způsoben především vlhčími roky 2005 a 2006. Výraznější rozdíl lze nalézt při porovnání srážkových úhrnů ve vegetační sezóně (obr. 6), když v období 2005–2014 byla tato hodnota 429 mm a v období 2015-2022 byl průměrný srážkový úhrn pro vegetační sezónu pouze 375 mm. Rozdíl tedy činil celých 45 mm.

Obdobným způsobem byly porovnány na lokalitě Dehtáře také hodnoty referenční evapotranspirace. Z grafu na obr. 7 (hodnoty ET0 pro celý rok) a obr. 8 (hodnoty ET0 za vegetační sezónu) je jasně patrný nárůst hodnot evapotranspirace. Při hodnocení celých roků došlo k růstu průměrné hodnoty ET0 z 587 mm v období 2005–2014 na průměrnou hodnotu 607 mm v období 2015–2022. Pokud porovnáme hodnoty ET0 pouze za vegetační období, došlo ke zvýšení průměrné ET0 ze 470 mm na 492 mm.

Naopak při porovnávání velikosti drenážního odtoku přepočteného na výšku odtoku (mm) je patrný jasný pokles v drenážním odtoku v období 2015–2022 jak v rámci celého roku, tak i v rámci vegetačních sezón. Tyto výsledky jsou prezentovány na obr. 9 a obr. 10 pro drenážní skupinu KL a na obr. 11 a obr. 12 pro drenážní skupinu KP. Na drenážní skupině KL došlo ke snížení odtoku o 180 mm při hodnocení celého roku a o 120 mm při porovnání vegetačních sezón obou sledovaných období. Na této drenážní skupině je tak velký pokles odtoku ovlivněn nejen klimatickými charakteristikami, ale také zhoršeným konstrukčním stavem vlastní drenáže. Na drenážní skupině KP však došlo k obdobnému snížení odtoku ve vegetační sezóně i při porovnaní celého roku, zde však drenážní systém nevykazoval žádné poruchy.

Tabulka 2: Pravděpodobnost překročení specifického drenážního průtoku na profilech KL a KP (Dehtáře), P6 (Kopaninský potok) a Š2 (Černičí) v uvedených obdobích. Průtok je přepočten na 1 ha odvodněné plochy (l/s/ha).

		<b>Q</b> <sub>30</sub>	<b>Q</b> <sub>60</sub>	<b>Q</b> <sub>90</sub>	<b>Q</b> <sub>120</sub>	<b>Q</b> 150	<b>Q</b> <sub>180</sub>	<b>Q</b> <sub>182,5</sub>	<b>Q</b> <sub>210</sub>	<b>Q</b> <sub>240</sub>	<b>Q</b> <sub>270</sub>	<b>Q</b> <sub>300</sub>	<b>Q</b> 355	<b>Q</b> <sub>364</sub>
Pravděpodobno překročení	ost	0,08	0,16	0,25	0,33	0,41	0,49	0,50	0,57	0,66	0,74	0,82	0,97	1,00
HR 2005-2014	кı	0,164	0,115	0,090	0,072	0,062	0,049	0,048	0,038	0,029	0,025	0,018	0,006	0,002
HR 2015-2022	ĸL	0,065	0,037	0,025	0,019	0,013	0,010	0,010	0,006	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000
HR 2005-2014	٧D	0,605	0,368	0,243	0,166	0,128	0,096	0,094	0,070	0,049	0,035	0,025	0,014	0,012
HR 2015-2022	ĸŗ	0,357	0,248	0,175	0,137	0,116	0,096	0,094	0,076	0,058	0,042	0,031	0,016	0,011
HR 2005-2014	DC	0,179	0,121	0,096	0,079	0,066	0,056	0,056	0,049	0,044	0,039	0,034	0,017	0,012
HR 2015-2022	PO	0,073	0,044	0,034	0,028	0,025	0,022	0,022	0,018	0,015	0,011	0,008	0,001	0,000
HR 1994-2004		0,811	0,515	0,378	0,278	0,206	0,157	0,154	0,120	0,095	0,081	0,065	0,034	0,026
HR 2009-2014	Š2	0,377	0,299	0,245	0,211	0,186	0,170	0,169	0,150	0,133	0,105	0,083	0,048	0,032
HR 2015-2022		0,481	0,320	0,235	0,178	0,152	0,122	0,120	0,086	0,059	0,039	0,031	0,014	0,008



Obr. 1 (vlevo): Čára překročení specifických drenážních průtoků na profilu KL v lokalitě Dehtáře. Obr. 2 (vpravo): Čára překročení specifických drenážních průtoků na profilu KP v lokalitě Dehtáře.



Obr. 3 (vlevo): Čára překročení specifických drenážních průtoků na profilu P6 na Kopaninském potoce. Obr. 4 (vpravo): Čára překročení specifických drenážních průtoků na profilu Š2 na lokalitě Černičí.



Obr. 5 (vlevo): BoxPlot srážkových úhrnů v letech 2005-2022 na lokalitě Dehtáře. Obr. 6 (vpravo): BoxPlot srážkových úhrnů ve vegetačních sezonách let 2005-2022 na lokalitě Dehtáře.



*Obr. 7 (vlevo): BoxPlot hodnot ETO v letech 2005-2022 na lokalitě Dehtáře. Obr. 8 (vpravo): BoxPlot hodnot ETO ve vegetačních sezonách let 2005-2022 na lokalitě Dehtáře.* 



Obr. 9 (vlevo): BoxPlot hodnot odtoku na profilu KL v letech 2005-2022 na lokalitě Dehtáře. Obr. 10 (vpravo): BoxPlot hodnot odtoku na profilu KL ve vegetačních sezonách let 2005-2022 na lokalitě Dehtáře.



*Obr. 11 (vlevo): BoxPlot hodnot odtoku na profilu KP v letech 2005-2022 na lokalitě Dehtáře. Obr. 12 (vpravo): BoxPlot hodnot odtoku na profilu KP ve vegetačních sezonách let 2005-2022 na lokalitě Dehtáře.* 

#### Závěr

Představené výsledky přinášejí další detailní informace o změnách vybraných parametrů drenážního odtoku v zájmových územích. Dosažené výsledky dokládají zpravidla snížení velikosti drenážního odtoku v posledním období, cca od roku 2015. Tato je způsobena kombinací několika faktorů. Prvním z nich je změna v rozložení srážek, resp. dramatické snížení sněhových srážek a v některých letech snížení celkového úhrnu srážek. Dalším je zvýšení evapotranspirace, zejména během vegetačního období. Další, pravděpodobně méně významným faktorem je horšící se stav některých odvodňovacích staveb, týká především skupiny KL, a častější poruchy na drenáži, projevující se lokálním zanášením, borcením drénů a zamokřováním pozemků. Představené dílčí výsledky mají značné využití zejména pro odhad velikosti drenážního odtoku a odnosu v odvodněných lokalitách s obdobnými fyzicko-geografickými charakteristikami; v tomto případě krystaliniku Českomoravské vrchoviny. Lze je také využít jako podklad při dimenzování opatření ke snížení znečištění z drenážních vod navrhovaných na drenážních výustích nebo v návaznosti na drenážní systém. V rámci budoucího výzkumu se autoři zaměří na podrobnější analýzu dostupných hydrologických a meteorologických dat, např. vyhodnocení dat HPV, teploty vzduchu a odtokových koeficientů podílu drenážního odtoku v průběhu srážko-odtokových epizod.

#### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu Národní agentury zemědělského výzkumu č. QK21010341 "Optimalizace souboru opatření pro zemědělská povodí v rámci procesu pozemkových úprav" a Výzkumného záměru VÚMOP, v. v. i. č. MZE – RO0223.

# Literatura

Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; Smith, M. (1998): <u>Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing</u> <u>Crop Water Requirements</u>. FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-104219-5.

Fídler, J. (1971): Posouzení drenážních odtoků. Meliorace - Sborník ÚVTIZ, 2: 93-98.

Fučík, P., Zajíček, A., Kaplická, M., Duffková, R., Peterková, J., Maxová, J., Takáčová, Š. (2017): <u>Incorporating rainfall-runoff events into nitrate-nitrogen and phosphorus load assessments for</u> <u>small tile-drained catchments</u>. Water, 9, 712.

- Doležal F., Kvítek T. (2004): <u>The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage</u> <u>systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation</u> <u>processes</u>. Phys. Chem. Earth. Parts, 29:775-785.
- Gramlich, A., Stoll, S., Stamm, C., Walter, T., Prasuhn, V. (2018): <u>Effects of artificial land drainage on</u> <u>hydrology, nutrient and pesticide fluxes from agricultural fields – A review</u>. Agriculture, Ecosystems and Environment 266, 84–99.
- Jeantet, A., Thirel, G., Jeliazkov, A., Martin, P., Tournebize, J. (2022): <u>Effects of Climate Change on</u> <u>Hydrological Indicators of Subsurface Drainage for a Representative French Drainage Site</u>. Front. Environ. Sci. 10:899226.
- Kvítek, T., Zajíček, A., Dostál, T., Fučík, P., Krása, J., Bauer, M., Jáchymová, B., Kulhavý, Z., Pavel, M. (2023): <u>Slowing Down Quick Runoff—A New Approach for the Delineation and Assessment of</u> <u>Critical Points, Contributing Areas, and Proposals of Measures to Reduce Non-Point Water Pollution</u> <u>from Agricultural Land</u>. Water. 15(6):1247.
- Kvítek, T., Doležal, F. (2003): <u>Vodní a živinný režim povodí Kopaninského toku na Českomoravské</u> <u>vrchovině</u>. Acta hydrologica slovaca, roč. 4, č. 2, s. 255-264. ISSN 1335-6291.
- Štěpánek, P., Trnka, M., Meitner, J., Dubrovský, M., Zahradníček, P., Lhotka, O., Skalák, P., Kyselý, J., Farda, A., Semerádová, D. (2019): <u>Očekávané klimatické podmínky v ČR, část I. Změna základních</u> <u>parametrů</u>. Brno: Ústav výzkumu globální změny AV ČR, 2019.
- Zajíček, A., Pomije, T., Kvítek, T. (2016): <u>Event water detection in tile drainage runoff using stable</u> <u>isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian-Moravian</u> <u>Highlands, Czech Republic</u>. Environmental earth sciences: 75:1-13.
- Zajíček, A., Kaplická, M., Fučík, P., Peterková, J., Duffková, R., Maxová, J. (2017): Vyhodnocení podílů srážko-odtokových epizod na celkovém odnosu dusíku a fosforu z odvodněné zemědělské půdy. <u>Vodní hospodářství</u>. roč. 67, <u>10</u>, s. 1-5.

# História a súčasnosť terénnych meraní snehovej pokrývky a jarný odtok v povodí Bystrianky v Nízkych Tatrách

Martin Halaj

Slovenský hydrometeorologický ústav, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica

## Úvod

Za účelom výskumu v oblasti hydrológie snehu bolo povodie Bystrianky takmer 40 rokov experimentálnym územím a ako meracia lokalita slúži dodnes. Výšková členitosť a dopravná dostupnosť, existencia meracích zariadenÍ SHMÚ, možnosti ubytovania, ale aj spolupráca so Strediskom lavínovej prevencie HZS prispeli k výberu tohto povodia. Jeho plocha je 23,4 km<sup>2</sup> a je tvorené zväčša kryštalinikom Nízkych Tatier. Horná hranica lesa je v nadmorskej výške 1500 m n. m. Približne 60 % rozlohy lesa tvoria smrekové porasty, najmä vo vyšších polohách. V súčasnosti je smrekový les postihnutý veternou a kôrovcovou kalamitou. Nižšie polohy sú tvorené zmiešaným smrekovo-bukovým lesom. Na väčšine povodia je hnedá lesná pôda s nenasýteným sorpčným komplexom. S nadmorskou výškou dochádza k poklesu mocnosti pôdneho profilu a od výšky cca 1850 m n. m. sa vyskytuje len pôdny substrát.

# História a súčasnosť terénnych meraní snehovej pokrývky

Záznamy zo snehomerných expedícií sa zachovali od roku 1963. Boli organizované vtedajším Ústavom hydrológie a hydrauliky SAV, v spolupráci s inými organizáciami, predovšetkým s Hydrometeorologickým ústavom. Babiaková a Holko (2008) ako priami aktéri analyzujú históriu výskumu, podrobnejšie vyhodnotenia meraní publikovali Pecušová et al (2002).



Obr. 1: Povodie Bystrianky a stanovené snehomerné profily počas uplynulej zimy

Tabuľka 1: Snehomerné	profily počas	pravidelných meraní	v zime 2022/23 v	/ Trangošskej doline
-----------------------	---------------	---------------------	------------------	----------------------

Snehomerné profily a ich nadmorská výška (m n. m.)					
Trangoška, vodojem					
Trangošská dolina, Dolný salaš, lavínište					
Trangošská dolina, Horný salaš, odbočka k jaskyni					
Trangošská dolina , záver - nad hornou hranicou lesa					
Babkinov pamätník (pri chate gen. M. R. Štefánika)					

Aj po ukončení výskumu je povodie Bystrianky jednou z kľúčových oblastí pre realizáciu tejto úlohy. V uplynulej zimnej sezóne bol výskum zameraný na jej pramennú časť, Trangošskú dolinu (obr. 1). Merania prebiehali v tomto prípade niekoľkokrát za zimu, aby boli zachytené všetky fázy vývoja snehovej pokrývky: koncom januára (počiatok akumulácie), koncom februára, resp. začiatkom marca (maximálna akumulácia), následne koncom marca (začiatok topenia) a napokon v apríli (topenie). Merania sa vykonávali na niekoľkých miestach, aby charakterizovali rôzne nadmorské výšky (tab. 1).

Vzhľadom na morfológiu terénu a charakteristické klimatické podmienky spravidla pozorujeme nárast množstva snehu až po hornú hranicu lesa a jej následný pokles. Zima 2022/23 bola charakteristická svojim atypickým priebehom. Výraznejšie sneženie a začiatok tvorby snehových zásob v povodí nastal v prvej polovici decembra. Neskôr došlo k výraznému otepleniu počas prelomu rokov a úbytku snehu aj vo vyšších polohách. V neskoršom priebehu januára a najmä v úvode februára sa vďaka vlhkému počasiu zásoby výrazne navýšili. Maximálne hodnoty v tomto povodí boli zaznamenané počas marcového merania (obr. 2 a 3).



Obr. 2: Závislosť výšky snehovej pokrývky od nadmorskej výšky v zime 2022/23 v Trangošskej doline



Obr. 3: Vodná hodnota snehovej pokrývky na jednotlivých snehomerných profiloch počas zimy 2022/23 v Trangošskej doline

# Režim odtoku a jarný odtok

Obdobie topenia snehových zásob v malom horskom povodí Bystrianky prebieha od marca do júna, s vrcholom spravidla počas apríla a mája. Pri porovnaní posledných 10 hydrologických rokov s dlhodobým priemerom 1961-2000 pozorujeme výraznejšie zmeny režimu odtoku v povodí. Z hľadiska rozdelenia odtoku v jednom hydrologickom roku sa v poslednom desaťročí zvyšuje podiel odtoku v zimných mesiacoch na úkor neskorších jarných a čiastočne aj letných mesiacov, kedy naopak sledujeme pokles oproti dlhodobému priemeru.



*Obr. 4: Porovnanie dlhodobého priemeru s obdobím posledných 10 rokov z hľadiska ročného rozdelenia odtoku na vodomernej stanici Tále – Bystrianka (horný úsek toku)* 

Zrejmý je aj posun topenia snehových zásob do skoršej časti jari, čo naznačuje pokles podielu na ročnom odtoku počas mesiaca máj a vzostup v marci a apríli. (obr. 4 a 5). Dôvodom môžu byť čiastočne menšie zásoby vody viazané v snehovej pokrývke, pravdepodobnejšou príčinou je však skorší nástup teplejšieho počasia. S je tým spojená aj zmena skupenstva prípadných zrážok, ktoré prispievajú k ďalšiemu urýchleniu topenia zásob snehu. Takmer nezmenená situácia zostáva v závere hydrologického roka.



*Obr. 5: Porovnanie dlhodobého priemeru s obdobím posledných 10 rokov z hľadiska ročného rozdelenia odtoku na vodomernej stanici Bystrá – Bystrianka (uzáverový profil povodia)* 



Obr. 6: Priebeh vodného stavu v rokoch v prvom polroku 2017 a 2019 na vodomernej stanici Bystrá - Bystrianka

Bez ohľadu na nahromadený objem snehových zásob v povodí, závisí priebeh jarného odtoku od poveternostných podmienok, a to najmä v období pokročilej jari. Príkladom je porovnanie dvoch kontrastných rokov 2017 a 2019. Výrazne nadpriemerné mesačné zrážky v apríli 2017 vyústili v povodňovú situáciu. Na stanici Bystrá – Bystrianka kulminovala hladina na úrovni 20-ročného prietoku (obr. 6). Naopak, v roku 2019 bolo v jarnom období zrážok menej a jarný odtok prebiehal postupne, až do júna.

#### Záver

Výskum a terénne merania charakteristík snehovej pokrývky počas zimy ostávajú aj naďalej jednou z dlhodobých úloh OHMPaV v Banskej Bystrici. Vzhľadom na pokračujúce trend klimatickej zmeny bude dôležité sledovať predovšetkým zmeny snehových zásob, nástup a začiatok topenia snehovej pokrývky ako aj jej celkové priestorové rozloženie.

#### Poďakovanie

Poďakovanie patrí kolegom z OHMPaV SHMÚ v Banskej Bystrici za poskytnutie údajov, odbornú konzultáciu a spoluprácu pri terénnych meraniach.

#### Literatúra

- Babiaková, G.; Holko, L. Experimentálne povodie Bystrianka a hydrológia snehu. XIII. Medzinárodné stretnutie snehárov, 2008, 3.
- Pecušová, Z.; Parajka, J.; Hrušková, K. Spatial estimation of snow water equivalent in the mountain basin Bystra. In: ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference, Demänovská dolina, Slovakia. 2002.

# Hydrologická studie hospodaření s vodou pro potřeby technického zasněžování lyžařské lokality

Petr Vít

OSVČ, www.hydrotechnika.cz, Gagarinova 365, 471 23 Zákupy

#### Abstrakt

Studie řeší dopad odběru vody pro zasněžování na hydrologický režim horského vodního toku, možnosti zásobování vodou a ovlivnění celoročního minimálního zůstatkového průtoku. Analytická část studie se zabývá stanovením možných zdrojů vody a jejich kapacit, bez omezení ekologické stability území, stanovuje vodnost jednotlivých toků v zájmovém území a jejich využitelnost pro potřeby zasněžování areálu. Návrhová část studie se zabývá návrhem a řešením jednotlivých vodohospodářských objektů na základě analýzy potřeb a výsledků analytické části studie.

## Úvod

Původním zadáním studie bylo posoudit možnosti odběru vody z Černohorského potoka pro lyžařský areál Svoboda nad Úpou. Ten je nejmenším areálem SkiResortu ČERNÁ HORA – PEC a je zaměřený především na rodiny s dětmi. Vzhledem k nadmořské výšce areálu, i přes jeho severovýchodní orientaci, je vybaven technickým zasněžováním a zdrojem vody je v údolí protékající Černohorský potok. Především v suchém období, ale také v době delších zámrzů je při potřebě zasněžování ve vodním toku nedostatek vody a toto může být zásadní omezení provozu areálu, zvláště při nedostatku přírodního sněhu. Proto provozovatel areálu chce zabezpečit zdroj vody pro technické zasněžování pomocí akumulační nádrže vizuálně přírodního charakteru v souladu s územním plánem obce.

# Analytická část studie

Územní plán obce ukládá před budoucím vodohospodářským využití pro sportovní účely zpracovat dlouhodobou koncepci hospodaření s vodou v celém skiareálu včetně zohlednění klimatické změny a nutnosti zasněžování a vyhodnocení všech alternativ k získávání vody pro technické zasněžování a jejich dopadů na hydrologický režim celé oblasti. Zpracovat studii prokazující existenci zdroje vody pro zásobování, který významně negativně neovlivní celoroční minimální zůstatkový průtok a zachová dynamiku dotčeného toku. Vodní nádrž, čerpací stanice a nezbytné technické příslušenství budou umístěny tak, aby vizuálně zapadaly do okolní krajiny a jejich součástí nebudou žádné další nadzemní doprovodné stavby.

Zadavatel proto objednal zpracování studie posouzení hydrologických podmínek lokality, možností hospodaření s vodou a možných kapacit. Následně při vlastním zpracování studie rozšířil zadání o posouzení možnosti, systémového propojení akumulační nádrže Svoboda nad Úpou o předpokládaném objemu 21.360 m<sup>3</sup> se soustavou zasněžování a akumulačních nádrží lyžařského areálu Černá hora – Janské Lázně. Ve výsledku byla studie tedy rozšířena na celý lyžařský areál Černá hora – Janské Lázně, jehož součástí je i areál Svoboda nad Úpou.

K určení vodnosti vodních toků ve vybraných měrných profilech byly využity naměřené průměrné denní průtoky za období 1980 až 2020 a v profilu odběru pro lyžařský areál Svoboda nad Úpou potom poskytnuté základní hydrologické údaje ČHMÚ. K určení vodnosti Černohorského potoka v zimním období v době zasněžování bylo nutno provést analýzu hydrologického režimu vodního toku v období zasněžování, tedy v období listopad až únor běžného roku. V tomto období dosahují obvykle průtoky

v našich tocích podprůměrných hodnot. Vyšlo se z rozboru průměrných denních průtoků za období 1981 až 2020 odvozených z průtokové řady Černý Důl Čistá. Přepočet byl proveden v poměru ploch povodí s redukcí vyššího specifického odtoku v povodí Čisté.

Posouzení vodnosti vodního toku a zabezpečenosti čerpání bylo řešeno v čarách překročení průtoků jednak v celém uvažovaném zimním období vhodném pro zasněžování, tedy listopad až únor, při zachování MZP v toku pod odběrem, a jednak i po jednotlivých měsících. Rozborem se zjistilo, že se voda v posuzovaném profilu bude moci odebírat v zimním období průměrně po dobu 65 dní, tedy jen něco přes polovinu doby. Obdobné výsledky byly i při řešení po jednotlivých měsících. Toto omezení jednoznačně vede k závěru a nutnosti vodu pro zdejší zasněžování akumulovat v nádrži a v zimním období takto akumulovanou vodu pouze doplňovat podle aktuální hydrologické situace. Lze předpokládat, že v době oblevy se průtoky v toku zvýší výrazně nad MZP a odběr vody bude možný bez omezení. Takto akumulovaná voda potom může sloužit pro další zasněžování.

Možnost jímání vody z vodního toku Černohorský potok je více než dostatečná jak z pohledu vodnosti, tak i potřeb vody pro zasněžování a lokalizace. Celková plocha povodí vodního toku je 5,76 km<sup>2</sup> a průměrný dlouhodobý roční průtok 0,163 m<sup>3</sup>/s. Na celé povodí nad odběrem v průměrně vodném roce při uvážení výšky srážek 1215 mm dle údajů ČHMÚ vypadne celkem 7 miliónů m<sup>3</sup> vody a z toho odteče vodním tokem 3,7 miliónu m<sup>3</sup>. Součinitel odtoku je zde 0,53 a je tedy charakteristicky vysoký pro horské vodní toky. Zároveň to svědčí o malých zásobách podzemní vody v povodí a z toho vyplývající rozkolísanosti průtoků ve vodního toku, závislých především na srážkách, případně tání sněhu.

Protože na vodním toku není žádné měření základních hydrologických údajů, především průtoků, vycházelo se z analogicky podobných povodí a profilů v okolí. Pro Černohorský potok byla odvozena řada průměrných denních průtoků za období listopad 1981 až prosinec 2020 z měření ve vedlejším podobném povodí říčky Čistá v profilu Černý Důl. Na základě analýzy velkého množství dat byl odvozen i charakteristicky suchý rok, kdy z povodí odtéká jen 62 % průměrného ročního odtoku.

Při vhodném hospodaření s vodou, především za využití akumulace vody v nádržích, využití zvýšených průtoků po srážkách nebo oblevě a celoročním hospodaření, je možno bez dopadu na hydrologický a ekologický stav vodního toku odběry i znásobit. To nebude zcela jistě potřeba, ale odběry je možno zvýšit i s ohledem na výpar z akumulačních nádrží mj. zlepšující místní klima, zadržení vody v krajině, zajištění požární vody, případně i rozšíření zasněžování ať už z pohledu vyšší nasněžené výšky sněhu nebo zasněžované plochy.

# Návrhová část studie

Úkolem této části studie bylo nalezení vhodného propojení stávajících a nově navržených vodohospodářských prvků zasněžování tak, aby byly maximálně pokryty potřeby zasněžení jednotlivých sjezdovek především na počátku zimního období a dále po náhlých oblevách. Jednotlivé lokality pro výstavbu nových akumulačních nádrží jsou dlouhodobě dány územním plánem obcí Svoboda nad Úpou a Janské Lázně. Vzhledem k umístění nádrží mimo vodní toky vodohospodářské řešení zahrnovalo i posouzení kapacit převodů mezi objekty, kapacit odběrů na tocích (případně čerpacích stanic), plnění a prázdnění jednotlivých nádrží a stanovení ztrát vody výparem.

Potřeba vody pro zasněžování lyžařských areálů je prvotním parametrem pro další řešení jak vodohospodářské, tak i technické části. Nejprve bylo nutno stanovit zasněžované plochy sjezdovek a následně nutný a požadovaný rozsah zasněžování. Z analytické části studie vyplývalo, že celkový průměrný roční odtok z povodí Černohorského potoka v profilu Janské Lázně (plocha povodí 4,09 km2) je 4.162 tis. m<sup>3</sup>. Z pohledu zatížení vodního toku maximálním plánovaným odběrem vody pro

zasněžování ve výši 160,6 tis. m<sup>3</sup>, se jedná o 3,86 % ročního odtoku v průměrné roce a 6,2 % v suchém roce.

V lyžařském areálu Černá hora – Janské Lázně jsou v současné době vybudovány dvě akumulační nádrže pro zasněžování, nádrž Černá hora s objemem 10.700 m<sup>3</sup> a nádrž Janské Lázně u centrálního parkoviště s objemem 2.060 m<sup>3</sup>. V areálu je plánovaná výstavba nové akumulační nádrže Hofmanky s objemem 15.900 m<sup>3</sup>, která je ve fázi pravomocného stavebního povolení. V areálu Černá hora – Janské lázně, v lokalitě za Lesním domem je v souladu s územním plánem obce připravována nádrž vizuálně přírodního charakteru o objemu 5.000 m<sup>3</sup>. V areálu Svoboda nad Úpou dosud žádná akumulační nádrž není, ale je zde v souladu s územním plánem připravována nádrž Duncan s akumulačním objemem 21.360 m<sup>3</sup>. Celkový objem akumulačních nádrží pro zasněžování řešených lyžařských areálů Černá hora – Janské Lázně – Svoboda nad Úpou by měl po dobudování celého systému dosahovat více než 55 tis. m<sup>3</sup>. To představuje 34,4 % celkového maximálního plánovaného odběru vody pro zasněžování.

Při prvotním zasněžení areálů se uvažuje s postupným zasněžováním po etapách. Pro první etapu bude potřeba pro prvotní zasněžení na 30 cm objem vody 31,2 tis. m<sup>3</sup>, na 40 cm objem 41,6 m<sup>3</sup>. Stávající objem akumulované vody vystačí pro prvotní zasněžení v první etapě zasněžování pouze při současném odběru vody z toků. Celková budoucí potřeba vody pro zasněžování řešených areálů je 160,6 tis. m<sup>3</sup>. Ta vychází z připravované metodiky MŽP ČR a celkové plochy zasněžovaných sjezdovek. Hydrologické podmínky jednotlivých odběrných míst umožňují potřebný odběr vody z toků při dodržení stanovených podmínek, především minimálního zůstatkového průtoku pod odběrem. Při vhodném hospodaření s vodou, především za využití akumulace vody v nádržích, využití zvýšených průtoků po srážkách nebo oblevě a celoročním hospodaření s vodou nebude narušen hydrologický a ekologický stav ani v suchých letech.

Prvotní podmínkou pro nový systém zásobování vodou budou pak rekonstrukce odběrných míst a navýšení jejich kapacity. To sebou ponese i požadavek na změnu povolení k nakládání s vodami. Dnešním tématem je i energetická náročnost a optimalizace následného provozu při maximálním využití gravitačních převodů vody. Veškeré navržené kapacity musí být samozřejmě i vzájemně sladěny. Pro zásobování vodou areálů Černá hora – Janské Lázně – Svoboda nad Úpou bude potřeba ve výhledu až 160.000 m<sup>3</sup> vody za rok. Zdrojem vody jsou místní vodní toky, Janský potok a Černohorský potok. Oba vodní toky jsou typickými horskými bystřinami s nerovnoměrným odtokem během roku, ale jsou dostatečným zdrojem vody pro řešené zasněžování, aniž by docházelo k dopadu na hydrologický a ekologický stav vodního toku. K tomu výrazně přispěje i vybudování nových akumulačních nádrží pro zasněžování s výsledným celkovým objemem vody po dokončení více než 55.000 m<sup>3</sup>. Tyto nádrže výrazným způsobem přispějí k zabezpečení dodávek vody pro technické zasněžování i v době mimořádného sucha a budou dostatečným zdrojem vody jak pro prvotní zasněžení sjezdovek na počátku lyžařské sezóny, tak i během ní.

Zasněžení sjezdovek na počátku lyžařské sezóny na potřebnou výšku sněhové pokrývky bude možné už během dvou až tří dnů, to vše bez dopadu na hydrologický a ekologický stav vodních toků. To je velmi dobré s ohledem na v současné době střídající se periody chladného a teplejšího počasí a s tím spojené klimatické podmínky jak pro technické zasněžování sjezdovek, tak i provádění odběrů vody do akumulačních nádrží.

# Závěr

Předložená hydrologická studie prokazuje dostatečnou kapacitu dosavadních zdrojů vody pro technické zasněžování předmětné lyžařské lokality Černá hora – Janské Lázně – Svoboda nad Úpou a možnost jejich rozšíření. Doplněním vodohospodářské infrastruktury o další akumulační nádrže dojde k výraznému snížení zatížení vodních toků především v době nízkých průtoků v době sucha a zámrzů. Voda může být odebírána převážně v době zvýšených průtoků v tocích po srážkách nebo při oblevách. Celkové zatížení vodních toků odběry pro technické zasněžování je minimální, v řádu jednotek procent, přičemž převážná část odebrané vody se do toků vrátí při následné oblevě nebo tání sněhové pokrývky.



# Izotopově-chemická separace tří složek v odtoku: srážka, půdní a podzemní voda

Martin Zdvořák, Martin Šanda, Tomáš Vitvar ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

## Úvod

Vyčleňování (separace) složky základního odtoku z odtoku celkového pomocí přirozených stopovačů (tracerů) bylo do hydrologie zavedeno ve druhé polovině 20. století, a to s využitím hlavních rozpuštěných iontů a elektrické vodivosti (Pinder a Jones, 1969) a poté s využitím přírodních stabilních izotopů <sup>18</sup>O nebo <sup>2</sup>H (Mook et al., 1974). Rozdílná atomová hmotnost izotopů a v případě stabilních izotopů <sup>18</sup>O a <sup>2</sup>H i jejich netečnost vůči radioaktivnímu rozpadu a chemickým reakcím s horninovým prostředím činí tyto izotopy vhodnými přírodními konzervativními stopovači umožňujícími díky přítomnosti různé koncentrace stopovačů v různých složkách odtoku rozpoznat nejen podíly vody různého původu a stáří v celkovém odtoku, ale i související procesy tvorby odtoku a doplňování a doby zdržení podpovrchové a podzemní vody. Použití metody tzv. hmotnostní bilance stopovačů vedlo ke dvěma důležitým hydrologickým konceptům: a) starší koncept dvousložkový, tj. přehodnocení předpokládaného převažujícího podílu "nové" srážkové vody v odtoku, který je ve skutečnosti tvořen převážně "starou" vodou, který byla srážkou vytlačena z povodí do toku, a b) pozdější koncept třísložkový (DeWalle et al., 1988), tj. rozpoznání podílů podzemní, půdní a aktuální srážkové vody v odtoku. Jelikož v případě třísložkové separace hydrogramu je kromě (nebo namísto) jednoho ze stabilních izotopů <sup>18</sup>O nebo <sup>2</sup>H ve vodě použít i některý další přirozený relativně konzervativní stopovač, nejčastěji SiO<sub>2</sub> (oxid křemičitý) nebo Cl<sup>-</sup> (chloridy) (Phillips a Gregg, 2003), jsou výsledky použití těchto stopovačů ovlivněny řadou klimatických a geochemických vlastností každého z povodí. Rozsáhlé rešerše vývoje a stavu této problematiky podávají od 90. let 20. století ve zhruba desetiletých intervalech Buttle (1994), Klaus a McDonnell (2013) a Yu et al. (2021).

Záměrem této práce je provedení a vyhodnocení trojsložkové (stopovače <sup>18</sup>O, resp. <sup>2</sup>H a SiO2) separace pro devět vybraných epizod ve vegetačních obdobích 2008-2011 na malém experimentálním povodí Uhlířská, subpovodí Porsche v Jizerských horách. Plošný povrchový odtok je na tomto povodí spíše vzácný a tvorba odtoku zde probíhá převážně pod povrchem. Důležitým prvkem zdejšího oběhu vody je také údolní rašeliniště a jeho vztah k doplňování podpovrchovou vodou a následného uvolňování vody do povrchového toku. Tyto procesy byly zkoumány během posledního desetiletí z různých hledisek, např. vztahu počáteční půdní vlhkosti k charakteru odtokových epizod (Hrnčíř et al., 2010), vztahu svahových půdních vod a údolního rašeliniště (Šanda et al., 2014), doplňování hlubších podzemních vod (Jankovec et al., 2017) a modelového propojení vadózní a nasycené zóny (Vitvar et al., 2022). Separace složek odtoku pomocí přirozených stopovačů, předvedené v této práci, jsou další vhodnou metodou, umožňujícím rozšířit poznatky o způsobu pohybu vody a tvorby odtoku s využitím přirozených vlastností vody a zároveň posoudit způsob a funkčnost těchto postupů na zkoumaném experimentálním povodí ve vztahu k charakteristikám srážkových epizod a okamžitého stavu povodí.

#### Zájmové území

Experimentální povodí Uhlířská (UHL) a jeho subpovodí Porsche (POR) se nacházejí v CHKO Jizerské hory. Celková plocha povodí je 1,78 km<sup>2</sup>, subpovodí Porsche zabírá 1,18 km<sup>2</sup>. Povodí odvodňuje tok Černá Nisa, jež je pravým přítokem Lužické Nisy, ta se dále vlévá do Odry, která ústí do Baltského moře. Sklony údolí se pohybují mezi 5% až 20% a průměrná délka svahů je 450 m. V oblasti je mírné,

kontinentální klima, které je ovšem výrazně vlhčí a následkem vysoké průměrné nadmořské výšky 822 m n.m. i chladnější než zbytek České republiky. Roční srážky se na povodí pohybují okolo 1300 mm, a průměrná teplota nabývá 4,7 °C. Vzhledem k místnímu podnebí se zde dlouhá zima a sněhová pokrývka zůstává často až do dubna.



*Obr. 1: Mapa povodí Uhlířská (UHL) a subpovodí Porsche (POR) s rozmístěním experimentální infrastruktury.* 

Půdní profily podzolů, kambizemí a kryptopodzolů na svazích povodí s granitovým podkladem dosahují mocností 0,6 – 0,9 m. Horní profil svahů pokrývají kyselé půdy s občasným výskytem oglejeného horizontu. Dno údolí v okolí toku je tvořeno až 3 m hlubokou vrstvou rašeliny, tvořící asi 18 % z celkové plochy povodí a pokrývající vrstvu jílových eluvií. Organozemě v okolí Černé Nisy výrazně nižší hydraulickou vodivost než poměrně propustné půdy na svazích. Následkem může být v závislosti na
aktuálních podmínkách vznik napjaté zvodně, a tak hladina v hlubších vrtech může vystoupat nad úroveň terénu. Povrchový odtok je do Černé Nisy odváděn systémem umělých příkopů.

Vývoj a stav vegetace v povodí a celé oblasti je silně ovlivněn odlesněním v osmdesátých letech. Spalování uhlí v tepelných elektrárnách bez kvalitního odsíření mělo za následek kyselé deště, které byly pro místní vegetaci likvidační. Dnes je většina svahů povodí pokrytá mladou smrkovou monokulturou. Původní cenná rašeliniště byla kvůli zlepšení hospodářské funkce lesa odvodněna drenážními příkopy, což zapříčinilo pokles hladiny podzemní vody a výskyt nových nepůvodních druhů rostlin, které je možné vidět v oblasti rašelinišť i dnes. V rámci obnovy a revitalizace jsou odvodňovací příkopy zahrazovány a krajina se postupně získává svou původní podobu.

## Data a metody

## Terénní a laboratorní měření

Rozmístění experimentální monitorovací infrastruktury na povodí UHL a subpovodí POR je znázorněno na obr. 1. Průtoky na přelivu POR jsou měřeny pomocí tlakového čidla v desetiminutových intervalech. Srážky jsou měřeny nedaleko přelivu POR pomocí člunkového srážkoměru s přesností měření 0,1 mm a záchytnou plochou 500 cm<sup>2</sup>. Pokud je tento srážkoměr zanesen nečistotami, je jako zdroj dat využit druhý nedaleko podpovrchového příkopu.

Vzorky vody v potoce pro izotopovou a křemičitanovou analýzu jsou za normálních podmínek odebírány denně, během epizody pak každých šest hodin, celkem tak až čtyři vzorky za den. Zvýšení frekvence řídí hladinoměry na obou profilech. Na POR je hranice epizody je nastavená na 200 mm hloubky, což odpovídá průtoku 43 l/s. Vzorky srážkové vody jsou odebírány denně ve vegetačním období (květen-říjen) do plastových lahví o objemu 10 mm. Pokud během srážkové epizody naprší více jak 10 mm za den, v tom okamžiku se začne se plnit láhev další. Pokud během jednoho dne naprší více než 1 mm, láhev se o půlnoci uzavře. Pokud tomu tak není, pokračuje stejná lahev do dalšího dne. Zimní srážky, typicky sněhové (listopad-duben) jsou odebírány manuálně týdně, v této práci ale využity nejsou. Vzorky podzemní vody jsou odebírány měsíčně ze čtyř vrtů HST, DST, P84 a PST (obr. 1) v blízkosti Černé Nisy o hloubkách 270-520 cm, které tak dosahují do sedimentů pod vrstvou rašeliny. Voda je z vrtů čerpána pomocí peristaltického čerpadla. Vzorky půdní vody jsou odebírány měsíčně ze čtyř párů podtlakových lyzimetrů PV1, PV8, PV5 a PV2 (obr. 1) na svazích údolí převážně v kambizemích a podzolech, přičemž hloubka keramické čepičky je 30 a 60 cm pod povrchem. Lyzimetry jsou den před odběrem vyčištěny a pomocí pumpičky vytvořen podtlak na přibližnou hodnotu -600 mbar vůči atmosférickému tlaku. Následující den je vzorek odebrán. Obsah <sup>18</sup>O a <sup>2</sup>H ve vzorcích byl stanoven v laboratoří ČVUTv Praze, Fakulta stavební, jeho δ-hodnoty jsou vztaženy k Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) a chyba měření izotopů je  $\pm 0,1$  ‰ pro  $\delta^{18}$ O,  $\pm 1$ ‰ pro  $\delta^{2}$ H. Koncentrace SiO<sub>2</sub> byly měřeny v České Geologické službě v Praze pomocí emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem. Výsledky jsou v miligramech na litr s přesností ±16 % měřené hodnoty.

## Předzpracování dat

Zpracování dat a následná separace odtoku půdní, podzemní a srážkové vody na subpovodí POR byla provedena pro srážkoodtokové epizody v průběhu vegetačních období, tj. od května do října, od 2008 do 2010. Tento koncept znamená vyloučení sněhových srážek, u kterých je obtížné měřit jejich dynamický vliv na izotopové koncentrace v povodí.

Z datových řad průtoků byly smazány duplicitní hodnoty průtoků a chybějící hodinová data byla dopočítána lineární interpolací mezi dvěma sousedními měřeními. Desetiminutové hodnoty srážek byly přepočteny na hodinové. Následně bylo provedeno sjednocení obou datových řad do jednoho

intervalu a z dat byly vybrány úseky odpovídající vyčleněným srážkoodtokovým epizodám. K dopočítání chybějících hodinových dat koncentrací SiO<sub>2</sub> a izotopů ve vodě v potoce byla vzhledem k častému odběru vzorků rovněž využita lineární interpolace. Koncentrace SiO<sub>2</sub> ve vzorcích srážkové vody, ačkoli nenulové, se většinou pohybovaly pod dolní hranicí měřícího rozsahu 2mg/l, a proto je ve výpočtech separací hydrogramu použita konstantní hodnota 1mg/l. Naproti tomu jsou koncentrace SiO<sub>2</sub> v podzemní vodě v jednotlivých vrtech podstatně vyšší a dynamičtější, a proto byly pro potřeby separace složek odtoku proloženy a interpolovány do denních hodnot rovnicí druhého řádu. Izotopové koncentrace v podzemní vodě se na rozdíl od srážek a povrchového toku mění velmi pozvolna, a proto byla jejich data předzpracována pomocí filtrace dat s užitím koeficientu variace koncentrací v jednotlivých vrtech a s odstraněním dat, jejichž koeficient variace přesáhl hraniční hodnotu 2 %. Použité naměřené koncentrace  $\delta^2$ H,  $\delta^{18}$ O a SiO<sub>2</sub> ve vzorcích vody ze čtyř vrtů byly každého data odběru sjednoceny do jedné množiny a z ní byl stanoven aritmetický průměr pro potřeby výpočtu separace hydrogramu. Data koncentrací  $\delta^2$ H,  $\delta^{18}$ O a SiO<sub>2</sub> v půdní vodě z podtlakových byla předzpracována stejně jako v případě podzemních vod s tím, že vzhledem k větší dynamičnosti a variabilitě hodnot nebyla data filtrována, nýbrž byl pouze stanoven průměr hodnot ze čtyř lyzimetrů pro každý odběr a vypočtené průměry byly pak lineárně interpolovány do denních hodnot.

## Výběr epizod

Epizody byly vybírány v letech 2007-2011 pouze ve vegetačním období mezi květnem a říjnem pomocí skriptu v programu MATLAB. Minimální velikost validní srážky je 20 mm v intervalu dvou dnů. Pokud je pauza mezi dešti menší než čtyři dny, jsou tyto deště automaticky spojeny do jedné srážkové události. První srážka, která překoná 0,5 mm, je označena jako začátek epizody a ten je následně ještě posunut o pět hodin dříve. Počáteční průtok v epizodě je vynásoben koeficientem o hodnotě 1,8 a ten je považován za koncový průtok. Program hledá první průtok, který na klesající křivce hydrogramu klesne pod koncový průtok. Pokud takový neexistuje, je epizoda ukončena na začátku následující. Pokud existuje, je k místu podkročení hraničního průtoku připočteno konstantní prodloužení, které činí tři dny. Když během tohoto procesu průtok opět překročí hranici upraveného počátečního, je prodloužení připočteno znovu. Celý cyklus je dodatečně zabezpečen podmínkou, která výpočet ukončí na místě, kde derivace průtoku na čtyř hodinovém intervalu přesáhne hodnotu 0,0007 m<sup>3</sup>/s\*hod. Všechny epizody byly zkontrolovány a v případě potřeby manuálně upraveny tak, aby vyhovovaly požadavkům. Níže uváděná čísla epizod se vztahují k práci Školové (2022), kde je zpracováno 88 srážkoodtokových epizod v letech 2007-2017. Pouze některé z nich lze však použít pro izotopovou separaci dvou složek v odtoku v konceptu "stará" a "nová" voda (44, tj. polovinu epizod). Vzhledem k datům koncentrace SiO<sub>2</sub> ve složkách odtoku jako druhého nezávislého stopovače měřeného pouze v období 2007-2011 se výběr redukuje pouze na sedm srážkoodtokových epizod.

## Separace složek odtoku

Pro trojsložkovou separaci jsou potřeba minimálně dva nezávislé stopovače. Izotopy <sup>2</sup>H a <sup>18</sup>O nemohou být kvůli své vzájemné závislosti použity, a proto bylo využito dalšího přirozeného stopovače SiO<sub>2</sub>. Vzorec pro trojsložkovou separaci je (Hinton a Schiff, 1994):

$$\frac{Q_s}{Q_t} = R_n = \frac{\left[ (C_t^{Si} - C_p^{Si}) * (C_v^i - C_p^i) - (C_t^i - C_p^i) * (C_v^{Si} - C_p^{Si}) \right]}{\left[ (C_s^{Si} - C_p^{Si}) * (C_v^i - C_p^i) - (C_s^i - C_p^i) * (C_v^{Si} - C_p^{Si}) \right]}$$
(1)

$$\frac{Q_p}{Q_t} = R_p = \left(\frac{c_t^j - c_v^j}{c_p^j - c_v^j}\right) - X_n * \left(\frac{c_s^j - c_v^j}{c_t^j - c_v^j}\right)$$
(2)

$$\frac{Q_{\nu}}{Q_{t}} = R_{p} = \left(\frac{C_{t}^{j} - C_{p}^{j}}{C_{\nu}^{j} - C_{p}^{j}}\right) - X_{n} * \left(\frac{C_{s}^{j} - C_{p}^{j}}{C_{\nu}^{j} - C_{p}^{j}}\right)$$
(3)

kde

Q	- dílčí odtoky [m³/s]	R	- dílčí podíl na celkovém odtoku
t	- voda v toku	S	- srážková voda
р	- půdní voda	v	- podzemní voda (vrty)
с	<ul> <li>koncentrace stopovačů</li> </ul>		
i	- izotop	Si	- křemík
j	- koncentrace libovolného s	topovače	e kde $C_p \neq C_v$

Výpočet je funkční je za předpokladu, že a) rozdíly mezi koncentracemi stopovačů v jednotlivých složkách jsou dostatečně velké, a b) hodnota koncentrace stopovačů v podzemní a půdní vodě je určena na začátku epizody se během průběhu epizody nemění. Počet bodů se v rámci jedné epizody řídí množstvím naměřených vzorku srážkových koncentrací v dané epizodě. Jednotlivé zastoupení vod v odtoku není na začátku epizody známé, byl proto na každý začátek doplněn jeden bod se 100% zastoupením podzemní vody. Pro první naměřenou srážku epizody byly nalezeny korespondující hodnoty půdní a podzemní vody, které zůstaly stejné i ve zbylých bodech výpočtu. Pro výpočet izotopových koncentrací ve srážkách byly využit vážený průměr ( $c_{s1}$ ) (McDonnell 1990) ve tvaru:

$$c_{s1} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_{i*\delta^{18}O_i}}{\sum_{i=1}^{n} P_i}$$
(4)

kde n - počet naměřených izotopových koncentrací v epizodě P - srážkový úhrn  $\delta^{18}$ O - koncentrace izotopu  $\delta^{18}$ O

Výpočet pro <sup>2</sup>H je analogický.

Trojsložková separace byla provedena v šesti kombinacích. Jako validní epizoda je označena taková, kde výsledky odtokových separací vychází pro jednotlivé složky mezi 0 % a 100 %.

## Výsledky a diskuse

## Celkový přehled stopovačů

Krabicové grafy na obr. 2 ukazují rozpětí koncentrací SiO<sub>2</sub> a  $^{18}$ O v jednotlivých složkách oběhu vody v subpovodí POR za období 2007-2011



Obr. 2: Krabicové grafy koncentrací <sup>18</sup>O a SiO<sub>2</sub> v jednotlivých složkách oběhu vody v subpovodí POR. Každá krabice je shora ohraničena 3. kvartilem a zespodu 1. kvartilem dat, linie uprostřed značí medián. Počátek a konec úsečky značí rozpětí hodnot za kvartily a za nimi jsou vykresleny odlehlé hodnoty dat jako samostatné body.

Rozpětí koncentrací <sup>18</sup>O (obr. 2 vlevo) ukazuje charakteristický pokles variability hodnot od srážkové vody přes půdní vodu b podtlakových lyzimetrech, vodu v potoce až po podzemní vodu ve vrtech. Nejvyšší průměrná hodnota ve srážkové vodě ukazuje zejména na podíl letních izotopově obohacených srážek, které se násladkem výparu často nedostanou do půdy nebo nasycené vrstvy. Vyrovnaný, avšak nejnižší průměrný izotopový obsah v podzemní vodě znamená výrazný podíl zimních izotopově ochuzených ("lehkých") sněhových srážek na doplňování podzemní vody. Tento zesílený vliv zimního doplňování nasycené zóny byl pozorován v mnoha povodích mírného a studeného klimatického pásu (např. Carroll et al., 2019) a v případě povodí Uhlířská jej podrobněji pojednávají Šanda et al. (2019). Naproti tomu je vysoký obsah SiO<sub>2</sub> (obr. 2 vpravo) v půdní vodě projevem delšího kontaktu vodahornina, zatímco ve srážkové vodě, kde tento kontakt nenastal, je obsah SiO<sub>2</sub> minimální (Šanda el al., 2014).

## Trojsložková separace

Algoritmem výběru epizod pro trojsložkové separace složek odtoku bylo vyčleněno následujících sedm epizod jako validních pro výpočet tří složek v odtoku (tab. 1). S výjimkou epizody č. 16 je dominující složkou odtoku půdní voda (obr. 3 a obr. 4 vpravo). V případě epizody č. 16 je zřejmý vliv počátečního vysokého stupně nasycení, které zeslabuje vsakování srážkové vody a její podpovrchový tok. Tento vztah tvorby odtoku a počátečního stupně nasycení analyzují např. James a Roulet (2009).

Tabulka 1: Charakteristiky vybraných srážkoodtokových epizod na povodí POR v období 2008-2011 (minima parametru: tmavě modrá, maxima parametru: tmavě červená)

Číslo epizody	Začátek epizody	Konec epizody	Počáteční stupeň nasycení [%]	Kulminační průtok v epizodě [m^3/s]	Maximální srážková intenzita [mm/h]	Celkový úhrn za epizodu [mm]
8	3.6.08 14:00	25.6.08 13:00	62.1	0.04	2.5	41.6
9	25.6.08 12:00	3.7.08 15:00	58.0	0.13	2.1	24.8
12	22.8.08 19:00	1.9.08 21:00	65.3	0.17	2.0	34.4
13	16.10.08 09:00	28.10.08 02:00	63.4	0.08	1.1	43.0
16	29.6.09 15:00	17.7.09 18:00	75.0	0.70	3.3	78.8
23	9.6.10 15:00	30.6.10 11:00	68.2	0.15	2.5	39.3
28	13.9.10 09:00	25.9.10 18:00	67.2	0.14	0.6	26.4



*Obr. 3: Podíly složek odtoku stanovené pomocí stopovačů 180 a SiO2 pro sedm validních srážkoodtokových epizod na povodí POR, 2008-2010. Čísla epizod odpovídají tab. 1.* 



*Obr. 4: Srážkoodtoková epizoda č. 9 (25.6. – 3.7. 2008) na povodí POR. Vlevo: Koncentrace <sup>18</sup>O a SiO<sub>2</sub> v dílčích složkách-"koncových členech" oběhu vody, vpravo: Průběh zastoupení jednotlivých složek odtoku během epizody.* 

Důležitou podmínkou všech separací složek odtoku pomocí přirozených stopovačů je vzájemná odlišnost koncentrací stopovačů v jednotlivých "koncových členech" oběhu vody. Na obr. 4 vlevo se

koncentrace SiO<sub>2</sub> se v podzemní, půdní a srážkové vodě liší a tvoří seskupené oblasti dat, zatímco izotopové koncentrace v půdní a podzemní vodě jsou velmi podobné, což může způsobit nestabilitu výpočtu. Obecně je volba stopovačů velmi důležitým faktorem, který je schopen velmi ovlivnit výsledky odtokových separací, neboť různé stopovače často popisují jiné koncové členy. Například křemičitany mohou značit preferenční proudění skrze oblast se zvýšeným obsahem křemičitanů (Klaus a McDonnell, 2013), případně zónu s odlišným pH, která způsobí změnu jejich rozpustnosti. Izotopové stopovače <sup>2</sup>H a <sup>18</sup>O jsou v tomto ohledu výrazně konzervativní, tj. za běžných podmínek nevstupují do reakcí s horninovým prostředím. V našem případě se nejstabilnější variantou trojsložkové separace ukázala kombinace <sup>2</sup>H a Si stopovačů, následně pak <sup>18</sup>O a SiO<sub>2</sub>.

Dalším důležitým faktorem je časová stálost a prostorová rovnoměrnost (homogenita) koncentrací stopovačů v půdní a podzemní vodě (Penna a van Meerveld, 2019). Tento faktor je v "steady-state" konceptu dvou- nebo trojsložkových separací řešitelný zpravidla středními hodnotami příslušné koncentrace z více zástupců téhož "koncového členu", ovšem může být zohledněn při použití přirozených stopovačů v numerickém modelování toku vody a transportu stopovačů v nenasycené a nasycené zóně, což na příkladu hlubších vrtů v povodí Uhlířské pomocí izotopů helia a tritia ukazují Jankovec et al. (2017) a Vitvar et al. (2022). Nové podněty přináší v posledních letech koncept tzv. sdružené separace hydrogramu ("ensemble hydrograph separation", Kirchner 2019), analyzující korelace variací stopovačů v jednotlivých "koncových členech" namísto hmotové bilance stopovačů, která zahrnuje podmínku stálé koncentrace stopovačů v podzemní a půdní vodě.

## Závěry

Trojsložková separace umožňuje vyčlenit podíl půdní vody v celkovém odtoku vody z povodí, který se ve většině epizod v případě povodí POR ukázal dominantní. Toto zjištění odpovídá v současnosti přijímaným konceptům tvorby odtoku na povodí Uhlířská, přičemž některé jednodušší postupy jako například dvousložková separace odtokových složek zpravidla nadhodnocovaly srážkovou ("novou"), jejíž část ve skutečnosti odpovídá rychlému podpovrchovému odtoku ve vadózní zóně a do značné míry závisí na předchozím stupni jejího nasycení. Trojsložková metoda separace odtokových složek ovšem vyžaduje větší množství dat přírodních stopovačů, která často nejsou měřena ve stejný čas a je tak nutné dopočítávat menší intervaly pomocí interpolací a prokládání křivkami a v tom důsledku zatěžovat "koncové členy" chybou, která může vyústit ve výpočet, který není validní.

Trojsložková separace složek odtoku může být i nadále důležitou metodou při hodnocení odtokových procesů v povodích různého typu, ovšem je třeba zapojovat inovativní postupy směřující k přesnějšímu označení prostorové a časové variability koncentrací stopovačů ve všech "koncových členech". V případě povodí Uhlířská navrhujeme a) rozšířit množství a četnost měřených neizotopových stopovačů a tím snáze řešit nejistoty pramenící ze změn koncentrací různých stopovačů v důsledku fyzikálních a chemických reakcí s různým prostředím a b) zavádět nové postupy směřující k překonání nejistot spojených s podmínkami užití dvoj- a trojsložkové separace, například postupy tzv. sdružené separace.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČVUT SGS23/154/OHK1/3T/11.

#### Literatura

- Buttle, J. M. (1994): <u>Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from</u> <u>drainage basins</u>. Progress in Physical Geography, 18, 16–41.
- Carroll, R.W.H., Deems, J.S., Niswonger, R., Schumer, R., Williams, K.H. (2019): <u>The Importance of</u> <u>Interflow to Groundwater Recharge in a Snowmelt-Dominated Headwater Basin</u>. Geophysical Research Letters, 46 (11), 5899-5908.
- DeWalle D. R., Swistock B. R., Sharpe W. E. (1988): <u>Three-component tracer model for stormflow on a</u> <u>small appalachian forested catchment</u>. Journal of Hydrology, 104, 301–310.
- Hinton M. J., Schiff S. L. (1994): Examining the contributions of glacial till water to storm runoff using two- and three-component hydrograph separations. Water Resources Research. 30 (4), 983-993.
- Hrnčíř, M., Šanda, M., Kulasová, A., Císlerová, M. (2010): <u>Runoff formation in a small catchment at</u> <u>hillslope and catchment scales</u>. Hydrological Processes, 24, 2246–2256.
- James A. L., Roulet N. T. (2009): <u>Antecedent moisture conditions and catchment morphology as</u> <u>controls on spatial patterns of runoff generation in small forest catchments</u>. Journal of Hydrology, 377 (3-4), 351-366.
- Jankovec, J., Vitvar, T., Šanda, M., Matsumoto, T., Han, L.-F. (2017): <u>Groundwater recharge and</u> <u>residence times evaluated by isotopes of hydrogen and oxygen, noble gases and CFCs in a mountain</u> <u>catchment in the Jizera Mts., northern Czech Republic</u>. Geochemical Journal, 51 (5), 423-437.
- Kirchner, J. W. (2019): <u>Quantifying new water fractions and transit time distributions using ensemble</u> <u>hydrograph separation: theory and benchmark tests</u>, Hydrology and Earth System Sciences, 23, 303–349.
- Klaus J., McDonnell J. J. (2013): <u>Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation</u>. Journal of Hydrology, 505, 47-64.
- McDonnell J. J., Bonell M., Stewart M. K., Pearce J. (1990): <u>Deuterium Variations in Storm Rainfall:</u> <u>Implication for Stream Hydrograph Separation</u>. Water Resources Research, 26 (3), 455 - 458.
- Mook, W. G., Groeneveld, D. J., Brouwn, A. E., & Van Ganswijk, A. J. (1974): <u>Analysis of a run-off</u> <u>hydrograph by means of natural 18 O</u>. In Isotope techniques in groundwater hydrology 1974, Vol. I. Proceedings of a symposium.
- Penna, D., van Meerveld, H.J. (2019): <u>Spatial variability in the isotopic composition of water in small</u> <u>catchments and its effect on hydrograph separation</u>. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 6(5), e1367.
- Phillips D. L., Gregg J. W. (2003): <u>Source partitioning using stable isotopes: coping with too many</u> <u>sources</u>. Oecologia, 136, 261-269.
- Pinder, G.F., Jones, J.F. (1969): <u>Determination of the ground-water component of peak discharge from</u> <u>the chemistry of total runoff</u>. Water Resources Research, 5, 438-445.
- Šanda, M., Vitvar, T., Kulasová, A., Jankovec, J., Císlerová, M. (2014): <u>Run-off formation in a humid,</u> <u>temperate headwater catchment using a combined hydrological, hydrochemical and isotopic</u> <u>approach (Jizera Mountains, Czech Republic)</u>. Hydrological Processes, 28(8), 3217–3229.
- Šanda, M., Vitvar, T., Jankovec, J. (2019): <u>Seasonal Subsurface Water Contributions to Baseflow in the</u> <u>Mountainous Uhlířská Catchment (Czech Republic)</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 67(1), 41-48.
- Školová, K. (2022): <u>Posouzení tvorby odtoku na povodí Uhlířská pomocí izotopů vodíku a kyslíku</u>. Diplomová práce, ČVUT v Praze.
- Vitvar, T., Jankovec, J., Šanda M. (2022): <u>Revealing subsurface processes in the Uhlířská catchment</u> <u>through combined modelling of saturated and unsaturated flow</u>. Hydrological Processes, 36(1), e14516.

Yu, Y., Jin, Z., Qiu, J. (2021): <u>Global Isotopic Hydrograph Separation: Research History and Trends: A</u> <u>Text Mining and Bibliometric Analysis Study</u>. Water 2021, 13, 2529.

## Monitoring snehovej pokrývky pomocou kontinuálnych digitálnych snímok: vplyv na jarné fenologické prejavy *Vaccinium myrtillus* v horskej smrečine Západných Tatier

Jaroslav Škvarenina<sup>1</sup>, Martina Husárová<sup>1</sup>, Martin Jančo<sup>3</sup>, Miriam Váľková<sup>1</sup>, Jana Škvareninová<sup>3</sup>

 <sup>1</sup> Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, Katedra prírodného prostredia, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen
 <sup>2</sup> Technická univerzita vo Zvolene, Fakulta ekológie a environmentalistiky, Katedra aplikovanej ekológie, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen
 <sup>3</sup> Ústav hydrológie, v. v. i., Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava

## Abstrakt

V práci sa venujeme monitoringu snehu vo vzťahu k vyhodnoteniu fenologických fáz brusnice čučoriedkovej (*Vaccinium myrtillus* L.), s využitím fenologických kamier a pascí. Pozorovania sme vykonávali na výskumnej ploche Črevenec v Západných Tatrách v nadmorskej výške 1420 m n. m. V práci ďalej hodnotíme meteorologické ukazovatele: teplota vzduchu, sumy aktívnych teplôt nad 5 °C, zrážky a i., ktoré sú úzko späté s fenologickými cyklami rastlín. Zhodnotili sme 5 fenologických fáz: zalistenie, žltnutie listov, opad listov, kvitnutie a zrelosť plodov. Merania sa uskutočnili v rokoch 2019 až 2021. Tieto roky sme medzi sebou porovnali z hľadiska hydrometeorologických podmienok a fenologických fáz. Ako dôležité faktory nástupu jarných fenofáz sa ukázali sumy aktívnych teplôt, výška a trvanie snehovej pokrývky.

**Kľúčové slová:** Snehová pokrývka, fenologické fázy, fenologické kamery, fotopasce, meteorologické prvky, suma aktívnych teplôt

## Úvod

Snehová pokrývka môže významne ovplyvňovať procesy, ktoré sú veľmi často predmetom záujmu hydrológie, klimatológie, biológie a niektorých ďalších vedných odborov (napríklad aj fenológie), preto je dôležité poznanie jej vlastností. Zmeny, ktorým podlieha snehová pokrývka v priebehu zimy zasahujú do odtoku atmosférických zrážok z povodia. Snehová pokrývka je dôležitou nielen z pohľadu akumulácie vody v krajine, ale aj ako ochranná vrstva vegetácie pred silnými mrazmi (Jančo *et al.* 2019; Vido a Šustek 2022).

Fenológia rastlín významne pôsobí na štruktúru a funkcie terestrických ekosystémov a determinuje spätnú väzbu vegetácie na klimatický systém premenou uhlíka, vody a energetických tokov medzi vegetáciou a atmosférou. Fenológia flóry a jej presná simulácia je dôležitá pre zlepšenie nášho chápania ekosystémových odpovedí na zmeny klímy terestrických ekosystémov. Brusnica čučoriedková (skrátene čučoriedka) predstavuje významný rastlinný druh horských smrekových ekosystémov, ako aj kosodrevinového a alpínskeho vegetačného stupňa. Zistenia v posledných dekádach predpokladajú, že skoré kvitnutie čučoriedky bude negatívne ovplyvnené redukovanou snehovou pokrývkou, nakoľko tento jav začíname markantne sledovať aj v spojitosti s nastupujúcimi zmenami klímy.

Načasovanie niektorých prejavov počasia môže ovplyvňovať lokálnu vegetáciu, hlavne tú, ktorá je adaptovaná na sezónne premeny. Typ vegetácie nájdený na určitej lokalite reflektuje normálne účinky počasia a v dlhodobom ponímaní odráža zmeny klímy (Škvareninová 2013). Monitoring fenologických fáz je rozhodujúci pri kvantifikovaní dopadov klimatickej zmeny a ich vplyvov na ekosystémy. Fenológia preberá signifikantnú kontrolu nad sezónnymi zmenami v štruktúre a funkcii ekosystému. Fenologické prejavy sú senzitívne na variabilitu klímy. V temperátnych a boreálnych lesných ekosystémoch sú fenologické atribúty dominantne ovplyvnené teplotou vzduchu, no v teplých a arídnych oblastiach je tu dominantným faktorom miera zrážkovej činnosti (Škvareninová *et al.* 2009).

Štandardizované a verejne dostupné fenologické údaje (napríklad z databáz hydrometeorologických ústavov) nám môžu poskytnúť základný kľúč k zdrojom informácií pre vedcov a pozorovateľov. Jeho spektrum sledovaných rastlinných druhov je zväčša orientované na druhy zastúpené v nižších nadmorských výškach. Monitoring fenologických prejavov nám otvára nové obzory v dokumentácii a anticipácii klimatických dopadov na terestrické ekosystémy. Digitálne automatizované opakované fotografické zábery vegetácie sú finančne efektívne spôsoby pozorovania zmien. Digitálne kamery, ktoré sú namontované na plochách záujmu bádania sú nastavené ako časozber, kde sa zachytávajú snímky od ranných až po večerné hodiny. Analýzu obrázkov možno použiť na individuálny druh alebo na skupinu viacerých druhov (Husárová 2022; Seyednasrollah *et al.*, 2019).

## Materiál a metódy

## Charakteristika sledovaného územia

Výskumná plocha Červenec sa nachádza v nadmorskej výške 1420 m n. m. v Západných Tatrách. Oblasť lokality Červenec sa náchadza v blízkosti Jaloveckej doliny. Výskumná plocha je situovaná v blízkosti Chaty pod Náružím. Komplex Jaloveckej doliny sa nachádza na západnej strane Západných Tatier a je orientovaný južne. Výskumná plocha sa rozprestiera na území 0,2 ha. Oblasť je situovaná juhovýchodne, s pravidelným reliéfom a sklonom svahu 65 % (Oreňák *et al.* 2013). Výskumné plochy pozostávajú zo živého porastu, odumretého smrekového porastu a voľnej plochy. Vek povodných materských porastov dosahuje približne 150 rokov, dominantnou drevinou je smrek obyčajný (*Picea abies*). Podrast v živom poraste tvorí *Vaccinium myrtillus*, v mŕtvom poraste je podrast tvorený druhmi *Vaccinium myrtillus*, *Senecio* sp., *Prenanthes purperea*, *Rubus idaeus* a *Sorbus aucuparia*.

Lokálne klimatické údaje z oblasti Červenca v Západných Tatrách (1420 m n. m.) podrobnejšie podáva viacero prác (Batrík *et al.*, 2014, 2016, 2019; Jančo *et al.* 2021; Oreňák *et al.* 2013). Údaje o zrážkach a teplotách vzduchu sú na lokalite merané od roku 1988, čo predstavuje viac ako 30 ročný kontinuálny rad údajov (Danáčová *et al.*, 2019). Z ich analýzy bol zistený priemerný ročný zrážkový úhrn, ktorý je 1450 mm. Najnižší ročný úhrn zrážok bol zaznamenaný v roku 2003 (1086 mm) a najväčší v roku 2010 s hodnotou 1984 mm. Priemerná ročná teplota vzduchu za pozorované obdobie bola stanovená na 3,0 °C, kde priemerná ročná teplota vzduchu v teplom polroku (od apríla do septembra) bola 8,7 °C a v chladnom polroku (od októbra do marca) –2,8 °C. Sledované územie spadá do chladnej klimatickej oblasti C, do chladného horského okrsku C2, nakoľko priemerná júlová teplota vzduchu  $\ge 10 °C až 12 °C$  (Danáčová *et al.*, 2019).

Proces zaznamenávania výšky snehovej pokrývka a fenologických fáz druhu Vaccinium myrtillus prostredníctvom fenologických kamier

Kamery nám poskytujú záznam kontinuálneho priebehu vývoja fenologických fáz spomenutých taxónov. Fenologické kamery využívame na 3 plochách a to: v mŕtvom poraste, na voľnej ploche a v živom smrekovom lese. Pri monitoringu sme využívali dva druhy digitálnych záznamov:

- Fenologické kamery EMS Brno
- fotopasce značky Suntek HC810M-G-LTE

Fenologická kamera bola vyrobená českou firmou EMS Brno, ktorá vyrába meteorologické prístroje. Kamera sa skladá z fotoaparátu značky Canon, ktorý sa nachádza v ochrannom skelete. Obal tak zabezpečuje ochranu fotoaparátu pred meteorologickými vplyvmi ako sú dážď, sneh a vietor. Vo vnútri skeletu sa nachádzajú dve 1,5 voltové batérie, ktoré slúžia ako zdroj spustenia fotoaparátu. Vytvorené snímky sa uložia na pamäťovú kartu, z ktorej ich pomocou prenosného počítača sťahujeme. Súčasťou skeletu je aj držiak, ktorý je dôležitý pri upevňovaní fenologických kamier na stromy. Kamery sú nastavené tak, aby zaznamenávali fotografie postupne s 1; 1,6 a 3,3 násobným rozlíšením (Obr.1 a 3). Od roku 2021 sme na plochy namiesto fenologických kamier nainštalovali fotopasce značky Suntek. Model týchto pascí je HC810M–G–LTE. Uhol záberu je 60 stupňov, čím sú fotografie počas dňa a noci čistejšie. Výhoda fotopasce určite spočíva v tom, že pri použití SIM karty a dostupnosti 2G siete odosiela fotografie na email. Rozmery fotopasce sú 135x90x76 mm a obsahuje aj ochranný kryt (Obr. 2 a 3). Napájanie je zabezpečené ôsmimi AA batériami a externou 12 V zdrojovou batériou. Snímky odosielané z tejto fotopasce sú vo formáte JPEG/ AVI (Jančo et al. 2019). Klimatologické zhodnotenie mesiacov január až október rokov 2019 až 2021 (stanica Červenec 1450 m) a porovnanie priemerných mesačných teplôt vzduchu s dlhodobým priemerom (1988 – 2017) uvádzame v tab. 1. Obrázky vo výsledkovej časti podávajú prehľad o vývoji výšky snehovej pokrývky v zimách 2018/2019; 2019/2020 a 2020/2021. Priebeh týchto hydrometeorologických prvkov v ďalej aplikovali pri zhodnotení fenologických fáz brusnice čučoriedkovej ktorú sme pozorovali v rokoch 2019 – 2021 na voľnej ploche. Každú fenofázu ktorú sme vyhodnotili z digitálnych snímok, sme zaznamenali podľa dátumu a zapísali aj v kalendárnom dni podľa metodiky SHMÚ (1984) Pozorovali sme fázy: zalistenie, žltnutie lístia, opad lístia ako fázy vegetatívne. Z generatívnych fenologických fáz sme zaznamenávali a vyhodnotili: kvitnutie a zrelosť plodov.



Obr. 1: Pohľad na fenokameru EMS Brno a jej súčasti využívanú v zimnom období na monitoring snehu



Obr. 2: Ukážka monitoringu fotopascami Suntek, voľná plocha (vľavo) a lesný porast (vpravo)



Obr. 3: Snímka zobrazujúca výšku snehu odčítanú zo stabilne umiestnených snehomerných tyčí (vľavo) zaznamenaná fenologickou kamerou EMS Brno. Brusnica čučoriedkova (Vaccinium myrtillus) zachytená fotopascou Suntek (vpravo).

## Výsledky a diskusia

Teplota vzduchu predstavuje z hľadiska trvania snehovej pokrývky a následného jarného nástupu skorých fenologických fáz čučoriedky zásadný význam. Ako názorne ukazuje obrázok 4 a číselne dokumentuje tab. 1 zimné mesiace (január až marec resp. až apríl) boli najteplejšie v roku 2020. Tu je dôležité uviesť, že v zmysle Petroviča (1972) sa vo vysokých horských polohách Slovenska k zimným mesiacom zaraďuje aj marec a sčasti aj apríl, čo môžeme uplatniť aj pre našu výskumnú plochu na Červenci vzhľadom na nadmorskú výšku 1450 m n. m. Najchladnejšie zimné obdobie vykazoval rok 2021. Ďalej tab. 1 informuje o mesačných úhrnoch zrážok a dopĺňa porovnanie mesačných úhrnov zrážok s dlhodobým priemerom za roky (1988 – 2017). Ako ukáže analýza fenologických fáz brusnice čučoriedkovej (*Vaccinium myrtillus*) podstatným hydrometeorologickým prvkom pre nástup a rozvoj jarných fenofáz je práve výška a trvanie snehovej pokrývky. Priebeh výšok snehu počas sledovaných rokov 2019 až 20121 vykresľuje obr. 5.

V ďalšej časti sme sa pokúsili interpretovať vplyv hydrometeorologických prvkov na nástup a priebeh hlavných fenologických fáz, ktoré pre roky 2019 až 2021 prezentujú obr. 6 a 7. Zalistenie čučoriedok v roku 2019 začalo 29. mája, v roku 2020 bol nástup oneskorený a začal 9. júna a v roku 2021 sme začiatok zalistenia evidovali 1.júna. Kvitnutie začalo v roku 2019 dátumom 1. jún, v roku 2020 o 17 dní neskôr ako v roku 2019 a to 18.júna a v roku 2021 bol dátum nástupu 7. júna. Zrelosť plodov bola v roku 2019 už 29. júla, v roku 2020 to bolo až 4.augusta a v roku 2021 25. júla. Žltnutie listov sme zaznamenali v roku 2019 25. septembra, v roku 2020 nastal posun o 8 dní a fáza začala 17. septembra, v roku 2021 fáza odštartovala takmer o mesiac skôr ako v roku 2019 a to 23. augusta. Opad listov sme za rok 2019 zaznamenali 14. októbra, v roku 2020 to bolo 12. októbra a v roku 2021 bol posunutý na 29. septembra. Z uvedeného stručného prehľadu vidíme, že už počas troch rokov boli fenologické prejavy čučoriedky do značnej miery rozdielne. To sa prejavilo aj v stupni úrody plodov. Návody pre pozorovateľov fenologických staníc (SHMÚ 1984) klasifikujú stupeň úrody: 0, 1, 2, 3. V roku 2019 ako aj v roku 2021 bol stupeň úrody 3, avšak v roku 2020 dosiahol len hodnotu 1. Ďalej sme analyzovali možné medziročné rozdiely, a to hlavne jarných fenologických fáz. Dôležitým ukazovateľom je aj nástup, trvanie a koniec období s charakteristickými priemernými dennými teplotami. Vo všeobecnej agrometeorologii sa pre väčšinu poľných plodín, tráv, listnatých stromov a kríkov v miernych oblastiach uplatňuje biologické minimum približne 5 °C (Krečmer 1972). Biologické minimum však môže súvisieť aj s jednotlivými fázami rastu, alebo fenologickými fázami rastlín. Suma aktívnych teplôt, ktorá je súčtom všetkých priemerných denných teplôt vzduchu nad biologickým minimom, udáva, do akej miery sú pokryté teplotné potreby rastlín, a preto slúži ako kritérium na hodnotenie meteorologických podmienok daného roky či vegetačnej sezóny. Ako vidíme z obrázka 7. priebeh súm aktívnych teplôt nad 5 °C (SAT 5) pomerne jednoznačne objasňuje nami zistené rozdiely v jarných fenologických fázach jednotlivých sledovaných rokov. Platí tu však dôležitá obmedzujúca, no logická podmienka, a tou je výskyt a mocnosť snehovej pokrývky. Na príklade uvedených rokov vidíme, že krivka kumulatívnej hodnoty SAT 5 začína rásť až po zániku snehovej pokrývky. Vidíme že v rokoch 2019 a 2021 prvá fenologická fáza zalistenie štartuje pri hodnote SAT 5 okolo 60 °C. V roku 2020 však bola situácia diametrálne odlišná. Snehová pokrývka už začiatkom apríla bola nízka a úplne zanikla už 1. apríla 2020. Perióda teplého jarného počasia trvala od 4. do 13. apríla a podnietila pomerne rýchly nástup vegetačného rozvoja. Od 14. a 15 apríla sa vyskytli záporné teploty (-6 °C) a krátkodobé mrazové situácie sa cyklicky vyskytovali až do 12. mája. 2020. Predpokladáme, že biologická reakcia porastov brusnice čučoriedkovej na podmienky holomrazov posunula vývoj jarných fenologických fáz zalisťovanie a kvitnutie do neskorších dátumov (10 až 26. jún 2020). V roku 2020 preto prvá fenologická fáza zalistenie štartuje pri hodnote SAT 5 okolo 98 °C cca 10 júna. Jarné počasie roku 2020 s výskytom holomrazov vysoko pravdepodobne zapríčinilo aj následný nízky stupeň úrody plodov čučoriedok. Podobné hodnotenia a príklady ako sú naše poznatky a výsledky uvádza aj Wallenius (1999) v podmienkach severnej hranice lesa za polárnym kruhom vo Fínsku (Sodankylä). Zistil, že pre nástup plného kvitnutia čučoriedky je potrebná suma aktívnych teplôt (SAT 5) je 108 °C, čo je podobná hodnota s našim zistením 111 °C. Tento príklad poukazuje ma podobnosť fenologických podmienok subaplpínskeho a subarktického pásma. Kudo (1991) v Japonsku na ostrove Hokkaido v pohorí Daisetsuzan. sledoval tri sezóny vplyv dĺžky bez snehového obdobia na fenologické prejavy viacerých subalpínskych a alpínskych rastlín, okrem iných aj dvoch zástupcov rodu Vaccinium: Vaccinium ovalifolium var alpinum a Vaccinium vitis-idaea. Zistil že dĺžka bez snehovej periódy ovplyvňuje nástup aj trvanie fenologickej fázy. Bokhorst et al. (2011) zistili, že extrémne, krátkodobé zimné oteplenia v oblasti NP Abisko vo Švédsku rýchlo roztápajú sneh a vystavujú ekosystémy nezvyčajne teplému vzduchu (napríklad 2 – 10 °C počas 2 – 14 dní), ale po návrate do normálnej zimnej klímy vystavujú

ekosystém oveľa nižším teplotám v dôsledku straty izolačnej funkcie snehu. Ukázalo sa, že takéto udalosti znižujú reprodukciu rastlín a zvyšujú úmrtnosť výhonkov, ale očakáva sa aj širší vplyv na štruktúru spoločenstiev, rast, bilanciu uhlíka a kolobeh živín. V štúdii autorov Hofmeester *et al.* (2020) sa testovala schopnosť kamerových pascí na sledovanie a kvantifikovanie klimatických premenných, ako aj na fenológiu rastlín a živočíchov. Získali sa údaje zo 193 kamerových jednotiek počas ročnej prevádzky kamerových pascí v severnom Švédsku. Odhady snehovej pokrývky boli presné, ale odhady teploty boli vyššie v porovnaní s miestnou meteorologickou stanicou. Okrem toho určili úrodu bobúľ čučoriedky (*Vaccinium myrtillus*), ako dôležitých zdrojov potravy pre bylinožravce. V tejto štúdii sa ukázal potenciál údajov z kamerových pascí na štúdium fenológie širokého spektra taxónov, čo naznačuje, že globálna sieť kamerových pascí mé veľký potenciál na súčasné sledovanie populácií voľne žijúcich živočíchov a fenológie interakcií medzi zvieratami a rastlinami.

Ako sme už uviedli v metodických častiach tohto článku, na výskumnej ploche Červenec sme fenologické fázy zaznamenávali dvoma technológiami: fenologickými kamerami EMS Brno v rokoch 2019 a 2020, a v roku 2021 prostredníctvom fotopascí Suntek. S fenologickými kamerami EMS sme mali počas rokov 2019 a 2020 technické problémy, ktoré súviseli s výpadkami snímok a s nepresnosťou údajov. Fotografie boli počas nepriaznivého počasia rozmazané v dôsledku zahmlievania skla na ochrannom boxe, čím sa následne stávali nepoužiteľné pre vyhodnotenie fenologických fáz. Taktiež dochádzalo k častým výpadkom 1,5 voltových batérií. Tieto kamery sme vyhodnotili ako nespoľahlivý prostriedok na pozorovanie fenologických fáz vo vysokohorskom prostredí. Fotopasce Suntek, ktoré sme používali od roku 2021 vytvárajú fotografie vo vyššom rozlíšení a aj napriek meteorologickým nástrahám (napríklad tvorba námrazy) sú fotografie kvalitné a vhodné pre zaznamenávanie výšky snehovej pokrývky a fenologických fáz.

Tab. 1: Klimatologické zhodnotenie mesiacov január až október rokov 2019 až 2021 (stanica Červenec 1450 m) a porovnanie priemerných mesačných teplôt vzduchu a mesačných úhrnov zrážok s dlhodobým priemerom (DP) za roky (1988 – 2017).

	2	019	20	20	2021		1988-2017
Mesiac	Priemerná teplota (°C)	odch. dlhod. priem (°C)	Priemerná teplota (°C)	odch. dlhod. priem (°C)	Priemerná teplota (°C)	odch. dlhod. priem (°C)	Priemerná teplota (°C)
január	-8,4	-3,0	-1,7	3,7	-6,5	-1,1	-5,4
február	-2,3	3,0	-3	2,3	-3	2,3	-5,3
marec	-1,2	1,6	-1,7	1,1	-3,3	-0,5	-2,8
apríl	3,4	1,4	3,5	1,5	-0,7	-2,7	2
máj	5,2	-1,8	4,5	-2,5	5,1	-1,9	7
jún	15,2	5,1	11,5	1,4	13,6	3,5	10,1
júl	12,5	0,4	12,5	0,4	15,4	3,3	12,1
august	14,5	2,4	14,6	2,5	11,1	-1,0	12,1
septemb.	8,4	0,9	10,4	2,9	8,8	1,3	7,5
október	6,8	3,0	4,9	1,1	4,3	0,5	3,8
	2	019	2020		20	1988-2017	
Mesiac	Zrážky (mm)	% dlhod. priemeru	Zrážky (mm)	% dlhod. priemeru	Zrážky (mm) % dlhod. priemeru		Zrážky (mm)
január	178,1	187,5	77,4	81,5	119,9	126,3	95
február	59,8	62,9	223,9	235,7	104,8	110,3	95
marec	142,9	120,1	65,2	54,7	103,7	87,2	119
apríl	73,0	78,5	27,3	29,4	93,6	100,6	93
máj	191,6	137,8	257,6	185,3	212,3	152,7	139
jún	95,2	61,0	277,3	177,8	66,3	42,5	156
júl	94,4	50,0	144,9	76,7	165,9	87,8	189
august	146,2	117,0	86,6	69,3	275,7	220,6	125
septemb.	130,8	96,2	208,3	153,2	129,8	95,5	136
október	64.5	65.2	173.6	175.4	26.6	26.8	99





*Obr. 4: Priebeh priemernej dennej teploty v rokoch 2016 – 2021 (v porovnaní s dlhodobým priemerom rokov 1988 – 2017).* 



Obr. 5: Priebeh výšok snehovej pokrývky v zimách 2018/2019; 2019/2020 (získaný kombináciou expedičných meraní a kamery EMS Brno) a v zime 2020/2021 (získané z fotopasce Suntek)











Obr. 6. Priebeh vývoja fenologických fáz (zalistenie, kvitnutie, zrelosť plodov, žltnutie listov a opad listov) brusnice čučoriedkovej (Vaccinium myrtillus) v rokoch 2019, 2020 a 2021. Percento udáva stupeň vývoja fenofázy. Fenologické fázy sú usporiadané podľa ich nástupu v kalendárnom roku.



Obr. 7: Nástup fenologickej fázy zalistenie (10%, 50%, 100%) a fenologickej fázy kvitnutie (10%, 50%, 100%) brusnice čučoriedkovej (Vaccinium myrtillus) v závislosti od priebehu súm aktívnych teplôt nad 5 °C (SAT 5) v roku 2019. Modrou čiarou je označený dátum zániku snehovej pokrývky.

## Záver

V práci sme sa venovali vyhodnoteniu fenologických fáz brusnice čučoriedkovej (*Vaccinium myrtillus* L.) s využitím fenologických kamier a pascí. Digitálne kamerové snímkovanie sme zároveň využili aj na monitorovanie výšky a trvania snehovej pokrývky. Pozorovania sme vykonávali v subalpínskej smrečine na výskumnej ploche Črevenec v Západných Tatrách v nadmorskej výške 1420 m. n. m. V práci ďalej hodnotíme meteorologické ukazovatele: teplota vzduchu, sumy aktívnych teplôt nad 5 °C, zrážky a i., ktoré sú úzko späté s fenologickými cyklami rastlín. Merania sa uskutočnili v rokoch 2019 až 2021. Tieto roky sme medzi sebou porovnali z hľadiska fenologických fáz. U čučoriedky sme sledovali 5 fenologických fáz a to: zalistenie, žltnutiu a opad listov, kvitnutie a zrelosť plodov. Výška snehu a jej trvanie spolu s teplotou vzduchu predstavujú hlavné faktory podmieňujúce časový nástup jarných fenologických fáz. Skorý zánik snehu a následné holomrazy zvyšujú úmrtnosť výhonkov a úrodu bobúľ

čučoriedok. Časový priebeh fenologických fáz nás informuje o meniacich sa klimatických činiteľoch subalpínskeho prostredia. Fenologické snímky sú výborným a efektívnym nástrojom na monitorovanie dynamických a sezónych zmien v ekosystémoch. Na základe viacročných skúseností uprednostňujeme využívanie fotopascí Sunto Suntek, kvôli kvalitnejším snímkam a menším technickým problémom.

## Poďakovanie

Predkladaný príspevok bol vytvorený za podpory projektov: VEGA: 1/0057/22; ďalej APVV-18-0347 a APVV-19-0340.

## Literatúra

- Bartík, M., Sitko, R., Oreňák, M., Slovik, J., & Škvarenina, J. (2014): <u>Snow accumulation and ablation in</u> <u>disturbed mountain spruce forest in West Tatra Mts</u>. *Biologia*, 69(11), 1492–1501.
- Bartík, M., Jančo, M., Střelcová, K., Škvareninová, J., Škvarenina, J., Mikloš, M., & Dagsson Waldhauserová, P. (2016): <u>Rainfall interception in a disturbed montane spruce (Picea abies) stand</u> <u>in the West Tatra Mountains</u>. *Biologia*, 71(9), 1002–1008.
- Bartík, M., Holko, L., Jančo, M., Škvarenina, J., Danko, M., & Kostka, Z. (2019): <u>Influence of mountain</u> <u>spruce forest dieback on snow accumulation and melt</u>. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 67(1), 59–69.
- Bokhorst, S., Bjerke, J. W., Street, L. E., Callaghan, T. V., & Phoenix, G. K. (2011): <u>Impacts of multiple</u> <u>extreme winter warming events on sub–Arctic heathland: phenology, reproduction, growth, and</u> <u>CO2 flux responses</u>. *Global Change Biology*, 17(9), 2817–2830.
- Danáčová M., Danko M. & Lajda D., (2019): Vplyv spôsobu určenia teplotného faktora na simuláciu vodnej hodnoty snehu. *Meteorologický časopis*, 22(1), 11–20.
- Husárová, M., (2022): Fenologické prejavy podrastu horskej smrečiny zisťované pomocou kontinuálnych digitálnych snímok (diplomová práca). Lesnícka fakulta TU vo Zvolene. 72 s.
- Hofmeester, T. R., Young, S., Juthberg, S., Singh, N. J., Widemo, F., Andrén, H., ... & Cromsigt, J. P. (2020): <u>Using by-catch data from wildlife surveys to quantify climatic parameters and timing of</u> <u>phenology for plants and animals using camera traps</u>. *Remote Sensing in Ecology and Conservation*, 6(2), 129–140.
- Jančo, M., Sliacky, F., Vyskot, I., Mikloš, M., Škvareninová, J., & Škvarenina, J. (2019): <u>Využitie</u> <u>fenologických kamier pri monitoringu snehovej pokrývky v horských lesných ekosystémoch</u>. In Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds): *Fenologie, její význam a užití*. Modrá 11. – 12. 4. 2019,vydal VÚMOP v. v. i. Praha, ISBN 978-80-87361-98-6.
- Jančo, M., Mezei, P., Kvas, A., Danko, M., Sleziak, P., Minďáš, J., & Škvarenina, J. (2021): <u>Effect of mature</u> <u>spruce forest on canopy interception in subalpine conditions during three growing seasons</u>. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 69(4), 436–446.
- Krečmer, V. (ed.). (1980). Bioklimatologický slovník terminologický a explikativní. Praha: Academia, 242 s.
- Kudo G. (1991): <u>Effects of snow-free period on the phenology of alpine plants inhabiting snow patches</u>. *Arctic and alpine research*, 23(4), 436-443.
- Oreňák, M., Vido, J., Hríbik, M., Bartík, M., Jakuš, R., & Škvarenina, J. (2013): <u>Intercepčný proces</u> <u>smrekového porastu vo fáze rozpadu v Západných Tatrách</u>. *Zprávy lesnického výzkumu*, 58(4), 360– 369.
- Petrovič, Š. (1972): Počasie a klíma. *Slovensko, časť Príroda*. Bratislava: Obzor, 203–274.

- Seyednasrollah, B., Young, A. M., Hufkens, K., Milliman, T., Friedl, M. A., Frolking, S., & Richardson, A. D. (2019): <u>Tracking vegetation phenology across diverse biomes using Version 2.0 of the PhenoCam</u> <u>Dataset</u>. *Scientific data*, 6(1), 222.
- Škvareninová, J. (2013): *Vplyv zmeny klimatických podmienok na fenologickú odozvu ekosystémov.* 1. vyd. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, 2013. 132s. ISBN 978-80-228-2598-6.
- Škvareninová, J., Čaňová, I., Domčeková, D., Leštianska, A., Melo, M., Mezeyová, I., Mezey, J., Paule, L., Pokladníková, H., Rožnovský, J., Slobodník, B., Středa, T., Střelcová, K., Šiška, B., Škvarenina, J., (2009): *Fenológia rastlín v meniacich sa podmienkach prostredi*a. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, 2009. 102 s. ISBN 978-80-228-2059-2.
- Vido, J., Šustek, Z. (2021): Sucho a biodiverzita. Prievidza, Zvolen: Oikos, 110 s. ISBN 978-80-973746-3-1.
- Wallenius, T. H. (1999): <u>Yield variations of some common wild berries in Finland in 1956—1996</u>. *Annales Botanici Fennici*, 36(4), 299:314.

## Abstract

# Snow cover monitoring using continuous digital imagery: influence on the spring phenological manifestation of European blueberry (*Vaccinium myrtillus*) in the mountain spruce forest of the Western Tatras

In this paper, we investigate snow cover monitoring in relation to the evaluation of the phenological phases of European blueberry (Vaccinium myrtillus L.), using phenological cameras and camera traps. The observations were carried out at the research site Črevenec in the Western Tatras at an altitude of 1420 m a.s.l. In the work we further evaluate meteorological parameters: air temperature, sums of active temperatures above 5 °C, precipitation, etc., which are closely related to the phenological cycles of plants. Measurements were carried out between 2019 and 2021. We compared these years with each other in terms of hydrometeorological conditions and phenological phases. The growing degree days, and the snow depth and duration of snow cover were also found to be important. Phenologically, we evaluated 5 phenological phases: leaf unfolding, leaf colouring, leaf fall, flowering and ripe fruits.

**Keywords:** Phenological phases, Phenological camera, Camera trap, Meteorological elements, Growing degree days

## Odkud pochází voda v Plešném jezeře?

Marek Kopáček<sup>1,2</sup>, Petr Porcal<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Biologické centrum AV ČR, Hydrobiologický ústav, Na Sádkách 7, 370 06 České Budějovice
<sup>2</sup> Katedra biologie ekosystémů, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Přírodovědecká fakulta, Branišovská 1760, 370 05 České Budějovice

## Úvod

Plešné jezero a jeho povodí leží na severovýchodním svahu nejvyššího českého vrcholu Šumavy, hory Plechý. Biologické centrum AV ČR, Hydrobiologický ústav pravidelně monitoruje množství srážek dopadajících na tři srážkoměrné plochy v povodí jezera. Pravidelný monitoring zahrnuje i monitoring sledování známých přítoků, z nichž 3 jsou povrchové a jeden podpovrchových přítoků. V letech 2020–2022 jsme použili tři přístupy odhadu podílu podzemní vody ve vodní bilanci Plešného jezera. Jednalo se o bilance <sup>222</sup>Rn a bilanci stabilních izotopů vody a "end-mixing" model využívající poměry stabilních izotopů olova a vody.

Hydrologické bilance 222Rn a stabilních izotopů vodíku ( $\delta$ 2H) a kyslíku ( $\delta$ 18O) byly založeny na kontinuálním měření odtoku z Plešného jezera pomocí automatické meteorologické stanice a na pravidelném měření aktivity 222Rn a izotopů vodíku a kyslíku v hloubkovém profilu jezera a ve známých přítocích. Aktivita 222Rn a zastoupení stabilních izotopů  $\delta$ 2H a  $\delta$ 18O byly stanovovány v pravidelném třítýdenním intervalu v odtoku, povrchových přítocích, v podzemní vodě, v hladinovém vzorku a podél hloubkových profilů v nejhlubším místě jezera (17 m) a v roce 2020 i v přítokové části jezera (10 m).

## Bilance <sup>222</sup>Rn

Hydrologická bilance 222Rn lze vyjádřit rovnicí:

$$Q_{podz}C_{podz} + Q_{povrch}C_{povrch} + F_{sed}A_{sed} - F_{hlad}A_{hlad} - \lambda_{Rn}V(C_{jezero}) = 0$$
(1)

kde Qpodz je přítok podzemní vody (m3 d-1), Cpodz je koncentrace radonu v podzemní vodě (Bg m-3), Qpovrch je přítok povrchové vody (m3 d-1), Cpovrch je koncentrace radonu v povrchových přítocích (Bq m-3), Fsed je tok Rn ze sedimentu (Bq m-2 d-1), Ased je plocha dna jezera (38069 m2), kde je předpokládaná sedimentace, Fhlad je emanace radonu do atmosféry (Bq m-2 d-1), Ahlad je plocha hladiny (72320 m2), λRn je rychlostí konstanta rozpadu Rn v jezeře (d-1), V je objem jezera (553338 m3) a Cjezero je průměrná koncentrace Rn v jezeře (Bq m-3). Objem a plochy jednotlivých hloubek byly převzaty z (Šobr and Jánský 2016). Emanace radonu do atmosféry (Fhlad) byla vypočtena s pomocí odhadu rychlosti větru nad hladinou založené na údajích z nejbližších meteorologických stanic (Černá v Pošumaví a Churáňov) podle postupu popsaného v (Arnoux et al. 2017). Tok radonu ze sedimentu byl vypočten z rovnovážné koncentrace Rn v sedimentu a nade dnem s použitím difuzního koeficientu 1·10-9 m2 s-1 podle (Kluge et al. 2012, Corbett et al. 1997). Pokles aktivity Rn v jezeře byl počítán na základě rychlostní konstanty rozpadu Rn a změny koncentrace Rn v jednotlivých hloubkách jezera. Bilance 222Rn byla počítána v denním kroku, chybějící hodnoty byly doplněny lineární interpolací sousedních změřených hodnot. Průtok v povrchových přítocích byl odhadnut v poměru k odtoku na základě jejich poměru k odtoku ve dnech vzorkování. Přítok podzemní vody (Qpodz) byl vypočten na základě rovnice (1) pro jednotlivé hloubkové segmenty v denním kroku.

Podíl podzemní vody vtékající do Plešného jezera byl vypočten:

$$g = \frac{Q_{podz}}{O + E - P} \tag{3}$$

kde g je podíl podzemní vody, Qpodz je přítok podzemní vody (m3 d-1), O je měřený odtok (m3 d-1), E je vypočtený odpar (m3 d-1) a P jsou měřené srážky dopadlé na hladinu jezera (m3 d-1).

Stanovení odparu z jezera bylo založeno na tepelné bilance jezera vypočtené na základě vertikální zonace jezera a měřených teplotních profilů (Yao 2009). Interpolace v denním kroku mezi odběrovými dny byla vypočtena na základě odhadu odparu založeného na Hamonově metodě využívající zeměpisnou šířku, datum a aktuální teplotu vzduchu (Yao and Creed 2005).

## Bilance <sup>18</sup>O a <sup>2</sup>H

Bilance pomocí stabilních izotopů vody byla vypočtena podle rovnice (Gilath Ch. 1983, Jasechko, Gibson and Edwards 2014):

$$V\frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L \frac{dV}{dt} = I\delta_I + P\delta_P - Q\delta_Q - E\delta_E$$
(4)

kde V je objem jezera, t čas, dV změna objemu za časový interval dt, l přítok do jezera, Q je odtok z jezera, E odpar z plochy jezera, P srážky a  $\delta L$ ,  $\delta I$ ,  $\delta Q$ ,  $\delta P$  a  $\delta E$  je izotopové složení jezera, přítoků, odtoku, srážek a odparu.

Zatímco izotopové složení přítoku, odtoku, jezera a srážek lze snadno změřit, izotopové složení odparu ( $\delta$ E) nelze. Pro výpočet izotopového složení odparu z jezera byla použita zjednodušená rovnice Craig-Gordonova modelu (Craig, Gordon and Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and 1965, Gonfiantini 1986, Gibson, Birks and Edwards 2008):

$$\delta_E = \frac{1}{1 - h + \varepsilon_K} \left( \frac{\delta_L - \varepsilon^+}{\alpha^+} - h \delta_A - \varepsilon_K \right)$$
(5)

kde h je relativní vlhkost vzduchu, α+ rovnovážná izotopová frakcionace kapalina-pára (Horita and Wesolowski 1994) (v případě δ2H, 1000 ln α+ = 1158.8(T3/109) – 1620.1(T2/106) + 794.84(T/103) – 161.04 + 2.9992(109/T3) a v případě δ18O, 1000 ln α+ = -7.685 + 6.7123(103/T) – 1.6664(106/T2) + 0.35041(109/T3), kde T je teplota vzduchu ve stupních Kelvina),  $\varepsilon$ + rovnovážná izotopová separace mezi kapalinou a párou (ze vztahu  $\varepsilon$ + = (α+ - 1)),  $\varepsilon$ K ekvivalentní kinetická izotopová separace na základě experimentů ve větrném tunelu (Gonfiantini 1986) a  $\delta$ A izotopové složení okolní atmosférické páry ( $\delta$ A = ( $\delta$ P -  $\varepsilon$ +)/α+, kde  $\delta$ P je izotopové složení srážek) (Gibson et al. 2008).

Podíl podzemní vody (%), která vtéká do Plešného jezera, byl poté vypočten pomocí dvousložkového směšovacího modelu (rovnice 6) za využití rozdílného izotopové složení povrchového a podpovrchového přítoku do jezera.

$$\delta_I = (1 - x)\delta_{IS} + x\delta_{IG} \tag{6}$$

kde δI je izotopové složení celkového přítoku do Plešného jezera, δIS a δIG jsou izotopová složení povrchových a podpovrchových přítoků do jezera.

#### **End-mixing model**

Stabilní izotopy olova a vody byly použity ke stanovení podílu povrchových, podzemních a srážkových vod na jejich množství ve vzorcích vody odebraných z odtoku a hladiny. Použitý bayesiánský end-mixing model předpokládá, že výsledné izotopové složení vzorků je kombinací různých zdrojů s odlišným izotopovým složením. Pro tento model jsme použili poměry stabilních izotopů olova 206Pb, 207Pb, 208Pb a izotopy vody δ2H a δ18O stanovené ve vzorcích z pravidelných odběrů v letech 2021 a 2022,

(celkem 34 odběrů). Výpočty byly prováděny v balíčku simmr (Bayesian stable isotope mixing models) v prostředí R (Parnell et al. 2013, R Core Team 2023, Parnell and Govan 2023).

## Výsledky

Odhad množství podzemních vod přitékajících do Plešného jezera pomocí bilance 222Rn byl proveden od jarního tání až do podzimního míchání roku 2020. V daném období se monitorovaný denní odtok pohyboval v rozmezí od 26 do 11698 m3 d-1, vypočtený odpar z hladiny se pohyboval od 31 do 277 m3 d-1 a vypočtený podzemní přítok se pohyboval v rozmezí od 119 do 883 m3 d-1 (obr. 1). Největší přítok podzemní vody byl zaznamenán v koncem dubna a na počátku května, tj. v období kdy docházelo k výraznému tání sněhu. V dalších měsících přítok podzemní vody poklesl a jeho oscilace souvisela s intenzitou srážek a nasycením půdního profilu. Koncem srpna a v druhé polovině září byla podzemní voda jediným hlavním přítokem do Plešného jezera.

Podíl podzemní vody vypočtený z 222Rn bilance na celkovém přítoku vyjádřeném součtem povrchového a podzemního přítoku a srážek na hladinu se během sledovaného období pohyboval v rozmezí 2 až 100 %, průměr byl 26 % a medián 18 %.



Obr. 1 – Množství srážek, přitékající podzemní vody a kombinace odtékající vody a odparu z Plešného jezera během sledovaného období 222Rn bilance v roce 2020.

Bilancí stabilních izotopů kyslíku a vodíku za použití dvousložkového směšovacího modelu vychází podíl podzemní vody na celkové vodní bilanci Plešného jezera v letech 2020–2022 v průměru 28 %.

Bayesiánský end-mixing model umožňuje kombinace více stopovacích proměnných (Tab. 1). Při volbě izotopů olova jako stopovací proměnné ve všech jejich kombinacích představoval byl podíl povrchové vody na složení vzorků z hladiny a odtoku 44 % se směrodatnou odchylkou 1,1 – 1,7 %, podíl podzemní vody na složení vzorků z hladiny a odtoku byl 25–39 % se směrodatnou odchylkou 10–14 %, podíl povrchové vody činil 44 % se směrodatnou odchylkou 1,1–1,7 % a podíl srážek byl 17–37 % se směrodatnou odchylkou 11–15 %. Velké odchylky u podílu podzemní a srážkové vody při použití této metody jsou způsobeny výrazně nižší koncentrací Pb v podzemní a srážkové vodě. Lepším přístupem je použití izotopových poměrů, při němž eliminujme vliv koncentrace, za předpokladu odlišného poměru ve zdrojových vzorcích. V tomto případě byl podíl povrchové vody byl 66–85 %, podíl podzemní vody byl 4–9 % a podíl srážek byl 6–38 % (tab. 1).

Podobně lze využít i stabilní izotopy vody, v jejichž případě vyšel podíl povrchové vody 80–85 %, podzemní vody byl 10–13 % a srážkové vody byl 5–7 % (Tab. 1).

Při kombinaci izotopových poměrů Pb a stabilních izotopů vody byl modelovaný podíl povrchové vody 69–87 %, podíl podzemní vody byl 5–8 % a podíl srážkové vody byl 4–24 % (tab. 1).

Odhady podílu povrchových, podzemních a srážkových zdrojů na složení vzorků odebraných z hladiny a přítoku Plešného jezera byly vypočteny pro roky 2021 a 2022 a jejich přímé porovnání s bilancí 222Rn je obtížné. Pokud však z bilance 222Rn z roku 2020 použijeme pouze bodové vzorky ve dnech odběrů bude průměrný podíl povrchové vody 67 %, podzemní vody 26 % a srážkové 13 %.

Zatímco odhad podílu srážkových vod s použitím těchto modelů byl podobný jako průměr 12 % získaný bilancí vody pro období 2000–2018, poměrné zastoupení povrchové a podzemní vody se lišilo. V případě použití end-mixing modelu pro jezera může být v případě jezer výsledek ovlivněn neznámou dobou zdržení vody v jezeře, která má vliv na změnu koncentrace či podílu sledované veličiny z důvodu frakcionace, sedimentace a odparu. Nezohledněním těchto vlivů dochází k podhodnocení či nadhodnocení podílu jednotlivých zdrojů. Například v případě odparu, kdy koncentrace prvků ve vodě roste, je nadhodnocen podíl zdrojů s nižší koncentrací či podílem. V bilančních studiích je odpar zohledněn a průměrný podíl podzemní vody vychází 20 nebo 28 % v případě bilance pomocí 222Rn a izotopů vody.

Proměnná 1	Proměnná 2	Proměnná 3	Proměnná 4	Povrchová voda	Podzemní voda	Srážky
<sup>206</sup> Ph	-		•	43 + 1.6 %	25 + 14 %	33 + 15 3 %
<sup>207</sup> Pb				43 ± 1.7 %	$27 \pm 13.7\%$	$30 \pm 15.1 \%$
<sup>208</sup> Pb				43 ± 1.6 %	21 ± 12.4 %	37 ± 13.7 %
<sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb			43 ± 1.3 %	33 ± 12.3 %	23 ± 13.5 %
<sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb			43 ± 1.3 %	34 ± 12.3 %	23 ± 13.4 %
<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb			44 ± 1.4 %	34 ± 12.1 %	22 ± 13.3 %
<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb		44 ± 1.1 %	39 ± 9.7 %	17 ± 10.6 %
<sup>207/206</sup> Pb				65 ± 4.3 %	9 ± 2.1 %	26 ± 3.1 %
<sup>208/206</sup> Pb				54 ± 6 %	8 ± 1.6 %	38 ± 5 %
<sup>206/207</sup> Pb				63 ± 4.3 %	8 ± 1.9 %	28 ± 3.3 %
<sup>208/207</sup> Pb				86 ± 3 %	9 ± 1.9 %	6 ± 2.8 %
<sup>206/208</sup> Pb	<sup>207/208</sup> Pb			69 ± 4.1 %	4 ± 0.8 %	26 ± 3.9 %
<sup>207/206</sup> Pb	<sup>208/206</sup> Pb			66 ± 3.8 %	6 ± 1.4 %	29 ± 3 %
δ²H				82 ± 4.3 %	13 ± 3.6 %	6 ± 2.9 %
δ <sup>18</sup> Ο				80 ± 5.1 %	13 ± 3.9 %	7 ± 4.1 %
δ²H	δ <sup>18</sup> Ο			85 ± 3.7 %	10 ± 3.1 %	5 ± 2.5 %
<sup>207/208</sup> Pb	$\delta^2 H$	δ <sup>18</sup> Ο		87 ± 2.5 %	8 ± 1.7 %	4 ± 2.1 %
<sup>207/206</sup> Pb	δ²Η	δ <sup>18</sup> Ο		74 ± 4.9 %	7 ± 1.9 %	18 ± 4.1 %
<sup>207/208</sup> Pb	<sup>206/208</sup> Pb	δ18Ο		73 ± 5.7 %	5±1%	22 ± 5.6 %
<sup>207/206</sup> Pb	$\delta^2 H$	<sup>208/206</sup> Pb		69 ± 3.9 %	7 ± 1.4 %	24 ± 3.2 %
<sup>207/208</sup> Pb	<sup>206/208</sup> Pb	$\delta^2 H$	δ18Ο	81 ± 5 %	5 ± 1.1 %	13 ± 5 %
<sup>207/206</sup> Pb	<sup>208/206</sup> Pb	$\delta^2 H$	δ <sup>18</sup> Ο	71 ± 3.9 %	6 ± 1.4 %	23 ± 3.3 %

Tabulka 1 – Výsledky bayesiánského end-mixing modelu pro různé kombinace stopovacích
proměnných.

## Závěry

Kombinací různých metod vychází, že průměrný podíl podzemní vody na přítocích do Plešného jezera se pohybuje v rozmezí 4–39 % v závislosti na použité metodě.

Metoda využívající radon jako přírodní stopovací látku je vhodná pro odhad množství podzemních vod pro oblasti s přirozeně zvýšeným uvolňováním Rn z podloží, jinak je ovlivněna limitací detekčním limitem při stanovení Rn ve vodě. Pro hrubý odhad je vhodné zvolit období roku s typickým průběhem průtoku pro danou lokalitu a vyhnout se extrémům, což v případě šumavského jezera je období jarního tání. Pro hrubý odhad postačuje několik odběrů.

Metoda využívající stabilní izotopy vody je také vhodná, ale vyžaduje delší časové období, aby byl vyrovnán vliv zdržení podzemní vody v porovnání se srážkami.

Metoda end-mixing nezahrnuje odpar a je tak v porovnání s bilančními studiemi méně přesná.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou programu AV 21 (téma: Voda v krajině) a grantu 22-05421S Grantové agentury ČR.

## Literatura

- Arnoux, M., E. Gibert-Brunet, F. Barbecot, S. Guillon, J. Gibson & A. Noret (2017) <u>Interactions</u> <u>between groundwater and seasonally ice-covered lakes: Using water stable isotopes and radon-222 multilayer mass balance models</u>. *Hydrological Processes*, 31, 2566-2581.
- Corbett, D., W. Burnett, P. Cable & S. Clark (1997) <u>Radon tracing of groundwater input into Par Pond</u>, <u>Savannah River Site</u>. *Journal of Hydrology*, 203, 209-227.
- Craig, H., Gordon L. I. (1965) Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies. Pisa: Consiglio nazionale delle richerche, Laboratorio de geologia nucleare.
- Gibson, J., S. Birks & T. Edwards (2008) <u>Global prediction of delta(A) and delta H-2-delta O-18</u> <u>evaporation slopes for lakes and soil water accounting for seasonality</u>. *Global Biogeochemical Cycles,* 22.
- Gilath, Ch., Gonfiantini., R. (1983) Lake dynamics. In C. H. Mortimer. ed. <u>*Guidebook on Nuclear*</u> <u>*Techniques in Hydrology*</u>, 129–161. Vienna: Int. At. Energy Agency.
- Gonfiantini, R. 1986. <u>Chapter 3 Environmental isotopes in lake studies</u>. In P. Fritz & J. C. Fontes, *eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Volume 2: The Terrestrial Environment, B.* Amsterdam: Elsevier, 113-168.
- Horita, J. & D. Wesolowski (1994) <u>Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of</u> <u>water from the freezing to the critical-temperature</u>. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 58, 3425-3437.
- Jasechko, S., J. Gibson & T. Edwards (2014) <u>Stable isotope mass balance of the Laurentian Great</u> <u>Lakes</u>. *Journal of Great Lakes Research*, 40, 336-346.
- Kluge, T., C. von Rohden, P. Sonntag, S. Lorenz, M. Wieser, W. Aeschbach-Hertig & J. Ilmberger (2012) <u>Localising and quantifying groundwater inflow into lakes using high-precision Rn-222 profiles</u>. *Journal of Hydrology*, 450, 70-81.
- Kopacek, J., R. Bace, J. Hejzlar, J. Kana, T. Kucera, K. Matejka, P. Porcal & J. Turek (2020) <u>Changes in</u> <u>microclimate and hydrology in an unmanaged mountain forest catchment after insect-induced</u> <u>tree dieback</u>. *Science of the Total Environment*, 720.
- Parnell, A. & E. Govan. 2023. *simmr: A Stable Isotope Mixing Model*.
- Parnell, A. C., D. L. Phillips, S. Bearhop, B. X. Semmens, E. J. Ward, J. W. Moore, A. L. Jackson, J. Grey, D. J. Kelly & R. Inger (2013) <u>Bayesian stable isotope mixing models</u>. *Environmetrics*, 24, 387-399.

- <u>R: A Language and Environment for Statistical Computing</u>. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Šobr, M. & B. Jánský (2016) <u>The morphometric parameters of glacial lakes in the Bohemian Forest</u>. *Silva Gabreta*, 22, 31-61.
- Yao, H. & I. Creed (2005) <u>Determining spatially-distributed annual water balances for ungauged</u> <u>locations on Shikoku Island, Japan: a comparison of two interpolators</u>. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 50, 245-263.
- Yao, H. (2009) <u>Long-Term Study of Lake Evaporation and Evaluation of Seven Estimation Methods:</u> <u>Results from Dickie Lake, South-Central Ontario</u>, Canada. *Journal of Water Resource and Protection*, 01, 59-77.

## Vplyv horského smrekového lesa na intercepciu zrážok v priebehu troch vegetačných období

Martin Jančo<sup>1</sup>, Michal Chrenek<sup>1,2</sup>, Patrik Sleziak<sup>1</sup>, Michal Danko<sup>1</sup>, Ladislav Holko<sup>1</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>3</sup>

 <sup>1</sup> Ústav hydrológie, v. v. i., Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava
 <sup>2</sup> Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Ústav krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Tulipánová 7, 949 76 Nitra

<sup>3</sup> Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen

## Abstrakt

Intercepčný proces v horskom smrekovom poraste zohráva kľúčovú úlohu pri rozložení podkorunových zrážok. Prírodný horský smrekový les, kde sa realizujú merania podkorunových zrážok a zrážok voľnej plochy sa nachádza na hornej hranici lesa v nadmorskej výške 1420 m n. m. v Západných Tatrách. Príspevok podáva vyhodnotenie intercepčného procesu v prírodnom dospelom smrekovom poraste v priebehu vegetačných období 2018 – 2020 (máj – október). V zrážkovo-intercepčnom procese zohráva dôležitú úlohu množstvo a rozloženie zrážok v priebehu vegetačných období. V priebehu vegetačných období 2018 a 2020 intercepcia vykazovala najnižšie hodnoty v zóne odkvapu z korún, pričom v zrážkovo podnormálnom období 2019 najnižšiu intercepciu dosahovala porastová medzera. V zóne pri kmeni dosahuje intercepcia najvyššie hodnoty v každom vegetačnom období. V hodnotených vegetačných obdobiach intercepcia dosahovala v porastovej medzere hodnoty v rozsahu 19,6 – 24,1 %, v zóne odkvapu z korún 8,3 – 22,2 % a v zóne pri kmeni 45,7 – 51,6 % z úhrnu zrážok voľnej plochy.

Kľúčové slová: podkorunové zrážky, intercepcia, dospelý smrekový porast

## Úvod

Atmosférické zrážky sú v našich podmienkach pre lesy takmer jediným príjmovým komponentom vodnej bilancie (Minďáš, 2003). Vstupom zrážok do lesného ekosystému dochádza ku kontaktu s vegetáciou a k ich výraznej diferenciácii: časť zrážok sa zachytáva v korunách stromov, krov a bylinnej vegetácii, ďalšia časť steká po kmeňoch a časť zrážok preniká až k pôdnemu povrchu, a to buď priamym prienikom medzerami v korunách stromov alebo odkvapkávaním z nasýteného povrchu vegetácie (Arnell, 2002; Chang, 2013; Klamerus et al., 2020). Vodný režim lesných porastov je taktiež určovaný zrážkovými pomermi danej lokality, ako aj vlastnosťami pôd a porastu. Z vlastností porastu má pre bilanciu vody v ekosystéme najväčší význam množstvo a rozloženie asimilačnej plochy. Tá podmieňuje množstvo transpirácie, ako aj zadržiavanie zrážok na jej povrchu – intercepciu (Bruijnzeel, 2004; Landsberg, Waring, 2014; Shelton, 2009). Intercepcia je proces, pri ktorom je časť zrážkovej vody zadržaná na povrchu drevín alebo rastlín. Táto voda sa neinfiltruje do pôdy ani neodtečie vo forme povrchového odtoku. Preto je množstvo zachytených zrážok, ktoré sa po vyparení vracia do atmosféry, často nazývané ako intercepčná strata (Dohnal et al., 2014; Gregersen et al., 2007; Ward, Trimble, 2003). Z hľadiska vodnej bilancie je intercepcia zrážok v smrekových porastoch značne významná. Jej veľkosť sa však v orograficky a výškovo členitom území mení. Významne negatívnu úlohu má intercepcia v nižšie položených smrekových lesoch. Naproti tomu v horských polohách sa intercepčný proces kvapalných zrážok mení vplyvom horizontálnych zrážok z hmly a intercepcia prechádza od charakteru výrazne zápornej položky vodnej bilancie porastov až k charakteru položky kladnej (Bartík et al., 2016; Kantor, 1981; Krečmer, 1973; Krečmer et al., 1981). Problematike intercepčných ztrát v lesníckej hydrológii sa už dlhšiu dobu venuje značná pozornosť. Napriek tomu nemáme doteraz dostatok spoľahlivých kvantitatívnych údajov hlavne zo špecifických horských biotopov. Jedným z nich sú aj klimaxové horské smrečiny rastúce v podmienkach extrémnej horskej klímy pod hornou hranicou lesa (Minďaš et al., 2018; Šípek et al., 2020). Horské smrekové lesy plnia celý rad významných ekosystémových služieb v krajine (akumulácia snehu, ochrana pred lavínami, eróziou pôdy a i.) ako to uvádzajú napr. Fleischer et al. (2017); Seidl et al. (2019). Nastupujúce zmeny klímy sprevádzané prírodnými hazardami ako extrémne teploty, sucho, víchrice a následne vyvolané kalamity podkôrneho hmyzu podmieňujú masívny veľkoplošný rozpad fragilných horských smrečín (Grodzki et al., 2006; Hroššo et al., 2020). Mnohé novšie práce začínajú poukazovať aj na zmenu základných hydrických a ekologických funkcií takto postihnutých oblastí (Bartík et al., 2016; 2019; Hotový, Jeníček, 2020; Švihla et al., 2016; Černohous et al., 2018). Aj z týchto dôvodov je potrebné detailne skúmanie vodnej bilancie horských smrečín, intercepcie nevynímajúc. Cieľom príspevku je zhodnotenie intercepčných strát živého smrekového porastu v priebehu vegetačných období 2018 – 2020.

## Materiál a metódy

Výskumná plocha leží v Západných Tatrách, v Jaloveckej doline, v klimaxovej smrečine (z. š. 49.183617°N, z. d. 19.641944°E, nadmorská výška 1 420 m n. m.). Pre Jaloveckú dolinu je charakteristický štvrtohorný glaciálny reliéf. Územie výskumnej plochy je situované na geologickom rozhraní kryštalinika a mezozoika Vnútorných Západných Karpát. Z hornín kryštalinika prevládajú prevažne granodiority a ruly. Na nich sa nachádzajú pôdy ako kambizemné podzoly, sprievodné litozeme a rankre. Z hornín mezozoika sú to prevažne vápence a dolomity, na ktorých sa vyskytujú kambizemné rendziny (Bartík et al., 2014; 2016). Priemerná ročná teplota vzduchu na Červenci je 3,0 ° C a dlhodobý ročný úhrn zrážok je 1450 mm (Danáčová et al., 2019). Najrozšírenejšou vegetačnou pokrývkou výskumnej plochy sú lesné ekosystémy. Dominantným druhom dreviny je v súčasnom druhovom zastúpení smrek obyčajný (*Picea abies*, L). Na miestach so zníženým zápojom a v podraste rastie jarabina vtáčia (*Sorbus aucuparia* L.), kríčky ostružiny malinovej (*Rubus ideaus* L.), brusnice čučoriedkovej (*Vaccinium myrtillus* L.) a prirodzené zmladenie smreka. Plocha má juhovýchodnú expozíciu so sklonom 20 - 33° a rozlohu približne 0,3 ha. Priemerná výška stromov v 130 a viac ročnom poraste je 26,8 m a priemerná stredná hrúbka kmeňa je 40,5 cm, zakmenenie je nízke, okolo 0,6 (Oreňák et al., 2013).

Záznam množstva nameraných atmosférických zrážok prebiehal vo vegetačných obdobiach 2018 – 2020. Vegetačné obdobie začína v priebehu mája a končí približne koncom októbra v závislosti od meteorologických podmienok. Zber experimentálnych dát prebiehal približne v dvojtýždňových intervaloch. Na meranie kvapalných zrážok používame desať normalizovaných československých štandardných zrážkomerov (METRA). Základné rozdelenie meraní, ktoré vykonávame je meranie zrážkových úhrnov na voľnej ploche (priestranstve) a v lesnom poraste. Jeden štandardný zrážkomer METRA je umiestnený na voľnej ploche, ktorá je situovaná v dostatočnej vzdialenosti od lesného porastu, aby sa obmedzil, prípadne eliminoval vplyv okolitých stojacich stromov na množstvo zrážok v závislosti od prúdenia vzduchu. V lesnom poraste sú zrážkomery z dôvodu heterogenity jeho štruktúry umiestnené v porastovej medzere (GAP), v zóne odkvapu z korún (CROWN) a v zóne pri kmeni (STEM). V poraste sú v každej z týchto troch lokalít umiestnené tri zrážkomery. Porastová medzera je charakterizovaná, ako nezapojený priestor v poraste bez stromov o rozlohe asi 20 až 30 m<sup>2</sup>. V tomto priestore sú zrážkomery umiestnené v jej strede. Zóna odkvapu z korún predstavuje zrážky,

ktoré sa zachytia v povrchových častiach koruny a po nasýtení korunového priestoru stekajú do podkorunového priestoru. V zóne pri kmeni sú zrážkomery umiestnené v tesnej blízkosti kmeňa. Zaznamenané úhrny podkorunových zrážok počas jednotlivých meraní boli najprv vyjadrené ako aritmetický priemer pre každú lokalitu v poraste. Intercepčná strata v mm bola vypočítaná ako rozdiel medzi úhrnmi zrážok na voľnej ploche a podkorunovými zrážkami. Všetky analýzy a grafické zobrazenia sa uskutočňovali pomocou programov Statgraphics Centurion 16, Statistica 12 a Microsoft Excel 2016. Pri porovnaní rovnosti priemerov dvoch závislých vzoriek sme najskôr museli zistiť, či údaje (intercepcia v %) vykazujú normálne rozdelenie. Na zistenie, či údaje pochádzajú z normálneho rozdelenia, sme použili Shapiro-Wilkov test. Ak hodnota P ≥ 0,05, údaje vykazovali normálne rozdelenie. Ak porovnávané vzorky vykazovali normálne rozdelenie, použili sme Studentov párový t-test. Pokiaľ distribúcia jednej z porovnávaných vzoriek nebola normálna, použili sme neparametrický Wilcoxonov párový test. Hladina významnosti ( $\alpha$ ) v teste bola vo všetkých prípadoch stanovená na 95 %, takže ak je hodnota P  $\leq$  0,05, potom môžeme povedať, že rozdiel medzi jednotlivými vzorkami je štatisticky významný. Pomocou korelačnej a regresnej analýzy sme určili závislosť intercepčnej straty v poraste (mm) na základe úhrnov zrážok voľnej plochy. Štatistická významnosť lineárneho vzťahu medzi vzorkami sa testovala analýzou rozptylu na 95 % hladine spoľahlivosti. Ak bola hodnota P ≥ 0,05, vzťah nebol štatisticky významný.

## Výsledky a diskusia

Množstvo zrážok má výrazný vplyv na hodnoty intercepcie počas hodnotených vegetačných období 2018, 2019 a 2020. Rozloženie podkorunových zrážok v rámci prirodného smrekového porastu s redukovaným zakmenením vykazuje značnú heterogenitu. Zaznamenané hodnoty intercepcie počas vegetačných období značne kolíšu. V porastovej medzere (GAP) sme vo vegetačnom období 2018 zaznamenali hodnoty intercepcie v rozmedzí 4,4 – 40,0 %, vo vegetačnom období 2019 -7,0 – 39,3 % a vo vegetačnom období 2020 -13,3 – 32,3 % z úhrnu zrážok voľnej plochy. Ďalej v porastovej medzere sa vyskytovali vo vegetačnom období 2019 dve a vo vegetačnom období 2020 jedna situácia, kedy nameraný úhrn zrážok v poraste prevyšoval úhrn zrážok voľnej plochy. Dané situácie mohli byť spôsobené vplyvom vetra, ktorý transportoval zrážky zachytené v korunovom priestore do priestoru porastovej medzery.



*Obr. 1: Intercepcia [%] v porastovej medzere (GAP), v zóne odkvapu z korún (CROWN) a v zóne pri kmeni (STEM) počas vegetačných období 2018 – 2020.* 

V zóne odkvapu z korún sme zaznamenali najvyššiu variabilitu intercepcie. Jedným z faktorov, ktorý vplýva na hodnoty intercepcie počas vegetačného obdobia je výskyt hmlových (horizontálnych) zrážok (Krečmer, 1973; Holko et al., 2009; Vorčák et al., 2009; Minďáš et al., 2018). Ich pôsobenie sa prejavuje najvýraznejšie na tejto lokalite, kedy sme za všetky hodnotené obdobia zaznamenali päť prípadov, kedy úhrn podkorunových zrážok prevyšoval úhrn zrážok voľnej plochy. Vyšší úhrn podkorunových zrážok sa vyskytoval vždy na začiatku každého vegetačného obdobia (dvojtýždňová perióda), pričom 21.5. 2020 sme pri meraní zistili až o 42,9 % vyšší úhrn podkorunových zrážok ako úhrn zrážok na voľnej ploche (obr. 1.). Ďalší vyšší úhrn podkorunových zrážok sme zaregistrovali 28.7. 2018 pri najvyššom zaznamenanom dvojtýždňovom úhrne zrážok voľnej plochy (232,4 mm) zo všetkých troch hodnotených období. Okrem toho horizontálne zrážky svojím spolupôsobením znižujú skropnú kapacitu porastu. Rozsah hodnôt intercepcie v zóne odkvapu z korún sa vo vegetačnom období 2018 pohyboval od -17,9 do 53,7 %, vo vegetačnom období 2019 od -17,3 do 64,3 % a vo vegetačnom období 2020 od -42,9 do 56,7 %. Bartík et al. (2016) uvádzajú na tejto lokalite v priebehu vegetačného obdobia 2014 v živom poraste, v zóne odkvapu z korún z 12 zrealizovaných meraní 8 krát vyšší úhrn podkorunových zrážok ako na voľnej ploche. Krečmer (1968) uvádza vo vegetačných obdobiach (1962 až 1966) v jednotlivých mesiacoch v zapojenej smrečine v Orlických horách (960 m n. m.) výraznú variabilitu intercepcie od nadlepšenia podkorunových zrážok o 28,0 % až po intercepciu 25,0 %. Fojt, Krečmer (1975) na rovnakej lokalite uvádzajú obohatenie horizontálnymi zrážkami počas vegetačného obdobia (6 mesiacov) o 15,0 %. Kantor (1981) na rovnakej lokalite uvádza počas vegetačného obdobia 1978 počas zrážkových udalostí s výskytom hmly zápornú intercepciu 2,0 %. Lovett et al. (1982) uvádzajú obohatenie zrážkovou vodou o 450 mm ročne (20 % z ročného úhrnu), v nadmorskej výške nad 1200 m v poraste duglasky, v severnej časti Nového Anglicka. Harr et al. (1982) uvádzajú nadlepšenie o 880 mm (30 % z ročného úhrnu) v Oregone, v nadmorskej výške nad 1200 m a taktiež v poraste duglasky. V zóne pri kmeni intercepcia vo väčšine prípadov dosahuje najvyššie hodnoty. V tejto lokalite, ktorá nie je zhodná so stokom po kmeni, vplyvom tvaru vyrastajúcich vetiev preniká najmenšie množstvo zrážok. Vo vegetačnom období 2018 sme zaznamenali intercepciu v rozsahu 36,2 - 87,8 %, vo vegetačnom období 2019 37,1 - 81,7 % a vo vegetačnom období 2020 30,5 - 93,3 %.

Vypočítané sumy úhrnov podkorunových zrážok (mm), intercepčných strát (mm), intercepcie (%) a zrážok voľnej plochy (mm) v priebehu hodnotených období uvádzame v tab. 1.

	Vegetačné obdobie						
Pozícia	2018	2019	2020				
zrážkomerov							
	Podkorunové zrážky [mm]						
	610,1	493,5	777,2				
GAP	Intercepcia [mm, %]						
	163,7	120,5	246,4				
	21,2	19,6	24,1				
	Podko	orunové zrážky [m	ım]				
	709,7	477,6	867,3				
CROWN	Intercepcia [mm, %]						
	64.1	136.4	156.3				
	8.3	22.2	15.3				
	וm]						
	378,6	313,1	555,8				
STEM	Intercepcia [mm, %]						
	395,2	300,9	467,8				
	51,1	49,0	45,7				
	Úhrn zrážok voľnej plochy [mm]						
Voľná plocha	773,8	614,0	1023,6				

Tabuľka 1: Úhrny zrážok a intercepcia [mm, %] v priebehu vegetačných období 2018 – 2020

Pri porovnaní jednotlivých lokalít sme najnižšie intercepčné straty vo vegetačnom období 2018 a 2020 zaznamenali v poradí zóna odkvapu z korún > porastová medzera > zóna pri kmeni. Výnimku tvorilo zrážkovo najchudobnejšie obdobie 2019 kedy sme najnižšiu intercepciu zaznamenali v poradí porastová medzera > zóna odkvapu z korún > zóna pri kmeni. Mohlo to byť spôsobené jednak dvomi zaznamenanými situáciami, kedy úhrn podkorunových zrážok dosahoval vyššie hodnoty ako úhrn zrážok na voľnej ploche, ale aj veľmi teplým počasím hlavne v období mesiacov jún – október. Rok 2019 bol v Európe najteplejší aspoň od roku 1980, pričom najteplejšou periódou sa vyznačovali mesiace jún – august ((ECMWF, Copernicus Climate Change Service (CS3) 2020)). Teplé vegetačné obdobie sa prejavilo aj najvyššími hodnotami intercepcie v zóne odkvapu z korún v porovnaní s obdobiami 2018 a 2020. Oreňák et al. (2013) uvádza pre túto lokalitu v živom lese priemernú intercepciu v priebehu vegetačných období 2007 – 2011 v porastovej medzere 27,0%, v zóne odkvapu z korún 20,0 % a v zóne pri kmeni 63,0 %. Ak si vyjadríme intercepciu ako priemer z týchto troch lokalít (GAP, CROWN, STEM) v priebehu každého hodnoteného vegetačného obdobia, potom intercepcia dosahuje 26,8 % v období 2018, 30,3 % v období 2019 a 28,3 % v období 2020. Intercepcia v živom lese potvrdzuje tvrdenie Robinsona, Warda (2017), že rozsiahle množstvo publikovaných príspevkov z Európy a Severnej Ameriky hovorí, že priemerná intercepcia ihličnatých porastov sa pohybuje v rozmedzí hodnôt od 25,0 do 35,0 % zo zaznamenaného úhrnu zrážok voľného priestranstva. Taktiež naše dosiahnuté hodnoty priemernej intercepcie v živom poraste korešpondujú s výsledkami iných autorov, ktorý pre starší smrekový porast uvádzajú hodnoty v rozsahu 23,0 – 38,0 % (Viville et al., 1993; Grelle et al., 1997; Tužinský, 2004; Halmová et al., 2006; Grunicke et al., 2020; Kofroňová et al., 2021).



Obr. 2: Vyjadrenie intercepcie [%] prostredníctvom krabicových grafov počas vegetačných období 2018 – 2020.

Vypočítané údaje intercepcie z každého merania na jednotlivých lokalitách v poraste sme v každom hodnotenom vegetačnom období medzi sebou štatisticky porovnali (obr. 2.). Štatistické zhodnotenie výsledkov je uvedené v tab. 2.

	Počet	Priemer	Smerodajná	Variačný	Minimum	Maximum	Rozsah	Shapiro-Wilkov
			odchýlka	koeficient				test (P*)
GAP 2018	12	19,4	10,21	52,61	4,44	40,0	35,56	0,8752
CROWN 2018	12	22,4	20,43	91,29	-17,90	53,66	71,56	0,7529
STEM 2018	12	58,6	15,60	26,64	36,14	87,83	51,69	0,8792
GAP 2019	11	18,8	15,22	80,97	-6,97	39,33	46,30	0,6239
CROWN 2019	11	30,8	22,17	71,89	-17,31	64,32	81,63	0,7255
STEM 2019	11	57,6	18,78	32,61	37,06	81,69	44,63	0,0352
GAP 2020	12	19,0	13,20	69,33	-13,33	32,32	45,66	0,0292
CROWN 2020	12	15,9	23,86	150,20	-42,86	56,67	99,52	0,1668
STEM 2020	12	50,7	16,54	32,63	30,47	93,33	62,87	0,0450
P* - výsledok Shapiro-Wilkovho testu (zvýraznená hodnota znamená, že dáta vykazujú normálne rozdelenie)								
Lokalita P-hodnota		a Lo	Lokalita		ta	Lokalita	P-hodnota	
GAP 18 vs. CROWN 18* 0,6978		GAP 19 vs.	GAP 19 vs. CROWN 19*		GAP 20 v	s. CROWN 20**	0,2721	
GAP 18 vs. STEM 18* 0,000		0,0001	GAP 19 vs.	GAP 19 vs. STEM 19**		GAP 20 v	s. STEM 20**	0,0022
CROWN 18 vs. STEM 18*		0,0000	CROWN 19	vs.STEM19**	0,0044	CROWN	20 vs. STEM 20*	* 0,0022

Tabuľka 2: Štatistická charakteristika intercepcie [%]

\*Studentov párový t test, \*\*Wilcoxonov párový test (zvýraznená hodnota definuje štatisticky významný rozdiel p ≤ 0,05)

Na základe zrealizovaného párového Student t testu resp. neparametrického Wilcoxon párového testu sa štatisticky významný rozdiel nepotvrdil v každom vegetačnom období medzi porastovou medzerou a zónou odkvapu z korún. V prípade porovnania miesta pri kmeni s týmito dvoma lokalitami však vidíme signifikantný rozdiel (zvýraznené hodnoty) vo všetkých prípadoch.

Vyjadrené lineárne závislosti vypočítaných hodnôt intercepčnej straty (mm) na množstve zrážok voľnej plochy na meraných lokalitách v poraste sú zobrazené na obr. 3.,4. a 5. Nad grafmi sú zobrazené lineárne regresné rovnice, koeficienty determinácie (R<sup>2</sup>), korelačné koeficienty (R) a P hodnota, ktorá nám vyjadruje, či sa medzi koreláciou intercepčnej straty a úhrnom zrážok voľnej plochy potvrdil štatisticky významný rozdiel. Zvýraznené hodnoty znamenajú štatisticky významný rozdiel. Korelačný koeficient je najvýznamnejší v zóne pri kmeni, čo naznačuje relatívne silný vzťah medzi týmito premennými, nasleduje porastová medzera, čo naznačuje stredne silný vzťah medzi premennými



a najmenej významný je v zóne odkvapu z korún, čo naznačuje relatívne slabý vzťah medzi premennými.

Obr. 3, 4, 5: Závislosť intercepčnej straty [mm] jednotlivých lokalít (GAP, CROWN, STEM) od úhrnov zrážok voľnej plochy v priebehu vegetačných období 2018 – 2020.

Koeficient determinácie nám v zóne pri kmeni indikuje 88,8 % variabilitu intercepčnej straty z úhrnu zrážok voľnej plochy, v porastovej medzere je to 87,6 % a v zóne odkvapu z korún len 1,2 %. Štatisticky významný rozdiel korelácie sa potvrdil v porastovej medzere a v zóne pri kmeni. Z toho vyplýva, že v zóne pri kmeni sú intercepčné straty najviac ovplyvnené úhrnmi zrážok voľnej plochy, keďže tento priestor v poraste zadrží najväčšie množstvo zrážok. Porastová medzera a jej intercepčné straty sú taktiež výrazne ovplyvnené úhrnom zrážok voľnej plochy, ale v menšej miere. Aj keď tento priestor nemá nad sebou žiadny aktívny povrch, ktorý by zadržiaval zrážky, je vystavený najmä pôsobeniu vetra. Čím je rýchlosť vetra vyššia, tým sa smer pádu zrážok viac odkláňa od vertikálneho smeru, pričom okolité stromy môžu pôsobiť ako zrážkový tieň. Porast môže v určitom smere "zrážkovo tieniť" danú lokalitu avšak na druhej strane, ak rýchlosť vetra presiahne určitú hranicu, kedy je schopný unášať zachytené zrážky v korunách, môžu tieto prekročiť hodnoty voľnej plochy (20.6., 4.7. 2019 a 3.8. 2020). Najmenší vplyv na intercepčnú stratu máju úhrny zrážok voľnej plochy v zóne odkvapu z korún, keďže v tomto priestore je variabilita intercepcepčnej straty najvyššia a je ovplyvnená pôsobením hmlových zrážok. V zóne odkvapu z korún sa nám korelácia štatisticky nepotvrdila. Podobné výsledky na rovnakej výskumnej ploche v priebehu vegetačných období 2007 – 2011 uvádza aj Oreňák et al. (2013), kde je korelačný koeficient intercepčnej straty najvýznamnejší v zóne pri kmeni, ďalej nasleduje porastová medzera a najmenší význam dosahuje zóna odkvapu z korún.

#### Záver

Najväčšie množstvo zrážok sme zaznamenali v poradí: vegetačné obdobie 2020 < vegetačné obdobie 2019. Z výsledkov našich meraní môžeme konštatovať, že rozloženie zrážok je v rámci štruktúry porastu v podkorunovom priestore rozdielne. Najnižšie množstvo podkorunových zrážok sme v každom hodnotenom období zaznamenali v zóne pri kmeni, z toho vyplýva, že intercepcia v tomto priestore dosahuje najvyššie hodnoty. Najnižšie hodnoty intercepcie vykazuje zóna odkvapu z korún s výnimkou vegetačného obdobia 2019, kedy sme v tomto priestore najnižšiu intercepciu zaznamenali v porastovej medzere. Pri štatistickom porovnaní intercepcie jednotlivých lokalít sa štatisticky významný rozdiel potvrdil v každom vegetačnom období v prípade porastovej medzery a zóny pri kmeni a zóny odkvapu z korún a zóny pri kmeni. Pri vyhodnotení závislosti intercepčnej straty na úhrnoch zrážok voľnej plochy sa štatisticky významný rozdiel nepotvrdil len v zóne odkvapu z korún, keďže tento priestor sa vyznačuje najvyššou variabilitou nameraných hodnôt. Tento jav spôsobuje prítomnosť horizontálnych zrážok, ktoré vyrovnávajú intercepčné straty a obohacujú porast o zrážkovú vodu. Celková intercepcia porastu dosahovala 26,8 % (2018), 30,3 % (2019) a 28,3 % (2020) z úhrnu zrážok voľnej plochy.

## Poďakovanie

Tento príspevok je súčasťou realizácie výsledkov projektov VEGA č.: 2/0019/23, 1/0443/23 Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied; a projektov Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-19-0340. Autori ďakujú agentúram za podporu.

## Použitá literatúra

Arnell, N. (2002): <u>Hydrology and Global Environmental Change</u>. Routledge, London, 364 p.

- Bartík, M., Sitko, R., Oreňák, M., Slovík, J., Škvarenina, J. (2014): <u>Snow accumulation and ablation in</u> <u>disturbed mountain spruce forest in West Tatra Mts</u>. Biologia, 69, 1492-1501.
- Bartík, M., Jančo, M., Střelcová, K., Škvareninová, J., Škvarenina, J., Mikloš, M., Vido, J., Waldhauserová,
   P.D. (2016): <u>Rainfall interception in a disturbed montane spruce (Picea abies) stand in the West</u> <u>Tatra Mountains.</u> Biologia, 71, 1002-1008.
- Bartík, M., Holko, L., Jančo, M., Škvarenina, J., Danko, M., Kostka, Z. (2019): <u>Influence of mountain</u> <u>spruce forest dieback on snow accumulation and melt</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 67, 59-69.
- Bruijnzeel, L.A. (2004): <u>Hydrological cycle</u>. In: Burley, J., Evans, J., Youngquist, J. (ed.) Encyklopedia of Forest Sciences. Elsevier Academic Press, Oxford, pp. 340-350.
- Černohous, V., Švihla, V., Šach, F. (2018): <u>Projevy sucha ve smrkové tyčovině v létě 2015</u>. Zprávy lesnického výzkumu, 63, 10-19.
- Chang, M. (2013): Forest Hydrology: An introduction to water and forests (third edition). CRC Press, Boca Raton, 595 p.
- Danáčová, M., Danko, M., Lajda, D. (2019): Vplyv spôsobu určenia teplotného faktora na simuláciu vodnej hodnoty snehu. Meteorologický časopis, 22, 11-20.
- Dohnal, M., Černý, T., Votrubová, J., Tesař, M. (2014): <u>Rainfall interception and spatial variability of</u> <u>throughfall in spruce stand</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 62, 277-284.
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Copernicus Climate Change Service (2020): Copernicus: 2019 was the second warmest year and the last five years were the warmest on record.

- Fleischer, P., Pichler, V., Fleischer, P. Jr., Holko, L., Máliš, F., Gömöryová, E., Cudlín, P., Michalová, Z., Homolová, Z., Škvarenina, J., Střelcová, K., Hlaváč, P. (2017): <u>Forest ecosystem services affected by</u> <u>natural disturbances, cliamte and land-use changes in the Tatra Mountains</u>. Climate Research, 73, 57-71.
- Fojt, V., Krečmer, V. (1975): Tvorba horizontálních srážek z mlhy a jejich množství ve smrkových porostech středoevropské oblasti. Vodohospodářsky časopis, 23, 581-606.
- Gregersen, M.H., Ffolliott, F.P., Brooks, N.K. (2007): <u>Integrated Watershed Management: People to</u> <u>their land and water</u>. CABI, Cambridge, 288 p.
- Grelle, A., Lundberg, A., Lindroth, A., Morén, A. S., Cienciala, E. (1997): <u>Evaporation components of a</u> <u>boreal forest: variations during the growing season</u>. Journal of Hydrology, 197, 70-87.
- Grodzki, W., Jakuš, R., Lajzová, E., Sitková, Z., Maczka, T., Škvarenina, J. (2006): Effects of intensive versus no management strategies during an outbreak of the bark beetle Ips typographus (L.)(Col.: Curculionidae, Scolytinae) in the Tatra Mts. in Poland and Slovakia. Annals of Forest Science, 63, 55-61.
- Grunicke, S., Queck, R., Bernhofer, C. (2020): <u>Long-term investigation of forest canopy rainfall</u> <u>interception for a spruce stand</u>. Agricultural and Forest Meteorology, 292, 108-125.
- Halmová, D., Pekárová, P., Miklánek, P. (2006): Rainfall interception in hornbeam and spruce forest in Slovakia. <u>Meteorologický časopis</u>, 9, 123-129.
- Harr, R. D., Levno, A., Mersereau, R. (1982): <u>Streamflow changes after logging 130-year-old Douglas fir</u> <u>in two small watersheds</u>. Water Resources Research, 18, 637-644.
- Holko, L., Škvarenina, J., Kostka, Z., Frič, M., Staroň, J. (2009): <u>Impact of spruce forest on rainfall</u> <u>interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia</u>. Biologia, 64, 594-599.
- Hotový, O., Jeníček, M. (2020): <u>The impact of changing subcanopy radiation on snowmelt in a disturbed</u> <u>coniferous forest</u>. Hydrological Processes, 34, 5298-5314.
- Hroššo, B., Mezei, P., Potterf, M., Majdák, A., Blaženec, M., Korolyova, N., Jakuš, R. (2020): <u>Drivers of spruce bark beetle (Ips typographus) infestations on downed trees after severe windthrow</u>. Forests, 11, 1290.
- Klamerus-Iwan A., Link T.E., Keim R.F., Van Stan II J.T. (2020): <u>Storage and Routing of Precipitation</u> <u>Through Canopies</u>. In: Van Stan II, J.T., Gutmann, E., Friesen, J. (ed.) Precipitation Partitioning by Vegetation: A Global Synthesis. Springer Nature, Cham, pp 17-34.
- Kofroňová, J., Šípek, V., Hnilica, J., Vlček, L., Tesař, M. (2021): <u>Canopy interception estimates in a</u> <u>Norway spruce forest and their importance for hydrological modelling</u>. Hydrological Sciences Journal, 66, 1-15.
- Krečmer V. (1968): K intercepci srážek ve středohorské smrčině. Opera Corcontica, 5, 83-96.
- Krečmer, V. (1973): Meteorologické podmínky výskytu kapalných srážek z mlhy a jejich význam pro intercepční proces ve středohorském lese. <u>Meteorologické zprávy</u>, 27, 18-25.
- Krečmer, V., Fojt, V., Hynčica, V. (1981): Intercepční proces ve smrkových porostech. Vodohospodářsky časopis, 29, 593-614.
- Landsberg, J., Waring, R. (2014): <u>Forests in Our Changing World: New Principles for Conservation and</u> <u>Management</u>. Island Press, Washington, 224 p.
- Lovett, G. M., Reiners, W. A., Olson, R. K. (1982): <u>Cloud droplet deposition in subalpine balsam fir</u> <u>forests: hydrological and chemical inputs</u>. Science, 218, 1303-1304.
- Minďáš, J. (2003): Charakteristika snehových pomerov v lesných porastoch stredohorskej oblasti Poľana. Lesnícky časopis, 49, 105-115.
- Minďáš, J., Bartík, M., Škvareninová, J., Repiský, R. (2018): <u>Functional effects of forest ecosystems on</u> <u>water cycle–Slovakia case study</u>. Journal of Forest Science, 64, 331-339.

- Oreňák, M., Vido, J., Hríbik, M., Bartík, M., Jakuš, R., Škvarenina, J. (2013): <u>Intercepčný proces</u> <u>smrekového porastu vo fáze rozpadu v Západných Tatrách</u>. Zprávy lesnického výzkumu, 58, 360– 369.
- Robinson, M., Ward, R. (2017): Hydrology: Principles and process. IWA Publishing, London 402 p.
- Seidl, R., Albrich, K., Erb, K., Formayer, H., Leidinger, D., Leitinger, G., Tappeiner, U., Tasser, E., Rammer, W. (2019): <u>What drives the future supply of regulating ecosystem services in a mountain forest landscape?</u>. Forest Ecology and Management, 445, 37-47.
- Shelton, M.L. (2009): <u>Hydroclimatology: Perspectives and Applications</u>. Cambridge University Press, Cambridge 2009. 426 p.
- Šípek, V., Hnilica, J., Vlček, L., Hnilicová, S., Tesař, M. (2020): <u>Influence of vegetation type and soil</u> properties on soil water dynamics in the Šumava Mountains (Southern Bohemia). Journal of Hydrology, 582, 124285.
- Švihla, V., Šach, F., Černohous, V. (2016): <u>Vliv holých sečí či rychlého velkoplošného rozpadu lesa na</u> <u>celkový odtok za vegetační období</u>. Zprávy lesnického výzkumu, 61, 138-144.
- Tužinský, L. (2004): Vodný režim lesných pôd. Technická univerzita vo Zvolene, Zvolen, 102 s.
- Viville, D., Biron, P., Granier, A., Dambrine, E., Probst, A. (1993): <u>Interception in a mountainous</u> <u>declining spruce stand in the Strengbach catchment (Vosges, France)</u>. Journal of Hydrology, 144, 273-282.
- Vorčák, J., Merganič, J., Škvarenina, J., Merganičová, K. (2009): <u>Contribution to understanding</u> precipitation regime in the mountain spruce forests of Babia hora–Oravské Beskydy using <u>throughfall index</u>. The Beskid Bulletin, 2, 85-94.
- Ward, A.D., Trimble, S.W. (2003): Environmental Hydrology. CRC Press, Boca Raton, 504 p.

## Měření kosmického neutronového pozadí pro stanovení půdní vlhkosti zkušenosti z povodí Nučice

David Zumr<sup>1</sup>, Jakub Jeřábek<sup>1</sup>, Tailin Li<sup>1</sup>, Lorenzo Ferlin<sup>1,2</sup>, Zdeněk Vykydal<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 16629, Praha 6
 <sup>2</sup> Politecnico di Milano, Piazza Leonardo da Vinci 32, 20133 Milano
 <sup>3</sup> Laboratoř metrologie neutronů, Český metrologický institut, Okružní 31, 63800 Brno

## Úvod

Půdní vlhkost je jednou ze základních klimatických proměnných (Essential Climate Variable - ECV) zavedených v Globálním klimatickém pozorovacím systému (Global Climate Observing System - GCOS) Světové meteorologické organizace (WMO). Půdní vlhkost ovlivňuje energetické toky mezi pedosférou a atmosférou, a to v krátkém i dlouhém časovém měřítku (tedy souvisí s aktuálním počasím, i dlouhodobým klimatem). Ukládání a uvolňování uhlíku v půdě je silně ovlivněno půdní vlhkostí - pouze přiměřeně vlhká půda může působit jako úložiště uhlíku a plnit tak svou úlohu ve strategiích snižování emisí skleníkových plynů (GHG) a přizpůsobování se dopadům změny klimatu. Kvalita a vlhkost půdy hrají klíčovou roli v opatřeních a politikách Zelené dohody pro Evropu (European Green Deal - EGD), konkrétně v budoucích společných zemědělských politikách sjednocených v rámci strategie "Farm to Fork", politikách ochrany životního prostředí (Strategie biologické rozmanitosti do roku 2030) a opatřeních v oblasti změny klimatu (Evropský zákon o klimatu).

Při monitoringu půdní vlhkosti vyvstává problém spojený s reprezentativností měřítka, na kterém je veličina měřená. Standardně se měření provádí bodově, kdy objem monitorované oblasti nepřesahuje řádově 0.1 m<sup>3</sup>, a to nezávisle na konkrétní metodě měření (např. gravimetrická analýza, kapacitní čidla, TDR a další). Z těchto bodových hodnot se následně vytváří hypotézy, počítají bilance nebo hodnotí vlhkostní stav celých pozemků, povodí nebo i krajiny. Dlouhodobě instalovaná čidla mají navíc svá praktická omezení. Senzory jsou invazivní, podléhají degradaci v půdním prostředí, nelze je obvykle možné libovolně rozmístit, stahování dat a prostorová interpolace bodových hodnot z různých hloubek mohou být komplikované.

Dálkové pozorování země (DPZ) lze využít pro průběžné hodnocení vlhkosti půdy až v kilometrovém měřítku. Metody DPZ také mají specifické problémy, zejména nízké časové rozlišení a velmi mělkou hloubku měřeného půdního profilu. Aby bylo možné překlenout mezeru mezi bodovým měřítkem a DPZ, jsou zapotřebí metody pro měření vlhkosti půdy ve středním měřítku. Příkladem je stanovení objemové vlhkosti na základě měření kosmického neutronového pozadí, které je emitováno v důsledku kosmického záření (cosmic rays neutron sensing - CRNS).

V případě stále relativně nové CRNS techniky je třeba ustanovit vhodné validační postupy, a to zejména s ohledem na proměnlivou měřenou hloubku půdního profilu. Dosah CRNS, jak do hloubky, tak do plochy, je nepřímo úměrný aktuálnímu množství vody (resp. množství atomů vodíku). CRNS detekuje i vodík v okolí sondy, který není součástí půdní vlhkosti. Proto je nutné měření korigovat s ohledem na aktuální množství vody v atmosféře, biomase, případně vodních recipientech v dosahu sondy.
Interpretace dat získaných kombinací měření na rozdílných měřítkách není triviální. Je třeba harmonizovat hardwarové vybavení, nástroje pro zpracování dat a vyvinout spolehlivé metody kalibrace a validace. Právě harmonizace měření půdní vlhkosti na všech makroskopických měřítkách od decimetru po kilometr, včetně nastavení protokolů pro kalibraci čidel a jasnou interpretaci dat pro využití i ve velkoměřítkových klimatických modelech je předmětem mezinárodního projektu SoMMet (Soil Moisture Metrology - Metrology for multi-scale monitoring of soil moisture), který je financovaný Evropskou komisí v rámci 'European Partnership on Metrology' programu EURAMET. V tomto příspěvku stručně prezentujeme jeden z dílčích cílů SoMMet projektu, jímž je využití CRNS pro monitorování objemové vlhkosti půd na středním prostorovém měřítku.

## Cosmic Rays Neutron Sensing (CRNS) – princip metody

Mezi běžně využívanými metodami pro měření objemové vlhkosti půdy schází technika pro neinvazivní monitorování vlhkosti na měřítku několika hektarů, tedy přibližně jednoho zemědělského pole. Toto měřítko je pro hospodaření s vodou v krajině důležité (Krejčová, 2022). Pro tento účel se nabízí metoda CRNS, která využívá technologii detekce proudu volných neutronů, které jsou emitovány během interakce kosmického záření se zemskou atmosférou a následně interagují s atomy vodíku.

Kosmické záření je tvořeno proudem nabitých částic, zejména protony a jádry hélia. Toto primární kosmické záření vzniká při explozích supernov, aktivitou Slunce, část pochází i z kosmických událostí ze vzdálených galaxií. Když primární kosmické záření vstupuje do zemské atmosféry, dochází k řetězové reakci. Při kolizích vysokoenergetických částic s molekulami vzduchu se atomy rozpadají na spršku protonů, neutronů, mionů a dalších subatomárních částic. Tyto částice klesají atmosférou a způsobují další štěpné reakce. Kaskáda reakcí dále pokračuje, přičemž energie primárního kosmického záření se rozděluje mezi rostoucí počet sekundárních částic. Čím hlouběji záření proniká do atmosféry, tím menší má energii a tím větší počet částic, včetně neutronů, se vytváří.

Sekundární neutrony se šíří primárně vertikálním směrem a postupně zpomalují dalšími kolizemi s jádry atomů okolního prostředí. Rychlé neutrony (neutrony s již relativně nízkou energií) již dále nepřispívají ke kaskádě reakcí. Po několika desítkách dalších kolizí s jádry okolních prvků ztrácejí rychlé neutrony většinu svojí energie a jsou pohlceny atomy ve vzduchu nebo v půdě.

Metoda CRNS využívá skutečnosti, že tok rychlých neutronů poblíž zemského povrchu je nepřímo úměrný množství vody (konkrétně atomu vodíku) v okolí sondy (Schron, 2016). Vodík má totiž schopnost rychlé neutrony efektivně zpomalovat. Důvodem je přibližně shodná hmotnost jádra vodíku (které obsahuje jeden proton) a neutronu, díky čemuž neutron při elastické srážce předá vodíku největší energii (zatímco od těžších prvků jako např. železo, křemík, kyslík nebo uhlík se odrazí, takže přenos energie je menší). Elastické srážky rychlých neutronů s vodíkem (a dalšími lehkými jádry) postupně neutron zpomalují, dokud není neutron pohlcen nebo zpomalen do rovnovážného stavu.

Pro detekci toku neutronů (tj. počet neutronů prolétajících skrz určitou průřezovou plochu za jednotku času) se obvykle používají nepřímé metody detekce, neboť přímá detekce neutronů je kvůli absenci elektrického náboje obtížná. Rychlé neutrony jsou nejprve zpomalovány na tepelné (pomalé) neutrony, aby byly snadněji detekovatelné. Detekční přístroj je proto umístěn ve válci z materiálu, který má schopnost neutrony zpomalovat. Nejčastěji se k tomuto účelu používá silná vrstva polyethylenu, který propouští pouze rychlé neutrony a mění je na teplé, zatímco teplé neutrony z okolí absorbuje.

Pro detekci tepelných neutronů se nejčastěji používají izotopy vybraných materiálů, které mají velký neutronový účinný průřez (tj. velkou pravděpodobnost záchytu neutronu). Výsledkem následné

jaderné reakce jsou nabité částice, které již lze snadno detekovat (jako pulzy elektrického proudu). Mezi vhodné izotopy patří například <sup>3</sup>He, <sup>10</sup>B nebo <sup>6</sup>Li.



Obr. 1: CRNS sonda na povodí Nučice. Černý válec je PE stínění pro zpomalení rychlých neutronů, detekční trubice na bázi bóru jsou uvnitř válce. Pod válcem je skříň s datalogerem a baterií. Součástí celého systému je standardní meteostanice.

Metoda CRNS je oproti běžným senzorům unikátní v tom, že integruje vlhkost z okolí čidla o poloměru cca 200 m a hloubky 12 až 76 cm (Zreda et al., 2008). Tedy zahrnuje přibližně kořenovou zónu reprezentativní části pozemku. Neutrony emitované z větší vzdálenosti nebo hloubky jsou cestou zpomaleny natolik, že jsou ostíněny PE vrstvou okolo detektoru a nejsou tak systémem registrovány. Prostorový dosah senzoru příliš nezávisí na vlhkosti půdy nebo výšce umístění detektoru, ale je citlivý na množství vodíku nad zemí (tedy na vlhkosti vzduchu a biomase). Naopak hloubkový dosah je na půdní vlhkosti závislý, citlivost senzoru na půdní vlhkost s hloubkou exponenciálně klesá.



Obr. 2: Schéma konstrukce CRNS systému od firmy StyX Neutronica (Německo). Totožný senzor je instalován na povodí Nučice. (Převzato z internetové prezentace StyX Neutronica). Napravo detailní pohled do senzoru před instalací. Na fotografii je černý PE moderátor, který slouží pro zpomalení rychlých neutronů a současně ochraňuje citlivý detektor a dvě detekční trubice uvnitř moderátoru.

Senzor je vzhledem k měřené oblasti velmi malý a lze jej umístit tak, aby v krajině nepřekážel (což bývá problém při instalaci běžných bodových čidel na zemědělských pozemcích). Data lze monitorovat dlouhodobě a kontinuálně (reálně použitelné časové rozlišení je při běžném hardwarovém uspořádání CRNS systému cca 1 hodina).

Nevýhodou CRNS je poměrně náročná kalibrace, resp. parametrizace transformační funkce mezi detekovaným tokem neutronů a průměrnou objemovou vlhkostí v okolní půdě. Řada kalibračních parametrů je navíc proměnlivá v čase. Rovnice 1, zde uvedená bez podrobného rozkladu a metodiky určení jednotlivých členů, ilustruje, jaké opravné faktory je třeba brát v úvahu:

$$\theta_V = \theta_T - \theta_{LW} + \theta_{SOC} + \theta_B + \dots + \theta_i = \left(\frac{a_0}{F(t)\frac{N}{N_0} - a_1} - a_2\right)\rho_b \tag{1}$$

kde θ<sub>v</sub> (g·cm<sup>-3</sup>) reprezentuje průměrnou objemovou vlhkost mělkého půdního profilu v okolí senzoru (cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>), θ<sub>T</sub> (g·cm<sup>-3</sup>) je celková zdánlivá vlhkost, která odpovídá měřenému toku rychlých neutronů,  $\theta_{LW}$  (g·cm<sup>-3</sup>) vyjadřuje množství vody hygroskopicky vázané v krystalové mřížce jílových minerálů,  $\theta_{soc}$  (g·cm<sup>-3</sup>) je voda v organické hmotě pod povrchem,  $\theta_B$  (g·cm<sup>-3</sup>) je voda vázaná v biomase (vegetace nad povrchem),  $\theta_i$  (g·cm<sup>-3</sup>) vyjadřuje ostatní elementy obsahující vodík, F(t) je opravný faktor pro zohlednění množství vodních par v atmosféře a aktuální sluneční aktivity. *N* je počet detekovaných neutronů za daný čas, N<sub>0</sub> je počet detekovaných neutronů za podmínky úplného sucha,  $\mathbb{B}_b$  je objemová hmotnost půdy (g·cm<sup>-3</sup>), a<sub>0</sub>, a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub> jsou kalibrační koeficienty, kde a<sub>0</sub> = 0,0869; a<sub>1</sub> = 0,3720; a<sub>2</sub> = 0,1236 (IAEA, 2017).

#### Demonstrace měřených dat z povodí Nučice

Na experimentálním zemědělském povodí Nučice jsou umístěny dva totožné CRNS systémy s detektory na bázi bóru od firmy StyX Neutronica (Německo) (Obr. 1, 2). Samotné povodí má rozlohu 0.5 km<sup>2</sup>, je tvořeno převážně zemědělskou ornou půdou. Pro podrobný popis povodí, včetně podrobného popisu instrumentace, charakteristické hydrologické odezvy na srážky a vybraných experimentů odkazujeme na dříve publikované studie (Zumr et al., 2015, 2017, Noreika et al., 2020, Li et al. 2022). Případně na jinou stať v tomto sborníku, kde je experimentální povodí představeno (Jeřábek et al., 2023).



Obr. 3: Ukázka krátké časové řady z monitorování vlhkosti pomocí bodových čidel a CRNS. Hodnoty změřené pomocí CRNS vyjadřují počet zachycených neutronů za hodinu, data nejsou korigována ani transformována na objemovou vlhkost půdy.

Mimo standardní meteorologické veličiny je na povodí rozmístěna síť vlhkostních čidel (SMT100 a CS650) pro monitoring objemové vlhkosti svrchních 60 cm půdního profilu. Na obr. 3 je ukázka řady vybraných dat, které demonstrují odezvu půdní vlhkosti na srážkové události na jaře 2023. Záměrně je vybráno období, kdy na polích není významná vegetace a vodní režim není výrazně ovlivněn evapotranspirací. Na druhou stranu, jednalo se o poměrně vlhké období, kdy půdní B horizont zůstává téměř nasycený. Proto CRNS data o toku neutronů viditelně nekorelují s měřenou vlhkostí, ale kolísají spíše v závislosti na množství vody v atmosféře nebo zadržené vody v depresích na půdním povrchu. Z obrázku je patrné, že pro interpretace delších časových řad toku neutronů je třeba korigovat CRNS měření pomocí rovnice 1. Navíc, jakákoliv výtopa vody na povrchu (včetně případné sněhové pokrývky), interpretaci CRNS dat dále komplikuje.

CRNS systém nemusí být pouze stacionární, ale lze využít i přenosné/mobilní senzory pro prostorové monitorování. Obdobných studií, kdy jsou CRNS detektory přenášeny, transportovány na automobilu nebo dokonce ve vlaku, existuje řada (např. Heistermann et al., 2022). Na povodí Nučice proběhlo testování detektoru na bázi hélia (mobilní CRNS, Hydroinnova, USA), obdobně jako provedli Fersch et al. (2020) na malém povodí Rott v Německu. Ve stejný den, kdy bylo provedeno monitorování toku rychlých neutronů, byla zmapována prostorově distribuovaná vlhkost ornice pomocí TDR čidla (Hydrosense II, Campbel Sci.). Na obr. 4 je vizualizováno prostorové rozložení interpolované měřené vlhkosti, červené body označují pozice mobilního CRNS senzoru a měřený počet neutronů za minutu (průměrováno z hodinového monitorování). Lze pozorovat, že v údolnici, kde je půdní vlhkost vyšší, jsou detekovány nižší toky rychlých neutronů.



Obr. 4: Interpolovaná mapa prostorově distribuované objemové vlhkosti ornice (svrchních 12 cm) na povodí Nučice. Modré křížky označují pozice bodových měření vlhkosti půdy pomocí TDR senzoru. Červené body označují pozice mobilního CRNS a měřené toky rychlých neutronů.

## Závěry

Využití měření kosmického neutronového pozadí pro stanovení reprezentativních hodnot objemové vlhkosti půdního profilu je na lokalitě Nučice v počátcích. Stále se potýkáme s praktickými problémy, kvůli kterým dochází k nepravidelným výpadkům dat (problémy s dataloggerem, vybíjení baterie, invazivní zvěř apod.). Dosud jsme nedokončili kvalitní kalibraci senzorů, bez které nelze CRNS rutinně využívat. Nicméně, na relativně kompletních datech od sezóny 2022 lze pozorovat kolísání toku neutronů, které koreluje s množstvím vody v půdě a lze předpokládat, že kalibrovaná data budou reprezentovat vlhkostní stav povodí lépe než bodové senzory umístěné typicky na okrajích zemědělských půdních bloků. Harmonizace metodiky pro interpretaci dat z CRNS systémů a jejich využití společně s bodovými senzory a daty z dálkového průzkumu země jsou hlavní cíle probíhajícího projektu SoMMet.

## Poděkování

The project 21GRD08 SoMMet has received funding from the European Partnership on Metrology, cofinanced from the European Union's Horizon Europe Research and Innovation Programme and by the Participating States.

## Literatura

- Fersch, B., Francke, T., Heistermann, M., Schrön, M., Döpper, V., Jakobi, J., Baroni, G., Blume, T., Bogena, H., Budach, C., Gränzig, T., Förster, M., Güntner, A., Hendricks Franssen, H.-J., Kasner, M., Köhli, M., Kleinschmit, B., Kunstmann, H., Patil, A., Rasche, D., Scheiffele, L., Schmidt, U., Szulc-Seyfried, S., Weimar, J., Zacharias, S., Zreda, M., Heber, B., Kiese, R., Mares, V., Mollenhauer, H., Völksch, I., and Oswald, S. (2020): <u>A dense network of cosmic-ray neutron sensors for soil moisture</u> <u>observation in a highly instrumented pre-Alpine headwater catchment in Germany</u>. Earth Syst. Sci. Data, 12, 2289–2309.
- Heistermann, M., Bogena, H., Francke, T., Güntner, A., Jakobi, J., Rasche, D., Schrön, M., Döpper, V., Fersch, B., Groh, J., Patil, A., Pütz, T., Reich, M., Zacharias, S., Zengerle, C., and Oswald, S. (2022): Soil moisture observation in a forested headwater catchment: combining a dense cosmic-ray neutron sensor network with roving and hydrogravimetry at the TERENO site Wüstebach. Earth Syst. Sci. Data, 14, 2501–2519.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA), (2017). <u>Cosmic Ray Neutron Sensing: Use,</u> <u>Calibration and Validation for Soil Moisture Estimation</u>, IAEA-TECDOC-1809, IAEA, Vienna (2017)
- Jeřábek, J., Li, T. Zumr, D., (2023). Water in an Agricultural Landscape—NUčice Database (WALNUD). In: Hydrologie malého povodí 2023. Praha: ÚH AVČR, 138-145.
- Krejčová, V., (2022). <u>Kalibrace Cosmic Ray Neutron senzoru pro stanovení průměrné objemové vlhkosti</u> <u>půdy na povodí Nučice</u>, diplomová práce, Fakulta stavební, ČVUT v Praze.
- Li, T., Jeřábek, J., Noreika, N., Dostál, T., & Zumr, D. (2021). <u>An overview of hydrometeorological</u> <u>datasets from a small agricultural catchment (Nučice) in the Czech Republic</u>. *Hydrological Processes*, 35(2), e14042.
- Noreika, N., Li, T., Zumr, D., Krása, J., Dostál T., & Srinivasan, R. (2020). <u>Farm-scale biofuel crop adoption</u> and its effects on in-basin water balance. *SUSTAINABILITY*, 12(24).
- Schron, M., (2016). <u>Cosmic-ray neutron sensing and its applications to soil and land surface hydrology</u>, dissertation thesis, Universität Potsdam, Verlag Dr. Hut GmbH, Munchen, ISBN 978-3-8439-3139-7.
- Zreda, M., Desilets, D., Ferré, T. P. A., Scott, R. L. (2008), <u>Measuring soil moisture content non-invasively</u> <u>at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons</u>. Geophys. Res. Lett., 35, L21402,.
- Zumr, D., Dostál, T., & Devátý, J. (2015). <u>Identification of prevailing storm runoff generation</u> <u>mechanisms in an intensively cultivated catchment</u>. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, *63*(3).
- Zumr, D., Dostál, T., Devátý, J., Valenta, P., Rosendorf, P., Eder A., Strauss, P. (2017). Experimental determination of the flood wave transformation and the sediment resuspension in a small regulated stream in an agricultural catchment. Hydrology and Earth System Sciences, 21(11).

# Vybrané parametre vodnej bilancie pôdy získané výpočtom a lyzimetrickými meraniami

Branislav Kandra<sup>1</sup>, Andrej Tall<sup>1</sup>, Milan Gomboš<sup>1</sup>, Dana Pavelková<sup>1</sup> <sup>1</sup>Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, SR

## Abstrakt

Merania zložiek vodnej bilancie pôdy na moderne vybavených lyzimetroch a numerické simulácie na matematických modeloch patria k moderným, efektívnym metódam časopriestorovej kvantifikácie hydrologických procesov v systéme atmosféra – rastlinný kryt – nenasýtená zóna – podzemná voda. Rozhodujúcou zložkou a regulátorom energie v tomto systéme je výpar z pôdy a rastlín – aktuálna evapotranspirácia. Jej meranie v prírodných podmienkach je obtiažný proces. Umožňujú to moderné lyzimetre. Aktuálnu evapotranspiráciu stanovenú numerickou simuláciou na matematických modeloch je potrebné verifikovať na lyzimetrických meraniach. Z uvedených dôvodov je príspevok zameraný na stanovenie výparu spojením uvedených dvoch metód. Za týmto účelom bola použitá lyzimetrická stanica v lokalite Petrovce. Evapotranspirácia bola určená v podmienkach Východoslovenskej nížiny v období 27. 5. 2017 – 21. 10. 2017. V lyzimetri boli udržiavané optimálne vlhkostné podmienky pre dosiahnutie maximálneho možného výparu. To umožnilo verifikovať a vzájomne porovnať dva modely referenčnej evapotranspirácie. Lineárnou regresiou bola preukázaná vysoká zhoda medzi meranými a vypočítanými hodnotami evapotranspirácie ( $R^2 = 0.93$ ; SE = 0.05). V prípade referenčnej evapotranspirácie sa ako vhodnejšia ukázala novšia metodika výpočtu vo vzťahu k meranej aktuálnej evapotranspirácii ( $R^2 = 0.94$ ; SE = 0.05), kde bol sumárny rozdiel iba 9 mm (2%) oproti staršej metodike s rozdielom 42 mm (9%). Výsledky verifikácie ukázali, že tak ako novšia aj staršia metodika výpočtu referenčnej evapotranspirácie v modeli HYDRUS-1D sú vhodné pre použitie v podmienkach simulujúcich existujúci pôdny profil v skúmanom lyzimetri.

Kľúčové slová: aktuálna evapotranspirácia, lyzimeter, numerická simulácia na matematickom modeli

## Úvod

Pri bilancovaní vody v pôde je podstatnou zložkou na strane odtoku evapotranspirácia. Na evapotranspirácii sa podieľajú dva čiastkové procesy. Prvým z nich je transpirácia, ktorá sa uskutočňuje cez prieduchy rastlín a je dôležitým produkčným faktorom. Druhým je evaporácia, t. j. výpar z voľnej plochy. Veľkosť evapotranspirácie závisí predovšetkým od meteorologických podmienok a vlhkosti pôdy. Vlhkosť pôdy ovplyvňuje to, či je dostatok vody na výpar a či bude dosiahnutý jeho potenciál. Ak tomu tak nie je, vzniká evapotranspiračný deficit. Veľkosť evapotranspirácie možno získať buď priamo meraním alebo výpočtom.

Jedným zo spôsobov merania výparu je meranie pomocou vodnej bilancie na lyzimetri. Lyzimeter umožňuje kvantifikovať toky na hornom a dolnom okraji bilancovanej zóny pôdy. Spolu s meraním presnej hmotnosti pôdy je možné bilančne vyjadriť veľkosť evapotranspirácie. Lyzimetrický výskum sa v súčasnosti vo svete aj u nás opäť dostáva do pozornosti odbornej verejnosti (Matušek et al., 2017). V poslednom období bolo na Slovensku vybudovaných niekoľko moderných lyzimetrických staníc. Jednou z nich je aj stanica nachádzajúca sa v Petrovciach nad Laborcom, ktorá bola zdrojom údajov spracovaných v tomto príspevku. Výpočtové metódy sú založené na numerickej simulácii vodného režimu pôd pomocou matematických modelov. Matematické modely umožňujú vypočítať jednotlivé zložky vodnej bilancie a teda aj veľkosť evapotranspirácie cez odber vody koreňmi rastlín a povrchový tok. V prípade, že je model verifikovaný korektnými meraniami predstavuje lacný a rýchly nástroj pre získanie potrebných údajov.

Predložený príspevok je zameraný na verifikáciu použitého modelu HYDRUS-1D pomocou lyzimetra. Analyzované boli hodinové úhrny aktuálnej evapotranspirácie vypočítané modelom s meranými hodnotami na lyzimetri za 148 dňové obdobie (27. 05. 2017 – 21. 10. 2017). Verifikácia modelu bola vykonaná metódami matematickej štatistiky. Vlhkostné podmienky v lyzimetri boli udržiavané tak aby bol dosiahnutý evapotranspiračný potenciál. To zároveň umožnilo overiť vhodnosť použitia dvoch metodík výpočtu referenčnej evapotranspirácie vo vzťahu k meranej a modelovanej aktuálnej evapotranpsirácii.

## Materiál a metódy

## Charakteristika záujmovej lokality

Skúmaná lokalita leží v katastri obce Petrovce nad Laborcom vzdialenej 5 km od mesta Michalovce (N 48° 47,540'; E 21° 53,175'; 117 m n. m.). V uzavretom areáli, ktorý je v súčasnosti v správe povodia Laborca začalo v marci 2014 budovanie lyzimetrickej stanice. Táto bola na jar 2015 plne uvedená do prevádzky (obr. 1).

Stanica pozostáva z 5 lyzimetrov uložených v dvoch samostatných plastových kontajneroch. Každý lyzimeter je tvorený oceľovým valcom s plochou 1 m<sup>2</sup> a výškou 2,5 m. Vo valcoch sú pôdne monolity odobrané z rôznych lokalít Východoslovenskej nížiny (VSN) tak, aby čo najlepšie reprezentovali typické pôdne druhy na VSN. Každý lyzimeter je vybavený regulovateľným systémom hladiny podzemnej vody (HPV) napojeným na blízky vrt, ktorý slúži ako zdroj vody. Súčasťou lyzimetrického celku je aj meteorologická stanica poskytujúca údaje o meteorologických prvkoch. Všetky monolity sú postavené na váhach s presnosťou ± 0,01 kg. Rastlinný kryt vo valcoch tvorí tráva udržiavaná do výšky 12 cm.



Obr. 1: Lyzimetrická stanica v Petrovciach nad Laborcom.

Skúmaný monolit obsahuje pôdu odobranú z miesta pri obci Poľany na juhovýchode VSN. Pôdny profil je skôr ľahší hlinito-piesočnatý až piesočnatý prechádzajúci vo vrchnej časti do pieskovitej hliny (obr. 2).



Obr. 2: Textúra pôdy z lokality Poľany.

#### Spracovanie lyzimetrických meraní

Lyzimeter je nástroj, ktorý umožňuje kvantifikovať jednotlivé zložky vodného režimu pôd prostredníctvom ich bilancie v systéme pôda – rastlina – atmosféra (Nolz, 2016). Vo všeobecnosti môžeme takúto bilanciu vyjadriť jednoduchou bilančnou rovnicou:

#### $\Delta W=P+I-ET_a-SW+CR$

(1)

(2)

kde zmena vlhkosti ( $\Delta W$ ) v danom objeme pôdy v určitom čase závisí od prítoku resp. odtoku vody cez hornú a dolnú hranicu bilancovanej zóny pôdy. Horná hranica je oblasť, kde dochádza k interakcii bilancovanej zóny pôdy s rastlinným krytom a atmosférou. Tu sa infiltruje voda zo zrážok (P – precipitation) alebo závlahy (I – irrigation) a zároveň sa vyparuje do atmosféry prostredníctvom evapotranspirácie ( $ET_a$ ). Dolná hranica je miestom interakcie bilancovanej zóny pôdy s podzemnou vodou. Tu sa prítok vody do bilancovanej zóny uskutočňuje kapilárnym vzlínaním (CR – capillary rise) z podzemnej vody a odtok z bilancovanej zóny zase gravitačným prúdením smerom do podzemnej vody (SW – seepage water).

V prípade, že poznáme hodnoty jednotlivých členov bilančnej rovnice je potom možné jednoducho vyjadriť aj hodnoty aktuálnej evapotranspirácie ( $ET_a$ ). Najprv však bolo potrebné upraviť bilančnú rovnicu (1) do tvaru (2) (Tall et al., 2018):

$$\Delta W = P_{lys} - ET_a \pm BF$$

Samotné teleso lyzimetra s pôdou predstavuje bilancovanú zónu a preto dôležitým výstupom z lyzimetra je jeho hmotnosť. Každá zmena hmotnosti o 1 kg predstavuje zmenu vlhkosti pôdy  $\Delta W$  o 1 mm, vzhľadom k ploche lyzimetra 1 m<sup>2</sup>. Závlaha v tomto prípade nebola aplikovaná a hladina podzemnej vody bola počas celého obdobia nastavená na konštantnú úroveň 1 m pod terénom. V rovnici boli použité zrážky získané z lyzimetra ( $P_{lys}$ ) z dôvodu eliminácie nepresnosti preklápacieho zrážkomera. Zrážkomer mal tendenciu podhodnocovať skutočne spadnuté zrážky, čo viedlo k nezmyselným hodnotám  $ET_a$ . Toky na dolnom okraji lyzimetra (BF – bottom fluxes) majú kladnú hodnotu v prípade, že voda prúdi do lyzimetra, čím sa kompenzujú kapilárne straty. Naopak záporné hodnoty *BF* reprezentujú výtok z lyzimetra t. j. gravitačný tok do HPV.

### Popis použitého modelu

Matematický model HYDRUS-1D vo verzii 4 bol použitý pre výpočet analyzovaných členov bilančnej rovnice v hodnotenom časovom období. HYDRUS-1D je jednorozmerný model na simuláciu toku vody, prenosu tepla a pohybu rozpustných látok podieľajúcich sa v následných reakciách prvého rádu vo variabilne saturovaných pôdach (Šimůnek et al., 2008). Je založený na riešení Richardsovej rovnice pre variabilne nasýtené prúdenie a na advekčno-disperznom type rovníc pre prenos tepla a rozpustných látok. Rovnica prúdenia ráta s poklesom pre zohľadnenie príjmu vody koreňmi rastlín.

Nastavenie modelu pred a počas simulácie zodpovedalo reálnym podmienkam v lyzimetri. Simulovaný pôdny profil o mocnosti 2,5 m bol rozdelený na 20 materiálových vrstiev. Vybraný hydraulický model van Genuchten-Maulem (Van Genuchten, 1980) bol jedno-pórovitý bez hysterézie a pre každú vrstvu boli zadefinované laboratórne zmerané hydrofyzikálne charakteristiky, t.j. van Genuchtenove parametre analytického vyjadrenia vlhkostných retenčných kriviek a hodnoty nasýtených hydraulických vodivostí. Ďalej bolo potrebné nastaviť počiatočné a okrajové podmienky. Počiatočná vlhkosť v jednotlivých materiálových vrstvách pôdy pred spustením simulácie zodpovedala skutočnej vlhkosti v lyzimetri. Časovo závislú hornú okrajovú podmienku tvorili denné hodnoty meteorologických prvkov z meteorologickej stanice a zrážkomera (atmosférické zrážky, solárna radiácia, maximálna a minimálna teplota vzduchu, vlhkosť vzduchu a rýchlosť vetra). Časovo závislú dolnú okrajovú podmienku definovala konštantná úroveň hladiny podzemnej vody 1 m pod terénom. Fenologické charakteristiky boli tiež nastavené konštantne na hodnoty: výška porastu 12 cm, albedo 0,23, LAI (index listovej pokryvnosti) 2,88 a hĺbka koreňov 30 cm.

Úhrny modelovanej aktuálnej evapotranspirácie  $ET_a$  boli získané súčtom množstva vody odčerpanej z pôdy koreňmi rastlín (transpirácia) a vody z povrchového toku na rozhraní medzi povrchom pôdy, rastlinným krytom a atmosférou (evaporácia). Pre odber vody koreňmi rastlín bol zvolený Feddesov redukčný model (Feddes et al., 1978) s parametrami pre trávnatý porast.

Výpočet referenčnej evapotranspirácie (*ET*<sub>ref</sub>) v modeli HYDRUS-1D vychádzal z Penman-Monteithovej kombinačnej rovnice (3) odporúčanej FAO-om (FAO, 1990):

$$ET_{ref} = \frac{0,408\,\Delta\,(R_n-G) + \gamma\,\frac{C_n}{T_{hr}+273}\,u_2\,(e_s-e_a)}{\Delta + \gamma\,(1+C_d\,u_2)} \tag{3}$$

kde  $R_n$  je radiačná bilancia povrchu plodiny [MJ/m<sup>2</sup>/h], *G* je tok tepla v pôde [MJ/m<sup>2</sup>/h], *T*<sub>hr</sub> je priemerná hodinová teplota vzduchu vo výške od 1,5 do 2,5 m [°C],  $u_2$  je priemerná hodinová rýchlosť vetra vo výške 2 m [m/s],  $e_s$  je tlak nasýtenej vodnej pary do 2,5 m [kPa],  $e_a$  je priemerný aktuálny tlak vodnej pary vo výške od 1,5 do 2,5 m [kPa],  $\Delta$  je derivácia tlaku nasýtenej vodnej pary pri teplote vzduchu  $T_{hr}$  [kPa/°C],  $\gamma$  je psychrometrická konštanta [kPa/°C],  $C_n$  a  $C_d$  sú konštanty, ktoré sa menia podľa referenčného typu. V modeli sú hodnoty konštánt  $C_n$  = 900 a  $C_d$  = 0,34. Pre porovnanie bol zvolený aj novší prístup výpočtu  $ET_{ref}$  podľa rovnice (3) s hodnotami konštánt  $C_n$  = 37 a  $C_d$  = 0,24 (denné hodiny), 0,96 (nočné hodiny) (Allen et al., 2005).

## Výsledky a diskusia

Na obr. 3 sú spoločne znázornené hodinové priebehy  $ET_a$  vypočítanej modelom a bilančne pomocou lyzimetra s priebehmi  $ET_{ref}$  podľa rôznych metodík (FAO, 1990; Allen et al., 2005). Pre lepší náhľad je na obrázku zobrazených prvých 5 júnových dní z celého analyzovaného obdobia (27. 05. 2017 – 21. 10. 2017). Tu je jasne viditeľná zhoda modelovaných a lyzimetrom zmeraných úhrnov  $ET_a$ . Vlhkostné podmienky v lyzimetri boli udržiavané tak, aby bol dosiahnutý maximálny možný výpar pomocou konštantnej hladiny podzemnej vody nastavenej na 1 m pod terénom. Vplyvom dolnej okrajovej

podmienky na výpar a bilanciu vody v pôde sa zaoberal aj kolektív autorov (Meissner et al., 2016). Pre evapotranspiračný deficit  $\Delta ET$  daný rozdielom medzi  $ET_{ref}$  a  $ET_a$  teda platilo  $\Delta ET \approx 0$ . To zároveň umožnilo overiť presnosť rôznych metód výpočtu. Z obrázka je rovnako zrejmá aj vysoká miera zhody medzi  $ET_a$  a  $ET_{ref}$ .



*Obr. 3: Porovnanie priebehov modelovanej a meranej* ET<sub>a</sub> s priebehmi vypočítanej ET<sub>ref</sub> počas piatich dní zo začiatku júna 2017.

Výsledky lineárnej regresie preukazujú vysokú mieru závislosti medzi meranými a vypočítanými hodnotami evapotranspirácie (obr. 4). Hodinové úhrny  $ET_a$  vypočítané modelom veľmi dobre korelujú s meranými hodnotami na lyzimetri (obr. 4a). Poukazuje na to vysoká hodnota koeficienta determinácie  $R^2$  = 0,93. Odchýlky sa pohybujú v rozmedzí hodnôt -0,37 (*MIN*) až 0,25 (*MAX*). Štandardná odchýlka je nízka (*SE* = 0,05), čo znamená, že hodnoty sa od seba odlišujú minimálne. Vzájomne sú korelované aj hodnoty  $ET_{ref}$  vypočítané dvoma rozdielnymi metodikami. Rozdiely v úhrnoch  $ET_{ref}$  vypočítaných podľa staršej metodiky (FAO, 1990) a novšej metodiky (Allen et al., 2005) sú veľmi malé (obr. 4b).

Odchýlky spolu s hodnotou koeficienta determinácie sú uvedené v tabuľke 1. Výpočet  $ET_{ref}$  podľa rôznych metodík vo vzťahu k meranej  $ET_a$  vykazuje určité rozdiely (obr. 4c a 4d). V prípade staršej metodiky výpočet viac nadhodnocuje meranie a hodnota koeficienta determinácie je o niečo nižšia  $R^2 = 0.93$  v porovnaní s novšou metodikou, kde  $R^2 = 0.94$ . Tak ako koeficienty determinácie aj hodnoty odchýlok ukazujú v prospech novšej metodiky pre výpočet  $ET_{ref}$  voči lyzimetricky meranej  $ET_a$  (tab. 1). Ak porovnávame tieto dva prístupy výpočtu  $ET_{ref}$  s modelovanou  $ET_a$ , potom je situácia opačná. Úhrny modelovanej  $ET_a$  sú takmer totožné s  $ET_{ref}$  počítanou staršou metodikou (obr. 4e). Je to ale skôr dôsledok toho, že v modeli je implementovaný tento starší výpočet  $ET_{ref}$ , ktorý je v simulácii zohľadnený. V tomto prípade s modelom veľmi dobre koreluje aj novší výpočet, čo potvrdzuje vysoká hodnota  $R^2 = 0.99$  a veľmi malé odchýlky (obr. 4f, tab. 1).



Obr. 4: Vyjadrenie lineárnych závislostí medzi meranými a vypočítanými hodnotami evapotranspirácie.

Rozdiely medzi meranými a vypočítanými hodnotami evapotranspirácie sú za celé analyzované obdobie znázornené na obrázku 5. Z kumulatívnych priebehov vychádza celkový rozdiel medzi modelovanou a meranou  $ET_a$  42,02 mm. V prípade  $ET_{ref}$  je rozdiel vyplývajúci z rôznych metodík výpočtu 33,21 mm. Ak porovnávame meranú  $ET_a$  s  $ET_{ref}$  tak menší rozdiel je pri novšej metodike (8,97 mm) oproti staršej (42,18 mm). Kumulatívny rozdiel medzi modelovanou  $ET_a$  a  $ET_{ref}$  podľa rôznych metodík je nižší pri staršej metodike (0,16 mm) a vyšší pri novšej metodike (33,05 mm). V priebehu analyzovaného obdobia sa priemerné hodinové úhrny evapotranspirácie za jednotlivé mesiace postupne znižovali. Najvyššie hodnoty boli v mesiacoch máj až august, od kedy postupne klesali k najnižším hodnotám v jesenných mesiacoch september a október. Priemerné hodinové úhrny meranej a modelovanej  $ET_a$  v jednotlivých mesiacoch sú nasledovné: Máj (0,20; 0,21 mm), Jún (0,19; 0,20 mm), Júl (0,17; 0,19 mm), August (0,16; 0,17 mm), September (0,08; 0,09 mm) a Október (0,05; 0,06 mm).

Evapotranspirácia	ΔΜΑΧ	ΔMIN	SE	R <sup>2</sup>
$ET_a$ (lyzimeter) – $ET_a$ (model)	0,25	-0,37	0,05	0,93
**ET <sub>ref</sub> - *ET <sub>ref</sub>	0,06	-0,09	0,01	0,99
<i>ET<sub>a</sub></i> (lyzimeter) – <sup>*</sup> <i>ET<sub>ref</sub></i>	0,25	-0,37	0,05	0,93
<i>ET<sub>a</sub></i> (lyzimeter) – <sup>**</sup> <i>ET<sub>ref</sub></i>	0,23	-0,31	0,05	0,94
$ET_a$ (model) – $^*ET_{ref}$	0,00	-0,01	0,00	1,00
$ET_a$ (model) – <sup>**</sup> $ET_{ref}$	0,09	-0,06	0,01	0,99

Tabuľka 1: Hodnoty odchýlok a koeficienta determinácie medzi meranými, modelovanými a vypočítanými hodnotami evapotranspirácie.

\*ET<sub>ref</sub> (FAO, 1990) \*\*ET<sub>ref</sub> (Allen et al., 2005)



Obr. 5: Priebeh kumulatívnych hodnôt evapotranspirácie v hodnotenom období (27.5.2017 – 21.10.2017).

## Záver

Verifikácia modelu HYDRUS-1D bola uskutočnená na hodinových úhrnoch  $ET_a$  za obdobie od 27. 5. 2017 do 21. 10. 2017. V tomto období boli k dispozícii aj merané hodnoty získané na základe vodnej bilancie pomocou váženého lyzimetra. Podmienky pre simuláciu boli v modeli nastavené tak, aby zodpovedali skutočným podmienkam v lyzimetri. Pre dosiahnutie maximálnych hodnôt výparu (kde  $\Delta ET = ET_{ref} - ET_a \approx 0$ ) bola hladina podzemnej vody nastavená na 1 m pod terénom. Týmto bolo možné overiť aj presnosť dvoch rôznych metodík výpočtu  $ET_{ref}$  voči meranej a modelovanej  $ET_a$ . Lineárnou regresiou bola preukázaná vysoká zhoda medzi meranými a modelovanými hodnotami  $ET_a$  ( $R^2 = 0.93$ ; SE = 0.05). V prípade  $ET_{ref}$  sa ako vhodnejšia ukázala novšia metodika výpočtu vo vzťahu k meranej  $ET_a$ ( $R^2 = 0.94$ , SE = 0.05), kde bol sumárny rozdiel iba 9 mm (2%). V kumulatívnom vyjadrení  $ET_a$  je rozdiel medzi modelom a meraním 42 mm (9%) za celé hodnotené obdobie.

Výsledky verifikácie ukázali, že model HYDRUS-1D je vhodný pre použitie v podmienkach simulujúcich existujúci pôdny profil v skúmanom lyzimetri. S použitím všetkých dostupných dát z blízkej meteorologickej stanice, hydrofyzikálnych charakteristík pôdneho profilu a fenologických charakteristík porastu dokáže spoľahlivo odhadnúť veľkosť výparu.

## Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná grantovou agentúrou VEGA 2/0044/20.

## Literatúra

- Allen, R. G., Walter, I. A., Elliot, R. L., Howell, T. A., Intenfisu, D.; Jensen, M. E.; Snyder, R. L. (2005): <u>The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation</u>. Reston: American Society of Civil Engineers, 2005, 216 p.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H. (1978): Simulation of Field Water Use and Crop Yield, John Wiley & Sons, New York, NY, 1978.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (1990): Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements, ANNEX V, FAO Penman-Monteith Formula, Rome Italy, 1990.
- Matušek, I., Reth, S., Heerd, CH., Hrčková, K., Gubiš, J., Tall, A. (2017): Review of lysimeter stations in Slovakia. In Lysimeter Research Options and Limits. Druck: Verlag, 2017, 209–211. ISBN 13: 978-3-902849-45-8.
- Meissner, R., Bondarovich, A. A., Scherbinin, V. V., Ponkina, E. V., Mastyura, A. V. et al., (2016): Calculation of water balance for the south desert area of Western Siberiaby international monitoring network data. Biological Bulletin of Bogdan Chmelnitskiy Melitopol State Pedagogical University 6 (2): 223–238.
- Nolz, R. A. (2016): <u>Review on the quantification of soil water balance components as a basis for agricultural water management with a focus on weighing lysimeters and soil water sensors/Ein Überblick über die Ermittlung von Wasserhaushaltsgrößen als Basis für die landeskulturelle Wasserwirtschaft mit Fokus auf Lysimeter und Bodenwassersensoren</u>. Die Bodenkultur: J. Land Manage., Food Environ., 67 (3) (2016), 133–144.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., Van Genuchten, M. TH. (2008): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, Version 4.0x, Hydrus Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA, USA, 2008.
- Tall, A., Kandra, B., Gomboš, M., Pavelková, D. (2018): Kvantifikácia hydrologických procesov pomocou lyzimetra. In: Branislav Kandra, Milan Gomboš, Dana Pavelková: Aktuálne problémy zóny aerácie pôdy v podmienkach prebiehajúcej klimatickej zmeny – Bratislava: Veda, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, 2018, s. 285–306. ISBN 978-80-224-1690-0.
- Van Genuchten, M. TH. (1980): <u>A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils</u>. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892–898, 1980.

# Vývoj struktury půdního filtru vsakovacího průlehu sledovaný rentgenovou výpočetní tomografií

Petra Hečková<sup>1,2</sup>, John Koestel<sup>3,4</sup>, Aleš Klement<sup>5</sup>, Radka Kodešová<sup>5</sup>, Michal Sněhota<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>České Vysoké Učení Technické v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29, Praha <sup>2</sup>České vysoké učení technické v Praze, Univerzitní centrum energeticky efektivních, Třinecká 1024, 273 43, Buštěhrad

<sup>3</sup> Soil Quality and Soil Use, Agroscope Reckenholz, Zürich, 8046, Switzerland

<sup>4</sup> Department of Soil and Environment, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, 750 07, Sweden

<sup>5</sup> Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129,

165 00, Praha

## Abstrakt

Člověkem vytvořené půdy hrají důležitou roli v městské hydrologii, např. při retenci vody ve v prvcích zelenomodré infrastruktury. Vsakovací průlehy, které jsou jedním z těchto prvků, jsou efektivním opatřením pro snižování rychlého povrchového odtoku a zlepšování kvality vody v urbanizovaných oblastech. Nejdůležitějším prvkem těchto přírodě blízkých řešení je vícevrstvý systém půdního filtru, pískového filtru a drenážní vrstvy. Pro návrh, který zajistí správnou a dlouhodobou funkci těchto prvků je potřeba zejména znalost transportních procesů v uměle vytvořeném půdním filtru. Výzkum prezentovaný v tomto příspěvku se zaměřuje na využití neinvazivních metod k analýze vývoje změny struktury půdního filtru dvou experimentálních vsakovacích průlehů. Hodnocení vývoje změny půdní struktury bylo provedeno na základě pravidelného odběru vzorků z půdního filtru a neinvazivním

Klíčová slova: rentgenová tomografie, vsakovací průleh, změna půdní struktury, půdní filtr

## Úvod

Intenzivní růst městské populace souvisí s negativními dopady na životní prostředí. Postupující urbanizace přispívá ke zvýšení rozlohy nepropustných povrchů, což vede ke zvýšenému objemu odtoku a častějšímu výskytu místních přívalových povodní (Booth et al., 2002; Hollis et al., 2017; Qin et al., 2013; Recanatesi et al., 2017; Xu et al., 2020). Vedle hydraulického zatížení povrchového odtoku, povrchová voda také ohrožuje kvalitu vodních zdrojů tím, že přenáší znečisťující látky ze zpevněných povrchů do místních toků. Důsledkem rychlého odtoku z urbanizovaných oblastí dochází ke snižování hladin podzemní vody, nedostatečnému zásobování vody pro evapotranspiraci a tvorbě tepelných ostrovů. Metody Low Impact Development (LID) a Water Sensitive Urban Design (WSUD) (Fletcher et al., 2015) slouží ke snižování těchto nepříznivých účinků urbanizace. V minulých desetiletích byly stále více implementovány prvky založené na přírodě blízkých řešeních ke snížení povrchového odtoku, snížení špičkového průtoku, zvýšení infiltrace a evapotranspirace (Maršálek et al., 1993), také ke snížení znečištění dešťové vody. Vsakovací průlehy představují typický příklad přístupu LID. Důležitou součástí vsakovacího průlehu je uměle vytvořená vrstva půdy nazývána půdní filtr. Funkce půdního filtru závisí nejen na jeho počátečních fyzikálních a chemických vlastnostech, ale také na následné pedogenezi půdy (Jangorzo et al., 2013; Scalenghe & Ferraris, 2009; Sere et al., 2012), která nastane po instalaci. Pedogeneze určuje vývoj struktury půdy, změnu obsahu organické hmoty, tvorbu makropórů, stratifikaci půdy, ucpávání pórů částicemi a změny smáčivosti půdy. Pro správné a dlouhodobé fungování vsakovacích průlehů je zapotřebí znalost vývoje transportních procesů v uměle vytvořených půdách (Dietz, 2007). Dlouhodobé fungování BC není dosud zcela objasněno, protože dlouhodobé experimentální studie na toto téma jsou stále řídké. Neinvazivní vizualizační metody, jako je počítačová rentgenová mikrotomografie (CT) (Brenner, 2007), jsou účinným prostředkem hodnocení půdní struktury (Bölscher et al., 2021; Jarvis et al., 2017; Koestel et al., 2020; Kumi, 2015). Schopnost rentgenového CT zkoumat půdu z hlediska vývoje struktury, zanášení pórů částicemi a deformací geometrie pórů bylo ověřeno již v mnoha studiích (Cnudde & Boone, 2013; Helliwell et al., 2013; Koestel et al., 2021).

Cílem tohoto příspěvku je objasnit změny ve výkonnosti vsakovacích průlehů studiem strukturních změn půd v mikroměřítku neinvazivními metodami. Pro vyhodnocení změny půdní struktury byly analyzovány CT snímky vzorků odebíraných z půdního filtru během tří let.

## Materiál a metody

Dva identické experimentální vsakovací průlehy byly založeny v prosinci 2017 (Hečková et al., 2022). První vsakovací průleh BC1 vsakuje srážkovou vodu ze střechy blízkého experimentálního objektu s plochou střechy 38 m<sup>2</sup>. Druhý vsakovací průleh BC2 je napájen z nádrže pomocí čerpacího řízeného systému, který umožňuje generovat umělé srážkové události. Vsakovací průlehy jsou osázeny čtyřmi druhy trvalek (*Aster novae-angliae* 'Purple Dome'; *Hemerocallis* 'Lemon Bells'; *Euphorbia amygdaloides*; *Molinia caerulea*). Každý vsakovací průleh má šířku 2,4 m a délku 4,0 m. Povrch je chráněn 5 cm tlustou mulčovací štěrkovou vrstvou frakce 16/32 mm. Půdní filtr o tloušťce 0,3 m tvoří uměle vytvořená půda složená ze směsi písku, kompostu a ornice v objemovém poměru 50:30:20 %. Drenážní vrstva o tloušťce 0.27 m je tvořena štěrkovou frakcí 16/32 mm ve které je uložena perforovaná odvodňovací trubka. Půdní filtr a drenážní vrstvu odděluje 0,1 m silná písčitá vrstva frakce 0/4 mm, která slouží k zachycení jemných částic. Vsakovací průlehy jsou izolovány od okolí pomocí PVC folie.

Vrstva půdního filtru je monitorována pomocí čtyř TDR sond (CS635, Campbell Scientific, U.S.A.). Dále bylo instalováno 5 tenzometrů (T8, Meter Environment, Germany) v různých hloubkách. Dva měřiče půdního potenciálu (MPS-6, Meter Environment, Germany) byly umístěny 10 cm pod povrchem. Výška hladiny vody je měřena ultrazvukovým čidlem (US1200, Fiedler AMS, s.r.o., Česká republika) umístěným ve výšce 70 cm nad nejhlubším místem BC. Množství srážek přitékající do BC1 je měřeno překlopným srážkoměrem (52202, R. M. Young, USA) a vynásobeno plochou střechy. Odtok z obou buněk je měřen překlopnými průtokoměry (PF500, Fiedler AMS, s.r.o., Česká republika). V BC2 byly prováděny výtopové experimenty v roce 2018 a 2019. Cílem experimentů bylo fyzikálně simulovat zaplavení BC extrémními srážkami. Při prvních třech experimentech PE1-PE3 byl simulován 15ti minutový déšť s vysokou intenzitou 1.43 mm min<sup>-1</sup> a v při PE4 - PE6 byl simulován 120ti minutový déšť s nižší intenzitou 0.296 mm min<sup>-1</sup>. Na obr. 1 je zobrazen podélný řez vsakovacím průlehem BC1, který přijímá vodu ze střechy.



Obr. 1 Podélný řez vsakovacím průlehem BC1 (Hečková et al., 2022)

Na obr. 2 je zobrazen vývoj rostlin během tří let provozu vsakovacího průlehu, který je napojen na střechu. Na začátku roku 2019 byla nahrazena trvalka *Euphorbia amygdaloides* rostlinou *Eupatorium* '*Phantom*'. V dalších letech je vidět poměrně intenzivní nárůst hmoty rostlin během tří let.



Obr. 2: Porovnání počátečního stavu vegetace v roce 2018 a nárůstu vegetace během doby odebírání vzorků v BC1

Z vrchní vrstvy půdního filtru byly pravidelně odebírány neporušené půdní vzorky pro vyhodnocení změny půdní struktury. Odběrné hliníkové válečky měly průměr a výšku 29 mm. Vzorky byly po odběru uskladněny v ledničce. Před snímkováním byly nasyceny vodou po dobu minimálně 48 hodin a následně byly drénovány při tlaku 330 mbar, aby byl dosažen stejný stav jako při odebrání. Vzorky byly snímkovány na dvou výzkumných institucích v závislosti na dostupnosti. Vzorky z let 2018 a 2019 byly snímkovány na Švédské zemědělské univerzitě v Uppsale. Bylo pořízeno 96 rentgenových snímků pomocí průmyslového rentgenového skeneru GE Phoenix s rentgenovou trubicí o napětí 240 kV s cílem z wolframu. Vzorky byly zobrazeny při napětí trubice 100 kV a s použitím proudu 200 µA. Doba expozice na jeden snímek byla 200 ms. Projekce byly invertovány na 3D obrazy pomocí softwaru GE Datos X (verze 2.1.) a exportovány jako TIFF s rozlišením 20 µm. 24 vzorků z podzimu 2020 bylo zobrazeno na České zemědělské univerzitě v Praze. Nastavení rentgenového skeneru (Nikon XT H 225 ST) bylo stejné jako v předchozích dvou letech. Výsledný 3D obraz s 2785 snímky byl exportován s rozlišením 16 µm.

Číslo odběru	Datum odběru	Počet odebraných vzorků	Doba po založení průlehů (měs.)
1	5.6. 2018	12	7
2	1.11.2018	12	12
3	24.5. 2019	12	18
4	26.9. 2019	12	22
5	18.6. 2020	12	31

Tabulka 6: Datum odběru vzorků a počet odebraných vzorků z každého vsakovacího průlehu

Z každého vsakovacího průlehu bylo během tří let odebráno 60 vzorků pro vyhodnocení změny půdní struktury.

Obrazová data byla zpracována pomocí distribuce FIJI open-access softwaru ImageJ (Schindelin et al., 2012). K detekci obrysu hliníkových sloupců byl použit plugin SoilJ (Koestel, 2017), který automaticky vyrovnal a zarovnal obrázky. Byly odstraněny řezy nad a pod horním a dolním koncem sloupců. Škálování stupnice šedi všech získaných rentgenových obrázků bylo kalibrováno na 0,1% šedých hodnot uvnitř objemu půdy a šedé hodnoty stěny hliníkového sloupce, a byly jim přiřazeny šedé hodnoty 5 000 a 20 000. Segmentace obrázků byla provedena pomocí globálního prahování. V dalším kroku byly veškeré voxely s hodnotami menšími než 8 000 vyloučeny v dodatečném kroku segmentace. Hodnota byla manuálně vybrána na základě vizuální kontroly mnoha normalizovaných obrázků a byl vhodný pro segmentaci pórového systému ze snímků. Reprezentativní cylindrická část (ROI) vzorku byla extrahována odstraněním částí vzorku ovlivněných extrakcí vzorku. V posledním kroku postprocessingu byly odstraněny všechny izolované výjimečné póry s průměrem menším než 80 µm (Koestel & Schlüter, 2019), což je minimální velikost pórů běžně definovaná jako makroporozita (America, 2008). S ohledem na rozlišení obrazu je rozumné předpokládat, že tyto izolované, tenké shluky představovaly převážně šum.

Dále byla pomocí pluginu SoilJ provedena analýza segmentovaného prostoru makropórů. Na neporušeném objemu byla nejprve vypočítána makroporozita, jako poměr pórů ku celkovému objemu v ROI. Dále byla vyhodnocena distribuce velikost makropórů pomocí metody, kdy byla do každého póru vepsaná koule s maximálním průměrem. Dále byly vyhodnoceny tři veličiny, které ukazují celkovou propojenost póru v ROI. Analyzována byla pravděpodobnost propojení porů  $\Gamma$  (-) (Koestel and Schlüter, 2019), Eulerovo číslo a kritický průměr pórů d<sub>c</sub> (mm). Kritický průměr charakterizuje rozměr délku určující propustnost porézního prostředí. Pravděpodobnost propojení a Eulerovo číslo kvantifikují, jak dobře jsou propojeny póry ve zkoumané oblasti vzorku. Pokud jsou všechny zkoumané póry v ROI vzájemně propojeny  $\Gamma$  nabývá hodnoty 1. Čím větší je počet izolovaných shluků pórů a čím menší je jejich velikost, tím menší je  $\Gamma$ . Eulerovo číslo nabývá i hodnot od -1 do 1. Čím více se číslo blíží k -1 jsou póry více propojeny.

## Výsledky a diskuze

Byla provedena analýza CT snímků celkem 120 vzorků. Na obrázku 3 (vlevo pro BC1 a vpravo pro BC2) je zobrazen vývoj makroporozity materiálu půdního filtru v průběhu času. Z analýzy byla vyřazena odlehlá pozorování, která vykazovala makroporozitu vyšší než 0,2. Tyto vzorky byly charakterizovány vysokým obsahem organické hmoty. U BC1 je v prvních třech odběrech (5 až 18 měsíců po založení) pozorována klesající tendence, přičemž v následujících dvou obdobích se hodnoty mediánu ustálí na podobné úrovni. U vzorků odebíraných před vegetační sezonou je pozorován menší rozsah hodnot, zatímco u vzorků odebraných po vegetační sezoně je rozsah hodnot více proměnlivý. Toto může být

způsobeno nárůstem vegetace během vegetačního období a větším rozvojem kořenového systému. Naopak po skončení vegetační sezony a během zimního období dochází k větší konsolidaci půdního filtru a menšímu rozvoji kořenového systému. V případě vsakovacího průlehu BC2 byly hodnoty makroporozity v prvním a druhém odběru během 7. a 12. měsíce velmi podobné jako u BC1, s opětovným poklesem makroporozity. V dalších odběrech během 12. a 31. měsíce se vývoj liší, přičemž hodnoty jsou více proměnlivé a mají širší rozsah. Toto může být způsobeno skutečností, že vsakovací průleh BC2 není přirozeně zásobován vodou a je charakterizován obecně nižší vlhkostí. Voda, která protéká buňkou během výtopových experimentů, téměř zcela odtéká, a mimo tyto experimenty není buňka zásobena pouze srážkovou vodou dopadající na půdorys průlehu. Na základě výsledků není zřejmá žádná zjevná souvislost mezi makroporozitou vzorků odebraných ze stejných míst dané rostliny. Na spodních grafech obr. 3 je zobrazena další charakteristika pórového půdního prostředí určující konektivitu jednotlivých pórů v ROI. Největší pravděpodobnost propojení makropórů je u BC1 v roce 2018 během 12ti měsíců od založení. To odpovídá teorii o konsolidaci půdního filtru po prvním roce fungování. V roce 2019 je pravděpodobnost propojení nižší v BC1, zejména při druhém odběru. V posledním roce je opět z grafu viditelné zvýšení pravděpodobnosti propojení a zároveň i zvýšení makroporozity, což mohl způsobit poměrně vysoký nárůst rostlin a s tím související vývoj kořenového systému. Naopak v BC2 během odběrů mezi 18. a 31. týdnem je zřejmá větší propojenost pórů než v BC1. Ve vsakovacím průlehu BC2, který není přirozeně zásobován vodou, byly dle záznamu tlakových výšek z tenzometrů sušší podmínky půdního filtru ve srovnání s půdním filtrem v BC2. Tyto odlišné podmínky mohly způsobit odlišný vývoj makroporozity a pravděpodobnosti propojení než v BC1.



Obr. 3: Vývoj makropozity a pravděpodobnosti propojení ve vsakovacím průlehu BC1 (vlevo) a BC2 (vpravo) během tří let. Krabicový graf zobrazuje minimum, maximum, medián vzorku a první a třetí kvartil.

Představu o velikosti jednotlivých makropórů dávají grafy na obrázku 4 (BC1 vlevo, BC2 vpravo). Bylo stanoveno celkem 5 kategorií do kterých byly velikosti pórů rozděleny. Největší procentuální zastoupení bylo v kategorii velikosti pórů od 80 do 310 μm ve všech odběrech a v obou vsakovacích průlezích. Nejmenší procentuální zastoupení bylo ve větších pórech v obou bioretenčních buňkách.

Vzorky odebírané v červnu v roce 2020 (tj. 31 měsíců po založení) mají největší zastoupení v první kategorii nejmenších pórů naopak žádné zastoupení nemají v kategorii s póry většími než 1000 μm. Z velikosti pórů je opět zřejmé, že během první sezony (7-12 měsíců po založení) došlo ke snížení velikosti makropórů, což odpovídá snížené makroporozitě patrné z obr. 3.



*Obr. 4: Rozložení velikost pórů (tloušťka) pro celé sledované období vsakovacího průlehu BC1 (vlevo) a BC2 (vpravo).* 

## Závěry

V rámci vyhodnocení dlouhodobého fungování přírodě blízkých řešení pro hospodaření s dešťovou vodou byly založeny dva experimentální vsakovací průlehy a navržen monitorovací systém odběru půdních vzorků z půdního filtru. Pro analýzu půdní struktury bylo odebráno celkem 60 vzorků z každého vsakovacího průlehu během tříletého období. Půdní struktura byla hodnocena rentgenovou počítačovou tomografií a metodami analýzy obrazu. Výsledky ukázaly, že analýza 3D CT snímků půdních vzorků je účinným nástrojem pro vyhodnocení změny půdní struktury. Bylo zjištěno, že makroporozita během prvního roku po založení průlehu klesla, což bylo způsobeno konsolidací půdy a odpovídají tomu i další charakteristiky pórového prostředí. Později se průměrné hodnoty makroporozity ustálily ale zvýšila se variabilita hodnot (mezi vzorky) během období, kdy došlo k nárůstu vegetace. Tato studie poskytuje důležité poznatky o změně půdní struktury v půdním filtru a přispívá k lepšímu porozumění fungování vsakovacího průlehu. Provoz experimentální sestavy, odběry vzorků a analýza CT snímků budou pokračovat i nadále pro získání delší řady pozorování.

## Poděkování

Tato práce vznikla za podpory Grantové agentury ČR pod číslem projektu GAČR 22-25673S a Grantové agentury ČVUT v Praze, grant č. SGS23/154/OHK1/3T/11. Studie byla podpořena Evropskými strukturálními a investičními fondy, projekty NutRisk č. CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_019/0000845.

## Literatura

America, S. S. S. of. (2008). Glossary of Soil Science Terms 2008. ASA-CSSA-SSSA.

- Bölscher, T., Koestel, J., Etana, A., Ulén, B., Berglund, K., Larsbo, M. (2021). <u>Changes in pore networks</u> <u>and readily dispersible soil following structure liming of clay soils</u>. *Geoderma*, *390*, 114948.
- Booth, D., Hartley, D., Jackson, C. (2002). <u>Forest Cover, Impervious-Surface Area, and the Mitigation of</u> <u>Stormwater Impacts</u>. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *38*, 835–845.
- Brenner, D. J. (2007). <u>Computed Tomography—An Increasing Source of Radiation Exposure</u>. *The New England Journal of Medicine*.

- Cnudde, V., Boone, M. N. (2013). <u>High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review</u> of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews*, *123*, 1–17.
- Dietz, M. E. (2007). Low impact development practices: A review of current research and recommendations for future directions. Water Air and Soil Pollution, 186(1–4), 351–363.
- Fletcher, T. D., Shuster, W., Hunt, W. F., Ashley, R., Butler, D., Arthur, S., Trowsdale, S., Barraud, S., Semadeni-Davies, A., Bertrand-Krajewski, J. L., Mikkelsen, P. S., Rivard, G., Uhl, M., Dagenais, D., Viklander, M. (2015). <u>SUDS, LID, BMPs, WSUD and more—The evolution and application of terminology surrounding urban drainage</u>. *Urban Water Journal*, *12*(7), 525–542.
- Hečková, P., Bareš, V., Stránský, D., Sněhota, M. (2022). <u>Performance of experimental bioretention</u> cells during the first year of operation. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, *70*(1), 42–61.
- Helliwell, J., Sturrock, C., Grayling, K., Tracy, S., Flavel, R., Young, I., Whalley, R., Mooney, S. (2013). <u>Applications of X-ray computed tomography for examining biophysical interactions and structural</u> <u>development in soil systems: A review</u>. *European Journal of Soil Science, 64*, n/a-n/a.
- Hollis, V., Joseph, S., Browne, K. (2017). <u>The impact of extrafamilial victimization and poly-victimization</u> on the psychological well-being of English young people. *Child Abuse & Neglect*, *67*, 349–361.
- Jangorzo, N. S., Watteau, F., Schwartz, C. (2013). <u>Evolution of the pore structure of constructed</u> <u>Technosols during early pedogenesis quantified by image analysis.</u> *Geoderma*, 207, 180–192.
- Jarvis, N., Larsbo, M., Koestel, J. (2017). <u>Connectivity and percolation of structural pore networks in a</u> <u>cultivated silt loam soil quantified by X-ray tomography</u>. *Geoderma*, 287, 71–79.
- Koestel, J. (2017). SoilJ: <u>An ImageJ Plugin for the Semiautomatic Processing of Three-Dimensional X-ray Images of Soils</u>. *Vadose Zone Journal*, 17.
- Koestel, J., Fukumasu, J., Garland, G., Larsbo, M., Svensson, D. (2021). <u>Approaches to delineate</u> <u>aggregates in intact soil using X-ray imaging</u>. *Geoderma*, 402, 115360.
- Koestel, J., Larsbo, M., Jarvis, N. (2020). <u>Scale and REV analyses for porosity and pore connectivity</u> <u>measures in undisturbed soil</u>. *Geoderma*, *366*, 114206.
- Koestel, J., Schlüter, S. (2019). <u>Quantification of the structure evolution in a garden soil over the course</u> of two years. *Geoderma*, *338*, 597–609.
- Kumi, F. (2015). <u>Review of applying X-ray computed tomography for imaging soil-root physical and</u> <u>biological processes</u>. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering*, *8*, 1–14.
- Maršálek, J., Barnwell, T., Geiger, W., Grottker, M., Huber, W., Saul, A., Schilling, W., Torno, H. (1993). <u>Urban Drainage Systems: Design and Operation</u>. *Water Science & Technology*, *27*, 31–70.
- Qin, H., Li, Z., Fu, G. (2013). <u>The effects of low impact development on urban flooding under different</u> <u>rainfall characteristics</u>. *Journal of Environmental Management*, *129*, 577–585.
- Recanatesi, F., Petroselli, A., Ripa, M., Leone, A. (2017). <u>Assessment of stormwater runoff management</u> practices and BMPs under soil sealing: A study case in a peri-urban watershed of the metropolitan area of Rome (Italy). Journal of environmental management, 201, 6–18.
- Scalenghe, R., Ferraris, S. (2009). <u>The First Forty Years of a Technosol</u>. *Pedosphere*, *19*(1), 40–52.
- Sere, G., Ouvrard, S., Magnenet, V., Pey, B., Morel, J. L., Schwartz, C. (2012). <u>Predictability of the Evolution of the Soil Structure using Water Flow Modeling for a Constructed Technosol</u>. *Vadose Zone Journal*, 11(1), 13.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B., Tinevez, J.-Y., White, D. J., Hartenstein, V., Eliceiri, K., Tomancak, P., Cardona, A. (2012). <u>Fiji: An open-source platform for biological-image analysis</u>. *Nature Methods*, 9(7), Article 7.
- Xu, D., Ouyang, Z., Wu, T., Han, B. (2020). <u>Dynamic Trends of Urban Flooding Mitigation Services in</u> <u>Shenzhen, China</u>. *Sustainability*, *12*, 4799.

# Transportní procesy v půdě a vliv hydrofobie povrchové vrstvy na ně

# Analýza výmoľovej erózie s využitím historických máp

Michaela Danáčová<sup>1</sup>, Matúš Tomaščík<sup>1</sup>, Jana Grečnárová<sup>1</sup> <sup>1</sup>Katedra vodného hospodárstva krajiny, Stavebná fakulta STU v Bratislave

Využitie krajiny a jej zmeny v čase vyplývajú predovšetkým z aktivít ľudstva, ako aj z dopadu extrémnych prírodných javov (napr. povodne vyvolané z extrémnych zrážok, veterné kalamity, zemetrasenia alebo zosuvy pôdy). Zmenu v krajine je možné identifikovať od lokálnej až po globálnu úroveň na základe dlhodobo priestorovo a časovo zaznamenávaného diaľkového prieskumu Zeme (Nováček a kol. 2019). Z leteckých alebo satelitných snímok možno analyzovať zmeny v štruktúre krajiny, napríklad dynamiku zmien plochy lesných porastov, využívania poľnohospodárskej pôdy alebo zástavby. Taktiež je však možné identifikovať aj konkrétne prírodne procesy.

Z hľadiska dlhodobého vývoja sú historické mapy cenným zdrojom informácií o krajine v minulosti. Ak sú georeferencované, tak sa môžu priamo použiť vo výskume vývoja krajiny. Pri požadovanej presnosti a podrobnosti informácii je možné porovnávať medzi sebou mapy z rôznych časových období, a tak identifikovať vývoj krajinných (napr. lesné plochy) a nekrajinných prvkov (napr. osídlenie).

V rámci príspevku bolo vybrané záujmové územie na základe poznatku o existencii hustej siete permanentných výmoľov. Konkrétne bolo vybrané povodie Myjavy po záverečný profil Jablonica, kde bolo cieľom identifikovať a zhodnotiť možný vplyv zmeny využitia, ktoré spočívalo v odlesnení územia a kolektivizácií v polovici 20-teho storočia. Celková plocha povodia je 238 km2, pričom priemerná nadmorská výška územia je 360 m n.m. Priemerný ročný úhrn zrážok je v rozmedzí 600 – 700 mm.

Hlavným cieľom príspevku bola identifikácia eróznych výmoľov a historický vývoj tohto erózneho prvku v krajine. V prvom kroku prebehla digitalizácia eróznych výmoľov z dostupných historických mapových podkladov. Použité boli historické mapy III. Vojenského mapovania, topografická mapa z roku 1952, základné mapovanie z roku 1999. Po identifikácii a klasifikácii vývoja a existencie eróznych výmoľov boli spracované mapové výstupy plôch s výskytom eróznych prvkov pre katastrálne územia obcí, ktoré môžu byť použité ako materiál pre pozemkové úpravy, pre spracovanie územného plánu obcí, prípadne projekty poľnohospodárskeho alebo lesného hospodárstva.

## Poďakovanie

Spracovanie príspevku bolo podporené prostredníctvom finančnej podpory grantového projektu VEGA č. 1/0782/21.

## Literatura

Nováček, J., Kopecká, M., Oťaheľ, J., Feranec, J.: Assessment of Land Cover Changes in Slovakia Using CORINE Land Cover Data. Životné prostredie, 2019, 53, 2, p. 88 – 90.

# Časová proměnlivost hydraulických vlastností půdy a jejich vliv na odhad půdní vlhkosti

Václav Šípek<sup>1</sup>, Lukáš Vlček<sup>1</sup>, Miroslav Tesař<sup>1</sup>, Nikol Zelíková<sup>1</sup>, Jan Hnilica<sup>1</sup> <sup>1</sup> Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 160 00, Praha 6

## Abstrakt

Půdní vlhkost hraje významnou roli v hydrologickém cyklu, protože zásadně ovlivňuje proudění vody v systému voda-půda-rostlina. Studie je zaměřena na celoroční odhad nasycení půdního profilu vodou v zalesněném horském území s využitím jednoduchého modelu založenému na konceptu lineární nádrže. Studie je založena na terénním měření nasycené hydraulické vodivosti a zavedení periodické funkce nasycené hydraulické vodivosti do modelu půdní vlhkosti, která možní její sezónní proměnlivost.

Průměrná nasycená hydraulická vodivost měřená jednoválcovým infiltrometrem byla v průběhu dvou let vždy vyšší ve vegetačním období, kdy se pohybovala od 33,6 do 44,8 cm hod<sup>-1</sup>, oproti zimním období, kdy poklesla do rozmezí 13,2 až 22,3 cm hod<sup>-1</sup>. Do modelu půdní vlhkosti byla implementována funkce, která umožnila spojitou změnu nasycené hydraulické vodivosti s maximem ve vegetační sezóně a minimum v zimním období. Tato modifikace modelu půdní vlhkosti vedla k poklesu průměrné čtvercové chyby odhadu půdní vlhkosti o 33,2 % (z 0,034 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> na 0,023 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>) a nárůstu hodnoty Nash-Sutcliffova koeficientu z 0,34 na 0,68. Výsledky studie přispějí k přesnějšímu celoročnímu odhadu půdní vlhkosti, a tedy i ke zlepšení dlouhodobých simulací vlivu klimatické změny na dostupnost vodních zdrojů.

Klíčová slova: hydraulické vlastnosti půdy; půdní vlhkost; nasycená hydraulická vodivost; klimatická změna

## Úvod

Půdní vlhkost hraje klíčovou roli v hydrologickém cyklu, protože rozhoduje o rozdělováním srážek mezi evapotranspiraci a odtok (Daly a Porporato, 2005). Půdní vlhkost je vysoce variabilní jak v čase, tak v prostoru a mezi faktory, které tuto variabilitu ovlivňující patří topografie, vlastnosti půdy, její využití, postupy hospodaření, vegetace, srážky a intenzita slunečního záření (Famiglietti a kol, 1998; Rodriguez-Iturbe a kol., 2006; Western a kol., 1998). Správný odhad nasycení půdního profilu vodou je důležitý z řady důvodů, a to od předpovědi povodní a sucha (Westrick a kol., 2002; Shukla a kol, 2013) až po interakce mezi povrchem a atmosférou (Koster et al., 2009).

Měření půdní vlhkosti pro větší územní celky není zatím technicky možné, a proto je běžným přístupem půdní vlhkost odhadovat pomocí hydrologických modelů. Pro tento odhad je pro parametrizaci modelu zapotřebí znát hydraulické vlastnosti zkoumaných půd. Běžným přístupem je využití konstantních hodnot hydraulických vlastností po celou dobu simulace (de Vos a kol., 2010). Nicméně několik autorů poukazuje na časovou proměnlivost hydraulických vlastností půd (Bodner et al., 2008; Bormann and Klaassen, 2008; Šípek a kol., 2019). Navzdory dokumentové časové variabilitě hydraulických vlastností půdy a důkazům o přínosu takové parametrizace hydrologických modelů existuje pouze několik studií, které časově proměnné parametry zahrnuly do simulace (Schwen et al., 2011; Alleto et al., 2015; Šípek et al. al., 2019). Všechny tyto studie nicméně zakomponovaly sezónní změny hydraulických vlastností půdy diskrétním způsobem, kdy se dané hodnoty v průběhu simulace pouze několikrát změní.

Cílem této studie je kvantifikovat změny nasycené hydraulické vodivosti v lesních půdách v průběhu dvou sezón a navrhnout úpravu hydrologického modelu tak, aby zahrnoval tyto změny parametrů pomocí spojité korekční funkce.

## Metody

Povodí Liz (plocha: 0,99 km2; průměrná nadmořská výška: 941 m n. m.; průměrná denní teplota vzduchu: 6,7 °C; průměrné roční srážky: 847 mm) slouží jako experimentální plocha pro tuto studii. Půdní typ je klasifikován jako středně hluboký písčitohlinitý podzol. Celé povodí je pokryto převážně jehličnatým porostem. Experimentální povodí je vybaveno automatickým systémem pro měření meteorologických a hydrologických veličin pomocí bezdrátového přenosu dat. Základní měření nezbytná pro tuto studii se skládá z teploty vzduchu (Fiedler RV12/RK5, ČR), srážek (Meteoservis MRW 500, ČR), globálního záření (Kipp&Zonen CMP3, NL) a obsahu půdní vody (Campbell CS616, USA). Půdní vlhkost je měřena na reprezentativní ploše třemi sadami čidel umístěných v šesti hloubkách od 15 do 70 cm. Zkoumané období zahrnuje roky 2009-2014. Vzhledem k tomu, že vybraný model simuluje půdní vlhkost jako průměr celého půdního profilu, tak průměrné nasycení půdního profilu bylo získáno jako vážený průměr jednotlivých čidel vzhledem k mocnosti vrstvy, kterou zastupovaly.

Nasycená hydraulická vodivost byla měřena v sedmi kampaních pomocí jednoválcového infiltrometru (FLOW-GROUP, ČR) o průměru válce 10 cm a výšce výtopy 10 cm (Obr. 1). V rámci každé kampaně bylo provedeno vždy deset měření v místech situovaných v okolí 10 permanentně umístěných dřevěných kolíků zhruba 10 metrů od měření půdní vlhkosti.

Pro modelový experiment byl využit modifikovaný model SWBM-GA (Brocca a kol., 2008) v denním kroku. Model byl oproti původní verzi rozšířen o simulaci tání a akumulace sněhové pokrývky pomocí metody degree-day (Gupta, 2001) a odhad intercepční ztráty pomocí odečtu intercepční kapacity porostu (Kofroňová a kol., 2021). Z původního modelu je využit odhad aktuální evapotranpirace a odtoku do podloží. Evapotranspirace využívá lineární redukci potencionální evapotranspirace v závislosti na obsahu vlhkosti v půdě. Odtok do podloží je na obsahu půdní vody závislý exponenciálně. Model SWBM-GA vyžaduje čtyři parametry, a to nasycenou hydraulickou vodivost, index distribuce velikosti pórů a saturovanou a reziduální vlhkost půdy. Jako vstupní data jsou zapotřebí denní úhrny srážek, teploty vzduchu a potenciální evapotranspirace. Potenciální evapotranspirace byla určena na základě vzorce Pristleyho a Taylora (1972). Model byl kalibrován pomocí genetického algoritmu s využitím střední čtvercové chyby odhadu (RMSE) půdní vlhkosti jako objektivní funkce.



Obr. 1: Měření nasycené hydraulické vodivosti na povodí Liz.

## Výsledky

Nasycená hydraulická vodivost byla měřena v rámci sedmi kampaní vždy v deseti opakováních. Měření probíhalo uprostřed zimy (prosinec a leden) a v létě (květen, červen, září). Průměrná hodnota nasycené hydraulická vodivosti byla v průběhu dvou let vždy vyšší ve vegetačním období, kdy se pohybovala od 33,6 do 44,8 cm hod<sup>-1</sup>. Naopak v zimním období poklesla do rozmezí 13,2 až 22,3 cm hod<sup>-1</sup>. Průměry všech měření v jednotlivých kampaních je ukázány na Obr. 2. Měření tedy indikují možnou sezónní proměnlivost nasycené hydraulické vodivosti ve sledovaném území s vyšší nasycenou vodivostí v průběhu vegetační sezóny a nižší v zimním období.



Obr. 2: Sezónní změny nasycené hydraulické vodivosti ve smrkovém porostu na povodí Liz

Hydrologický model SWBM-GA byl vždy kalibrován na celém zkoumaném období 2009-2014. Nejprve došlo ke kalibraci parametrů modulu akumulace a tání sněhové pokrývky vzhledem k měřeným hodnotám vodní hodnoty sněhu. RMSE simulace sněhové pokrývky se pohybovala okolo 9 mm a objemová chyba od 1 do 3 %. Pak došlo ke kalibraci čtyř původních parametrů modelu (nasycené

hydraulické vodivosti, indexu distribuce velikosti pórů, saturované a reziduální vlhkosti půdy). Tato simulace byla využita jako referenční pro porovnání vlivu zakomponování proměnné nasycené hydraulické vodivosti. Následně byl model rozšířen o periodickou funkci, pomocí které byla každý den přenásobena nasycená hydraulická vodivost. Pro tuto korekci byla využita modifikovaná funkce cosinus. Tím došlo k její spojité změně v průběhu roku.

Výsledné hodnoty chybových statistik jsou ukázány v Tabulce č. 1. Simulace s konstantní hodnotou nasycené hydraulické vodivosti dosáhla v průměru hodnoty RMSE rovné 0,034 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> a Nash-Sucliffe koeficientu 0,34. Nejlepší simulace bylo dosaženo v prvních dvou letech běhu modelu, což bylo pravděpodobně zapříčiněné korektně nastaveným počátečním nasycením půdního profilu. V dalších časových úsecích již mohlo docházet ke kumulaci chyby z minulého období a hodnoty RMSE se pohybovaly těsně pod 0.04 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>. Při zakomponování časově proměnné hydraulické vodivosti došlo k poklesu průměrné RMSE na 0,023 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> a k nárůstu Nash-Sutcliffe kritéria na 0,68, což již indikuje uspokojivou simulaci. Z Tab. 1 je patrné, že k nejvýznamnějšímu zlepšení došlo v letech 2011-2014 a tedy ke konci simulovaného období.

Tab. 1: Hodnoty chybových statistik simulací půdní vlhkosti s využitím konstantních ("Fix") a proměnných ("Proměnné") hodnot nasycené hydraulické vodivosti. Uvedená je střední čtvercová chyba odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffův koeficient.

	RMSE		Nash-Sutcliffe	
	Fix	Proměnné	Fix	Proměnné
	[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ]	[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ]	[-]	[-]
2009-2010	0.024	0.023	0.65	0.58
2011-2012	0.039	0.021	0.12	0.77
2013-2014	0.039	0.024	0.25	0.70
Celé období	0.034	0.023	0.34	0.68

Porovnání průběhu obou simulací je zobrazeno na Obr. 3 a Obr. 4, kde je modelovaná půdní vlhkost zobrazena spolu s měřenou. Na první pohled je patrná větší shoda modelovaných a měřených dat v případě časově proměnné hydraulické vodivosti (vždy spodní panel). Časová proměnlivost klíčového parametru modelu umožnila větší amplitudu půdní vlhkosti a tedy lepší shodu jak v letním, tak zimním období.



Obr. 3: Simulovaná (oranžová linie) a měřená (černá linie) půdní vlhkost na povodí Liz v letech 2011-2012 s využitím konstantní (horní panel) a časově proměnné (dolní panel) nasycené hydraulické vodivosti. Přerušovaná čára reprezentuje korekci nasycené hydraulické vodivosti.



Obr. 4: Simulovaná (oranžová linie) a měřená (černá linie) půdní vlhkost na povodí Liz v letech 2013-2014 s využitím konstantní (horní panel) a časově proměnné (dolní panel) nasycené hydraulické vodivosti. Přerušovaná čára reprezentuje korekci nasycené hydraulické vodivosti.

## Závěry

Nasycená hydraulická vodivost získaná jednoválcovým infiltrometrem se v průběhu dvou sezón postupně měnila v čase a vyšších hodnot bylo dosaženo v průběhu vegetačních sezón. V zimním období byla nasycená hydraulická vodivost vždy nižší. Této skutečnosti bylo využito při spojité korekci hodnoty nasycené hydraulické vodivosti v jednoduchém hydrologickém modelu, kdy došlo k významnému zlepšení simulace nasycení půdního profilu vodou. Tato modifikace modelu půdní vlhkosti vedla k poklesu střední čtvercové chyby odhadu půdní vlhkosti o 33,2 % (z 0,034 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> na 0,023 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>) a nárůstu hodnoty Nash-Sutcliffova koeficientu z 0,34 na 0,68. Výsledky studie přispějí k přesnějšímu celoročnímu odhadu půdní vlhkosti, a tedy i ke zlepšení dlouhodobých simulací vlivu klimatické změny na dostupnost vodních zdrojů.

## Poděkování

Výzkum vznikl za podpory Výzkumného programu Strategie AV21 Voda pro život a institucionální podpora AV ČR (RVO: 67985874).

## Literatura

- Alletto, L., Pot, V., Giuliano, S., Costes, M., Perdrieux, F., Justes, E. (2015): <u>Temporal variation in soil</u> <u>physical properties improves the water dynamics modeling in a conventionally-tilled soil</u>, Geoderma, 243–244, 18–28.
- Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., Kaul, H.-P. (2008): <u>Natural and management-induced dynamics</u> of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope, Geoderma, 146, 317–325.
- Bormann, H., Klaassen, K. (2008): <u>Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil</u> <u>hydrological properties of two Northern German soils</u>, Geoderma, 145, 295–302.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T. (2008): <u>On the estimation of antecedent wetness conditions in</u> <u>rainfall-runoff modelling</u>, Hydrological Processes, 22, 629–642.
- Daly, E., Porporato, A. (2005): <u>A review of soil moisture dynamics: from rainfall infiltration to ecosystem</u> <u>response</u>, Environmental Engineering Science, 22, 9–24.
- de Vos, N. J., Rientjes, T. H. M., Gupta, H. V. (2010): <u>Diagnostic evaluation of conceptual rainfall–runoff</u> <u>models using temporal clustering</u>, Hydrological Processes, 24(20), 2840–2850.
- Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell M. (1998): <u>Variability in surface moisture content along a</u> <u>hillslope transect: Rattlesnake Hill</u>, Journal of Hydrology, 210, 259–281.
- Gupta, R. S. (2001): Hydrology and Hydraulic Systems. Waveland Press 2nd edition: Long Grove.
- Kofroňová, J., Šípek, V., Hnilica, J., Vlček, L., Tesař, M. (2021): <u>Canopy interception estimates in a</u> <u>Norway spruce forest and their importance for the hydrological modelling</u>, Hydrological Sciences Journal, 66(7), 1233–1247.
- Koster, R.D., Guo, Z., Yang, R., Dirmeyer, P.A., Mitchell, K., Puma, M. J. (2009): <u>On the Nature of Soil</u> <u>Moisture in Land Surface Models</u>, Journal of Climate, 22, 4322–4335.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. (1972): <u>On the assessment of surface heat flux and evaporation using large</u> <u>scale parameters</u>, Monthly Weather Review, 100, 81–92.
- Rodriguez-Iturbe I. 2000. <u>Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate–soil–vegetation dynamics</u>, Water Resources Research, 36, 3–9.
- Schwen, A., Bodner, G., Loiskandl, W. (2011): <u>Time-variable soil hydraulic properties in near-surface</u> <u>soil water simulations for different tillage methods</u>, Agricultural Water Management, 99, 42–50.

- Shukla, S., Sheffield, J., Wood, E.F., Lettenmaier, D.P. (2013): <u>On the sources of global land surface</u> <u>hydrologic predictability</u>, Hydrology and Earth Systém Sciences, 17, 2781–2796.
- Šípek, V., Jačka L., Seyedsadr, S., Trakal, L. (2019): <u>Manifestation of spatial and temporal variability of</u> <u>soil hydraulic properties in the uncultivated Fluvisol and performance of hydrological model</u>, Catena. 182. 104119.
- Western, A., Grayson, R. (1998): <u>The Tarrawarra data set: soil moisture patterns, soil characteristics</u>, <u>and hydrological flux measurements</u>. Water Resources Research, 34(10), 2765–2768.
- Westrick, K., Storck, P., Mass, C.F. (2002): <u>Description and Evaluation of a Hydrometeorological</u> <u>Forecast System for Mountainous Watersheds</u>, Weather Forecasting, 17, 250–262.

# Modelování transportu a transformace mikropolutantů v systému půdarostlina

Radka Kodešová<sup>1</sup>, Giuseppe Brunetti<sup>2</sup>, Helena Švecová<sup>3</sup>, Aleš Klement<sup>1</sup>, Miroslav Fér<sup>1</sup>, Antonín Nikodem<sup>1</sup>, Roman Grabic<sup>3</sup>, Jiří Šimůnek<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha – Suchdol
 <sup>2</sup> Universita della Calabria, Via Pietro Bucci, 87036 Rende, Itálie
 <sup>3</sup> Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zátiší 728/II, 389 25 Vodňany
 <sup>4</sup> University of California, Riverside, CA 92521, USA

## Úvod

Půda může být kontaminována různými kontaminanty včetně léčiv. Tyto sloučeniny mohou být vstřebávány rostlinami a akumulovány v rostlinných tkáních. Jejich transport a transformace v kontinuu půda-rostlina je zkoumána experimentálně jak v laboratorních, tak polních podmínkách (např. Kodešová et al., 2019a,b; Klement et al., 2020; Menacherry et al., 2023). Matematické modelování je účinný způsob, jak posoudit šíření kontaminace a potenciální hrozbu pro další složky životního prostředí. Pro modelování proudění vody a transportu látek v půdním prostředí je široce využíván například program HYDRUS (<u>https://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?hydrus</u>). Tento program, který umožňuje velmi detailně simulovat řadu procesů v půdě, mohl také simulovat vstřebávání vody a rozpuštěných látek rostlinami. Nicméně další osud látek v rostlinných tkáních nezohledňoval. Cílem tedy bylo rozšířit model HYDRUS tak, aby simulaci chování látek v celém systému půda-rostlina umožňoval.

## **DPU model pro HYDRUS**

DPU (dynamic plant uptake) model pro popis chování neutrálních molekul (u kterých se nepředpokládá interakce s buněčnými membránami) v systému půda-rostlina byl vyvinut na základě modelu prezentovaného Trappem (2007), a Trappem a Eggenem (2013), Tento DPU model byl nejprve testován na dříve publikovaných datech (Kodešová et al., 2019a), týkajících se chování léčiva karbamazepin a jeho dvou metabolitů oxkarbazepinu a karbamazepin-10,11-epoxidu v listové zelenině (kozlíčku polním, špenátu a rukole) (Brunetti et al., 2019). Dále byl DPU model podle Trappa (2009) rozšířen i pro molekuly, které se v prostředí nacházejí i v jiných formách, tj. též jako kationty, anionty, a zwitterionty, a jejichž disociace závisí na aktuálním pH prostředí.

## Experiment

Aby mohly být oba moduly důkladně testovány byl proveden velmi podrobný experiment. Ve 25 válcích o objemu 1185 cm3 obsahujících půdu ze svrchního horizontu černozemně modální byly v každém z nich pěstovány 3 rostliny hrachu (Pisum sativum L.). Na počátku byly válce zavlažovány čistou vodou. Šestnáctý den po zasetí byl jeden sloupec rozebrán tak, aby mohla být popsána fáze růstu rostlin. Byla stanovena plocha listů a hmotnosti jednotlivých částí rostlin, tj. kořenů, stonků, listů, květů a lusků. Část válců pak byla zavlažována roztokem 6 léčiv karbamazepinu, citalopramu, klindamycinu, fexofenadinu, irbesartanu a sulfamethoxazolu (koncentrace každé látky byla 100 ng ml-1) a část čistou vodou (kontrolní vzorky). Další válce (vždy 4 zalévané roztokem a 1 kontrolní) byly rozebrány 23., 30., 41. a 48. den. Opět byly stanoveny charakteristiky růstu. Navíc byly jak v půdě, tak rostlinách zjištěny koncentrace látek a jejich metabolitů. Z některých válců byly také průběžně odebírány neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm3, které byly použity pro stanovení hydraulických vlastností. V průběhu

celého experimentu byly sledovány půdní vlhkosti, tlakové výšky, teploty, vlhkosti vzduchu a výpar. Navíc byly provedeny testy pro stanovení sorpce a disipace látek v půdě (Kodešová et al., 2020; Schmidtová et al., 2020).

#### Výsledky – simulace chování neutrálních molekul

Nejdříve byla provedena kalibrace modelu pro simulaci vodního režimu, tj. pozorovaných půdních vlhkostí hloubkách 2,5 a 15 cm a tlakové výšky v hloubce 5 cm (obr. 1). Následně bylo pomocí prvního DPU modulu simulováno chování neutrálních molekul, tj. karbamazepinu (CBZ) a jeho metabolitu karbamazepin-10,11-epoxidu (EPX), v rostlinných tkáních a půdě (obr. 1). Koncentrace ostatních měřených metabolitů byly pod mezemi kvantifikace. Experimentální i modelové výsledky potvrdily schopnost rostlin vstřebávat CBZ a akumulovat tuto látku v listech (tj. na konci transpiračního toku). Rovněž se ukázala schopnost hrachu transformovat CBZ ve svých tkáních, a to především v listech. Podrobnosti o experimentu a modelu jsou uvedeny v publikaci Brunettiho et al. (2021).



Obr. 1: Měřené a simulované půdní vlhkosti (ϑ), tlakové výšky (h) a koncentrace CBZ a EPC v půdě (Soil), kořenech (Roots), stoncích (Stem), listech (Leaves) a plodech (Fruits) (Brunetti et al., 2021).

## Výsledky – simulace chování ionizovaných molekul

Pomocí druhého DPU modulu bylo simulováno chování citalopramu (CIT), klindamycinu (CLI) a jeho metabolitu clindamicin sulfoxidu (CLIS), fexofenadinu (FEX), irbesartanu (IRB) a sulfamethoxazolu (SUL) v rostlinných tkáních a půdě (obr. 2). Koncentrace ostatních měřených metabolitů byly pod mezemi kvantifikace. Experimentální výsledky potvrdily, že jsou ionizované molekuly mnohem méně translokovány v rostlinných tělech. V případě molekul s pozitivním nábojem jsou díky jejich sorpci na negativně nabité buněčné stěny zadržovány především v kořenech. Přesto byly molekuly CLI (a jeho metabolitu CLIS) i molekuly velmi silně se sorbujícího CIT částečně distribuovány i ve stoncích a listech. Na druhou stranu vstřebávání a translokace molekul s negativním nábojem je redukována díky jejich odpuzování od negativně nabitých buněčných stěn, což je případ SUL. Nicméně i tato látka byla identifikována ve stoncích i listech. Koncentrace všech látek v plodech byly pod mezemi kvantifikace. Podrobnosti o experimentu a modelu jsou uvedeny v publikaci Brunettiho et al. (2022).



Obr. 2: Měřené a simulované půdní koncentrace CIT, CLI, FEX, IRB, SUL a CLIS v půdě (Soil), kořenech (Roots), stoncích (Stem), listech (Leaves) a plodech (Fruits) (Brunetti et al., 2022).

## Závěry

Model byl schopný uspokojivě interpretovat experimentální výsledky. Informace o DPU modelu jsou rovněž k dispozici na webových stránkách (<u>https://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?h3d3-DPU</u>).

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Ministerstva zemědělství ČR (projekt QK21020080) a částečně také s podporou Evropských strukturálních a investičních fondů (projekt CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_019/0000845).

## Literatura

- Brunetti, G., Kodešová, R., Šimůnek, J. (2019): <u>Modeling the translocation and transformation of</u> <u>themicals in the soil-plant continuum: A dynamic plant uptake module for the HYDRUS model</u>. Water Resources Research, 55, 8967 – 8989.
- Brunetti, G., Kodešová, R., Švecová, H., Fér, M., Nikodem, A., Klement, A., Grabic, R., Šimůnek, J. (2021): On the use of mechanistic soil–plant uptake models: A comprehensive experimental and numerical analysis on the translocation of carbamazepine in green pea plants. Environmental Science & Technology, 55, 2991 – 3000.
- Brunetti, G., Kodešová, R., Švecová, H., Fér, M., Nikodem, A., Klement, A., Grabic, R., Šimůnek, J. (2022): <u>A novel multiscale biophysical model to predict the fate of ionizable compounds in the soil-plant</u> <u>continuum</u>. Journal of Hazardous Materials, 423, 127008.
- Klement, A., Kodešová, R., Golovko, O., Fér, M., Nikodem, A., Kočárek, M., Grabic, R. (2020): <u>Uptake,</u> <u>translocation and transformation of three pharmaceuticals in green pea plants</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 68(1), 1-11.
- Kodešová, R., Chroňáková, A., Grabicová, K., Kočárek, M., Schmidtová, Z., Frková, Z., Vojs-Staňová, A., Nikodem, A., Klement, A., Fér, M., Grabic, R. (2020): <u>How microbial community composition</u>, <u>sorption and simultaneous application of sixp harmaceuticals affect their dissipation in soils</u>, Science of the Total Environment, 746, 141134.
- Kodešová, R., Klement, A., Golovko, O., Fér, M., Nikodem, A., Kočárek, M., Grabic, R. (2019a): <u>Root</u> <u>uptake of atenolol, sulfamethoxazole and carbamazepine, and their transformation in three soils</u> <u>and four plants</u>. Environmental Science and Pollution Research, 26, 9876-9891.
- Kodešová, R., Klement, A., Golovko, O., Fér, M., Kočárek, M., Nikodem, A., Grabic, R. (2019b): <u>Soil</u> <u>influences on uptake and transfer of pharmaceuticals from sewage sludge amended soils to</u> <u>spinach</u>. Journal of Environmental Management, 250, 109407.
- Menacherry, S.P.M., Kodešová, R., Švecová, H., Klement, A., Fér, M., Nikodem, A., Grabic, R. (2023): Selective accumulation of pharmaceutical residues from 6 different soils by plants: a comparative study on onion, radish, and spinach. Environmental Science and Pollution Research, 30, 54160– 54176.
- Schmidtová, Z., Kodešová, R., Grabicová, K., Kočárek, M., Fér, M., Švecová, H., Klement, A., Nikodem, A., Grabic, R. (2020): <u>Competitive and synergic sorption of carbamazepine, citalopram, clindamycin,</u> <u>fexofenadine, irbesartan and sulfamethoxazole in seven soils</u>. Journal of Contaminant Hydrology, 234, 103680.
- Trapp, S. (2007): <u>Fruit Tree model for uptake of organic compounds from soil and air</u>. SAR and QSAR in Environmental Research, 8(3-4), 367-387.
- Trapp, S. (2009): <u>Bioaccumulation of Polar and Ionizable Compounds in Plants</u>. Ecotoxicology Modeling, 299–353.
- Trapp, S., Eggen, T. (2013): <u>Simulation of the plant uptake of organophosphates and other emerging</u> <u>pollutants for greenhouse experiments and field conditions</u>. Environmental Science and Pollution Research, 20, 4018–4029.

https://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?hydrus https://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?h3d3-DPU

## Pore-network modelování zachytávání vzduchu v písku

Tomáš Princ<sup>1</sup>, Michal Sněhota<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>České Vysoké Učení Technické v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 2077/7, 166 29, Praha 6
<sup>2</sup>České Vysoké Učení Technické v Praze, Univerzitní Centrum Energeticky Efektivních budov, Třinecká 1024, 273 43, Buštěhrad

## Abstrakt

Příspěvek se zabývá modelováním proudění vody v pórovitém prostředí využitím pórových sítí (*pore-network*, PN). PN model byl využit pro simulace proudění vody na náhodně vygenerovaných pórových sítích simulujících písek, zejména pro objasnění procesu zachytávání vzduchu v blízkosti nasycení. Bylo použito řešení pro dvoufázové proudění, které kromě vyšetření množství a distribuce vzduchu umožnilo zjištění hodnot hydraulické vodivosti pórovitého média při konkrétním nasycení vzduchem/vodou.

Klíčová slova: Zachycený vzduch; reziduální nasycení; hydraulická vodivost; pore-network model

## Úvod

Půdní pórovité prostředí je médium, ve kterém dochází ke komplexním tokům jak energií, tak látek, které do značné míry určují hydrologickou odezvu povodí. Při modelování procesů v půdě se pracuje se zjednodušenými koncepty, které jsou často adekvátní, ale v některých případech nemusí vést ke správným výsledkům. Jedním ze zjednodušení je uvažování pouze jedné tekuté fáze, obvykle vody. I složitější, dvoufázové makroskopické modely *(continuum models)*, nemusí pracovat správně v případě, kdy vznikají podmínky pro zachytávání reziduálního množství nesmáčivé fáze, zejména v blízkosti nasycení smáčivou fází. Zároveň bylo prokázáno, že zachycená nesmáčivá fáze, v tomto případě vzduch, významně ovlivňuje pohyb vody v půdě (Šácha et al., 2019; Sněhota et al., 2015). Řešením je použití modelů, které pracují na měřítku pórů. Nicméně zde se objevuje problém s výpočetní náročností, která se zvyšuje se zvětšující se doménou proudění. I simulace na relativně malých pórových sítích představují výpočty v trvání dnů až týdnů (Oostrom et al., 2016). Kompromis mezi přesností, která vychází z řešení problémů na měřítku pórů, a výpočetní náročností přináší porenetwork (PN) modely.

V případě PN modelu je skutečné pórové médium nahrazeno sítí, ve které jsou větší póry (*pore bodies*) propojené užšími hrdly (*pore throats*). Sítě jsou vytvořeny buď přímo, z CT snímků, za použití různých typů algoritmů (Dong a Blunt, 2009), nebo jsou generovány s náhodnou distribucí velikostí pórů, případně i náhodným rozložením pórů v prostoru (Meyer, 2021). Při výpočtu proudění se využívají rovnice pro proudění v kapilárách a při řešení zaplněnosti pórů různými fázemi se využívá perkolační teorie (Berkowitz a Ewing, 1998). Díky těmto zjednodušením lze v relativně krátké době řešit rozsáhlejší systémy pórů se zohledněním fyzikálních procesů, které jsou pro konkrétní situaci potřeba.

Hlavním cílem této práce je vytvoření PN modelu, který je založený na open source platformě OpenPNM (Gostick et al., 2016). Tento model slouží pro simulaci drenáže a následného zvlhčování ze spodní strany, které vede k zachytávání vzduchu v pórech. Dílčím cílem bylo vypočítat hodnoty relativní hydraulické vodivosti, které jsou závislé na tom, jak jsou póry zaplněny vodou, což je jedna ze základních charakteristik půdního média. Zde lze tuto charakteristiku získat čistě z geometrie a topologie sítě.

### Materiál a metody

a)

Simulace představené v této studii byly provedeny na náhodně generovaných sítích. Pro jednoduchost byly použity sítě s kubickou strukturou s pravidelným rozestupem 180 µm. Všechny elementy (póry i hrdla) mají průřez čtvercového tvaru. Tento tvar je využíván, protože umožňuje řešit situace, kdy není voda z elementů odstraněna zcela, ale vyskytuje se díky přilnavosti v rozích daných elementů ve formě makrofilmu. V práci byla použita 3D síť, která má rozměry 15 × 15 × 15 pórů. Velikosti pórů jsou dány Weibullovým rozložením:

$$R_p = (R_{max} - R_{min}) \left( -\sigma \ln \left( x \left( 1 - e^{-\frac{1}{\sigma}} \right) + e^{-\frac{1}{\sigma}} \right) \right)^{\frac{1}{\delta}} + R_{min}$$
(1)

kde  $R_{max}$  a  $R_{min}$  odpovídají maximálnímu a minimálnímu poloměru pórů,  $\sigma$  a  $\delta$  jsou parametry rozložení a x je náhodné číslo v rozmezí (0, 1). Pro práci byly použity parametry:  $R_{min} = 10 \ \mu m$ ,  $R_{max} = 80 \ \mu m$ ,  $\sigma = 1.5$ ,  $\delta = 1.1$ . Tyto hodnoty jsou podobné hodnotám získaným pro dříve studovaný hrubý písek. Na obr. 1 a) je zobrazena síť s velikostmi jednotlivých pórů. Na obr. 1 b) je zobrazen histogram s velikostmi elementů.

b)



Obr. 1: a) Zobrazení použité 3D kubické sítě. b) Histogram s velikostmi elementů v síti.

Pro řešení průniku fáze do uvažovaného média, vzduchu při drenáži či vody při zvlhčování, se využívá perkolační teorie. Co se týká průniku fáze do jednotlivých elementů sítě, je v této práci uvažován pouze *piston-like* mechanismus. Jedná se o vytlačení jedné fáze druhou fázi, které probíhá v rámci celé plochy průřezu daného elementu. Pro určení, zda fáze dokáže vniknout do elementu se používá veličina zvaná průnikový tlak, *P*<sub>ent</sub>. V případě, že dochází k drenáži, dochází k růstu kapilárního tlaku (který se rovná rozdílu tlaku vzduchu a tlaku vody). V situaci, kdy se vzduch nachází před elementem s průnikovým tlakem *P*<sub>ent</sub> dojde k průniku vzduchu dovnitř v okamžiku, kdy hodnota kapilárního tlaku dosáhne této hodnoty. Opačná situace nastává při zvlhčování, kdy dochází k poklesu hodnoty kapilárního tlaku a k zaplnění elementu vodou dojde v okamžiku, kdy je opět dosaženo hodnoty *P*<sub>ent</sub>. Použité perkolační algoritmy fungují tak, že se zjisti, které elementy jsou již zaplněný invazivní fázi, což je fáze, která proniká z vnějšku do sítě. Poté se zjisti, jaké elementy s těmito zaplněnými elementy sousedí. Ty se seřadí podle průnikového tlaku, v případě drenáže od nejnižšího v případě infiltrace od nejvyššího, a

první element v řadě je zaplněn invazivní fázi. Tyto kroky se opakují. V případě drenáže se opakují, dokud není dosaženo stavu, kdy všechny sousedící elementy mají větší hodnotu kapilárního tlaku, než jaký je nastaven jako okrajová podmínka. V případě infiltrace se pokračuje, dokud nejsou zaplněny všechny elementy v síti. Pro drenáž byly použity okrajové podmínky, kdy je nastaven určitý kapilární tlak a průnik vzduchu probíhá z horní strany, ostatní strany jsou uvažovány jako nepropustné. Pro drenáž použit algoritmus *InvasionPercolation* implementovaný v OpenPNM. Pro infiltraci byla nastavena okrajová podmínka s přístupem vody ze spodní strany, ostatní strany jsou nepropustné. Po algoritmu pro infiltraci byl dále použit algoritmus, který řeší, ve kterých pórech došlo k zachycení vzduchu. Tento algoritmus byl vytvořen obdobně jako algoritmus použitý v OpenPNM podle Massona (2016). Tento algoritmus je přímo závislý na pořadí, jakým jsou zaplňovány póry při zvlhčování. Algoritmy pro infiltraci a zachytávání vzduchu byly vytvořeny.

Výpočet průnikového tlaku pro použité algoritmy pro elementy s průřezem tvaru pravidelného *n*-úhelníku byl proveden za použití Mayer a Stowe-Princen teorie (Mayer a Stowe, 1965; Princen, 1969), která umožnila vypočíst poloměr zakřivení na rozhraní mezi vzduchem a vodou:

$$P_{ent} = \frac{\sigma}{r_e} \left\{ \cos\theta + \sqrt{\frac{\tan\alpha_c}{2} \left( \sin 2\theta + \pi - 2(\alpha_c + \theta) \right)} \right\}$$
(2)

kde  $\alpha_c$  je polovina úhlu ve vrcholu *n*-úhelníku,  $\vartheta$  je úhel smáčení,  $\sigma$  je povrchové napětí rozhraní fází a  $r_e$  je poloměr kružnice vepsané do elementu. Tato rovnice se ve skutečnosti využije pouze pro hrdla, při řešení drenáže. Jedná se o to, že v případě drenáže představují větší překážku menší elementy, což jsou obecně hrdla. Po zaplnění hrdla se pro zjednodušení předpokládá, že automaticky dojde k zaplnění póru, který je k tomuto hrdlu připojen, protože pór je vždy větší než připojená hrdla. Tímto jsou řešena pouze hrdla a výpočty jsou urychleny. Složitější situace nastává v případě řešení infiltrace vody do média, kdy se překážkou stávají naopak póry. Rozdíl spočívá v tom, že k póru je připojeno více hrdel najednou, a proto je geometrie rozhraní závislá na tom, jakou fázi jsou zaplněna hrdla připojená k danému póru. Což mimo jiné vede k tomu, že se hodnota průnikového tlaku může měnit v každém kroku perkolačního algoritmu. K výpočtu průnikového tlaku pro póry byla využita metoda, kterou popsali Ruspini et al. (2017).

Jak bylo řečeno, z perkolačních algoritmů lze zjistit jaké póry jsou zaplněny jakou fází. To umožňuje získat celkové množství vzduchu v síti, které je dáno objemovým zlomkem vzduchu  $\omega$ , který se rovna poměru objemu vzduchu ve vzorku a objemu celého vzorku. Nicméně je třeba brát v potaz, že i v elementech, ve kterých je přítomen vzduch, se vyskytuje voda v makrofilmech v rozích. Její množství lze určit z plochy vody v průřezu,  $A_w$ :

$$A_w = nr_{nw}^2 \left[ \frac{\cos\theta}{\sin\alpha_c} \cos(\alpha_c + \theta) - \frac{\pi}{2} + \alpha_c + \theta \right]$$
(3)

$$r_{nw} = \frac{\sigma}{P_c^*} \tag{4}$$

kde *r*<sub>nw</sub> je poloměr zakřivení makrofilmu v rozích.

Dalším problémem k řešení je výpočet rychlosti proudění vody přes dané médium, což umožní vypočítat změnu relativní hydraulické vodivosti, *K*<sub>r</sub>, v závislosti na změně množství vzduchu v médiu. Pro výpočet toku je použito předpokladu že lze použít Hagen-Poisellův zákon pro proudění vody
v kapiláře. Tok vody mezi póry *i*, *j* je vypočten z vodivosti hrdla mezi těmito póry ( $g_{ij}$ ) a rozdílu tlaků v pórech ( $\Delta P_{ij}$ ):

$$q_{ij} = g_{ij} \Delta P_{ij} \tag{5}$$

Pro určení tlaků v jednotlivých pórech je využito zákona zachování objemu v póru *i* (je uvažováno že voda je nestlačitelná):

$$\sum_{j} q_{ij} = 0 \tag{6}$$

kde součet probíhá přes všechny póry sousedící s pórem *i* a tyto rovnice se řeší pro celou síť. Okrajová podmínka je dána nastavením hodnot tlaku na horním a spodním okraji sítě. Výsledkem je soustava rovnic jejichž množství se rovná množství pórů v síti. Po vyřešení soustavy se zjistí toky přes spodní a horní okraj, které mají, až na malou chybu, stejnou hodnotu *Q*. Z této hodnoty lze odvodit hodnota hydraulické vodivosti pro celou síť, která je určena pomocí Darcyho zákona:

$$K(\omega) = \frac{Q(\omega)}{A} \frac{L}{\Delta H}$$
(7)

kde  $Q(\omega)$  je vypočtený tok přes okraj při daném množství vzduchu v médiu, L je výška sítě, A je plocha průřezu sítě a  $\Delta H$  je rozdíl hydraulických výšek. Nicméně pro výpočet relativní hydraulické vodivosti stačí vypočítat hodnoty toků přes okraj, protože platí:

$$K_r = \frac{K(\omega)}{K_S} = \frac{Q(\omega)}{Q(\omega=0)}$$
(8)

Aby bylo možno řešit rovnice (5) a (6) je potřeba vypočítat hydraulické vodivosti  $g_{ij}$ .

$$g_{ij}^{w,1-p} = \frac{\pi r_{eff}^4}{8\mu_w l}$$
(9)

$$g_{ij}^{w,2-p} = \frac{A_w r_{nw}^2}{\beta \mu_w l}$$
(10)

kde 1-p a 2-p odlišuje jednofázové (hrdlo je zcela zaplněno vodou) a dvoufázové (hrdlo je zaplněno vzduchem a voda je přítomna v rozích) proudění,  $\mu_w$  je dynamická viskozita vody, / je délka hrdla,  $r_{eff}$  je hydraulický poloměr a hodnota odporového faktoru  $\beta$  je vypočtena podle Zhou et al. (1997). Hydraulický poloměr  $r_{eff}$  je vypočten podle Bryanta a Blunta (1992):

$$r_{eff} = \frac{\sqrt{A/\pi} + r_t}{2} \tag{11}$$

Pro simulace v této práci byla použita následující procedura. V prvním kroku je řešena drenáž pro konkrétní hodnotu kapilárního tlaku. Po aplikaci drenážního algoritmu je určeno množství vzduchu po drenáži,  $\omega_{init}$ . Poté je použit algoritmus pro infiltraci a následně algoritmus pro řešení zachytávání vzduchu a bylo vypočteno množství zachyceného vzduchu,  $\omega_r$ . Poté byl vypočten tok vody přes síť. V dalších krocích se procedura opakuje pro stále vyšší hodnoty kapilárního tlaku při drenáži. Vzhledem k tomu, že vzduch se při drenáži pokaždé dostane do stejných elementů, a navíc do nových elementů, lze vždy použít algoritmus drenáže na síť, která je zpočátku plně zaplněna vodou. Toto neplatí pro

algoritmus infiltrace jelikož, jak bylo zmíněno, je průnikový tlak pro póry závislý na zaplněnosti okolních hrdel fázemi, a proto je závislý na historii plnění. Pro experiment byly použity hodnoty tlaků 20 – 50 hPa s rozestupem 3 hPa.

# Výsledky

Byly provedeny simulace na sítí, která je zobrazena na obr. 1 a). Na obr. 2 je zobrazena zaplněnost sítě fázemi při různých hodnotách tlaku nastaveného při drenáži. Na vrchním řádku lze vidět situace po drenáži, spodní obrázek ukazuje rozložení zachyceného vzduchu po infiltraci ze spodní strany. Z těchto distribucí byly vypočteny hodnoty nasycení vzduchem a vodou pro jednotlivé stavy. Na obr. 3 je zobrazen vztah mezi počátečním nasycením vzduchem a reziduálním nasycením vzduchem, kde počáteční nasycení odpovídá stavu po drenáži a reziduální nasycení odpovídá množství zachyceného vzduchu. Z obrázku je patrné jak v oblasti nízkých hodnot  $S_{g,init}$  dochází k rychlému růstu hodnoty  $S_{g,r}$ , který je relativně lineární. Poté co hodnota  $S_{g,init}$  překročí hodnotu 0.5 dojde je zpomalování rychlosti růstu reziduálního nasycení, až se tato hodnota ustálí na relativně konstantní hodnotě, která je přibližně 0.45. Relativně přesně lze tyto body proložit pomocí vztahu podle Spiteriho et al. (2008), který odvodil vztah, který je kvadratickou funkcí.



Obr. 2: Distribuce fází v síti při drenáži při různých sacích tlacích aplikovaných na spodní okraj a po následné infiltraci vody zdola. Horní řádek odpovídá stavu po drenáži, kde oranžová barva symbolizuje póry, do kterých se dostal vzduch, modrá barva zobrazuje póry zaplněné vodou. Spodní řádek odpovídá stavu po infiltraci, kde červená barva označuje póry, ve kterých byl vzduch zachycen.



*Obr. 3: Vztah mezi reziduálním a počátečním nasycením. Body zobrazují hodnoty získané z modelu pro jednotlivé hodnoty tlaku při drenáži, čára zobrazuje proložení pomocí vztahu Spiteriho et al. (2008).* 

Další vztah, který je zajímavý pro řešení hydraulických vlastností půdy je vztah mezi nasycením vodou a relativní hydraulickou vodivostí. Získané hodnoty jsou zobrazeny na obr. 4, kde je také zobrazeno proložení pomocí vztahu Faybishenka (1995). V tomto grafu je zobrazeno, jak se mění *K*<sub>r</sub> v ustáleném stavu, kdy je v pórové síti přítomen pouze zachycený vzduch, který není propojen s atmosférickým vzduchem.



*Obr. 4: Hodnoty relativní hydraulické vodivosti v závislosti na nasycení vodou. Body zobrazují hodnoty získané z modelu, čára zobrazuje proložení podle Faybishenka (1995).* 

#### Závěry

Jak je patrné, model založený na pore-network přístupu byl pro malou pórovou síť schopen předpovědět vztah mezi reziduálním a počátečním nasycením a funkci relativní hydraulické vodivosti v závislosti na nasycení zachyceným vzduchem, kdy vstupy modelu byly pouze geometrie pórové sítě a základní parametry řešených fází, jako například úhel smáčení. Výstupem modelu bylo množství a distribuce vzduchu, který pronikne do média při drenáži a množství a distribuce vzduchu, který je zachycen, při opětovné infiltrace vody do pórové sítě. Výpočetně se jednalo o relativně nenáročný případ, kde výpočty pro zde uvedené simulace trvaly 4.2 min na procesoru Intel Core i5-9300H.

Postupů představených v tomto příspěvku lze zejména využít pro intepretaci výsledků experimentů s neinvazivním snímkováním půdních vzorků. Navazující výzkum směřuje k simulaci experimentů, ve kterých byly vzorky písku snímkovány v průběhu cyklů zvlhčování a drenáže pomocí výpočetní mikrotomografie (Princ et al. 2020). V dlouhodobém časovém výhledu lze očekávat širší uplatnění PN modelů i v úlohách většího měřítka, zejména při uplatnění *multi-scale* přístupů, které mohou propojit modely založené na menším měřítku s přístupem na měřítku povodí.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury České republiky: projekt GA21-09093S a Grantové agentury ČVUT v Praze: projekt SGS23/154/OHK1/3T/11.

# Literatura

- Berkowitz, B., a Ewing, R. P. (1998): <u>Percolation theory and network modeling applications in soil</u> <u>physics</u>. Surveys in Geophysics, 19(1), 23 72.
- Bryant, S., a Blunt, M. (1992): <u>Prediction of relative permeability in simple porous-media. Physical</u> <u>Review A</u>, 46(4), 2004 – 2011.
- Dong, H., a Blunt, M. J. (2009): <u>Pore-network extraction from micro-computerized-tomography images</u>. Physical Review E, 80(3).
- Faybishenko, B. (1995): <u>Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air -</u> <u>laboratory experiments</u>. Water Resources Research, 31(10), 2421 – 2435.
- Gostick, J., Aghighi, M., Hinebaugh, J., Tranter, T. et al. (2016): <u>OpenPNM: a pore network modeling</u> <u>package</u>. Computing in Science & Engineering, 18(4), 60 74.
- Masson, Y. (2016): <u>A fast two-step algorithm for invasion percolation with trapping</u>. Computers & Geosciences, 90, 41 48.
- Mayer, R. P., a Stowe, R. A. (1965): <u>Mercury porosimetry-breakthrough pressure for penetration</u> <u>between packed spheres</u>. Journal of Colloid Science, 20(8).
- Meyer, D. W. (2021): <u>Random generation of irregular natural flow or pore networks</u>. Advances in Water Resources, 152.
- Oostrom, M., Mehmani, Y., Romero-Gomez, P., Tang, Y., et al. (2016): <u>Pore-scale and continuum</u> <u>simulations of solute transport micromodel benchmark experiments</u>. Computational Geosciences, 20(4), 857 879.
- Princ, T., Fideles, H. M. R., Koestel, J., Snehota, M. (2020): <u>The Impact of Capillary Trapping of Air on</u> <u>Satiated Hydraulic Conductivity of Sands Interpreted by X-Ray Microtomography</u>. Water, 12(2)
- Princen, H. M. (1969): <u>Capillary phenomena in assemblies of parallel cylinders .I. Capillary rise between</u> <u>two cylinders</u>. Journal of Colloid and Interface Science, 1969, 30(1).
- Ruspini, L. C., Farokhpoor, R., Oren, P. E. (2017): <u>Pore-scale modeling of capillary trapping in water-wet</u> <u>porous media: A new cooperative pore-body filling model</u>. Advances in Water Resources, 108, 1 – 14.
- Sacha, J., Snehota, M., Trtik, P., Hovind, J. (2019): Impact of Infiltration Rate on Residual Air Distribution and Hydraulic Conductivity. Vadose Zone Journal, 18(1).
- Snehota, M., Jelinkova, V., Sobotkova, M., et al. (2015): <u>Water and entrapped air redistribution in</u> <u>heterogeneous sand sample: Quantitative neutron imaging of the process</u>. Water Resources Research, 51(2), 1359 – 1371.
- Spiteri, E. J., Juanes, R., Blunt, M. J., Orr, F. M. (2008): <u>A new model of trapping and relative</u> permeability hysteresis for all wettability characteristics. Spe Journal, 13(3), 277 288.
- Zhou, D. G., Blunt, M. J., Orr, F. M. (2008): <u>Hydrocarbon drainage along corners of noncircular</u> <u>capillaries</u>. Journal of Colloid and Interface Science, 187(1), 11 21.

# Vliv kalu z ČOV a kompostu na hydraulické vlastnosti půd, kvalitu rostlin a jejich transpiraci, a na emisi vody a CO<sub>2</sub> z půdy

Miroslav Fér<sup>1</sup>, Aleš Klement<sup>1</sup>, Antonín Nikodem<sup>1</sup>, Radka Kodešová<sup>1</sup> <sup>1</sup>Česká zemědělská univerzita v Praze, 165 00 Praha 6 Suchdol

# Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na vliv kalu z ČOV a kompostu na hydraulické vlastnosti půd, kvalitu rostlin a jejich transpiraci, a na emisi CO<sub>2</sub> z půdy. Výzkum proběhl na dvou rozdílných půdních typech (hnědozemi modální v Hněvčevsi a kambizemi modální v Humpolci). Výsledky potvrdily, že aplikace kalu a kompostu na zemědělských půdách může ovlivnit hydraulické vlastnosti (retenční čáru půdní vlhkosti), zvyšuje emisi CO<sub>2</sub> z půdy, ale ovlivňuje i kvalitativní parametry pěstované rostliny (kukuřice seté). Vliv kalu a kompostu na nenasycenou hydraulickou vodivost měřenou pro tlakovou výšku -2 cm pro různé varianty v Hněvčevsi nebyl významný. Na druhou stranu v Humpolci byly zjištěny prokazatelně vyšší nenasycené hydraulické vodivosti pro variantu s kompostem než pro variantu s kalem nebo variantu kontrolní bez přídavku aditiv. Z toho vyplývá, že vliv studovaných aditiv se pravděpodobně projeví více u méně kvalitních půd, jako jsou kambizemě, než u půd kvalitnějších, jako byla v tomto případě hnědozem.

Klíčová slova: retenční čára půdní vlhkosti, půdní emise CO<sub>2</sub>, nenasycená hydraulická vodivost

## Úvod

Aplikace látek s vysokým obsahem uhlíku a živin může mít za následek změnu hydraulických vlastností, ale může mít vliv i na emisi CO<sub>2</sub> z půdy (Fér et al., 2022). Cílem této studie bylo popsat vliv kalu z čistírny odpadních vod a kompostu na hydraulické vlastnosti dvou různých půd hnědozemě modální a kambizemě modální. Zároveň byl hodnocen i vliv na kvalitu rostlin a jejich transpiraci, a emisi CO<sub>2</sub> z půdy.

## Materiál a metody

Vliv kalu z ČOV a kompostu na hydraulické vlastnosti půd, kvalitu rostlin a jejich transpiraci, a na emisi vody a  $CO_2$  z půdy byl zkoumán v terénních podmínkách. V roce 2022 byl na experimentálních pozemcích VÚRV v Hněvčevsi (S) a Humpolci (H) založen pokus o třech parcelách. Půdním typem v Hněvčevsi je hnědozem modální a v Humpolci kambizem modální. Každá parcela měla rozměry 5 x 10 m. Jedna parcela na obou pozemcích (S1/H1) byla obhospodařovaná standardním způsobem, tj. bez aditiv (kontrola). Na druhé parcele (S2/H2) byl do půdy aplikován kompost a na třetí parcele byl do půdy zakomponován stabilizovaný kal z čistírny odpadních vod pro České Budějovice v Hrdějovicích (obr. 1). Pěstovanou plodinou na parcelách byla kukuřice setá na siláž (*Zea mays* L.). Během celé vegetační sezony byla pomocí senzorů TMS4 kontinuálně měřena vlhkost a teplota půdy. Vzorkování půd a terénní měření probíhalo ve čtyřech termínech: I) před aplikací kalu a kompostu, II) v době vzcházení kukuřice, III) když rostliny měly pátý list, a IV) když byla kukuřice v mléčné voskové zralosti, tedy ve fázi sklizně na siláž. Přesná data odběrů jsou v tabulce 1. Z půdních vlastností byla v těchto dnech měřena aktivní (pH<sub>H2O</sub>) a výměnná (pH<sub>CaCI2</sub>) půdní reakce (ISO, 10390:2005), obsah oxidovatelného uhlíku (Cox) (Skjemstad and Baldock, 2008) a salinita půdy (EC) (Rhoades, 1996).

Rovněž byly odebrány vzorky pro stanovení stability agregátů pomocí WSA indexu (Nimmo and Perkins, 2002). Dále byly odebrány dva typy neporušených vzorků. Neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm<sup>3</sup> byly použity pro stanovení objemové hmotnosti, celkové pórovitosti a retenční čáry půdních vlhkostí, které byla měřena pomocí přetlakového aparátu (Dane and Hopmans, 2002). Neporušené půdní vzorky o objemu 530 cm<sup>3</sup> byly použity pro analýzu makro/mikro pórovitosti, která byla analyzována pomocí rentgenového výpočetního tomografu Nikon XT H 225ST (CT). Měření emise CO<sub>2</sub> z půdy probíhalo pomocí systému LCi-SD portable photosynthesis s komorou pro měření půdní respirace (ADC BioScientific 2015). Hodnoty emise CO<sub>2</sub> byly zaznamenávány v minutovém intervalu. Stejný přístroj byl použit i pro měření transpirace a fotosyntézy listů kukuřice. Dalším stanoveným parametrem rostlin byl obsah chlorofylu listů, který byl měřen přístrojem CCM 200 plus. Na konci experimentu, tedy před sklizní kukuřice na siláž, byly změřeny výšky rostlin pro jednotlivé varianty a určena biomasa rostlin. Dále byly přímo v terénu pomocí minidiskových podtlakových infiltrometrů s poloměrem disku 2,22 cm a metodou popsanou Woodingem (Wooding, 1968) stanoveny nenasycené hydraulické vodivosti pro tlakovou výšku –2 cm. Měření probíhala jak v řádcích mezi rostlinami kukuřice, tak v meziřádcích, tj. na ploše mezi dvěma řádky kukuřice.



Obr. 1: Pokusné plochy v Hněvčevsi (a) a Humpolci (b) před zapravením kalu a kompostu do půdy.

	Ι.	١١.	III.	IV.
lokalita	před aplikací kalu/kompostu	po vzejití	při 5. listu	kukuřice na siláž
Hněvčeves	20.04.2022	16.05.2022	02.06.2022	07.09.2022
Humpolec	28.04.2022	30.05.2022	22.06.2022	21.09.2022

Tabulka 2: Data odběru půdních vzorků, měření respirace a vzorkování rostlin.



Obr. 2. Senzory TMS4 pro měření vlhkosti a teploty půdy instalované po aplikaci kalu a kompostu (A), měření emise CO<sub>2</sub> z půdy (B), měření nenasycené hydraulické vodivosti pomocí minidisk infiltrometrů (C) a měření fotosyntézy rostlin (D).

#### Výsledky a diskuze

Výsledné průměrné hodnoty vlhkosti půdy v Hněvčevsi na hnědozemi modální ukazují překvapivě nižší vlhkosti ve variantě s kompostem oproti variantám s kalem nebo kontrolní variantě (Obr. 3). V Humpolci na kambizemi modální je vidět opačný trend (tj., nejvyšší vlhkost ve variantě s kompostem). Podobné výsledky jsou vidět i u průměrné teploty půdy: nižší teplota ve variantě s kompostem oproti ostatním variantám v Hněvčevsi a nejvyšší teploty půdy v druhé půli vegetační sezony v Humpolci na kambizemi modální.



Obr. 3. Vlhkost a teplota půdy během vegetační sezóny v Hněvčevsi (S) a Humpolci (H).



Obr. 4: Hodnoty výměnné a aktivní půdní reakce (pH<sub>CaCl2</sub>, pH<sub>H2O</sub>), obsahu oxidovatelného uhlíku (Cox) a salinity půdy pro Hněvčeves (S) a Humpolec (H): S1/H1 – kontrola, S2/H2 – kompost, a S3/H3 – kal z ČOV.

Výsledné hodnoty aktivní i výměnné půdní reakce (Obr. 4.) ukazují mírné snížení pH půdy na hnědozemi modální v pořadí kontrola – kompost – kal. Opačný trend byl zřejmý u kambizemě modální, což je dáno celkově nižšími hodnotami pH<sub>CaCl2</sub> a pH<sub>H2O</sub> této půdy. Kompost nejvíce ovlivnil salinitu půdy a obsah oxidovatelného uhlíku.

Při druhém, třetím a čtvrtém odběru byly měřeny retenční čáry půdní vlhkosti. Z tvaru retenčních čar (obr. 5) je zjevné, že kal i kompost ovlivnil retenční schopnost obou půd. Největší rozdíly byly zaznamenány na konci studovaného období, což ukazuje, že zlepšení podmínek proběhlo postupně díky postupnému zapojení aditiv do půdního komplexu.



Obr. 5: Retenční čáry půdní vlhkosti změřené na vzorcích odebraných v Hněvčevsi během II. (A), III. (B) a IV. (C) odběru a v Humpolci během II. (D), III. (E) a IV. (F) odběru

Z výsledných hodnot stability agregátů (WSA index) změřených na hnědozemi modální (Hněvčeves) nelze určit jednoznačný vliv aplikovaného kalu a kompostu (obrázek 6.). Oproti tomu na kambizemi modální v Humpolci můžeme překvapivě vidět snížení stability agregátů ve variantě s kompostem oproti kontrolní variantě (druhý a čtvrtý odběr). Emise CO<sub>2</sub> z půdy byla při všech měřeních u obou půd významně ovlivněna (zvýšena) ve variantách s kalem i kompostem.



Obr. 6: Stabilita agregátů vyjádřená pomocí WSA indexu a průměrné emise CO<sub>2</sub> z půdy pro Hněvčeves (S) a Humpolec (H): S1/H1 – kontrola, S2/H2 – kompost, a S3/H3 – kal z ČOV.



*Obr. 7: Průměrné hodnoty fotosyntézy a transpirace listů, obsahu chlorofylu výšky rostlin na konci experimentu pro Hněvčeves (S) a Humpolec (H): S1/H1 – kontrola, S2/H2 – kompost, a S3/H3 – kal z ČOV.* 



*Obr. 8: Průměrné nenasycené hydraulické vodivosti pro Hněvčeves (S) a Humpolec (H): S1/H1 – kontrola, S2/H2 – kompost, a S3/H3 – kal z ČOV.* 

Rozdílný trend byl prokázán pro parametry rostlin (rychlost transpirace a fotosyntezy rostlin) na obou zkoumaných půdách. V případě rostlin pěstovaných na hnědozemi modální je vidět snížená transpirace i fotosyntéza na parcelách, kde byl aplikován kompost (obrázek 7.). Oproti tomu parametry rostlin pěstovaných na kambizemi modální ukazují zvyšující se transpiraci/fotosyntézu v následujícím pořadí: kontrola – kompost – kal. Rostliny z varianty s kompostem prosperovaly nejvíce, což dokazují jak výsledky obsahu chlorofylu, tak výšky rostlin na konci experimentu.

Při posledním odběru (v době mléčné zralosti kukuřice seté) byla pro tlakovou výšku -2 cm měřena nenasycená hydraulická vodivost. Výsledné hodnoty jsou zobrazeny v obrázku 8. Nenasycené hydraulické vodivosti měřené pro všechny tři varianty v Hněvčevsi se neliší. Oproti tomu v Humpolci byly zjištěny prokazatelně vyšší hodnoty nenasycené hydraulické vodivosti pro variantu s kompostem než pro variantu s kalem nebo variantu bez aditiv. Ve všech variantách (obou půd) byla v důsledku prokořenění měřena vyšší nenasycená hydraulická vodivost v řádcích (tj. mezi rostlinami) než v meziřádcích.

# Závěry

Tento příspěvek měl za cíl popsat, vliv kalu z ČOV a kompostu na hydraulické vlastnosti půd, kvalitu rostlin, jejich transpiraci, a na emisi CO<sub>2</sub> z půdy. Výsledky ukázaly, že stabilizovaný čistírenský kal a kompost pozitivně ovlivnily většinu zkoumaných půdních vlastností ale i vlastnosti rostlin (výšku rostlin, obsah chlorofylu atd.). Kompost i kal zvýšily retenční schopnost půd což je zřejmé z tvaru retenčních čar půdní vlhkosti. Emise CO<sub>2</sub> z půdy byla prokazatelně vyšší ve variantách s kompostem než ve variantách s kalem nebo bez aditiv. Tato zjištění jsou ve shodě s předešlou studií (Fér et al., 2022), která se zabývala vlivem kalu a kompostu na emisi CO<sub>2</sub> půdy ve vyvýšených záhonech. Nenasycené hydraulické vodivosti měřené pro různé varianty v Hněvčevsi se neliší. Na druhou stranu v Humpolci byly zjištěny prokazatelně vyšší nenasycené hydraulické vodivosti pro variantu s kompostem než pro variantu a kalem nebo variantu bez aditiv. Z toho vyplývá, že půdní vlastnosti kvalitnějších půd, jako jsou hnědozemě, jsou zřejmě méně ovlivněny aplikovanými aditivy než půdy méně kvalitní, jako jsou kambizemě. Na obou pozemcích byla v důsledku prokořenění měřena vyšší nenasycená hydraulická vodivost v řádcích (tj. mezi rostlinami) než v meziřádcích.

# Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Ministerstva zemědělství ČR (projekt QK21020080) a částečně také s podporou Evropských strukturálních a investičních fondů (projekt CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_019/0000845). Autoři také velmi děkují VÚRV na možnost realizovat pokus na jeho pozemcích a pracovníkům výzkumných stanic v Hněvčevsi a Humpolci za pomoc při jeho provedení.

# Literatura

- ADC BioScientific. (2011): User manual LCi-SD Leaf Chamber/Soil Respiration Analysis System. Hertfortshire.
- Fér, M., Kodešová, R., Klement, A., Nikodem, A. (2022): The impact of treated wastewater and biosolids from the municipal wastewater treatment plant on water and carbon dioxide effluxes from soils, J. Hydrol. Hydromech., 70, 2022, 3, 276–283.
- ISO 10390 (2005): International Organization of Standardization, 2005. Soil Quality Determination of pH.

- METER Group AG, (2006–2013), (2018), (2020–2021): Mini Disk Infiltrometer. Mettlacher Straße 8, München.
- Nimmo, J.R., Perkins, K.S. (2002): <u>Aggregate stability and size distribution</u>. In: Dane, J.H. Topp, G.C. (Eds.), Methods of Soil Analysis, Part 4. Physical Methods. SSSA, Madison, WI, pp. 317–328.
- Rhoades, J.D. (1996): <u>Salinity: electrical conductivity and total dissolved aolids</u>. In: Sparks, D.L., Page, A.L., Helmke, P.A., Loepert, R.H., Soltanpour, P.N., Tabatabai, M.A. (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. SSSA, Madison, WI, pp. 417–435.
- Skjemstad, J., Baldock, J.A. (2008): Total and organic carbon. In: Carter M (ed) <u>Soil sampling and</u> <u>methods of analysis (2nd edition)</u>. Boca Raton FL USA soil science Society of Canada CRC press pp 225–238.

Wooding R.A. (1968): Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resour. Res 4, 1259–1273.

# Vplyv času trvania opustenia poľa na pôdne vlastnosti

Ľubomír Lichner<sup>1</sup>, Peter Šurda<sup>1</sup>, Lucia Toková<sup>1</sup>, Slavomír Hološ<sup>1,2</sup>, Jozef Kollár<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 84104 Bratislava, SR
 <sup>2</sup> Ústav krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita, Hospodárska 7, Nitra, SR
 <sup>3</sup> Ústav krajinnej ekológie SAV, v. v. i., Štefánikova 3, 81499 Bratislava, SR

# Abstrakt

Opúšťanie poľnohospodárskej pôdy spúšťa obnovu ekosystému v procese označovanom ako sekundárna sukcesia. Cieľom tejto štúdie bolo zistiť vplyv sekundárnej sukcesie počas 12 rokov trvajúceho opustenia poľnohospodárskych polí s piesočnato-hlinitými a hlinito-piesočnatými pôdami na vlastnosti pôdy, a to obsah organického uhlíka v pôde, pH, sorptivitu pre vodu a etanol, hydraulickú vodivosť, čas vniku kvapky vody (WDPT) a index vodoodpudivosti. Použila sa metóda priestorovej časovej substitúcie, takže polia opustené v rôznych časoch sa považovali za homogénnu chronosekvenciu. Študované pôdy vykazovali nárast WDPT a pokles pH a sorptivity pre vodu s časom trvania opustenia poľa. Závislosť ostatných charakteristík od dĺžky opustenia poľa nebola jednoznačná. Sorptivita pre etanol klesla medzi 0 a 8 rokmi opustenia poľa a zvýšila sa medzi 8 a 12 rokmi, keď kopírovala podobný priebeh obsahu piesku v pôde. Hydraulická vodivosť sa počas prvých ôsmich rokov opustenia poľa znížila na polovicu a potom sa štatisticky nevýznamne zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia poľa. Index vodoodpudivosti štatisticky nevýznamne klesol medzi 0 a 8 rokmi opustenia poľa znížila na polovicu a potom sa štatisticky nevýznamne zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia poľa znížila na polovicu a potom sa štatisticky nevýznamne zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia poľa. Index vodoodpudivosti štatisticky nevýznamne klesol medzi 0 a 8 rokmi opustenia poľa a zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia poľa znížila na polovicu a potom sa štatisticky nevýznamne zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia poľa.

Kľúčové slová: opustenie poľa; pôda; vodoodpudivosť; infiltrácia.

# Úvod

V dôsledku rôznych socio-ekonomických zmien sa v mnohých regiónoch sveta, a v Európe obzvlášť, nachádzajú pomerne rozsiahle výmery opustenej poľnohospodárskej pôdy. Zmena v menežmente viedla k spusteniu procesov sekundárnej sukcesie. V bežných stredoeurópskych podmienkach začína jednoročnými alebo dvojročnými rastlinami, neskôr pribúdaje trváce druhy a dreviny, pričom vývoj končí lesom.

Vegetácia a jej zmeny v priebehu sukcesie môžu vyvolať vodoodpudivosť pôdy, ktorá môže prispieť k tvorbe nestabilného čela omáčania a preferenčného prúdenia, majúceho za následok väčšiu a rýchlejšiu kontamináciu zvodnenej vrstvy, ďalej k rastu povrchového prúdenia a erózie, poklesu redistribúcie pôdnej vody, poľnohospodárskej produktivity a klíčenia semien rastlín (Doerr et al., 2000).

Cieľom tejto štúdie bolo zistiť vplyv sekundárnej sukcesie počas 12 rokov trvajúceho opustenia poľnohospodárskych polí na vlastnosti pôdy, a to obsah organického ohlíka, pH, sorptivitu pre vodu a etanol, hydraulickú vodivosť, čas vniku kvapky vody (WDPT) a index vodoodpudivosti (RI). Predpokladali sme, že v priebehu opustenia poľnohospodárskych polí sa 1. pH sa zníži; 2. infiltračné charakteristiky (sorptivita vody a hydraulická vodivosť) sa tiež znížia; 3. charakteristiky vodoodpudivosti (WDPT a RI) sa zvýšia a 4. sorpcia pre etanol sa nezmení.

#### Materiál a metódy

Experimentálne lokality S1, S2 a S3 sa nachádzajú v obci Borský Mikuláš v Borskej nížine (juhozápadné Slovensko). Do roku 1990 boli všetky lokality súčasťou jedného veľkého poľa s rovnakým hospodárením. Potom bolo pole rozdelené na malé parcely a vrátené pôvodným majiteľom. To viedlo k rozdielnemu hospodáreniu s jednotlivými parcelami, vrátane ich opustenia. Región má mierne oceánske podnebie (Cfb) (Kottek et al., 2006) s priemernou ročnou teplotou 9 °C a priemernými ročnými zrážkami 600 mm, ktoré sa vyskytujú najmä v letných mesiacoch. Pôdy lokalít Borský Mikuláš sú klasifikované ako Fluvic umbrisol (WRB, 2015). Experimentálne lokality boli vybrané tak, aby zahŕňali tri rôzne štádiá sekundárnej sukcesie v relatívne rovnakých podmienkach lokality (klíma, pôda a reliéf). Použila sa metóda priestorovej časovej substitúcie, takže polia opustené v rôznych časoch sa považovali za homogénnu chronosekvenciu (Csecserits, Rédei, 2001).

Študijná lokalita S1 (48,6171419 N, 17,2156742 E) je obhospodarovaná orná pôda s rovinatým reliéfom, pokrytá pšenicou ozimnou (*Triticum aestivum*). Študijná lokalita S2 (48,6168725N, 17,2159639E) je 8 rokov opustená orná pôda s plochým reliéfom, pokrytá synantropnou vegetáciou, v ktorej dominuje invázna bylina *Solidago canadensis* a burinové trávy. Študijná lokalita S3 (48,6173053 N, 17,2156206 E) je 12 rokov opustená orná pôda s plochým reliéfom, pokrytá synantropnou vegetáciou, v ktorej silne dominuje burinová tráva *Elytrigia repens*.

Všetky charakteristiky boli merané v laboratóriu, aby meranie prebiehalo v podobných podmienkach. Tri neporušené vzorky (~ 30 cm × 50 cm × 20 cm hlboké, jedna z každého študijného miesta) sa odobrali v teréne a podrobili sa 2-mesačnému sušeniu na vzduchu v laboratóriu pred meraním hydrofyzikálnych a vodoodpudivých vlastností. Po vysušení sa objemový obsah vody, w (% obj.) v povrchovej (0–5 cm) vrstve neporušených vzoriek pôdy meral s 5 opakovaniami v každej vzorke vlhkomerom typu HH150 so senzorom SM150T (Delta-T Devices Ltd, Cambridge, UK).

Základné pôdne vlastnosti boli stanovované na porušených vzorkách pôdy v dvoch opakovaniach v ISOcertifikovanom laboratóriu Výskumného ústavu pôdoznalectva a ochrany pôdy v Bratislave. Vzorky pôdy boli odobraté na ploche 25 m<sup>2</sup> v povrchovej (0 – 5 cm) vrstve na lokalitách S1, S2 a S3 v septembri 2022. Rozdelenie veľkosti pôdnych častíc bolo stanovené preosievaním a sedimentáciou podľa ISO 11277 (2009), pH(KCI) a pH(H<sub>2</sub>O) boli merané podľa ISO 10390 (2005), obsah organického uhlíka C<sub>org</sub> bol stanovený oxidáciou s K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> a titráciou neredukovaného dichrómanu podľa ISO 10694 (1995) a obsah uhličitanov bol stanovený z objemu CO<sub>2</sub>, produkovaného pri rozklade uhličitanov s asi 10 % kyselinou chlorovodíkovou, podľa ISO 10693 (1995).

Hydrofyzikálne a vodoodpudivé vlastnosti boli merané na neporušených vzorkách pôdy po ich dvojmesačnom sušení v laboratóriu. Infiltrácia vody a etanolu sa merala minidiskovým infiltrometrom (Decagon, 2012) pri podtlaku –2 cm. Sorptivita *S* sa vypočítala z prvého členu Philipovej infiltračnej rovnice:  $S(-2 \text{ cm}) = 1 / t^{1/2}$ . Táto rovnica sa použila na výpočet sorptivity pre vodu (*S*<sub>w</sub>) aj pre etanol (*S*<sub>e</sub>) zo závislostí kumulatívnej infiltrácie *I* od času *t* nameraných minidiskovým infiltrometrom. Treba spomenúť, že sorptivita pre vodu je závislá od vodoodpudivosti pôdy a štruktúry pôdnych pórov, zatiaľ čo sorptivita pre etanolu iba od štruktúry pôdnych pórov. Index vodoodpudivosti RI = 1,95 *S*<sub>e</sub>/*S*<sub>w</sub> sa určil z kombinácie všetkých sorptivít pre etanol a vodu, t. j. m × n hodnôt RI sa vypočítalo z m hodnôt *S*<sub>w</sub> a n hodnôt *S*<sub>e</sub> (Pekárová et al., 2015). Stálosť vodoodpudivosti sa určila WDPT testom, ktorý zahŕňa kvapnutie 50±5 µl kvapky vody na povrch pôdy kvapkadlom alebo pipetou a zaznamenanie času úplného vniku kvapky do pôdy. Hydraulickú vodivosť *k*(–2 cm) sme určovali metódou, ktorú navrhol Zhang (1997) a ktorá fituje závislosť kumulatívnej infiltrácie od času funkciou *I* = *C*<sub>1</sub>  $t^{1/2} + C_2 t$ , ktorá obsahuje prvé dva členy Philipovej infiltračnej rovnice. Hydraulickú vodivosť *k*(–2 cm) sme vypočítali z rovnice: *k*(–2 cm) = *C*<sub>2</sub>/*A*, kde *C*<sub>2</sub> (m s<sup>-1</sup>) je sklon krivky kumulatívnej infiltrácie od odmocniny času a

A je konštanta. Rovnica (4) sa použila na odhad hydraulickej vodivosti k(-2 cm) v tejto štúdii s použitím hodnoty A = 2,43 pre hlinitý piesok a podtlak -2 cm a A = 3,91 pre piesočnatú hlinu a podtlak -2 cm, ako navrhuje používateľská príručka infiltrometra (Decagon, 2012).

Štatistická analýza na nájdenie rozdielov medzi charakteristikami určenými na rôznych miestach bola vykonaná pomocou Statgraphics Centurion XV.I. softvér (Statpoint Technologies, Inc. Warrenton, VA, USA), s použitím jednosmernej analýzy rozptylu (ANOVA) a testu najmenšieho významného rozdielu (LSD) pri p < 0,05. Regresná analýza sa použila na odhadnutie vzťahov medzi časom trvania opustenia poľa ako nezávisle premennej a  $C_{org}$ , pH, *k*, *S<sub>w</sub>*, *S<sub>e</sub>*, WDPT a RI ako závisle premennými.

# Výsledky a diskusia

Základné fyzikálne a chemické vlastnosti sú uvedené v tabuľke 1. Obsah piesku klesol medzi 0 a 8 rokmi opustenia a zvýšil sa medzi 8 a 12 rokmi. Na druhej strane obsah ílu vzrástol medzi 0 a 8 rokmi a klesol medzi 8 a 12 rokom opustenia poľnohospodárskych polí v Borskom Mikuláši. Tieto rozdiely mohli byť výsledkom rozdielneho hospodárenia na rôznych parcelách po rozdelení jedného veľkého poľa na malé parcely v roku 1990. Pre porovnanie Lasanta et al. (2020) určili obsah piesku, prachu a ílu v pôdnych vrstvách opustenej poľnohospodárskej pôdy v údolí Leza (Španielsko), kde prirodzené obnovenie vegetácie viedlo k piatim využitiam pôdy: pasienky (5 rokov), kríky (*Cistus laurifolius*, 20–35 rokov), kríky (*Juniperus communis*, 35–50 rokov), mladé a staré (>70 rokov) lesy (*Quercus pyrenaica*). V prvých troch využitiach pôdy nezaznamenali žiadne štatisticky významné zmeny v obsahu piesku, prachu a ílu v povrchovej vrstve pôdy, ale v mladých a starých lesoch zistili zvýšenie obsahu piesku a zníženie obsahu prachu a ílu v povrchovej vrstve pôdy.

Tabuľka 1. Fyzikálne a chemické vlastnosti povrchovej (0–5 cm) vrstvy pôd získaných z pokusných lokalít S1, S2 a S3 v Borskom Mikuláši. Vlastnosti označené rôznymi písmenami sú významne odlišné na hladine významnosti 0,05.

Vlastnosť	S1	S2	S3	
Obsah piesku (%)	84,724	77,597	86,794	
Obsah prachu (%)	9,577	13,133	9,945	
Obsah ílu (%)	5,698	9,270	3,261	
Obsah CaCO₃ (%)	0,10	<0,05	<0,05	
Obsah org. uhlíka (%)	1,195 <sup>b</sup>	1,954°	0,941ª	
pH(H₂O)	6,89 <sup>b</sup>	6,91 <sup>b</sup>	5,59°	
pH(KCl)	6,83 <sup>c</sup>	6,68 <sup>b</sup>	5,45ª	

Hodnota pH(H<sub>2</sub>O) klesla medzi 8. a 12. rokom opustenia a pH(KCl) monotónne klesalo počas 12 rokov trvajúceho opustenia poľnohospodárskych polí v Borskom Mikuláši, čo čiastočne potvrdilo 1. hypotézu (obr. 1). Zníženie pH môže podporiť vegetácia dodávajúca surový humus (Kuntze a Schwaar, 1972). Pre porovnanie Kozak a Pudelko (2021) zistili na 17 lokalitách s piesočnato-hlinitými pôdami, že priemerné pH(KCl) sa zvýšilo zo 4,6 na ornej pôde na 5,1 na opustenej pôde pokrytej trávou, potom sa však znížilo na 4,6 na opustenej pôde pokrytej krovinami a na 4,1 v zalesnenej pôde.



Obr. 1. Závislosti medzi obsahom organického uhlíka v pôde C<sub>org</sub>, pH(H<sub>2</sub>O), pH(KCl) a hydraulickou vodivosťou k v povrchovej vrstve skúmaných pôd a trvaním opustenia poľa na pokusných lokalitách S1, S2 a S3 v Borskom Mikuláši.

Nárast obsahu organického uhlíka C<sub>org</sub> bol zaznamenaný medzi 0 a 8 rokmi, po ktorom nasledoval jeho pokles medzi 8 a 12 rokmi opustenia (obr. 1). Nárast C<sub>org</sub> v skorých štádiách opúšťania polí môže byť spôsobený slabým organickým hnojením ornej pôdy a môže byť výsledkom vstupu veľkého množstva nadzemných a podzemných bylinných odpadov, ako aj viazaním uhlíka z atmosféry v procese asimilácie CO<sub>2</sub> synantropnou vegetáciou. Prudký pokles v neskoršom štádiu nastal, pretože chýbal zrelý horizont opadu v dôsledku absencie uzavretého stromového porastu. Pre porovnanie, Lasanta a kol. (2020) pozorovali monotónny nárast SOC v povrchovej vrstve opustenej poľnohospodárskej pôdy v údolí Leza (Španielsko). Kozak a Pudelko (2021) zistili, že C<sub>org</sub> sa na opustenej pôde pokrytej trávou zvýšilo o 46,5 % v porovnaní s ornou pôdou, čo sa zhoduje s našimi výsledkami. Na lokalitách zarastených kríkmi alebo stromami bol obsah organického uhlíka v povrchovej vrstve pôdy veľmi rozdielny, keď autori zaznamenali nárast C<sub>org</sub> až o 103,6 %, ale aj pokles o 52,3 %.

Tabuľka 2. Štatistické charakteristiky vlastností (konkrétne hydraulická vodivosť k, sorptivita pre vodu S<sub>w</sub>, sorptivita pre etanol S<sub>e</sub>, čas vniku kvapky vody WDPT a index vodoodpudivosti RI) povrchovej vrstvy pôd z lokalít S1, S2 a S3 v Borskom Mikuláši. (Mean – stredná hodnota; SD – štandardná odchýlka; N – počet opakovaní). Vlastnosti označené rôznymi písmenami sú významne odlišné na hladine významnosti 0,05.

Lokalita	Vlastnosť	Mean	SD	N
	<i>k</i> (mm s <sup>-1</sup> )	0,016ª	0,009	4
S1	$S_w ({ m mm \ s^{-1/2}})$	0,720 <sup>b</sup>	0,178	4
	$S_e ({ m mm \ s}^{-1/2})$	1,165ª	0,505	2
	WDPT (s)	1 <sup>b</sup>	0,447	5
	RI (—)	3,294 <sup>b</sup>	1,311	8
S2	<i>k</i> (mm s <sup>-1</sup> )	0,005ª	0,004	4
	$S_w$ (mm s <sup>-1/2</sup> )	0,546 <sup>ab</sup>	0,044	4
	$S_e ({ m mm}{ m s}^{-1/2})$	0,598ª	0,105	2
	WDPT (s)	2 <sup>b</sup>	0,894	5
	RI (—)	2,143 <sup>b</sup>	0,328	8
	<i>k</i> (mm s <sup>-1</sup> )	0,009ª	0,009	4
S3	$S_w$ (mm s <sup>-1/2</sup> )	0,324ª	0,185	4
	$S_e ({ m mm \ s^{-1/2}})$	1,415ª	0,276	2
	WDPT (s)	1014ª	414,8	5
	RI (—)	11,197ª	6,256	8

Vlastnosti povrchovej vrstvy pôd z lokalít S1, S2 a S3 sú uvedené v tabuľke 2. Objemový obsah vody bol pod detekčným limitom vlhkomera vo všetkých nenarušených vzorkách vystavených dvojmesačnému sušenie v laboratóriu. Hydraulická vodivosť *k* klesla medzi 0 a 8 rokmi a potom sa mierne zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia, ale tieto výsledky sa významne nelíšili na hladine významnosti 0,05, čo je v rozpore s touto časťou 2. hypotézy (obr. 2). Naše zistenia sa zhodujú so zisteniami autorov Long a kol. (2020) v semiaridnej oblasti na sprašovej plošine v Číne, kde hydraulická vodivosť v hlinitej pôde klesla po zmene využívania pôdy z pšeničného poľa na les. Sorptivita pre vodu vykazovala monotónny pokles počas opustenia poľa, čo potvrdzuje našu 2. hypotézu (obr. 2). Sorptivita pre etanol sa znížila medzi 0 a 8 rokmi opustenia poľa a zvýšila medzi 8 a 12 rokmi opustenia, ale výsledky sa významne nelíšili na hladine významnosti 0,05, čo potvrdzuje našu 4. hypotézu (obr. 2).

Charakteristiky vodoodpudivosti WDPT a RI vykazovali štatisticky nevýznamné zmeny medzi 0 a 8 rokmi a významný nárast medzi 8 a 12 rokmi opustenia, čo čiastočne potvrdzuje našu 3. hypotézu (obr. 1). Long et al. (2020) ukázali, že index vodoodpudivosti sa zvýšil v prachovo-hlinitej pôde po zmene využívania pôdy a pokrytia z pšeničného poľa na lesy v semiaridnej oblasti na sprašovej plošine v Číne. V našej bývalej štúdii na opustených poliach s alkalickou piesočnatou pôdou v Csólyospálos, Maďarsko, WDPT a RI vykazovali nárast medzi 1 a 17 rokmi, po ktorom nasledoval mierny pokles medzi 17 a 44 rokmi opustenia (Lichner et al., 2018).



Obr. 2. Závislosti medzi sorptivitou pre vodu S<sub>w</sub>, sorptivitou pre etanol S<sub>e</sub>, časom vniku kvapky vody WDPT a indexom vodoodpudivosti RI v povrchovej vrstve skúmaných pôd a trvaním opustenia poľa na pokusných lokalitách S1, S2 a S3 v Borskom Mikuláši.

#### Závery

Cieľom tohto výskumu bolo poskytnúť informácie o spôsobe, akým opúšťanie poľnohospodárskych polí s hlinito-piesočnatou a piesočnato-hlinitou pôdou ovplyvňuje vlastnosti pôdy, vrátane obsahu organického uhlíka v pôde, pH, sorptivity pre vodu a etanol, hydraulickej vodivosti, času vniku kvapky vody a indexu vodoodpudivosti. Naše zistenia ukázali, že pôdy počas opustenia poľa vykazovali pokles pH, čo potvrdzuje 1. hypotézu, ako aj pokles sorptivity pre vodu, čo potvrdzuje časť 2. hypotézy. Hydraulická vodivosť sa významne nezmenila na hladine významnosti 0,05 s trvaním opustenia poľa, čo je v rozpore s touto časťou 2. hypotézy. Charakteristiky vodoodpudivosti WDPT a RI vykazovali štatisticky nevýznamné zmeny medzi 0 a 8 rokmi a významný nárast medzi 8 a 12 rokmi opustenia, čo čiastočne potvrdzuje 3. hypotézu. Sorptivita pre etanol sa významne nezmenila s trvaním opustenia poľa na hladine významnosti 0,05, čo potvrdzuje našu 4. hypotézu.

#### Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou projektu VEGA 2/0020/20.

## Literatúra

Csecserits, A., Rédei, T. (2001). <u>Secondary succession on sandy old-fields in Hungary</u>. Applied Vegetation Science, 4, 63–74.

Decagon (2012). Mini Disk Infiltrometer – User's Manual. Version 10. Decagon Devices, Inc., Pullman.

Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R. (2000). <u>Soil water repellency: Its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance.</u> Earth-Science Reviews, 51, 33–65.

<u>ISO 10390 (2005). Soil quality. Determination of pH</u>. International Organization of Standardization, Geneva.

- ISO 10693 (1995). Soil quality. Determination of carbonate content. Volumetric method. International Organization of Standardization, Geneva.
- ISO 10694 (1995). Soil quality. Determination of organic and total carbon after dry combustion (elementary analysis). International Organization of Standardization, Geneva.
- ISO 11277 (2009). Soil quality. Determination of particle size distribution in mineral soil material. Method by sieving and sedimentation. International Organization of Standardization, Geneva.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006). <u>World map of the Köppen-Geiger climate</u> <u>classification updated</u>. Meteorologische Zeitschrift, 15, 259–263.
- Kozak, M., Pudelko, R. (2021). <u>Impact assessment of the long-term fallowed land on agricultural soils</u> and the possibility of their return to agriculture. Agriculture-Basel, 11, Article Number: 148.
- Kuntze, H., Schwaar, J. (1972). <u>Landeskulturelle Aspekte zur Boden- und Vegetationsentwicklung</u> <u>aufgelassenen Kulturlandes</u>. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 13, 1972, 131–136.
- Lasanta, T., Sánchez-Navarrete, P., Medrano-Moreno, L.M., Khorchani, M., Nadal-Romero, E. (2020). Soil quality and soil organic carbon storage in abandoned agricultural lands: Effects of revegetation processes in a Mediterranean mid-mountain area. Land Degradation and Development, 31, 2830– 2845.
- Lichner, L., Felde, V.J.M.N.L., Büdel, B., Leue, M., Gerke, H.H., Ehlerbrock, R.H., Kollár, J., Rodný, M., Šurda, P., Fodor, N., Sándor, R. (2018). Effect of vegetation and its succession on water repellency in sandy soils. Ecohydrology, 11, Article Number: UNSP e1991.
- Long, Y., Liu, J.L., Huang, T.M. (2020). Impact of afforestation on soil hydraulic conductivity and repellency index based on microdisk infiltration experiment. Fresenius Environmental Bulletin, 29, 7A, 5855–5859.
- Pekárová, P., Pekár, J., Lichner, Ľ. (2015). <u>A new method for estimating soil water repellency index</u>. Biologia, 70, 1450–1455.
- WRB (2015). <u>World Reference Base for Soil Resources 2014</u>. Update 2015. World Soil Resources Reports No. 106. Rome, 192 p.
- Zhang, R. (1997). <u>Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer</u>. Soil Science Society of America Journal, 61, 1024–1030.

# Vplyv mikroplastov na vlastnosti piesočnatej pôdy a rast reďkovky

Karina Lincmaierová<sup>1,2</sup>, Lenka Botyanszká<sup>1</sup>, Ľubomír Lichner<sup>1</sup>, Peter Šurda<sup>1</sup>, Lucia Toková<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrológie, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, SR
<sup>2</sup>Ústav krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita, Hospodárska 7, 949 76 Nitra, SR

# Abstrakt

Stále väčšie množstvo mikroplastov sa dostáva do životného prostredia a ovplyvňuje vlastnosti pôdy a rast rastlín. Cieľom tejto štúdie bolo stanoviť vplyv pridania troch mikroplastov (polyetylénu s vysokou hustotou, polyvinylchloridu a polystyrénu) v koncentrácii 5 % hm. do piesočnatej pôdy na niektoré vlastnosti pôdy (objemovú hmotnosť, sorptivitu vody, hydraulickú vodivosť a veľkosť pôdnej vodoodpudivosti) a rastlinné charakteristiky (maximálna fotochemická účinnosť PSII) reďkovky (*Raphanus sativus* L.). Zistilo sa, že pridanie mikroplastov viedlo k zníženiu objemovej hmotnosti pôdy, sorptivity vody a hydraulickej vodivosti, a k zvýšeniu veľkosti pôdnej vodoodpudivosti (hodnotenú kontaktným uhlom). Táto štúdia nepotvrdila významný vplyv kontaminácie piesočnatej pôdy mikroplastami na maximálnu fotochemickú účinnosť PSII. Aj keď sa hodnota fotosyntetickej účinnosti časom menila, jej hodnoty sa pre všetky skúmané pôdne vzorky na konci experimentu ustálili.

**Kľúčové slová:** mikroplasty; piesočnatá pôda; rast rastlín; objemová hmotnosť; kontaktný uhol; hydraulická vodivosť; sorptivita.

# Úvod

Mikroplasty (častice plastu < 5 mm) sú dostatočne malé na to, aby boli absorbované biotou, a preto sa môžu hromadiť v potravinovom reťazci (Rillig, 2012), alebo byť prepravované vzduchom a vodou na veľké vzdialenosti (Allen a kol., 2019; Mohrig, 2020).

Zistilo sa, že mikroplasty môžu ovplyvniť vlastnosti pôdy a rast rastlín. Machado a kol. (2018) zistili, že polyetylén s vysokou hustotou (HDPE) znížil objemovú hustotu hlinito-piesočnatej pôdy. Botyanszka a kol. (2022) odhalili, že HDPE a polyvinylchlorid (PVC) znížili objemovú hustotu hlinitej pôdy. Qi a kol. (2020) zistili, že polyetylén s nízkou hustotou (LDPE) znížil objemovú hmotnosť a zvýšil vodoodpudivosť piesočnatej pôdy.

Cieľom tejto štúdie bolo stanoviť účinok pridania troch mikroplastov (polyetylén (HDPE), polyvinylchlorid (PVC) a polystyrén (PS)) v koncentrácii 5 % hm. do piesočnatej pôdy na niektoré vlastnosti pôdy (objemová hmotnosť, sorptivita vody, hydraulická vodivosť a veľkosť pôdnej vodoodpudivosti) a charakteristiky plodín (maximálna fotochemická účinnosť PSII) reďkovky (*Raphanus sativus* L.). Predpokladali sme, že kontaminácia piesočnatej pôdy mikroplastami spôsobí 1. zvýšenie veľkosti vodoodpudivosti pôdy (hodnotené kontaktným uhlom), 2. pokles objemovej hmotnosti, 3. sorptivity vody, 4. hydraulickej vodivosti a 5. obmedzenie fotochemickej účinnosti pri raste reďkovky.

# Materiál a metódy

# <u>Materiál</u>

V uskutočnenom experimente boli použité tri druhy plastov: polyetylén s vysokou hustotou (HDPE), polyvinylchlorid (PVC) a polystyrén (PS). Vybrané tri plastové materiály boli spracované rovnakým postupom, mletím s následným preosievaním na prášok s veľkosťou častíc < 400 µm. Podrobné charakteristiky plastového materiálu sú v tabuľke 1.

Materiál	Pôvod	Objemová	WDPT	
		hmotnosť častíc	(s)	
		(g cm <sup>-3</sup> )		
HDPE	potrubie	0.35	10200	
PVC	fľaša	0.46	11100	
PS	obal	0.54	11400	

Tabuľka 1: Vlastnosti plastového materiál
---

Skúmaná pôda bola odobratá z poľnohospodárskej pôdy pri obci Borský Mikuláš v Borskej nížine (juhozápadné Slovensko). V čase odberu vzoriek sa pestovala na experimentálnom poli kukurica. Región patrí do oblasti a miernym podnebím (Cfb) (Kottek a kol., 2006) s priemernou ročnou teplotou 9 °C a priemernými ročnými zrážkami 600 mm, najmä počas letných mesiacov. Pôda lokality Borský Mikuláš je klasifikovaná ako čiernica a má piesočnatú textúru (WRB, 2015), s obsahom piesku/prachu/ílu 89,8 %/6,7 %/3,5 %, obsahom organického uhlíka 0,994 % a pH(H<sub>2</sub>0) 7,29.

Porušené pôdne vzorky boli homogenizované kladivovým mlynom, preosiate (na site 2,5 mm) a potom zmiešané s každým mikroplastom v koncentrácii 5 % hm. (hmotnosť mikroplastov/celková hmotnosť vzorky). Príprava pôdy sa uskutočnila osobitne pre každý črepník (200 mm x 150 mm x 150 mm, 3000 ml). Mikroplasty boli zmiešavané s pôdou ručne počas 5 minút vo veľkej nádobe, aby sa zabezpečilo rovnomerné rozloženie mikroplastov v pôde. Potom sa každý črepník naplnil rovnakým objemom zmesi alebo čistou pôdou, aby sa pri danom variante experimentu dosiahla rovnaká objemová hmotnosť. Pred zasadením plodiny sa počas 14-tich dní uskutočnili tri cykly zavlaženia a vysušenia.

Črepníkový experiment s tromi druhmi mikroplastov (PS, HDPE a PVC) a kontrolou sa uskutočnil s piatimi opakovaniami (celkovo 20 črepníkov) v laboratóriu s prirodzeným svetlom, teplotou 23–25 °C a vlhkosťou 50-60 %. Črepníky sa zavlažovali každý druhý deň, aby sa dosiahla objemová vlhkosť 20 %. Rastliny sa pestovali od 19. októbra do 2. decembra 2022. Po vegetačnom období sa najskôr uskutočnili infiltračné pokusy, nasledoval zber reďkovky a odber neporušených vzoriek pôdy na stanovenie objemovej hmotnosti a porušených vzoriek na meranie kontaktného uhla.

# <u>Metódy</u>

# Vlastnoti pôdy

Objemová vlhkosť  $\vartheta$  (–) bola meraná pomocou kalibrovaného vlhkomera ECH2O Check so snímačom pôdnej vlhkosti ECH2O EC-5 (Decagon, 2012b).

Objemová hmotnosť  $\rho_d$  (g cm<sup>-3</sup>) bola stanovená metódou (ISO 11272, 2017) a vypočítaná ako pomer hmotnosti v sušiarni vysušenej (40 °C) zeminy v 100-cm<sup>3</sup> oceľovom valci a objemu valca.

Merania infiltrácie vody boli realizované minidiskovým infiltrometrom (MDI) (Decagon, 2012a) pri tlakovej výške  $h_0 = -2$  cm. Priemer kvetináčov bol 3,5-krát väčší ako priemer základne MDI (Bordoloi a kol., 2019), čo zmiernilo okrajový efekt. Kumulatívna infiltrácia *I* bola vypočítaná na základe Philipovej infiltračnej rovnice:

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t + C_3 t^{3/2} + \dots + C_m t^{m/2} + \dots$$
<sup>(1)</sup>

kde  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ , ..., a  $C_m$  sú koeficienty, a t je čas.

Sorptivita vody,  $S_w$ (-2 cm), bola odhadnutá z prvého členu Philipovej infiltračnej rovnice ( $I = C_1 t^{1/2}$ ) počas začiatočnej fázy (60–180 s) infiltrácie vody (Hallett, 2008):

$$Sw(-2 cm) = I/t1/2$$
 (2)

Počas tejto doby v procese dominuje kapilarita a ostatné členy Philipovej infiltračnej rovnice možno zanedbať.

Hydraulická vodivosť k(-2 cm) bola stanovená pomocou metódy navrhnutej Zhangom (1997), ktorá vyžaduje meranie kumulatívnej infiltrácie v závislosti od času a preloženie výsledkov funkciou  $I = C_1 t^{1/2} + C_2 t$ , ktorá obsahuje prvé dve výrazy Philipovej infiltračnej rovnice (1). Hydraulickú vodivosť k(-2 cm) potom vypočítame z rovnice:

$$k(-2 cm) = C2 / A$$
 (3)

kde  $C_2$  (m s<sup>-1</sup>) je sklon krivky kumulatívnej infiltrácie v závislosti od druhej odmocniny času a A je hodnota súvisiaca s van Genuchtenovými parametrami pre daný druh pôdy, s hodnotou tlakovej výšky a polomerom disku infiltrometra. Rovnica (3) sa použila v tejto štúdii na stanovenie hydraulickej vodivosti k(-2 cm) s použitím hodnoty A = 1.7279 zodpovedajúcej piesočnatej pôde a tlakovej výšky  $h_0 = -2 \text{ cm}$ , ako navrhuje používateľská príručka Minidisk Infiltrometer (Decagon , 2012a).

Statický kontaktný uhol (CA) kvapiek vody umiestnených na povrchu pôdy (metóda usadených kvapiek) bol stanovený pomocou softvéru SCA20 (DataPhysics Instruments GmbH, Filderstadt, Nemecko) z obrazových záznamov získaných pomocou optického goniometra OCA 15EC (DataPhysics Instruments, GmbH, Filderstadt, Nemecko). Z každého variantu experimentu sa odobralo päť porušených vzoriek (t. j. celkovo 20 vzoriek), pričom meranie sa opakovalo trikrát, zakaždým na novej vzorke pripravenej podľa postupu opísaného v štúdii Bachmann a kol. (2000). Na podložné sklíčko bola nalepená obojstranná lepiaca páska. Častice pôdy sa pritlačili na pásku na niekoľko sekúnd, potom sa sklíčko opatrne otriaslo, aby sa odstránili neprilepené častice pôdy. Na povrch vzorky sa pomocou ihly injekčnej striekačky, s vonkajším priemerom 0,91 mm, naniesla kvapka deionizovanej vody (5 μl). CA bol stanovený po 1 s, keď bolo mechanické rozrušenie povrchu po umiestnení kvapky ukončené. CA bol vyhodnotený analýzou tvaru kvapky (aproximácia elipsy) a fitovaním dotyčníc na oboch stranách kvapky pomocou softvéru SCA20 (Goebel et al., 2013), pričom CA každej kvapky bola určená ako priemer CA na ľavej a pravej strane kvapky.

#### Biologické a chemické analýzy

Fotochemická odozva na úrovni Photosystem II bola analyzovaná prenosným, batériou napájaným PAM fluorometrom FluorPen FP 110 (Photon Systems Instruments, CZ), ktorý umožňuje rýchle a presné meranie parametrov fluorescencie chlorofylu. Merania fotosyntetických parametrov sa uskutočnili na prvom pravom liste v strede. Fotosystém II je membránový proteínový superkomplex, ktorý sa podieľa na primárnych reakciách fotosyntézy. Maximálny kvantový výťažok pre stabilnú separáciu náboja PSII (φPSII), bol vypočítaný z meraní fluorescencie chlorofylu ako (Parkhill et al., 2001):

$$F_{v}/F_{m} = (F_{m} - F_{0})/F_{m}$$
 (4)

kde  $F_0$  je minimálny výťažok fluorescencie v stave prispôsobenom tme a  $F_m$  je maximálny výťažok fluorescencie v stave prispôsobenom tme. Parameter sa často používa na detekciu stresu v rastlinách. V tejto štúdii,  $F_v/F_m$  hodnoty boli odhadnuté z piatich opakovaných meraní na piatich rastlinách pre každý mikroplastický variant a kontrolu.

## Štatistická analýza

Údaje boli najprv analyzované testom normality, ktorý kombinuje testy šikmosti a špičatosti do jedného merania. Potom, čo údaje prešli testom normality, boli rozdiely medzi parametrami vyhodnotené pomocou jednofaktorovej ANOVA s Tukeyho post-hoc testom Honest Significant Difference (HSD). Keď predpoklad normality neplatil, bol použitý neparametrický Kruskal-Wallisov test s viacnásobným porovnaním Kruskal-Wallis Z test. Štatistická významnosť analýzy bola definovaná ako P < 0,05. Všetky štatistické analýzy boli vykonané pomocou štatistického softvéru NCSS (NCSS 12 Statistical Software, 2018).

# Výsledky a diskusia

# Vplyv mikroplastov na vlastnosti pôdy

Výsledky meraní objemovej vlhkosti pôdy, objemovej hmotnosti, kontaktného uhla, hydraulickej vodivosti a sorptivity vody sú uvedené v tabuľke 2. Objemová vlhkosť,  $\vartheta$ , vo vzduchom vysušenej pôde, meraná jeden týždeň po poslednej závlahe, bola nízka (0,020 –0,024) a mala nízku štandardnú odchýlku. Nebol potvrdený štatisticky významný rozdiel v  $\vartheta$  medzi variantami experimentu. Preto rozdiely v iných parametroch pôdy, ktoré sme stanovili, nemožno pripísať odlišným hodnotám objemovej vlhkosti v pôdnych vzorkách.

Menšie hodnoty objemovej hmotnosti ( $\rho_d$ ) boli namerané vo všetkých mikroplastových variantoch experimentu v porovnaní s kontrolou (obr. 1a), čo potvrdzuje našu 2. hypotézu. Boli zistené štatisticky významné rozdiely medzi mediánmi  $\rho_d$  kontroly a variantov HDPE aj PVC. Štatisticky významný rozdiel bol aj medzi variantmi HDPE a PS. Toto zistenie je v súlade s štúdiou Machado a kol. (2018), ktorí zistili, že pridanie polyetylénových a polyesterových mikroplastov znížilo  $\rho_d$  hlinito piesočnatej pôdy. Pokles  $\rho_d$  možno vysvetliť skutočnosťou, že plasty majú menšiu hustotu ako pôdne minerály. Avšak Machado a kol. (2018) zistili, že pridanie polyetylénu malo za následok menšie zníženie  $\rho_d$  ako pridanie polyesteru, napriek väčšej hustote polyesteru. To znamená, že mikroplasty tiež ovplyvňujú pórovitosť a interakciu častíc v pôde, čo sa prejavuje zmenami v  $\rho_d$ . V našej štúdii sa tento efekt nepotvrdil, pretože  $\rho_d$  mikroplastových zmesí klesala v súlade s hustotou častíc študovaných mikroplastov (PS> PVC> HDPE).

	ϑ (–)		$ ho_d$ (g cm <sup>-3</sup> )		CA (°)		<i>k</i> (−2cm) (mm s <sup>-1</sup> )		<i>S<sub>w</sub></i> (–2 cm)(mm s <sup>-1/2</sup> )	
	N=5		N=5		N=15		N=25		N=25	
	mean	median	mean	median	mean	median	mean	median	mean	median
	(SD)		(SD)		(SD)		(SD)		(SD)	
Control	0.022 ª	0.02	1.41	1.38ª	7.98 <sup>a</sup>	0.00	0.25	0.22 ª	2.86	2.80 ª
	(8.4×10 <sup>-3</sup> )		(0.06)		(10.45)		(0.10)		(0.50)	
HDPE	0.024 <sup>a</sup>	0.03	1.22	1.23 <sup>b</sup>	80.31 <sup>b</sup>	92.44	0.16	0.14 <sup>b</sup>	1.51	1.54 <sup>b</sup>
	(8.9×10 <sup>-3</sup> )		(0.02)		(25.42)		(0.08)		(0.23)	
PS	0.026 ª	0.03	1.30	1.29 <sup>a,c</sup>	17.41 <sup>a</sup>	0.00	0.24	0.20 ª	2.21	2.23 <sup>c</sup>
	(1.5×10 <sup>-3</sup> )		(0.05)		(21.56)		(0.15)		(0.33)	
PVC	0.02 <sup>a</sup>	0.02	1.25	1.24 <sup>b,c</sup>	61.22 <sup>b</sup>	55.77	0.12	0.10 <sup>b</sup>	1.67	1.66 <sup>b</sup>
	(7.1×10 <sup>-3</sup> )		(0.03)		(32.38)		(0.07)		(0.25)	

Tabuľka 2: Vlastnosti pôdy (objemová hmotnosť,  $\rho_d$ , kontaktný uhol, CA, hydraulická vodivosť, k(–2 cm) a sorpivita vody,  $S_w$  (–2 cm)) variantov experimentu. Aritmetické priemery alebo mediány s rovnakým písmenom sa navzájom významne nelíšia (Kruskal-Wallisov a HSD test, ak je to relevantné; P < 0,05). SD = štandardná odchýlka. Štatisticky významný nárast statického kontaktného uhla (CA) bol potvrdený pri variantoch HDPE a PVC v porovnaní s kontrolou, čo potvrdzuje našu 1. hypotézu. Vyšší CA ako kontrola bol nameraný aj pri PS, ale rozdiel nebol štatisticky významný (obr. 1b). CA vo variantoch HDPE a PVC s 80,31° resp. 61,22° možno klasifikovať ako mierne hydrofóbny, podľa Papierowskej a kol. (2018). Hodnoty CA pri úprave HDPE sú hraničnými medzi mierne a stredne hydrofóbnou kategóriou. Predpokladáme, že HDPE a PVC vyvolali podkritickú vodoodpudivosť v piesočnatej pôde. Tieto zistenia sú v súlade so zisteniami Cramera a kol. (2023), ktorí zistili, že častice PET indukujú pôdnu vodoodpudivosť piesku a že takýto účinok je špecifický pre veľkosť pôdy a mikroplastických častíc.



Obrázok 1: Namerané hodnoty a) objemovej hmotnosti,  $\rho_d$  (g cm<sup>-1</sup>), a b) kontaktného uhla, CA (°), pre všetky varianty experimentu; fúzy ukazujú minimá a maximá a body predstavujú jednotlivé merania. Krabicové grafy označené rôznymi písmenami sa výrazne líšia na hladine významnosti 0,05.

Merania hydraulickej vodivosti k(-2 cm) ukázali štatisticky významný pokles vo variantoch HDPE a PVC v porovnaní s kontrolou, čo čiastočne potvrdzuje našu 3. hypotézu. Hodnoty k(-2 cm) na PS v porovnaní s kontrolou nevykazovali žiadny štatisticky významný rozdiel. Naše výsledky sú v rozpore s výsledkami Botyanszka a kol. (2022), ktorí nezistili významné zmeny v k(-2 cm) v prachovo hlinitej pôde s pridaným HDPE alebo PVC. Predpokladáme, že to bolo spôsobené veľmi nízkou stálosťou alebo neexistenciou vodoodpudivosti vyvolanej mikroplastmi v pôde s touto textúrou. Menšie hodnoty k(-2 cm) boli pozorované pri mierne vodoodpudivých variantoch HDPE a PVC. Podľa Cramera a kol. (2023), vodoodpudivosť môže brániť infiltrácii vody do pôdy, vzduch môže byť zachytený v póroch, čo má za následok zníženú saturáciu vodou a spomalenie infiltrácie vody, pretože prietokové cesty sa stávajú kľukatejšími.

Podobne ako pri výsledkoch k(-2 cm), sme štatisticky významný pokles zistili aj pri meraní sorptivity vody  $S_w(-2 \text{ cm})$  vo variantoch HDPE a PVC v porovnaní s kontrolou, čo čiastočne potvrdzuje našu 3. hypotézu. Predpokladáme, že pokles bol opäť spôsobený vyvolanou vodoodpudivosťou. Rozdiely v  $S_w(-2 \text{ cm})$  medzi PS a všetkými ostatnými variantami boli tiež štatisticky významné.

## Vplyv mikroplastov na vlastnosti plodín

## Vplyv mikroplastov na maximálnu fotochemickú účinnosť PSII.

maximálnej fotochemickej Namerané hodnoty účinnosti PSII (*F<sub>v</sub>/F<sub>m</sub>*) boli hodnotené v sedemtýždňových obdobiach od začiatku do konca vegetačného obdobia. Výsledky našej štúdie ukázali, že  $F_v/F_m$  ako indikátor aktivity PSII nepreukázal žiadny trend vo vplyve mikroplastov na rastlinu reďkovky (obr. 2). Hodnota pomeru  $F_v/F_m$  je za normálnych podmienok relatívne stabilná. Hodnoty jednotlivých mikroplastových variantov boli vyššie ako hodnoty kontrolného variantu na začiatku vegetačného obdobia. Dalo by sa to pripísať pozitívnemu účinku mikroplastov v počiatočných štádiách rastu. Následne počas nášho experimentu došlo ku výkyvom hodnôt a vplyv mikroplastov na rastlinu bol nevýznamný. Účinok mikroplastov na maximálnu fotochemickú účinnosť PSII bol dočasný; hodnoty sa ustálili pre všetky ošetrenia na konci vegetačného obdobia a nakoniec sa vrátili na rovnakú úroveň. Podľa našich výsledkov predpokladáme, že mikroplasty ovplyvňujú skoré štádiá rastu alebo fázy klíčenia. Tieto tvrdenia by sa mali preskúmať v ďalších krokoch výskumu.



Obrázok 2: Namerané hodnoty maximálnej fotochemickej účinnosti PSII, Fv/Fm (–), rastlín reďkovky počas vegetačného obdobia pre jednotlivé varianty experimentu. Fúzy zobrazujú minimá a maximá a farebné body predstavujú odľahlé hodnoty. Krabicové grafy označené rôznymi písmenami sa výrazne líšia na hladine významnosti 0,05.

## Záver

Cieľom tohto výskumu bolo poskytnúť informácie o tom, ako kontaminácia piesočnatej pôdy mikroplastami ovplyvňuje vlastnosti pôdy (objemová hmotnosť, sorptivita vody, hydraulická vodivosť a veľkosť pôdnej vodoodpudivosti) a charakteristiky plodín (maximálna fotochemická účinnosť PSII). Naše zistenia ukázali, že pridanie mikroplastov viedlo k zníženiu objemovej hustoty pôdy (čo potvrdzuje našu 2. hypotézu), sorptivity vody, hydraulickej vodivosti (čo potvrdzuje našu 3. a 4. hypotézu) a k zvýšeniu veľkosti pôdnej vodoodpudivosti (hodnotené kontaktným uhlom), čo potvrdzuje našu 1. hypotézu.

Táto štúdia nepotvrdila žiadny významný vplyv kontaminácie pôdy mikroplastami na maximálnu fotochemickú účinnosť PSII, ktorá je mierou fotosyntézy plodín. Aj keď sa hodnota fotosyntetickej účinnosti časom menila, hodnoty pre všetky varianty experimentu sa na konci vegetačného obdobia ustálili.

# Poďakovanie

Táto práca bola podporená projektom Slovenskej vedeckej grantovej agentúry (VEGA) 2/0020/20 a projektom "Trvalo udržateľné inteligentné farmárske systémy zohľadňujúce budúce výzvy 313011W112", spolufinancovaným Európskym fondom regionálneho rozvoja v rámci operačného programu Integrované infraštruktúry.

# Literatúra

- Allen, S., Allen, D., Phoenix, V.R., Le Roux, G., Jiménez, P.D., Simonneau, A., Binet, S., Galop, D., 2019: <u>Atmospheric transport and deposition of microplastics in a remote mountain catchment</u>. Nature Geoscience, 12, 339–344.
- Bachmann, J., Horton, R., van der Ploeg, R.R., Woche, S., 2000: <u>Modified sessile drop method for</u> <u>assessing initial soil-water contact angle of sandy soil</u>. Soil Sci. Soc. Am. J., 64, 2, 564–567.
- Bordoloi, S., Yamsani, S.K., Garg, A., Sekharan, S., 2019: <u>Critical assessment of infiltration</u> <u>measurements for soils with varying fine content using a mini disk infiltrometer</u>. Journal of Testing and Evaluation, 47, 868–888.
- Botyanszká, L., Šurda, P., Vitková, J., Lichner, Ľ., Igaz, D., 2022: <u>Effect of microplastics on silty loam soil</u> <u>properties and radish growth</u>. J. Hydrol. Hydromech., 70, 321–329.
- Cramer, A., Benard, P., Zarebanadkouki, M., Kaestner, A., Carminati, A., 2023: <u>Microplastic induces soil</u> <u>water repellency and limits capillary flow</u>. Vadose Zone Journal, 22, Article Number: e20215.
- Decagon, 2012a: Mini Disk Infiltrometer User's Manual. Version 10. Decagon Devices, Inc., Pullman.
- Decagon, 2012b: EC-5 Soil Moisture Sensor User's Manual. Version 2. Decagon Devices, Inc., Pullman.
- Goebel, M.-O., Woche, S. K., Abraham, P. M., Schaumann, G. E., Bachmann, J., 2013: <u>Water repellency</u> <u>enhances the deposition of negatively charged hydrophilic colloids in a water-saturated sand</u> <u>matrix</u>. Colloids and Surfaces A, 431, 150–160.
- Hallett, P.D., 2008: <u>A brief overview of the causes, impacts and amelioration of soil water repellency a review</u>. Soil and Water Research, 3, 1, 521–528.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006: <u>World map of the Köppen-Geiger climate</u> <u>classification updated</u>. Meteorologische Zeitschrift, 15, 259–263.
- Machado, A.A.d.S., Lau, C.W., Till, J., Kloas, W., Lehmann, A., Becker, R., Rillig, M.C., 2018: <u>Impacts of</u> <u>microplastics on the soil biophysical environment</u>. Environmental Science & Technology, 52, 17, 9656–9665.

Mohrig, D., 2020. <u>Deep-ocean seafloor islands of plastics</u>. Science, 368, 6495, 1055.

NCSS 12 Statistical Software, 2018: Statistical Software. N.C.S.S., L.L.C. Kaysville, UT, U.S.A.

- Papierowska, E., Matysiak, W., Szatyłowicz, J., Debaene, G., Urbanek, E., Kalisz, B., Łachacz, A., 2018: <u>Compatibility of methods used for soil water repellency determination for organic and organomineral soils</u>. Geoderma, 314, 221–231.
- Parkhill, J.P., Maillet, G., Cullen, J.J., 2001: <u>Fluorescence-based maximal quantum yield for PSII as a diagnostic of nutrient stress</u>. Journal of Phycology, 37, 4, 517–529.

- Qi, Y., Beriot, N., Gort, G., Lwanga, E.H., Gooren, H., Yang, X., Geissen, V., 2020. <u>Impact of plastic mulch</u> <u>film debris on soil physicochemical and hydrological properties</u>. Environmental Pollution, 266, Article Number: 115097.
- Rillig, M.C., 2012: <u>Microplastic in terrestrial ecosystems and the soil? Environmental Science &</u> <u>Technology</u>, 46, 6453–6454.
- Stagnari, F., Galieni, A., D'Egidio, S., Pagnani, G., Pisante, M., 2018: <u>Responses of radish (*Raphanus* sativus) to drought stress</u>. Annals of Applied Biology, 172, 2, 170–186.
- WRB, 2015. <u>World Reference Base for Soil Resources 2014</u>. Update 2015. World Soil Resources Reports No. 106. Rome, 192 p.
- Zhang, R., 1997: <u>Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer</u>. Soil Science Society of America Journal, 61, 1024–1030.

# Dlouhodobý monitoring vlhkosti a teploty půdy v lesních porostech: srovnání buku, smrku a modřínu

Marta Kuželková, Lukáš Jačka, Martin Kovář, Václav Hradilek, Petr Máca Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha – Suchdol kuzelkova@fzp.czu.cz

# Abstrakt

Příspěvek se zabývá vlivem vybraných monokulturních porostů – buku, smrku a modřínu, na hydrologický režim lesní půdy. Dřeviny se významně podílejí na vývoji půdního horizontu, zejména charakterem a množstvím vstupních látek pro tvorbu organické hmoty a tvorbou preferenčních cest podél kořenových systémů. Dále dřeviny ovlivňují vstup a rozložení srážkové dotace v rámci lesní půdy. Na základě těchto rozdílů dochází u rozdílných druhů dřevin k odlišným průběhům vlhkosti půdy. Výzkumná lokalita Amálie se nachází ve Středočeském kraji a poskytuje vhodné podmínky pro studium vztahu mezi dřevinami a jejich vlivu na hydrologický režim lesní půdy. S využitím monitorovací sítě tvořené celkem více než 50 mikroklimatickými půdními senzory TMS4, jsou ve třech replikacích osazeny sousedící monokulturní porosty buku, smrku a modřínu.

V dosavadním průběhu téměř dvouletého období monitoringu byly pozorovány významné rozdíly ve vlhkostních režimech lesní půdy pod sledovanými dřevinami. Tyto rozdíly jsou nejvýraznější v průběhu jarní sezóny 2022, ale obdobný trend je možné částečně pozorovat i v pozdním jaru 2021 a v současné jarní sezóně. Na základě těchto dat byla nejnižší objemová vlhkost svrchní vrstvy půdy pozorována v porostech smrku, až do doby nástupu vegetační sezóny buku a modřínu, kdy se půdní objemová vlhkost všech dřevin přiblížila. Celkově byla v průběhu téměř celého monitorovacího období nejvyšší hodnota objemové vlhkosti pozorována v porostech buku. Znalost hydrologického chování lesních porostů v podobě vodního režimu půdního zásobníku a hospodaření dřevin s dostupnou vodou, je z produkčního i ekologického hlediska zajímavá z pohledu adaptace na nastupující podmínky klimatické změny a může být vhodným podkladem pro návrh opatření pro optimalizaci využití vody v krajině.

Klíčová slova: půda, lesní mikroklima, objemová vlhkost půdy, teplota půdy, Chytrá krajina

# Úvod

Lesní ekosystémy jsou významným krajinným prvkem, který přestavuje důležitou roli v hydrologickém cyklu. Lesní půda obsahuje vysoké množství organické hmoty, která přispívá ke tvorbě kvalitní struktury a zvyšuje retenční schopnosti půdy (Rawls et al., 2003). V kontextu klimatické změny je tato zásoba vody cenná zejména v případě období srážkového deficitu. V rámci lesního porostu vzniká lokální mikroklima, které se vlivem zvýšené vlhkosti, transpirace vegetace a stínu projevuje tlumením teplotních výkyvů v porovnání se zemědělsky využívanou krajinou (De Frenne et al., 2021).

Jednotlivé druhy dřevin přispívají k vývoji lesní půdy. Svým typickým charakterem přímo i nepřímo ovlivňují půdní lesní mikroklima. Zejména infiltrační vlastnosti půdy jsou významně ovlivněny přítomností makropórů (Jarvis et al., 2012), které v lesním prostředí vznikají podél kořenových systémů dřevin a dále působením půdní mikrofauny (Jačka et al., 2021). Organická vrstva půdy vzniká na základě rozkladu rostlinného opadu a její kvalita má zásadní vliv na půdní vlastnosti, což dále ovlivňuje přítomnost dalších organismů v lesním prostředí (Frouz, 2018).

Z hlediska srážkové dotace, dochází na základě strukturních prvků dřeviny (tvar koruny, sklon větví, drsnost kmene a charakter kořenového systému), k přerozdělení srážkové vody v rámci intercepce, stoku po kmeni a volné srážky, čímž je dále ovlivněna její distribuce v půdním zásobníku (Crockford & Richardson, 2000). Je zřejmé, že zcela jiné vlhkostní podmínky nastávají v průběhu roku pod korunami opadavých a stálezelených dřevin, a to i z důvodu odlišných adaptačních strategií pro zvládání období sucha (Pretzsch et al., 2014).

Půdní mikroklima je dále ovlivněno i sluneční radiací, která představuje hlavní tepelný zdroj pro lesní půdu. Teplota půdy se mění na základě propustnosti slunečního světla skrz koruny stromů a může být silně ovlivněna i izolační vrstvou rostlinného opadu na povrchu půdy (Paul et al., 2004). Souhrnně mají tyto skutečnosti významný vliv na celkový hydrologický režim lesní půdy.

Dřeviny mají v důsledku jejich růstových a adaptačních strategií rozdílnou potřebu vody v rámci roku a v období jejího nedostatku využívají specifické procesy pro omezení spotřeby. V případě dlouhodobého stresu z nedostatku vody, je dřevina oslabena a stává se zranitelnější vůči škůdcům a patogenům nebo může docházet k částečnému až úplnému sesychání koruny (Aranda et al., 2012). Celosvětově byl pozorován zvýšený úhyn lesů v důsledku sucha a nárůst tohoto trendu se s nastupující klimatickou změnou dá předpokládat i do budoucna (Allen et al., 2010).

# Materiál a metody

Výzkumná lokalita Amálie se nachází ve Středočeském kraji, přibližně 50 km od západního okraje Prahy. Tato lokalita je součástí projektu České zemědělské univerzity – Chytrá krajina a nachází se v povodí Brejlského potoka. Terén v této oblasti je mírně svažitý a povodí zahrnuje jak lesnatou, tak i zemědělskou krajinu. Průměrná roční teplota v této oblasti za posledních 30 let činí 8-9 °C a průměrný roční úhrn srážek dosahuje 550-600 mm (ČHMÚ, 1991-2020).

Za účelem dlouhodobého monitorování vlhkostního a teplotního režimu lesní půdy byla na tomto místě vytvořena podrobná síť s více než 50 půdními mikroklimatickými senzory TMS4, které umožňují měření půdní vlhkosti a teploty ve třech úrovních (Wild et al., 2019). Polovina senzorů je umístěna v horizontu svrchních 14 cm půdy, druhá část pak v hloubce 15-29 cm pod povrchem. Bodové teploty jsou u mělkých senzorů měřeny v úrovni +15 cm nad povrchem, v úrovni povrchu a v hloubce -8 cm pod povrchem. U hlouběji osazených senzorů jsou teploty měřeny v úrovních +5 cm, -15 cm a -23 cm vzhledem k povrchu. Tato síť poskytuje detailní informace o půdních mikroklimatických podmínkách a umožňuje sledovat změny v půdní vlhkosti a teplotě v čase. Celkově se monitorovací síť skládá ze tří oddělených stanovišť. Na každém z nich se v blízkosti sebe nachází tři rozdílné lesní porosty buku lesního (*Fagus sylvatica*), smrku ztepilého (*Picea abies*) a modřínu opadavého (*Larix decidua*). Každý z těchto porostů je osazen 3 mělkými a 3 hlubšími senzory TMS4. V blízkosti výzkumné lokality se na zemědělských pozemcích nachází referenční meteorologická stanice, poskytující srážková a teplotní data.

Půdní senzory byly umístěny na výzkumnou lokalitu v červnu 2021, v současnosti jsou tedy k dispozici data za necelé dva roky monitoringu. Senzory měří v základním kroku po 15ti minutách. Pro zpracování těchto dat bylo využito prostředí R studia, ve kterém byla data vyhodnocena a následně rovněž provedena vizualizace. Vzhledem k citlivosti senzorů na měřící prostředí, byla v průběhu měření provedena kalibrace za účelem zvýšení přesnosti při přepočtu hodnot signálu na objemovou půdní vlhkost, která odpovídá specifickým půdním podmínkám této lokality. Pro následující vyhodnocení půdního vlhkostního a teplotního režimu tří rozdílných porostů byla využita data z 27 svrchních senzorů, které zohledňují i vliv charakteru svrchního organického horizontu. Ze základního souboru dat byly vytvořeny denní průměry vlhkosti pro každý senzor a dále byly vypočteny průměrné hodnoty odpovídající všem senzorům v rámci jednoho druhu dřeviny (tedy průměr z 9 senzorů) a konfidenční intervaly těchto průměrů. Pro vyhodnocení teploty byly využity maximální denní teploty z každého senzoru, ze kterých byl vytvořen průměr za jednotlivé druhy dřevin. Srážková data byla vytvořena na základě denní agregace z referenční meteorologické stanice. Za účelem popisu hydropedologických vlastností půdy byly dále laboratorně stanoveny retenční čáry z neporušených půdních vzorků odebraných na lokalitě.



— buk — modřín — smrk

Obr. 1: Srážkové úhrny a průběh měřené objemové vlhkosti půdy v období od června 2021 do ledna 2023. Čárkovaná čára ukazuje odhadovanou hranici snadno dostupné vody (pF 3,7) a tečkovaná čára znázorňuje polní vodní kapacitu, stanovenou odhadem z pF 2. Výrazné rozdíly v půdní objemové vlhkosti mezi dřevinami byly pozorovány zejména v jarním období roku 2022.

# Výsledky a Diskuze

V průběhu monitorovaného období byly pozorovány výrazné rozdíly vlhkostního režimu lesní půdy mezi jednotlivými porosty. Tyto rozdíly jsou zejména patrné v brzkém jarním období roku 2022, kdy můžeme pozorovat silný srážkový deficit. Denní srážkové úhrny v tomto období byly velmi nízké, nepřesahující 5 mm/ den (obr. 1).

Nejnižších hodnoty půdní objemové vlhkosti byly globálně pozorovány u smrkových porostů.

Vzhledem k tomu, že tento druh je jako jediný zástupce neopadavé dřeviny je zřejmé, že na rozdíl od buku a modřínu se prostředí smrkového lesa v rámci roku výrazně nemění. Na základě pozvolného

poklesu vlhkosti v porostech smrku v jarním období 2022 se vhledem k nízkým srážkovým úhrnům zdá, že byla srážka převážně zadržena intercepcí koruny. Vzhledem k celoroční přítomnosti jehličí dochází u smrku v případě vhodných podmínek, narozdíl od opadavých dřevin, k celoroční transpiraci. Jak můžeme vidět, v případě buku a modřínu došlo k prudkému poklesu půdní vlhkosti až v průběhu května, kde i na základě změny relativních rozdílů v povrchové teplotě můžeme předpokládat plné olistění stromů (obr. 2 a 3). Zatímco maximální denní průměrná teplota v úrovni 15 cm nad povrchem (T3) byla v průběhu jara 2022 nejvyšší v porostech buku, krátce po začátku května můžeme vidět, že teplota v buku poklesla na úroveň smrkových porostů. Tento trend jde v menší míře pozorovat i u hodnot povrchové (T2) a půdní teploty (T1).



Obr. 2: Průběh maximální denní teploty ve třech úrovních. T1 teplota půdy v hloubce - 8 cm pod povrchem, T2 teplota povrchu, T3 teplota v úrovni + 15 cm nad povrchem. Nejmenší rozdíly mezi dřevinami byly pozorovány u půdní teploty T1. Zatímco v letním období jsou výrazně nejnižší teploty naměřeny senzory T1, v zimních měsících jsou teploty téměř vyrovnány.



Obr. 5: Detail průběhu teplot v období srážkového deficitu na jaře 2022. Krátce po začátku května dochází k poklesu teploty v bukovém porostu. Tato skutečnost značí plné rozvinutí listů buku.

V průběhu letního období 2022 pak byl pozorován deficit půdní vody, překračující mez snadno dostupné vody (pF 3,7) pro všechny dřeviny a vyrovnání rozdílů hodnot půdní objemové vlhkosti (viz obr. 1). Tento stav můžeme pozorovat až do nástupu listopadu, kdy znovu dochází ke změně v relativních rozdílech teploty mezi dřevinami. Od tohoto okamžiku, byl dále na základě dat ze dvou sezón, pozorován trend v postupném doplnění zásob půdní vody v průběhu zimního období, kdy dochází k omezení evapotranspirace porostů.

Od poloviny ledna 2023, byl v souvislosti s výrazným oteplením pozorován počátek trendu rozdílného vlhkostního stavu půdy mezi dřevinami. Dá se předpokládat, že významnou roli na vývoj půdní vlhkosti jednotlivých porostů v následující vegetační sezóně, bude mít rozdělení a množství srážek v nadcházejících jarních měsících.

Na základě měřených dat můžeme vidět, že hydrologický režim lesní půdy je významně řízen druhem dřeviny. Sezonní cykly opadavých dřevin mají významný vliv na vlhkost půdy z hlediska omezení transpirace i intercepční kapacity.

Je nezbytné zmínit, že se jedná pouze o počáteční data ze dvou sezón a pozorované chování nemusí být reprezentativní pro nadcházející roky. V případě potvrzení těchto trendů, by na základě předpokládané změny v rozložení srážek v průběhu roku v důsledku klimatické změny, mohlo docházet k nedostatku půdní vody pro smrkové porosty, které tyto zásoby mohou využívat již v průběhu prvních jarních měsíců.

# Závěry

Hydrologický režim lesní půdy je značně ovlivněn druhem pěstované dřeviny, která ovlivňuje charakter půdního prostředí. Struktura dřeviny dále významným způsobem přerozděluje srážkovou vodu na intercepci, stok po kmeni a volnou srážku a tím zásadně ovlivňuje množství a rozložení infiltrované vody. Vzhledem k předpokládané změně množství a rozložení srážek v důsledku klimatické změny, mohou být v příštích letech ohroženy zejména smrkové porosty u kterých můžeme na základě rostoucí

teploty předpokládat dřívější nástup transpirace a zároveň v případě nízkých srážkových úhrnů, obdobně jako v jarní sezoně roku 2022, sníženou schopnost doplnění zásob půdní vody.

# Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou IGA FŽP (Projekty 2021B00271 a 2022B0037).

# Literatura

- Allen, C. D., Macalady, A. K., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N., Vennetier, M., Kitzberger, T., Rigling, A., Breshears, D. D., Hogg, E. H. (Ted), Gonzalez, P., Fensham, R., Zhang, Z., Castro, J., Demidova, N., Lim, J.-H., Allard, G., Running, S. W., Semerci, A., & Cobb, N. (2010). <u>A global overview</u> of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. Forest Ecology and Management, 259(4), 660–684.
- Aranda, I., Forner, A., Cuesta, B., & Valladares, F. (2012). <u>Species-specific water use by forest tree</u> <u>species: From the tree to the stand</u>. *Agricultural Water Management*, *114*, 67–77.
- Crockford, R. H., & Richardson, D. P. (2000). <u>Partitioning of rainfall into throughfall, stem flow and interception: effect of forest type, ground cover and climate</u>. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, *14*, 2903–2920.
- De Frenne, P., Lenoir, J., Luoto, Miska, Brett, Scheffers, R., Zellweger, F., Aalto, Juha, Ashcroft, M. B., Ditte, Christiansen, M., Decocq, G., De Pauw, K., Govaert, S., Greiser, C., Gril, E., Hampe, Arndt, Jucker, T., David, Klinges, H., Hylander, Kristoffer. (2021). Forest microclimates and climate change: Importance, drivers and future research agenda. Glob Change Biol, 27, 2279–2297.
- Frouz, J. (2018). Effects of soil macro- and mesofauna on litter decomposition and soil organic matter stabilization. *Geoderma*, 332, 161–172.
- Jačka, L., Walmsley, A., Kovář, M., & Frouz, J. (2021). Effects of different tree species on infiltration and preferential flow in soils developing at a clayey spoil heap. *Geoderma*, 403(August), 115372.
- Jarvis, N. J., Moeys, J., Koestel, J., & Hollis, J. M. (2012). <u>Preferential Flow in a Pedological Perspective</u>. In *Hydropedology* (pp. 75–120). Elsevier.
- Pretzsch, H., Rötzer, T., Matyssek, R., Grams, T. E. E., Häberle, K.-H., Pritsch, K., Kerner, R., & Munch, J.-C. (2014). <u>Mixed Norway spruce (Picea abies [L.] Karst) and European beech (Fagus sylvatica [L.])</u> stands under drought: from reaction pattern to mechanism. *Trees*, *28*(5), 1305–1321.
- Rawls, W. J., Pachepsky, Y. A., Ritchie, J. C., Sobecki, T. M., & Bloodworth, H. (2003). Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, *116*(1–2), 61–76.
- Wild, J., Kopecký, M., Macek, M., Šanda, M., Jankovec, J., & Haase, T. (2019). <u>Climate at ecologically</u> <u>relevant scales: A new temperature and soil moisture logger for long-term microclimate</u> <u>measurement</u>. *Agricultural and Forest Meteorology*, *268*, 40–47.

Zdroj dlouhodobých srážkových a teplotních dat pro Středočeský kraj: ČHMÚ, 2020: <u>Mapy charakteristik klimatu</u> [online]. [cit. 30. 04. 2023].

# Experimentální povodí s různým způsobem využití – 25 let monitoringu vodních a látkových toků na Šumavě

Jan Procházka, Martin Černý, Blanka Tesařová, Aleš Vácha

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Fakulta zemědělská a technologická, Studentská 1668, 370 05 České Budějovice, prochazkaj@fzt.jcu.cz

# Abstrakt

Způsoby hospodaření, využití území, přítomnost a stav vegetace ovlivňují toky energie, vody a látek v krajině. To dokumentují výsledky monitoringu tří povodí (každé o ploše cca 2 km<sup>2</sup>) s různým stavem vegetačního pokryvu v JV části Šumavy. Malá experimentální povodí Mlýnského, Horského a Bukového potoka jsou monitorována od poloviny roku 1997. Nacházejí se v těsném sousedství, tudíž v podobných klimatických podmínkách, s průměrnou roční teplotou 5,5 °C a ročním úhrnem srážek kolem 1050 mm. Z více než pětadvacetiletého monitoringu vyplývá, že z povodí s převažujícími odvodněnými pastvinami odtéká v průměru téměř 60% vody spadlé ve srážkách, odtok zde má nejvyšší fluktuace, z lesního povodí odteče 33 % a z povodí tvořeném lesem, mokřady, ladem a loukami v průměru 38 % z ročního úhrnu srážek. Odvodněné povodí vykazuje taktéž znatelně vyšší koncentrace rozpuštěných látek v odtékající vodě, čemuž odpovídají i celkově vyšší ztráty látek v porovnání s povodím pokrytém vzrostlým lesem. S výsledky hodnocení hydrologické a látkové bilance korespondují i další monitorované parametry, jako jsou stav půdy, vegetace a teplotní projevy krajiny, které přispívají k vzájemné intepretaci měřených charakteristik.

**Klíčová slova:** malé povodí, srážky, vegetační kryt, odtok, hydrologická a látková bilance, Šumava, Horský, Mlýnský, Bukový potok

# Úvod

Malá experimentální povodí začala být na našem území monitorována v různé době a za různým účelem, ponejvíce v posledních dekádách 20. století a ve větší míře v horských a podhorských oblastech. Malá experimentální povodí mají společné především to, že poskytují podklady pro výzkum, vodohospodářské plánování, správu území a různé oblasti hospodaření včetně krizového managementu. Jejich existence nabývá na významu s kvalitou a délkou pozorovací řady, navíc v kontextu s probíhající změnou klimatu, přičemž plocha "malého povodí" není přesněji definována (Tesař, 2011). Zatímco u experimentálních povodí bývá zpravidla detailnější pozorování na menší rozloze, Kříž et al. (1988) uvádí do 4 km<sup>2</sup>, u tzv. reprezentativních povodí se předpokládá monitoring za účelem charakteristiky větší plochy (až stovky km<sup>2</sup>), kde dané povodí reprezentuje rozsáhlejší oblast. Vymezení konkrétní hranice však není striktně dáno a experimentální povodí mohou být zároveň i reprezentativním povodím a naopak. Ucelená databáze všech experimentálních povodí zatím nebyla kompletně vytvořena. Evropské síti vybraných experimentálních povodí se věnuje například organizace ERB (Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins) založená v roce 1986, jejímž cílem je kooperovat a sdílet výsledky výzkumu (Penna, 2023). Zejména v souvislosti s klimatickou změnou a potřebou sdílení relevantních dat z výzkumu experimentálních povodí byla deklarována nutnost vzájemně posílit komunikační platformy a podporovat rozšířenou výměnu dat (Holzmann, 2018).

Na území Česka vzniklo podle účelu monitoringu a předmětu výzkumu příslušné organizace několik souborů experimentálních povodí. Mezi nejzavedenější patří například:

- sedm experimentálních povodí Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) tvořících hydrologickou základnu pro výzkum změn spojených s odlesněním a navazující hydrologické aplikace v Jizerských horách (Kulasová, 2006),
- síť lesních povodí GEOMON zřízená především pro studium geochemických cyklů (Fottová et Skořepová, 1998),
- lesní povodí ve správě Výzkumného ústavu lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i. v Orlických horách, Beskydech nebo Jeseníkách (Šach et Černohous, 2016),
- experimentální povodí ekohydrologického výzkumu v Krkonoších, na Šumavě a povodí Volyňky dlouhodobě provozované Ústavem pro hydrodynamiku, v. v. i. (Tesař et al., 2006),
- experimentálních povodí hydrologického výzkumu na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy v pramenných oblastech Krušných hor, šumavské Blanice a především Otavy (Langhammer et al., 2015),
- experimentální zemědělská povodí Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půd, v. v. i. (Doležal et al., 2006) a další.

Předmětem tohoto příspěvku jsou tři malá experimentální povodí Mlýnského, Horského a Bukového potoka, jež byla založena pracovištěm Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích za účelem srovnávacího monitoringu projevů různého využití území. Rozdílné způsoby hospodaření ovlivňují celou řadu abiotických a biotických vlastností okolní krajiny, mají významný dopad na kvalitu životního prostředí a život jako takový. Krajinu je potřeba sledovat jako heterogenní celek složený ze specifické soustavy ekosystémů, které jsou ve vzájemné interakci a vyznačují se rozdílnou dynamikou. Proto je zde využíván tzv. holistický přístup, který předpokládá pochopení vzájemného propojení jednotlivých složek krajiny a jejich funkčních projevů v závislosti na schopnostech disipace sluneční energie a na způsobu zacházení s vodními a látkovými toky (Ripl, 1995). Jako nejvhodnější prostředek pro dokumentaci příslušných rozdílů se ukázalo vymezení experimentálních povodí s různým typem krajinného pokryvu, v podobných podmínkách, přiměřené velikosti a v oblasti, kde se nepředpokládají v dlouhodobějším měřítku výraznější změny ve využití ploch těchto povodí (Procházka et al., 2006, Procházka et al., 2019).

# Charakteristika experimentálních povodí

Během roku 1997 byla v rámci tehdejšího projektu posílení výzkumu na vysokých školách (Laboratoř aplikované ekologie, VS 96072) vybrána tři malá povodí v oblasti JV Šumavy, mezi přehradní nádrží Lipno a státní hranicí s Rakouskem. Po prvotním vymezení a počátečních měřeních zde probíhá soustavný srovnávací monitoring vegetačního krytu, půd, srážek, odtoku, kvality vody a meteorologických charakteristik, který postupně prokázal příslušné rozdíly (Procházka et al. 2006, Procházka et al., 2009, Procházka et al., 2019). Výše zmíněný projekt sice dávno skončil, nicméně experimentální povodí jsou provozována Fakultou zemědělskou a technologickou Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích (FZT JU) i nadále. V tuto chvíli se jedná již o více než 25 let, kdy je na třech experimentálních povodích Mlýnského, Horského a Bukového potoka prováděn komplexní srovnávací monitoring, a to jednak pozemním sledováním, tak prostřednictví dat dálkového průzkumu Země. Hydrologicky všechna povodí náleží do úmoří Černého moře, v rámci vymezení dle povodí III. řádu jsou součástí povodí Große Mühl a přítoky: Kleine Mühl (Michl), číslo hydrologického pořadí 4-04-02.

Pozičně blízká experimentální povodí s rozlohou mírně přes 2 km<sup>2</sup> se nachází ve srovnatelných geologických a klimatických podmínkách, významně se však liší ve způsobu využití území (obr. 1). Povodí potoka Bukový je prakticky celé zalesněné převážně smrkovým hospodářským lesem, povodí potoka Mlýnský je využíváno převážně jako pastviny a louky, v 80. letech bylo systematicky odvodněné. Povodí potoka Horský je krajinnou mozaikou hospodářského a přirozeného lesa, mokřadních biotopů a luk (obr. 2). Využití povodí se po celou dobu sledování nemění. Povodí se nachází v oblasti v nadmořské výšce 780 až 1 035 m v oblasti s průměrnou roční teplotou vzduchu 5 – 6 °C a průměrným ročním úhrnem srážek 1 000 – 1 100 mm. Podrobnější popis a metodika monitoringu experimentálních povodí byly popsány v předcházejících studiích (Procházka et al., 2006, Procházka et al., 2018, Procházka et al., 2019).



Obr. 1. Základní charakteristika a vymezení experimentálních povodí.


Obr. 2. Krajinný pokryv a využití ploch povodí a) Mlýnského, b) Horského a c) Bukového potoka, měrné profily na odtoku z modelových povodí d) Mlýnského, e) Horského a f) Bukového potoka.

#### Metody monitoringu

Pokud jde o sledování hydrologické bilance, byly závěrné profily jednotlivých povodí osazeny měrnými přelivy lichoběžníkového tvaru a automatickým měřením výšky vodního sloupce. Do roku 2007 se jednalo o datalogerry od firmy Ing. Jiří Kňourek snímající výšku hladiny pomocí tlakového čidla, následně byly nahrazeny ultrazvukovými snímači a jednotkami M4016 od firmy Fiedler AMS, s. r. o. Hydrometrováním za různých vodních stavů byly stanoveny měrné (konsumpční) průtokové křivky. Kontinuálně je sledována také teplota a kvalita odtékající vody prostřednictvím elektrické vodivosti. Každé povodí je vybaveno automatickým člunkovým srážkoměrem. Povodí Horského potoka disponovalo do roku 2018 manuální srážkoměrnou stanicí ČHMÚ (Frymburk, Svatý Tomáš), na povodí Mlýnského potoka byla po založení experimentálních povodí zřízena manuální srážkoměrná stanice s dobrovolným pozorovatelem (Přední Výtoň, Pasečná), kterou následně převzal ČHMÚ, jako náhradu za zrušenou stanici na Svatém Tomáši. Pozorovatelé srážkoměrných stanic zajišťovali týdenní odběry vzorků atmosférické depozice (bulk). Od roku 2016 jsou tyto vzorky odebírány pro analýzy chemismu již jen jednou měsíčně. V pravidelných měsíčních intervalech jsou od počátku sledování odebírány vzorky odtékající vody. Povodí Mlýnského a Horského potoka jsou osazena automatickými meteorologickými stanicemi, kde jsou kromě teploty, vlhkosti, srážek, směru a rychlosti větru měřeny i globální sluneční záření a čistá radiace (net radiometer), teplota a vlhkost půdy. V povodí Bukového potoka vzhledem k těsnému sousedství s povodím Horského potoka další meteorologické charakteristiky kromě teploty vzduchu a srážek měřeny nejsou. Všechny automatické hydrologické a meteorologické stanice zaznamenávají hodnoty v 10min (příp. 15min) intervalu a prostřednictvím GSM přenosu posílají data na server (Fiedler AMS, s. r. o). Kontrola měření, odběry vzorků a další souběžný monitoring probíhá in-situ jednou měsíčně, kdy mimo jiné při odběrech odtékající vody probíhá kontrolní měření aktuálních hodnot elektrické vodivosti, teploty vody, pH, rozpuštěného kyslíku (přístrojem YSI ProDSS – Digital sampling system). Kontroluje se i stav měření výšky vodní hladiny prostřednictvím stabilního vodočtu a přeměřením vzdálenosti ultrazvukového čidla od vodní hladiny. Kontrola, zpracování a vyhodnocování dat odeslaných na server, změřených v terénu a analyzovaných v laboratoři probíhá v návaznosti nato průběžně a dle potřeby, jak bylo již dříve popsáno.

### Výsledky a diskuse

Pro účely této studie jsou prezentovány výsledky hydrologické bilance od roku 1998 do roku 2022 a porovnány dlouhodobé trendy v kvalitě odtékající vody prostřednictvím kontinuálně měřené elektrické vodivosti a koncentrací NO3- a bazických kationtů z pravidelných měsíčních odběrů vzorků. Cílem je dokumentovat vliv rozdílného krajinného krytu a využití území na zmíněné charakteristiky měřené na třech experimentálních povodích Mlýnského (s převahou odvodněných pastvin), Horského (s krajinnou mozaikou lesů, mokřadů a luk) a Bukového (zalesněného především smrkem) potoka.

Průměrné měsíční úhrny srážek zaznamenávaných v letech 1998 – 2021 byly podobné ve všech experimentálních povodích. Zatímco dlouhodobě měřený měsíční průměr úhrnu srážek na všech povodích činí 80 mm, průměrné měsíční odtokové výšky se na jednotlivých potocích odlišují (Mlýnský 51 mm, Horský 34 mm a Bukový 26 mm). Nejvyšší odtok je dlouhodobě z povodí odvodněné pastviny (Mlýnský) ve srovnání s povodími Horským a Bukovým, kde v zastoupení plochy dominují především lesy, na Horském pak navíc ještě mokřady, louky a lada. Nejvýznamnější měsíční odtok byl zjištěn v měsíci březnu, v průměru je to pro Mlýnský 85 mm, Horský 59 mm a Bukový 40 mm, nejnižší pak v měsíci září pro Mlýnský 33 mm, Horský 20 mm a Bukový 18 mm. Minimální zaznamenané denní průtoky byly 6,7 l.s<sup>-1</sup>pro Mlýnský potok, 7,1 l.s<sup>-1</sup> pro Horský potok a 6,8 l.s<sup>-1</sup> pro Bukový potok. Nejvyšší denní průtok od roku 2007, kdy bylo měření zpřesněno novými stanicemi s ultrazvukovým čidlem měření výšky hladiny, byly zaznamenány počátkem června 2013, kdy průměrné hodnoty dosahovaly 651 l.s<sup>-1</sup> pro Mlýnský, 412 l.s<sup>-1</sup> pro Horský a 173 l.s<sup>-1</sup> pro Bukový potok. Ještě vyšší hodnoty denního průtoku (935, 359 a 181 l.s<sup>-1</sup>) byly dosaženy při známé povodňové situaci v srpnu 2002, zde jsou však vzhledem k charakteru měrných přelivů, tehdejšímu vodnímu stavu a způsobu měření spíše jen vypočteným odhadem, než nějakou přesnější hodnotou (Procházka et al., 2006).

Reálnější stav a rozdíly mezi povodími lépe charakterizují roční odtoky za hydrologické roky 1998 – 2022 (Obr. 3). Dle vyjádření srážkového úhrnu, výšky odtoku a zbývající složky bilance uvedené jako hodnota evapotranspirace (ET). Při podobných ročních srážkách (průměr 1998 – 2022 cca 1 050 mm) činí průměrný odtok z povodí Mlýnského potoka 601 mm, Horského 402 mm a Bukového 351 mm. Nejnižší roční odtok vod byl zaznamenán shodně na všech povodích v roce 2014 (po sněhově rekordně chudé zimě, kdy zde byla také zaznamenána nejvyšší průměrná roční teplota vzduchu) pro Mlýnský 468 mm, Horský 320 mm a Bukový 298 mm) a nejvyšší v povodňovém roce 2002 pro Mlýnský 864 mm, Horský 701 mm a Bukový 428 mm. Podobné rozdíly jsou potom vyjádřeny i poměrem srážky / odtok, jehož hodnoty jsou za příslušné roky pro jednotlivá povodí v průměru 0,59 na Mlýnském, 0,38 na Horském a 0,33 na Bukovém. Rozdíly v odtoku z experimentálních povodí je možné dokumentovat i průběhem denních hodnot během roku. Na příkladu kalendářního povodňového roku 2013 jsou zřejmé největší rozdíly při situacích spojených se zvýšeným odtokem během zimních srážkoodtokových epizod spojených s deštěm a táním sněhu a zejména pak při extrémních srážkách na přelomu května a června, kdy byly v Česku na Vltavě poslední rozsáhlé povodňě. V poslední třetině

roku při malých úhrnech srážek je naopak vidět, že odtoky z povodí jsou poměrně vyrovnané (Obr. 4, Procházka et al., 2019).



Obr. 3: Roční úhrn srážek, výška odtoku, poměr odtok/srážky a průměrná roční teplota v letech 1998 – 2022.



Obr. 4: Průběh denního odtoku z experimentálních povodí během roku 2013, průměrná denní teplota, úhrn srážek a výška sněhové pokrývky (Procházka et al., 2019).

V závislosti na rozdílném managementu území a odtoku vody je možné porovnávat i množství látek, které se z krajiny prostřednictvím povrchových vod vyplavují. Jednoduše měřitelným parametrem s kontinuálním záznamem, který odráží množství rozpuštěných látek ve vodě je její elektrická vodivost (konduktivita). Z přiloženého grafu měsíčních průběhů vodivosti (Obr. 5) jsou zřejmé rozdíly mezi povodím Mlýnského potoka (odvodněná pastvina) na jedné straně a na druhé straně povodími s lesem a mokřady (Bukový a Mlýnský potok). V povodí Mlýnského potoka je navíc viditelný pokles během sledovaného období, kde se dá předpokládat určitá regenerace povodí po možném intenzivnějším obhospodařování do roku 1989 a také postupná ztráta funkčnosti systematického odvodnění (podpovrchový drenážní systém). Určitý nárůst hodnot vodivosti u všech povodí po roce 2013 lze naopak spojovat s možným vlivem srážkově chudších a teplotně nadprůměrných let, kdy došlo stejně jako jinde v Česku k prokazatelnému zaklesnutí hladiny podzemní vody a možnému intenzivnějšímu vyplavování látek v důsledku mineralizace půdního profilu.



Obr. 5: Průběh hodnot elektrické vodivosti odtékající vody od poloviny roku 1997 do dubna 2023.

Průměr hodnot vodivosti u vody v Mlýnském potoce je za období let 1998 – 2022 přibližně 90 μS.cm<sup>-1</sup>. Podobné hodnoty jako v případě Horského a Bukového potoka, kde činí průměrná vodivost za stejné období 44 µS.cm<sup>-1</sup> a 38 µS.cm<sup>-1</sup>, dokládá pro horská a podhorská povodí pokrytá lesem ve své práci i Jachniak et al. (2019). Časem zvyšující se hodnoty ti samí autoři přičítají pozvolnému uvolňování látek z lesních půd. To potvrzuje i Hadaš (2012) a jako příklad látek zmiňuje dusičnany a sírany v podobné oblasti Jizerských hor. Měsíční koncentrace právě u dusičnanů výstižně dokumentují rozdíly v kvalitě vody mezi šumavskými povodími, kdy v lesním povodí a v povodí s mokřady jsou srovnatelně nízké, zatímco odvodněná pastvina dusičnany během roku do povrchových vod evidentně vyplavuje. Koncentrace dusičnanů v odtékající vodě vykazuje u Mlýnského potoka dlouhodobý průměr 6,6 mg.l<sup>-1</sup>, u Horského 2,2 mg.l<sup>-1</sup> a u Bukového 2,0 mg.l<sup>-1</sup> (Procházka et al., 2019). Dobře zřejmý je i celoroční trend, kdy v zimním období jsou koncentrace vyšší než v období s rozvojem vegetace, tedy od května do července. V tom samém období je navíc na povodích s převahou lesa dobře pozorovatelné zanedbatelné kolísání hodnot (rozptyl), kdežto na Mlýnském povodí je nevyrovnanost hodnot v porovnání vysoká (Obr. 6 vlevo). Pokud jde o celkovou látkovou bilanci povodí, která je sledována prostřednictvím analýz vzorků celkové depozice a odtékající vody, jsou ztráty látek ve všech měřených parametrech vyšší na povodí Mlýnského potoka, u dusičnanů, vápníku a hydrogenuhličitanu dokonce více než dvojnásobné, v porovnání s povodím Horského a Bukového potoka, orientačně vyjádřeno v grafu (Obr. 6 vpravo) v t.km<sup>-2</sup>.rok<sup>-1</sup>.



*Obr. 6: Měsíční koncentrace dusičnanů (NO3-) v odtékající vodě z jednotlivých povodí (vlevo) a bilance látek v povodích zjištěná z analýz celkové depozice a odtékající vody (vpravo) v období let 1998 – 2022.* 

S výsledky hodnocení hydrologické a látkové bilance navíc korespondují i další parametry, jež jsou součástí dlouhodobého monitoringu, jako je stav a struktura vegetace, distribuce povrchových teplot, amplitudy teploty vzduchu a odtékající vody, zásoba organických a dalších látek v půdě (Procházka et al., 2019). Absence vzrostlé vegetace a půdního profilu schopných zadržet větší podíl srážkové vody se projevuje na vyšších odtocích vody a látkových ztrátách z povodí, kde převažují pastviny zatížené systematickým odvodněním většiny ploch. Komplexní monitoring malých experimentálních povodí přináší cenné poznatky pro hodnocení vlivu různých typů krajinného pokryvu a využití území nejen pro hydrologii a hospodaření s vodou, ale celkově pro krajinné plánování a management území mající za cíl zachování či zlepšení přírodních podmínek prostředí pro život člověka a dalších organismů.

#### Závěr

V polovině roku 1997 byla na samém jihovýchodním okraji Šumavy mezi přehradní nádrží Lipno a státní hranicí s Rakouskem založena tři malá experimentální povodí. Povodí Mlýnského, Horského a Bukového potoka se srovnatelnou rozlohou cca 2 km<sup>2</sup> disponují v podobných geologických a klimatických podmínkách rozdílným vegetačním krytem a způsobem využití. Z výsledků dlouhodobého monitoringu vyplývají rozdíly ve specifickém odtoku a kvalitě odtékající vody. Dlouhodobý koeficient odtoku 0,59 v povodí Mlýnského potoka (odvodněná pastvina) je mnohem vyšší v porovnání s hodnotou 0,39 v povodí Horského potoka (les, mokřady, louky a lada) a s hodnotou 0,33 v povodí Bukového potoka (převážně smrkový les). Průtok na závěrných profilech povodí je v průměru nejvyšší a při srážkoodtokových událostech s nejvyššími extrémy u Mlýnského potoka, v období dlouhodobějšího sucha jsou průtoky všech povodí vyrovnané. Průměrná elektrická vodivost odtékající vody odrážející množství rozpuštěných látek je u Mlýnského potoka 90 μS.cm<sup>-1</sup>, Horského 44 μS.cm<sup>-1</sup> a Bukového 38 μS.cm<sup>-1</sup>, přičemž se v průběhu sledování významně změnila poklesem hodnot u Mlýnského potoka. Koncentrace rozpuštěných látek vykazují prakticky ve všech parametrech vyšší hodnoty v Mlýnském potoce, ještě více názorné je to v případě látkové bilance. Výsledky dlouhodobého monitoringu experimentálních povodí v oblasti JV Šumavy prokazují významný vliv využití území na hydrologickou i látkovou bilanci v krajině.

### Poděkování

Poděkovat za spolupráci se sluší dobrovolným pozorovatelům panu Liškovi ze Svatého Tomáše, panu Formánkovi a panu Dr. Kubákovi z Pasečné, bez kterých by poznatky a měření v experimentálních povodích, zejména pak v prvních letech monitoringu, nebyly na takové úrovni. Dále všem spolupracovníkům z FZT JU a ENKI o. p. s. za pomoc při zakládání experimentálních povodí a realizaci monitoringu včetně stanovení chemických analýz vzorků vod a zpracování dat.

### Literatura

- Doležal, F., Kulhavý, Z., Kvítek, T., Soukup, M., Čmelík, M., Fučík, P., Novák, P., Peterková, J., Pilná, E., Pražák, P., Tippl, M., Uhlřová, J., Zavadil, J. (2006): <u>Hydrologický výzkum v malých zemědělských</u> <u>povodích</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics 54, 217–229.
- Fottová, D., Skořepová, I. (1998): <u>Changes in Mass Element Fluxes and their Importance for Critical</u> <u>Loads: Geomon Network, Czech Republic</u>. Water, Air, and Soil Pollution 105, 365–376.
- Hadaš, P. (2012): <u>Analysis of the health condition and the abiotic environment of forest stands in the</u> <u>territory of the Jizerské hory Mts, Czech Republic</u>. Folia Oecologica 39, 1–9.
- Holzmann, H. (2018): <u>Status and perspectives of hydrological research in small basins in Europe</u>. CIG 44, 601–614.
- Jachniak, E., Jaguś, A., Młyniuk, A., Nycz, B. (2019): <u>The Quality Problems of the Dammed Water in the</u> <u>Mountain Forest Catchment</u>. J. Ecol. Eng. 20, 165–171.
- Kříž, V., et al. (1988): Hydrometrie. Státní pedagogocké nakladatelství, Praha.
- Kulasová, A., Pobříslová, J., Jirák, J., Hancvencl, R., Bubeníčková, L., Bercha, Š. (2006): <u>Experimentální</u> <u>hydrologická základna Jizerské hory</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics 54, 163–182.
- Langhammer, J., Su, Y., Bernsteinová, J. (2015): <u>Runoff Response to Climate Warming and Forest</u> <u>Disturbance in a Mid-Mountain Basin</u>. Water 7, 3320–3342.
- Penna, D. (2023): <u>ERB Euro-Mediterranean Network of Experimental and Representative Basins</u> [WWW Document].
- Procházka, J., Brom, J., Pechar, L. (2009): <u>The comparison of water and matter flows in three small</u> <u>catchments in the Šumava Mountains</u>. Soil Water Res. 4, 75–82.
- Procházka, J., Pokorný, J., Vácha, A., Brom, J. (2018): Vliv využití území na oběh vody na příkladu malých povodí na Šumavě, in: Hospodaření s vodou v krajině. Presented at the Mezinárodní konference Třeboň 21. -26. 6. 2018, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Třeboň, p. 15.
- Procházka, J., Pokorný, J., Vácha, A., Novotná, K., Kobesová, M. (2019): <u>Land cover effect on water</u> <u>discharge, matter losses and surface temperature: Results of 20 years monitoring in the Šumava</u> <u>Mts</u>. Ecological Engineering 127, 220–234.
- Procházka, J., Včelák, V., Wotavová, K., Štíchová, J., Pechar, L. (2006): Holistic concept of landscape assessment: Case study of three small catchments in the Šumava mountains. Ekológia 25, 5–17.
- Ripl, W. (1995): <u>Management of water cycle and energy flow for ecosystem control: the energy</u> <u>transport-reaction (ETR) model</u>. Ecological Modelling 78, 61–76.
- Šach, F., Černohous, V. (2016): <u>Lesní odtokové plochy a malá povodí s experimenty těžby dřeva ve</u> vazbě na jejich vodnost. Zprávy lesnického výzkumu 61, 54–65.
- Tesař, M. (2011): Malá povodí a jejich význam: konference Hydrologie malého povodí 2011. Vodní hospodářství 61, 236–238.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. (2006): <u>Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace</u> <u>hydrologického cyklu v povodí Liz</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics 54, 137–150.

# Jak ovlivňuje mikroreliéf preferenční proudění a formování odtoku po intenzivní srážce? Srovnání historického vývratu a neporušeného svahu ve smrkovém lese

Lukáš Jačka<sup>1\*</sup>, Martin Valtera<sup>2\*</sup>, Roman Juras<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21Praha 6 – Suchdol
 <sup>2</sup> Lesnická a dřevařská fakulta, Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 3, 613 00 Brno – Černá Pole
 \* Email: jacka@fzp.czu.cz (L. Jačka); martin.valtera@mendelu.cz (M. Valtera)

# Abstrakt

Krátké intenzivní srážky (KIS) se z důvodu měnícího se klimatu vyskytují stále častěji. Rozložení srážkové vody a formování odtoku v lesních půdách může být silně ovlivněno narušením půdy a povrchovým mikroreliéfem. V tomto příspěvku je zkoumán vliv historického vývratu stromu na redistribuci infiltrované vody v půdním profilu. Pro simulaci KIS byl využit upravený simulátor deště a barevný stopovač. Redistribuce obarvené vody po simulované KIS byla zkoumána na smrkem zalesněném svahu v půdním profilu prohlubně po historickém vývratu a na kontrolním neporušeném hladkém svahu (bez prohlubní a kup). Stopy obarvené vody v půdě odhalily formování mělkého podpovrchového odtoku v organickém horizontu na kontrolním svahu. Oproti tomu, v prohlubni vývratu byl mělký podpovrchový tok přerušen a pod prohlubní přesměrován do hlubších půdních vrstev. V profilu vývratu byl zaznamenán výrazně vyšší vstup obarvené srážkové vody ve svrchní i spodní vrstvě půdy v porovnání s hladkým svahem. Výsledky ukazují, že ochrana mikroreliéfu vývratů jakožto strukturního dědictví lesních půd může pomoci zmírnit některé negativní hydrologické efekty intenzivního lesního hospodaření, například zpomalit rychlou složku mělkého podpovrchového odtoku na svazích a zvýšit doplňování zásob vody v půdním profilu skrze distribuci infiltrované vody do hlubších půdních vrstev. Uvedené poznatky doporučujeme využít při hospodaření na zalesněných svazích a v jejich hydrologickém modelování.

Klíčová slova: intenzivní srážka, dešťový simulátor, brilliant blue, infiltrace vody na svahu, půdní hydrologie

### Úvod

Krátké intenzivní srážky (KIS) jsou z důvodu měnícího se klimatu častější a intenzivnější (Fowler et al., 2021; Guerreiro et al., 2018) a zvyšuje se také intenzita, frekvence a doba trvání půdního sucha (Markonis et al., 2021; Rakovec et al., 2022. Pro zvládnutí těchto hydro-klimatických změn jsou zapotřebí zmírňující opatření. Jedním z klíčových opatření je zlepšení hospodaření s půdní vodou, které by mělo zahrnovat posílení schopnosti půd infiltrovat a zadržovat vodu.

Preferenční proudění je zásadním jevem ovlivňujícím distribuci vody v půdním profilu po infiltraci (Gerke, 2006; Lin, 2010). Preferenční proudění se vyskytuje prakticky ve všech půdách a po KIS může být dominantní distribuční složkou toku vody, zejména v heterogenních lesní půdách. Typická diferenciace lesních půd na genetické horizonty s kontrastními hydraulickými vlastnostmi může často vést ke vzniku laterálního proudění na rozhraní vrstev, což je specifický typ preferenčního proudění (Lin et al., 2006). Důležitou roli přitom hraje rozhraní organické a minerální vrstvy.

Na svazích, kde došlo k vývratům stromů, tvoří erozně-sedimentační procesy charakteristický mikroreliéf (výrazné prohlubně a kupy). Několik studií zkoumalo účinky tohoto mikroreliéfu na vlhkost půdy, teplotu a související fyzikální vlastnosti (Kooch et al., 2014; Liechty et al., 1997; Schaetzl, 1990). Valtera a Schaetzl (2017) upozorňuje, že mikroreliéf vznikající po vyvrácení stromů může mít výrazné dopady na infiltraci a proudění vody v lesních půdách. Kupa je obvykle umístěna níže po svahu než prohlubeň a může tedy tvořit mechanickou bariéru pro povrchový i mělký podpovrchový odtok a místo pro akumulaci vody.

Hlavním cílem této studie je na smrkem zalesněném svahu porovnat redistribuci dešťové vody po simulované KIS v půdním profilu prohlubně po historickém vývratu s profilem kontrolního neporušeného svahu. Předpokládáme, že na hladkém zalesněném svahu (kontrolní profil) bude většina vody vstupovat a proudit ve svrchním organickém horizontu za vzniku mělkého podpovrchového odtoku, zatímco do hlubších vrstev půdy bude vstupovat jen malé množství vody. Oproti situaci na kontrolním svahu, v oblasti vývratové prohlubně předpokládáme přesměrování mělkého podpovrchového odtoku a jeho soustředění s následnou redistribuci infiltrované vody do hlubších vrstev profilu.

### Materiál a metody

Studijní lokalita se nachází na pozemku Školního lesního podniku Masarykův les Křtiny (Mendelova univerzita v Brně), konkrétně v mladém porostu smrku ztepilého (Picea abies) na svahu o sklonu přibližně 17° v nadmořské výšce 470 m. Stáří porostu je ca 25 let. Dvě experimentální plochy o výměře 2 x 2 m (kontrolní hladký svah a svah s mikroreliéfem po vývratu) byly umístěny mezi stromy ve vzdálenosti ca 10 m od sebe po vrstevnici. Kromě historického narušení vyvrácením stromů je z důvodu blízkosti ploch předpokládáno, že faktory ovlivňující charakteristiky půdy jsou na obou plochách stejné. Povrchy na plochách nebyly před experimentem upravovány. Na plochách byla 23. a 24. 7. 2019 provedena simulace deště o intenzitě cca 40 mm.h<sup>-1</sup> po dobu 60 minut. K zadešťování byl použit vodní roztok barevného stopovačem brilliant blue o koncentraci 5 g.l<sup>-1</sup> (Jačka et al., 2018) a speciální simulátor deště umožňující minimalizaci vlivu větru pomocí látkových stěn, které jsou propojeny se sběrným kanálkem pro zpětný odběr vody a minimalizaci okrajového efektu (Juras et al., 2017). Druhý den po simulovaném dešti byl půdní profil postupně odkopán v horizontálních a vertikálních řezech a řezy byly průběžně dokumentovány. Dokumentace spočívala ve fotografování a popisu charakteristik obarvených oblastí v půdním profilu a souvisejících půdních vlastnosti (např. výskyt a orientace kořenů, mocnost organické vrstvy, orientace kamenů). Řezy byly fotografovány s umístěným metrem pro stanovení měřítka, případně s vodováhou pro stanovení horizontální a vertikální roviny a s barevnou tabulkou se standardizovanými RGB hodnotami. Pro zpřesnění popisu obarvených oblastí byly následně na fotografiích provedeny korekce barev a geometrického zkreslení.

### Výsledky

Na kontrolním hladkém svahu obarvená voda většinou infiltrovala pouze do svrchní části půdního profilu. Pod vrstvou opadanky (ca 2 cm) byla pozorována vrstva vzájemně propojených a nepravidelných barvených skvrn. Po odstranění této organické vrstvy (ca svrchních 5 cm) byl pozorován pouze velmi malý výskyt barviva, což indikuje omezený vstup do níže umístěné minerální vrstvy půdy. Omezený vstup obarvené vody do minerální půdy byl pozorován například pod hrubým horizontálním kořenem působícím jako mechanická bariéra v organické vrstvě (obr. 1). Namísto vstupu do hlubších vrstev voda proudila spíše mělko pod povrchem v organické vrstvě do značné vzdálenosti za hranu zadešťovaném plochy (ca 0,6–0,8 m po svahu dolů od spodního okraje zadešťované plochy, obr. 1 a 2).

Ke vstupu vody do minerální půdy docházelo většinou v oblasti s vyšším výskytem kořenů v blízkosti stromů (viz příklad na obr. 3).

Na svahu s prohlubní po vývratu bylo po odstranění opadanky (ca 2 cm) podobně jako u kontrolního svahu pozorováno nerovnoměrné rozložení barviva (zejména ve svrchní části plochy). Tloušťka organické vrstvy byla na rozdíl od kontroly výrazně nerovnoměrná, pohybovala se v horní části okolo 4 cm a na dně prohlubně od 13 do 24 cm (viz obr. 4). Po odstranění organické vrstvy byla na dně prohlubně po vývratu pozorována velká souvislá intenzivně zabarvená plocha. Naproti tomu v horní části plochy byly podobně jako u kontroly v minerální vrstvě pouze malé a řídce zastoupené obarvené skvrny. V horní a střední části plochy po vývratu probíhal boční tok nad rozhraním organické a minerální vrstvy směrem k prohlubni, kde byl přeměřován do hlubších vrstev v podobě soustředěného vertikálního proudění (obr. 4 a 5). Půdní profil pod prohlubní se vyznačoval vysokým obsahem kamenů v minerální vrstvě, z nichž některé byly kvůli historickému narušení půdy orientovány vertikálně (obr. 5) a také specificky orientovanými hrubými kořeny (obr. 6).



Obr. 1: Vertikální řez na kontrolním svahu ukazující mělký laterální tok pod vrstvou opadanky šířící se směrem dolů po svahu přibližně 0,6 až 0,8 m od spodního okraje zadešťované plochy.



*Obr. 2: Obarvená organická vrstva po odstranění opadanky pod spodním okrajem kontrolní zadešťované plochy (vlevo) a nedotčený povrch (vpravo).* 



*Obr. 3: Vertikální řez na kontrolním svahu provedený v centrální ose zadešťované plochy ukazující výraznější zabarvení půdního profilu v okolí kořenového systému od blízkého stromu (vzdáleného přibližně 40 cm od řezu).* 



*Obr. 4: Soustředění a přesměrování infiltrované vody pod prohlubní po vývratu. Vertikální řez byl proveden v centrální ose zadešťované plochy.* 



Obr. 5: Kontinuálně obarvená oblast v půdním profilu pod prohlubní po vývratu ukazuje soustředěný tok vody až na dno výkopu. Na odkopané stěně je patrný vertikálně orientovaný kámen. Bílá páska značí centrální osu zadešťované plochy.

### Diskuze

Z omezeného vstupu vody do minerální půdy na kontrolním svahu (viz obr. 1, 2 a 3) po aplikaci intenzivní srážky vyplývá, že velká část půdního profilu zůstává nevyužita při redistribuci a zadržování vody i po vydatných srážkách. Důvodem pro malý vstup vody do minerální půdy může být vysoká pórovitost nadložní organické vrstvy usnadňující laterální proudění na svahu (voda proudí cestou nejmenšího hydraulického odporu), hydrofobní charakter rozhraní organické a minerální vrstvy (Kim et al., 2005) a převažující laterální orientace opadaných jehlic a jemných kořenů pěstovaných smrků (Puhe, 2003).

Omezený vstup obarvené vody do půdního profilu na kontrolní hladké ploše byl v ostrém kontrastu s velkými souvisle obarvenými plochami v profilu pod prohlubní vývratu (viz obr. 4 a 5). Do půdy pod prohlubní vývratu prorůstaly hrubé kořeny stromů (obr. 6), pravděpodobně kvůli lepší dostupnosti vody (Kooch et al., 2014). Kanálky (biopóry) kolem těchto kořenů mohou významně ovlivnit preferenčního proudění (Jačka et al., 2021). Výskyt těchto kořenů také znamená, že infiltrovaná voda může být redistribuována a využita rostoucí vegetací (Nadezhdina et al., 2010), čímž se dále může snížit přímý odtok ze zalesněných svahů. Akumulace organického materiálu je v prohlubních po vývratech typicky vyšší než na okolních hladkých svazích (Šamonil et al., 2008). Akumulace organické hmoty mimo jiné výrazně ovlivňuje retenci a proudění vody v mikroreliéfu po vývratu. Vyvrácení stromů má také významný vliv na zastoupení, rozložení a orientaci skeletu. Při vyvrácení může dojít k obnažení hydraulicky vodivější vrstvy, změně objemové hmotnosti a navýšení obsahu makropórů v okolí kamenů. Zvýšený obsah lakunárních pórů (makropórů na rozhraních mezi kameny a jemnými částicemi zeminy; Fies et al., 2002; Novák et al., 2011) umožňuje rychlou redistribuci infiltrované vody ob hlubších půdních vrstev.

Zmíněné pozitivní hydrologické funkce ponechaných historických vývratů na zalesněných svazích mohou být podobné jako funkce některých finančně nákladný technických opatření cílících na zpomalení rychlého odtoku a snížení eroze půdu na zalesněných svazích. Hlavní výhodou pro lesní hospodářství je, že mikroreliéf po vývratu se vytváří přirozeně bez finančních nákladů. Navrhujeme zachovávat stávající vývraty i mikroreliéf po historických vývratech jako přirozeného jevu zlepšujícího hydrologickou funkci lesa.



Obr. 6: Kořeny směřující do prohlubně po vývratu. Živé kořeny okolních stromů jsou označeny čárovanou čarou. Kořen ze starého smrkového pařezu je označen tečkovanou čarou.

### Závěr

Byly pozorovány výrazné rozdíly v proudění infiltrované vody mezi svahem s půdním profilem po historickém vývratu a svahem s kontrolním hladkým mikroreliéfem. Na hladkém svahu docházelo k formování rychlého mělkého podpovrchové odtoku ve svrchní organické vrstvě a do hlubších vrstev voda vstupovala pouze omezeně. Retenční potenciál hlubších vrstev tedy zůstával nevyužit. Naproti tomu byl v prohlubni po historickém vývratu mělký podpovrchový tok zpomalen a přesměrován do hlubších vrstev. Tímto způsobem může být do podloží distribuováno značné množství vody, což může zvýšit celkovou retenci zalesněných svahů a při vhodných podmínkách zlepšit doplňování podzemní vody. Zachování a ochrana mikroreliéfu vývratů jakožto přirozeného strukturního dědictví lesních půd může tedy pomoci zmírnit některé negativní hydrologické efekty intenzivního lesního hospodaření. Uvedené poznatky doporučujeme využít při hospodaření na zalesněných svazích a v jejich hydrologickém modelování. Hydrologický fenomén vývratů vyžaduje další výzkum, například v místech s odlišnými pěstovanými dřevinami, geologií, topografickou polohou a sklonem svahu.

### Poděkování

Příspěvek vznikl s přispěním Interní grantové agentury Lesnické a dřevařské fakulty MENDELU v Brně (projekt č. LDF\_TP\_2019009) a Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy ČR (projekt č. CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_026/0008403). Autoři děkují Ing. Jiřímu Pavláskovi, Ph.D., Ing. Janu Deutscherovi Ph.D., Ing. Martinu Kovářovi a Ing. Ondřeji Hemrovi za pomoc v terénu a Ing. Johanně Ruth Blöcher, Ph.D. za pomoc při analýze fotografií.

### Literatura

- Fies, J.C., De Louvigny, N., Chanzy, A., 2002. <u>The role of stones in soil water retention</u>. European Journal of Soil Science 53, 95–104.
- Fowler, H.J., Lenderink, G., Westra, A.F., Allan, 2021. <u>Anthropogenic intensification of short-duration</u> <u>rainfall extremes</u>. Nature Reviews Earth & Environment 2, 107–122.
- Gerke, H.H., 2006. <u>Preferential flow descriptions for structured soils</u>. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 169, 382–400.
- Guerreiro, S.B., Fowler, H.J., Barbero, R., Westra, S., Lenderink, G., Blenkinsop, S., Lewis, E., Li, X.F., 2018. <u>Detection of continental-scale intensification of hourly rainfall extremes</u>. Nature Climate Change.
- Jačka, L., Pavlásek, J., Kalibová, J., Bašta, P., Kovář, M., Kuráž, V., 2018. <u>The layering of a mountain</u> <u>podzol can strongly affect the distribution of infiltrated water in the soil profile</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics 66, 348–356.
- Jačka, L., Walmsley, A., Kovář, M., Frouz, J., 2021. <u>Effects of different tree species on infiltration and</u> <u>preferential flow in soils developing at a clayey spoil heap</u>. Geoderma 403, 115372.
- Juras, R., Würzer, S., Pavlásek, J., Vitvar, T., Jonas, T., 2017. <u>Rainwater propagation through snowpack</u> <u>during rain-on-snow sprinkling experiments under different snow condition</u>. Hydrology and Earth System Sciences 21, 4973–4987.
- Kim, H.J., Sidle, R.C., Moore, R.D., 2005. <u>Shallow lateral flow from a forested hillslope: Influence of antecedent wetness</u>. Catena 60, 293–306.
- Kooch, Y., Zaccone, C., Lamersdorf, N.P., Tonon, G., 2014. <u>Pit and mound influence on soil features in</u> <u>an oriental beech (fagus orientalis lipsky) forest</u>. European Journal of Forest Research 133, 347– 354.
- Liechty, H.O., Jurgensen, M.F., Mroz, G.D., Gale, M.R., 1997. <u>Pit and mound topography and its</u> <u>influence on storage of carbon, nitrogen, and organic matter within an old-growth forest</u>. Canadian Journal of Forest Research 27, 1992–1997.
- Lin, H., 2010. Linking principles of soil formation and flow regimes. Journal of Hydrology 393, 3–19.
- Markonis, Y., Kumar, R., Hanel, M., Rakovec, O., Máca, P., Kouchak, A.A., 2021. The rise of compound warm-season droughts in Europe. Science Advances 7. <u>https://doi.org/10.1126/SCIADV.ABB9668</u>
- Nadezhdina, N., David, T.S., David, J.S., Ferreira, M.I., Dohnal, M., Tesař, M., Gartner, K., Leitgeb, E., Nadezhdin, V., Cermak, J., Jimenez, M.S., Morales, D., 2010. <u>Trees never rest: the multiple facets of</u> <u>hxydraulic redistribution</u>. Ecohydrology 3, 431–444.
- Novák, V., Kňava, K., Šimůnek, J., 2011. <u>Determining the influence of stones on hydraulic conductivity</u> of saturated soils using numerical method. Geoderma 161, 177–181.
- Puhe, J., 2003. <u>Growth and development of the root system of Norway spruce (Picea abies) in forest</u> <u>stands—a review</u>. Forest Ecology and Management 175, 253–273.
- Rakovec, O., Samaniego, L., Hari, V., Markonis, Y., Moravec, V., Thober, S., Hanel, M., Kumar, R., 2022. <u>The 2018–2020 Multi-Year Drought Sets a New Benchmark in Europe</u>. Earth's Future 10, e2021EF002394.
- Schaetzl, R.J., 1990. Effects of treethrow microtopography on the characteristics and genesis of <u>Spodosols, Michigan, USA</u>. Catena 17, 111–126.
- Šamonil, P., Král, K., Douda, J., Šebková, B., 2008. <u>Variability in forest floor at different spatial scales in</u> <u>a natural forest in the Carpathians: effect of windthrows and mesorelief</u>. Canadian Journal of Forest Research 38, 2596–2606.
- Valtera, M., Schaetzl, R.J., 2017. <u>Pit-mound microrelief in forest soils: Review of implications for water</u> retention and hydrologic modelling. Forest Ecology and Management 393, 40–51.

# Kam a kolik vody odvádí stromy?

# Modelování vlivu smrkových a bukových porostů na toky vody v půdě během extrémních klimatických podmínek

Nikol Zelíková<sup>1,2</sup>, Václav Šípek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 160 00, Praha 6
 <sup>2</sup> Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra vodních zdrojů a environmentálního modelování, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 - Suchdol

### Abstrakt

Půdní vlhkost propojuje takové procesy, které ovlivňují celý hydrologický cyklus, a tím i dostupnost vodních zdrojů. Jedním z významných faktorů ovlivňující tyto procesy je přítomnost vegetace. Výzkum interakcí mezi vegetací, jejím managementem a procesy ovlivňující toky půdní vody nabývá na významu zejména v době probíhajících klimatických změn i změn krajinného pokryvu. Avšak komplexnost těchto interakcí, ovlivněná navíc jejich rozdílností mezi jednotlivými rostlinnými druhy tento výzkum ztěžuje. Proměna krajinného pokryvu probíhá také v českém lesnictví, konkrétně v podobě obměny smrkových monokultur buky. V této studii je proto zkoumán vliv dvou typů lesních porostů, smrku ztepilého (Picea abies) a buku lesního (Fagus sylvatica), na vodní režim půdy v experimentálním povodí Liz na Šumavě. A to (1) zjištěním rozdílů v množství půdní vláhy na základě dvaceti let naměřených dat a (2) získáním složek vodní bilance (transpirace a perkolace) na těchto dvou kontrastních plochách pomocí modelu bilance půdní vody. Z analýzy dlouhodobých dat půdních vlhkostí vyplývají nepatrně nižší hodnoty půdních vlhkostí pod porosty buku, které zanikají při srovnání průměrných ročních hodnot. Odlišnosti jsou patrné při hodnocení průměrných vlhkostí s hloubkou, kde v nejsvrchnější vrstvě půdního profilu smrk disponuje v průměru o 6 % vyššími zásobami půdní vody než buk. Z pohledu vývoje půdních vlhkostí během vegetační sezóny je půda z počátku sušší pod smrkem, který započíná svou transpiraci dříve. Tento rozdíl je v průběhu sezóny zredukován intenzivní transpirací buku. Výstupy bilančního modelu poukázaly na vyšší míru aktuální evapotranspirace buku a vyšší míru perkolace smrku během každého roku. Tento jev byl zvýrazněn během suchých let, kdežto v letech s dostatkem srážek byly rozdíly minimální. Zvýšení četnosti buku v krajině, tak může ovlivnit míru dotace podzemních vod.

Klíčová slova: bilance půdní vlhkosti; transpirace; perkolace; změna krajinného pokryvu; sucho

# Úvod

Půdní vlhkost propojuje takové procesy, které ovlivňují celý hydrologický cyklus, a tím i dostupnost vodních zdrojů (Legates et al., 2010). Mezi tyto procesy je řazena především infiltrace, evapotranspirace a perkolace do podzemních vod (Seneviratne et al. 2010; Daly & Porporato, 2005). Na tyto procesy má vliv mnoho faktorů, od topografie (Williams et al., 2003), textury a struktury půdy (Famiglietti et al., 1998; Pan a Peters-Lidard, 2008), předcházející množství vlhkost půdy (Rosenbaum et al., 2012), sluneční záření (Geroy et al., 2011; Grayson et al., 1997), vegetace (Teuling a Troch, 2005), klima (Lawrence a Hornberger, 2007) a rozložení srážek (Keim et al., 2005). Výzkum interakcí mezi vegetací, jejím managementem a procesy ovlivňující toky půdní vody nabývá na významu zejména v době probíhajících klimatických změn i změn krajinného pokryvu. Avšak komplexnost těchto

interakcí, ovlivněná navíc jejich rozdílností mezi jednotlivými rostlinnými druhy tento výzkum ztěžuje. Proměny krajinného pokryvu probíhají také v českém lesním hospodářství. Konkrétně jde o nahrazování smrkových monokultur, postižených kůrovcovými kalamitami, porosty buku (CENIA, 2020). Jaký vliv budou mít tyto proměny na výše zmíněné procesy ovlivňující celkový vodní režim krajiny, je však zatím nezodpovězenou otázkou.

Buk a smrk představují nejčastější dřeviny ve středoevropských lesích. Každý z těchto druhů má odlišné fyziologické vlastnosti a stavbu, které se odrážejí v jejich specifickém chování a vlastnostech různě ovlivňujících toky půdní vody, a tím i konečný vodní režim půdy (Schume et al., 2004). Trychtýřovitý tvar koruny buku a jeho hladká kůra umožňuje ve srovnání se smrkem mnohem účinnější soustředění vody ze srážek přímo k základně kmene (Zirlewagen a von Wilpert, 2001; Levia a Frost, 2003). Smrk, na druhou stranu, je se svou drsnou kůrou o tento efekt ochuzen. Jeho široké větve však umožňují odvádět vodu směrem k jejich okrajům, odkud je přístupná mělkým a širokým kořenům (Beier, 1998; Augusto, 2002). Intercepce představuje další důležitý faktor ovlivňující vodní režim půdy. Zatímco buk vytváří srážkové vodě jednoduší cestu, jak se dostat do půdy díky jeho nízkému indexu listové plochy (LAI) a stavbě koruny, která je navíc mimo vegetační období neolistěná, smrk představuje pro srážkovou vodu větší překážku právě vyšší mírou intercepce způsobenou vysokou hodnotou LAI, která je umocněna celoročním pokryvem koruny (Nilgard, 1970; Benecke, 1984). Na druhou stranu mělčí kořeny smrku a dřívější uzavření průduchů, které zastavuje transpiraci, umožňuje, aby v půdě zůstalo více vody, na rozdíl od méně hospodárného buku s hlubšími kořeny (Čermák a kol., 1995; Strelcová et al., 2002, Schume 2004). I přes získané poznatky zůstává detailní pochopení těchto procesů, rozdílů mezi jednotlivými druhy dřevin a celkového vlivu na toky půdní vody, a tedy i její režim, zatím nejasné.

Přestože existují výzkumy porovnávající vliv několika různých druhů krajinného pokryvu na vodní režim půdy, jejich časové rozpětí se pohybuje od jednoho dne (např. Jost el al., 2012) po experimenty trvající jednotky let (Schume et al, 2004; Schwärzel et al., 2009; Zucco et al., 2014; Korres et al., 2015; Huang et al., 2016). Vzhledem k časové a finanční náročnosti terénních měření lze nalézt pouze několik výjimek s delší časovou řadou půdních vlhkostí, jako jsou Wang et al. (2018) nebo Šípek et al. (2020) (5 let). Absence delších časových řad, které by mohly objasnit možné souvislosti mezi různými klimatickými podmínkami a reakcemi různých druhů dřevin, tak představuje mezeru pro detailní popis dynamiky vodního režimu půdy.

Vzhledem k tomu, že některé složky hydrologické bilance (výpar, transpirace a odtok) jsou velmi obtížné nebo nemožné měřit, zbývá pro studium těchto složek využití nástroje v podobě modelování. Existuje mnoho modelovacích přístupů sahajících od box-modelů nebo fyzikálních modelů až po black-box modely, jako jsou neuronové sítě (Vereecken et al., 2016). Navzdory dobrým výsledkům black-box modelů nejsou tyto modely schopny popsat procesy určující vodní režim půdy. Proto jejich použití pro analýzu vodní bilance půdy není vhodné. Fyzikální modely se naopak hojně využívají ve výzkumu analyzujícím vodní bilanci půdy přes období několika let, jako například Hydrus-1D v práci Wang et al. (2018) nebo Šípek et al, (2020). Obě studie se zaměřily na vliv půdního pokryvu a klimatických změn na vodní bilanci půdy v období pěti let ve Skotsku a v Česku. Jost a kol, (2005) například použili fyzikálně-deterministický model evapotranspirace v kombinaci s časoprostorovou geostatistickou interpolací k předpovědi prostorových a časových zásob vody v půdě ve dvou vegetačních obdobích na malých povodích. Parametrizovat fyzikální model pro delší období než několik let, však představuje výzvu. Box modely (např. Brocca et al., 2014) představují i přes určitou míru nejistoty současný trend modelování, který nabízí uspokojivé výsledky parametrů vodní bilance půdy pro mnohem delší období v řádu desítek let.

V této studii je proto zkoumán vliv dvou typů lesních porostů, smrku ztepilého (*Picea abies*) a buku lesního (*Fagus sylvatica*), na vodní režim půdy v experimentálním povodí Liz na Šumavě. Cíle zahrnují: (1) zjištění rozdílů v množství půdní vláhy na základě naměřených dat a (2) získání složek vodní bilance (transpirace a perkolace) na těchto dvou kontrastních plochách pomocí modelu bilance půdní vody (Brocca et al., 2014).

### Metody

Data pro tuto studii byla získána ze dvou lokalit na experimentálním povodí Liz na Šumavě (49°04′ s. š., 13°41′ v. d.), jedna s porostem buku, druhá s porostem smrku. Měřené meteorologické veličiny použité v této studii byly teplota vzduchu (Fiedler RV12/RK5, Česká republika) a srážky (Meteoservis MRW 500, Česká republika) měřené v desetiminutovém intervalu během dvacetiletého období (2000-2021). Odtok byl měřen v závěrovém profilu povodí. Ostatní veličiny byly odhadnuty nebo ručně zaznamenány. Potenciální evapotranspirace (PET) byla odhadnuta metodou Pristley a Taylor (1972), přičemž k dispozici byly všechny potřebné proměnné. Pouze celkové dlouhovlnné záření bylo odhadnuto pomocí metody FAO56 s hodnotami koeficientů specifickými pro danou lokalitu (Kofroňová et al., 2019). Údaje o vodní hodnotě sněhu (SWE) byly měřeny ručně třikrát týdně. Údaje o objemové vlhkost půdy byly získány z trvale instalovaných půdních tenzometrů (Adolf Thies GmbH, Německo) měřících tlakové výšky v pěti hloubkách (15, 30, 45, 60 a 90 cm). Data byla zaznamenávána ručně třikrát týdně během vegetačního období (od poloviny května do poloviny října) v letech 2000-2021. Rozsah měření těchto tenzometrů představoval rozpětí od 0 cm do -867 cm (-85 kPa).

Model bilance půdní vody použitý v této studii je upravený koncepční model vyvinutý Brocca et al. (2008, 2014):

$$\frac{d\Theta(t)}{dt} = Pe(t) - S(t) - D(t)$$
(1)

kde Pe(t) jsou podkorunové srážky, S(t) evapotranspirace a D(t) perkolace.

Pro získání požadovaných odhadů evapotranspirace (ET) a perkolace (D) byla použita unikátní dvacetiletá řada naměřených hodnot půdních vlhkostí jak na lokalitě smrku, tak i buku. Kalibrace modelu byla založena na minimalizaci hodnoty RMSE mezi naměřenou a modelovanou řadou půdních vlhkostí. Jako kalibrační parametry byly použity: nasycená ( $\theta$ s) a reziduální ( $\theta$ r) objemová půdní vlhkost, nasycená hydraulická vodivost (*Ks*) a index distribuce velikosti pórů ( $\lambda$ ).

Vzhledem k tomu, že model bilance půdní vody neobsahuje modul sněhu, který by pokrýval dynamiku ukládání sněhu v čase, byla použita metoda degree-day (Gupta, 2001). Hodnoty naměřené SWE byly použity pro kalibraci vypočtených sněhových srážek na základě minimalizace RMSE.

Pro výpočet podkorunových srážek smrku během vegetační sezóny byly použity hodnoty intercepční kapacity 2,2 mm (Kofroňová et al., 2021), pro zimní období byla použita regresní funkce (0,595\*P) podle Šípka a Tesaře (2014). Pro letní hodnoty podkorunových srážek v buku byl použit obecný vztah podle Von Hoyningen-Hüne (1983) a Bradena (1985) s hodnoty LAI, který byl odečten od celkových srážek:

$$P_i = aLAI\left(1 - \frac{1}{1 + \frac{bP_{gross}}{aLAI}}\right)$$
(2)

kde *P<sub>i</sub>* hodnota intercepce, *P<sub>gross</sub>* celkové srážky, *a* je empirický koeficient a *b* je podíl půdního pokryvu (=LAI/3.0). Kalibrace intercepce byla provedena tak, aby se podíl zachycených srážek pohyboval mezi 15 a 20 %. Hodnoty pro zimní intercepci buku byly odvozeny z regresní funkce (0,679\*P) podle Šípek a Tesař (2014).



Obr. 1 Změny půdní vlhkosti s hloubkou od 15cm do 90cm (hodnoty půdních vlhkostí za roky 2001-2021)

Z obr. 1 je patrné, že největší rozdíly jsou pozorovatelné v nejsvrchnější vrstvě půdního profilu. Smrk zde disponuje v průměru o 6 % vyššími zásobami půdní vody než buk. Se zvyšující se hloubkou rozdíly mezi oběma druhy stromů klesají. Odlišnosti nastávají až v nejvyšší hloubce, kde u smrku dochází ke zvýšení množství půdní vody cca o 2 %, kdežto v případě buku vláha dále klesá. Tento efekt je zvýrazněn v obdobích s nižším množstvím srážek, kdy je pokles půdní vlhkosti s hloubkou u buku výraznější, jako tomu bylo např. v letech 2003, 2018, které byly srážkově podprůměrné (Obr. 2).



Obr. 2 Rozdíly v množství půdní vody s hloubkou pod porosty buku a smrku ve srážkově podprůměrných letech 2003, 2018



Obr 3 Změny půdní vlhkosti v průběhu vegetační sezóny od května do října (hodnoty půdních vlhkostí za roky 2001-2021)

### Výstupy bilančního modelu

Výstupy bilančního modelu umožnily nahlédnout na odlišnosti mezi transpirací a perkolací v porostu buku a smrku. Rozdíly v evapotranspiraci mezi bukem a smrkem postupně narůstaly do půlky léta, a následně klesaly. Během každého roku byla v buku zaznamenána nejvyšší míra aktuální evapotranspirace a ve smrku nejvyšší míra perkolace.

	SMRK	BUK	SMRK	BUK	SMRK	BUK
	2001-2021		Suchý rok 2015		Vlhký rok 2002	
Srážky	851		477		1333	
Evapotranspirace z půdy	263	355	229	311	283	366
Intercepce	243	201	155	137	321	253
Aktuální evapotranspirace	505	556	384	448	604	619
Perkolace	357	307	149	123	673	648

Tab. 1 Hodnoty složek bilance půdní vody [mm] pod smrkem a bukem během suchého a vlhkého roku

Tyto odlišnosti byly zvýrazněny během suchých let, kdežto v případě let s dostatkem srážek byly tyto rozdíly mezi porosty minimální (Tab. 1). Odlišnosti jsou pravděpodobně způsobeny mnohem ekonomičtějším chováním smrku během suchých period, v porovnání s bukem, který je díky hlubokým kořenům schopen využívat půdní vodu z větších hloubek, a transpirovat tak po delší dobu.

### Poděkování

Výzkum vznikl za podpory Výzkumného programu Strategie AV21 Voda pro život a institucionální podpora AV ČR (RVO: 67985874).

### Literatura

- Augusto, L. et al. (2002) Impact of several common tree species of European temperate forests on soil <u>fertility</u>. Annals of Forest Science, 59, pp. 233–253.
- Beier, C., (1998) <u>Water and element fluxes calculated in a sandy forest soil taking spatial variability into</u> <u>account</u>. For. Ecol. Manage. 101, 269–280
- Benecke, P., (1984) Der Wasserumsatz eines Buchen- und eines Fichtenwaldökosystems im Hochsolling. Schriftenreihe aus der Forstl. Fakultät der Universität Göttingen und der Nieders. Versuchsanstalt 77.
- Brocca, L. et al. (2014) <u>Improving the representation of soil moisture by using a semi-analytical</u> <u>infiltration mode</u>l, Hydrological Processes, 28(4), pp. 2103–2115.
- CENIA (2021) <u>Zpráva o životním prostředí České republiky 2020</u>. Česká informační agentura životního prostředí. [on-line]
- Cermák, J., Cienciala, E., Kucera, J., Lindroth, A., Bednárová, E., (1995). <u>Individual variation of sap-flow</u> rate in large pine and spruce trees and stand transpiration: a pilot study at the central NOPEX site. J. Hydrol. 168, 17–27
- Daly, E., & Porporato, A. (2005). <u>A review of soil moisture dynamics: from rainfall infiltration to</u> <u>ecosystem response</u>. Environmental Engineering Science, 22,9–24.
- Nihlgård, B., (1970) <u>Precipitation, its chemical composition and effect on soil water in a beech and a</u> <u>spruce forest in south Sweden</u>. Oikos, pp.208-217.
- Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell, M., (1998) <u>Variability in surface moisture content along a</u> <u>hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas</u>. J. Hydrol. 210, 259–281.
- Geroy, I.J., Gribb, M.M., Marshall, H.P., Chandler, D.G., Benner, S.G., McNamara, J.P., (2011) <u>Aspect</u> <u>influences on soil water retention and storage</u>. Hydrol. Process. 25,3836–3842.
- Grayson, R.B., Western, A.W., Chiew, F.H.S., (1997) <u>Preferred states in spatial soil moisture patterns:</u> <u>local and nonlocal controls</u>. Water. Resour. Res. 33, 2897–2908.
- Huang, X. et al. (2016) <u>Soil moisture dynamics within soil profiles and associated environmental</u> <u>controls</u>, CATENA. Elsevier, 136, pp. 189–196.
- Jost, G. et al. (2012) <u>A hillslope scale comparison of tree species influence on soil moisture dynamics</u> and runoff processes during intense rainfall, Journal of Hydrology, 420–421, pp. 112–124.
- Jost, G., Schume, H. and Hager, H. (2004) <u>Factors controlling soil water-recharge in a mixed European</u> <u>beech (Fagus sylvatica L.) - Norway spruce [Picea abies (L.) Karst.] stand</u>, European Journal of Forest Research, 123(2), pp. 93–104.
- Keim, R.F., Skaugset, A.E., Weiler, (2005) <u>Temporal persistence of spatial patterns in throughfall</u>. J. Hydrol. 314, 263–274.
- Kofroňová, J., Šípek, V., Hnilica, J., Vlček, L. and Tesař, M., (2021) <u>Canopy interception estimates in a</u> <u>Norway spruce forest and their importance for hydrological modelling</u>. Hydrological Sciences Journal, 66(7), pp.1233-1247.
- Lawrence, J.E., Hornberger, G.M., 2007. <u>Soil moisture variability across climate zones</u>. Geophys. Res. Lett. 34, L20402.
- Legates, D. R. et al. (2011) <u>Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography</u>. Progress in Physical Geography, 35(1), pp. 65–86.

- Levia, D.F. Jr., Frost, E.E., (2003) <u>A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems</u>. J. Hydrol. 274, 1–29.
- McDonnell, J.J. (2003) <u>Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area</u> concept of rainafall-runoff response. Hydrological Processes, 17(9): 1869–1875
- Nihlgård, B., (1970) <u>Precipitation, its chemical composition and effect on soil water in a beech and a</u> <u>spruce forest in south Sweden</u>. Oikos, pp.208-217.
- Pan, F., Peters-Lidard, C.D., (2008) <u>On the relationship between mean and variance of soil moisture</u> <u>fields</u>. J. Am. Water Resour. Assoc. 44, 235–242.
- Rosenbaum, U., Bogena, H.R., Herbst, M., Huisman, J.A., Peterson, T.J., Weuthen, A., Western, A.W., Vereecken, H., (2012) <u>Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale</u>. Water. Resour. Res. 48, W10544.
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Teuling, A. J. (2010) <u>Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review</u>. Earth-Science Reviews, 99, 125–161.
- Schwärzel, K. et al. (2009) <u>Soil water content measurements deliver reliable estimates of water fluxes:</u> <u>A comparative study in a beech and a spruce stand in the Tharandt forest (Saxony, Germany),</u> Agricultural and Forest Meteorology. Elsevier, 149(11), pp. 1994–2006.
- Strelcová, K., Matejka, F., Minda´s, J., (2002) <u>Estimation of beech tree transpiration in relation to their</u> <u>social status in the forest stand</u>. J. For. Sci. 48 (3), 130–140.
- Šípek, V. et al. (2020) <u>Influence of vegetation type and soil properties on soil water dynamics in the</u> <u>Šumava Mountains (Southern Bohemia)</u>, Journal of Hydrology.
- Šípek, V., & Tesař, M. (2014) <u>Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment.</u> Biologia, 69, 1562-1569.
- Teuling, A.J., Troch, P.A., (2005) <u>Improved understanding of soil moisture variability dynamics</u>. Geophys. Res. Lett. 32, L05404.
- Vereecken, H. et al. (2016) <u>Modeling Soil Processes: Review, Key Challenges, and New Perspectives</u>, Vadose Zone Journal, 15(5), p. vzj2015.09.0131.
- Wang, H., Tetzlaff, D. and Soulsby, C. (2018) <u>Modelling the effects of land cover and climate change on</u> <u>soil water partitioning in a boreal headwater catchment</u>, Journal of Hydrology. Elsevier B.V., 558, pp. 520–531.
- Williams, A.G., Ternan, J.L., Fitzjohn, C., de Alba, S., Perez-Gonzales, A., (2003) <u>Soil moisture variability</u> and land use in a seasonally arid Environment. Hydrol. Process. 17
- Zirlewagen, D., von Wilpert, K., (2001) <u>Modeling water and ion fluxes in a highly structured, mixed-species stand</u>. For. Ecol. Manage. 143, 27–37
- Zucco, G. et al. (2014) <u>Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and</u> <u>monitoring</u>, Journal of Hydrology. Elsevier B.V., 516, pp. 193–199.

# Lesy v Národním parku Šumava (a Bavorském lese)

## Pavel Hubený

Správa Národního parku Šumava, 1. máje 260, 385 01 Vimperk

### Abstrakt:

Nové metody zkoumání území po vzniku národních parků přináší zcela nové informace a vztahu mikroklimatu, lesa a vodního režimu.

Klíčová slova: les, Šumava, Bavorský les, smrk, buk, jedle, druhová skladba, lýkožrout smrkový, disturbance.

# Úvod

Lesy pokrývají většinu Šumavy a Bavorského lesa a jsou jedním z hlavních předmětů ochrany obou národních parků: Národního parku Bavorský les a Národního parku Šumava. Dynamický vývoj těchto lesů vedl k akceleraci monitorovacích prací a výzkumných projektů zaměřených na roli tohoto ekosystému v chráněném území s cílem odpovědět na otázky, zda lze považovat spontánní vývoj lesů za žádoucí proces, nebo zda je nezbytné do tohoto procesu zasahovat. Posledních 30 let výzkumů v různých oborech přineslo řadu dílčích odpovědí, které dávají spíše za pravdu zastáncům uvolnění spontánních procesů, než potřebě trvalého managementu. Dosavadní pochybnosti byly opřeny o neznalost mikro a mezoklimatických charakteristik území, neznalost podrobnější historie vývoje lesů, zejména spojenými s efekty disturbancí.

Následující text jen shrnuje postřehy a závěry z odlišných projektů s cílem sdělit pro aktuální úroveň poznání pokud možno ucelený obraz o šumavských lesích.

### Materiál a metody

Tato stať shrnuje závěry a postřehy řady výzkumných a monitoračních projektů, které proběhly na Šumavě v posledních 30 letech a byly zaměřeny na charakteristiky lesa a jeho dynamiku.

### Výsledky a diskuze

Nové světlo do podrobné dynamiky lesa přineslo podrobné měření a následné modelování mikroklimatických charakteristik území ve vegetačním období provedených Botanickým ústavem AV ČR v roce 2020 (Brůna, 2020). Podrobné mapy přízemních teplot, průměrných teplot a vlhkostních charakteristik rozdělily území na chladnější část, ve které dlouhodobě dominuje smrk ztepilý, a na méně chladnou část, ve které mohou vedle smrku přežívat a reprodukovat se jedle bělokorá i buk lesní. Tento efekt se dobře odráží v interpretaci palynologických dat z Roklanského a Prášilského jezera (Kuneš, 2018). Ta zachycuje trvalou dominanci smrku v posledních 9000 letech za účasti buku (posledních cca 7000let) a jedle (posledních cca 6000 let) s maximem obou druhů kolem přelomu letopočtu, přičemž ani jedle, ani buk svým podílem v lesích nepřekonaly smrky.

K lepšímu pochopení vývoje šumavských lesů přispěla i podrobnější analýza historických popisů lesa. Vedle skutečnosti, že ještě v první polovině 19. století na území obou národních parků převažovaly přirozené a člověkem přímo neovlivňované lesy (Brůna, 2013), historické záznamy rovněž potvrzují, že se svou druhovou skladbou příliš nelišily od druhové skladby lesů současných (Jelínek,1997, Ministr, 1965). I v nich na české straně převažoval smrk. Buk či jedle se stávaly dominantními jen dočasně, a to v některých částech Šumavy po disturbancích, které vedly k odumření většiny vzrostlé generace smrků. Analýzy věkové struktury porostů také potvrzují, že na více jak polovině lesního území obou národních parků přežívají potomci původní pralesní generace, tj. stromy starší 200 let (Hubený, 2011). Historické materiály také potvrzují, že velkoplošné disturbance existovaly i v minulosti, včetně gradací lýkožrouta smrkového a tyto odezněly bez jakéhokoli zásahu člověka (Čada, 2015, Svoboda, 2012, Šamonil, 2020). Hospodářská aktivita člověka začala přeměňovat původní lesy na velkých plochách až v průběhu 19. století, a to zejména těžbou a exploatací dřevní hmoty, a teprve až od závěru 19. století umělými výsadbami a selektivními výchovnými těžbami. Ale i do tohoto procesu vstupovaly malé, ale i rozsáhlejší disturbance, například vichřice z roku 1870 následovaná silnou gradací lýkožrouta smrkového, vichřice z roku 1929, sucho z roku 1947, vichřice 1957, 1960 a dále 1984.

V současné době probíhají v Národním parku Šumava dva souběžné projekty zaměřené na monitorování vývoje lesa, a tím je velkoplošná inventarizace (Beranová, 2014) a biomonitoring lesních ekosystémů ponechaných samovolnému vývoji (Čížková, 2016). Pokud jde o druhovou skladbu lesa a přirozené obnovy, oba monitoringy nezaznamenávají žádný významný výkyv v druhové skladbě lesa a ukazují, že nastupující druhová skladba lesa bude velmi podobná té současné. Tento trend nevychýlila ani tři desetiletí trvající snaha o úpravu druhové skladby ve prospěch buku a jedle umělými výsadbami. Opakované disturbance obecně vykládané jako "škody na lesních porostech" byly ve 20. století interpretovány jako efekt nevhodné přeměny porostů lesnickými zásahy (Jelínek, 2005). Až v posledních desetiletích jsme byli schopni shromáždit a analyzovat srovnatelná data o disturbancích a jejich efektech, a i z nich vyplývá skutečnost, že stabilita současného šumavského lesa je právě v jeho přirozené dynamice spojené s disturbancemi. K první větší podrobně popsané disturbanci v závěru 20. století došlo vichřicí v roce 1984, po níž následovala gradační vlna lýkožrouta smrkového v letech 1987 a 1988. Tehdy bylo veškeré lýkožroutem napadené dřevo pokáceno a asanováno. Za existenci národního parku Šumava pak došlo ke třem gradačním vlnám lýkožrouta smrkového, které se projevily na celém území národního parku s odlišnou intenzitou. Při všech těchto gradacích byla ponechána část lesů národního parku bez asanačních zásahů a lýkožrout smrkový se mohl množit bez omezení. První z nich proběhla ve druhé polovině 90. let a byla pravděpodobně akcelerována nejen suchým výkyvem, ale i imisemi. Druhá, zatím nejvýraznější gradace, nastala po orkánu Kyrill z roku 2007, kdy se z ponechaných polomů rozšířil lýkožrout na velkou část lesů národního parku, aby v roce 2012 celá gradace rychle odezněla. Poslední gradaci jsme zaznamenali v letech 2018-2019 a byla způsobena suchým počasím a zasáhla zejména lesy nižších nadmořských výšek. Klíčovým sdělením vyplývajícím z těchto gradačních výkyvů je skutečnost, že konečný počet smrků ponechaných bez těžby přírodním procesům a konečné skóre smrků vytěžených v boji s kůrovcem bylo ve všech třech gradacích srovnatelné. Rovněž se jeví jako pravděpodobné, že těžby kůrovcových stromů mají vliv na větší četnost polomových událostí, zatímco nezasahování proti šíření kůrovce počet polomových událostí snižuje. Zcela nový pohled poukázal na nápadné stopy po vývratových událostech na celém území Šumavy a zároveň rozvinul úvahu o jejich specifickém vlivu na infiltraci a odtok srážkové vody. Ukazuje se rovněž, že i velké množství odumřelé biomasy po disturbancích vytváří nový rezervoár vody přímo v odumřelých kmenech stromů, které jsou osidlovány dřevožijnými houbami (Chromčák, 2022, Višňová, 2017).

Působení všech těchto jednotlivých jevů opět vede ke zvyšování vlhkosti přízemního prostředí, k retenci vody a k vytváření mikroklimatu prospěšného pro dominující smrk ztepilý. Oba národní parky se tak stávají nenahraditelným polygonem vhodným pro sledování přirozených dějů odehrávajících se mezi živou a neživou přírodou na velkém krajinném formátu.

# Závěr

Na otázku, jaké jsou a pravděpodobně budou šumavské lesy, lze odpovědět následujícími tézemi:

- byly a budou převážně smrkové
- kůrovec nikdy nevymizí a bude se i v budoucnu podílet na velkoplošných výměnách generací smrků
- smíšené lesy porostou na středních svazích a nižších vyvýšeninách, údolí, mokřady a horské hřbety budou porostlé převážně smrky
- lesy jsou a budou svou strukturou stále bližší lesům přirozeným jejich struktura se díky ponechávanému odumřelému dřevu bude stále více blížit pralesu, mozaikovité odrůstání přirozené obnovy vytvoří různě vysoké a různě husté skupiny stromů
- odumřelé dřevo a vývraty se postarají o vlhké mikroklima a retenci vody v půdním prostředí.

# Literatura:

- Bače, R., Čada, V. (2012): Zpráva o výsledcích statistického zpracování dat u biomonitoringu za období 2009 až 2011.
- Beranová, J. (2014): Velkoplošná inventarizace lesů Národního parku Šumava, 1. cyklus (1999-2002), 2. cyklus (2013-2014).
- Brůna J. et al. (2013): <u>Impacts and underlying factors of landscape-scale, historic disturbance of</u> <u>mountain forest identified using archival documents</u>. *Forest Ecology and Management*, 305, 294-306.
- Brůna, J. (2021): Mikroklimatická mapa lesních porostů NP Šumava. Průhonice: Botanický ústav AV ČR.
- Čada, V. (2015): <u>Frequent severe natural disturbances and non-equilibrium landscape dynamics</u> <u>shaped the mountain spruce forest in central Europe</u>. *Forest Ecology and Management*, 363, 169-178.
- Čížková P., Hubený P. (2016): Šumavské lesy pod lupou. Vimperk: Správa NP Šumava, 129 s.
- Čížková, P. (2017): Obnova lesních ekosystémů ponechaných samovolnému vývoji, dizertační práce ČZU.
- Hubený, P. (2023): Atlas historických lesních map Šumavy, Správa NP Šumava.
- Hubený, P. (2011): Věková struktura lesů Šumavy 2003-2011. interní zpráva Správy NP a CHKO Šumava, nepublikováno.
- Chromčák, T. (2022): Hodnocení obsahu vody v odumřelých kmenech smrku ztepilého v NP Šumava, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích.
- Jelínek, J. (1997): Historický průzkum, Ověřování genofondu smrku ztepilého P. abies (L.) na vytypovaných lokalitách NP Šumava, Správa NP a CHKO Šumava, nestránkováno.
- Jelínek, J. (2005): Od jihočeských pralesů k hospodářským lesům Šumavy. Ministerstvo zemědělství České republiky, Úsek lesního hospodářství, Praha.
- Koutecký, T. (2015): Dendrochronologický průzkum odumřelých přirozených smrčin v horských polohách Šumavy, závěrečná zpráva.
- Krejčí, J. (1860): Der Böhmerwald, Karl Bellmanns's Verlag.
- Kruml, F. (1964): Historický průzkum lesů pro lesní závod Boubín (LHC Boubín a Strážný) a pro školní polesí lesnické mistrovské školy ve Vimperku. Závěrečná zpráva ÚHUL Hluboká n. Vltavou.
- Kuneš, P. (2018): Dlouhodobý vývoj šumavských horských lesů a jejich disturbancí, poster 2018, Přírodovědecká fakulta UK Praha.
- Macar, V. (2005): Lesmistr Josef John (1802-1871) a Boubínský lesní komplex s pralesní rezervací, ÚHUL České Budějovice.

Ministr, J. (1963): Historický průzkum lesů jednotného hospodářského celku Kašperské Hory I. a II. (část), ÚHUL Zvolen.

Ministr, J. (1965): Historický průzkum LHC Železná Ruda, ÚHUL Zvolen.

- Phillips, J. D., Šamonil, P. (2021): <u>Biogeomorphological domination of forest landscapes: An example</u> <u>from the Šumava Mountains, Czech Republic</u>. *Geomorphology* 383, 107698.
- Saitz, A. (1898): Popsání velkostatku "Krumlova", patřícího jeho Jasnosti Adolfu Josefovi ze Schwarzenberga, se zvláštním zřetelem na jeho lesy, Česká lesnická jednota v Praze.

Seidel, A. (1949): Beiträgezur Kenntnis des Urwaldes, Forst, Jagdund Naturkunde, Praha.

- Svoboda, M. (2012): <u>Disturbance history of an old-growth sub-alpine Picea abies stand in the Bohemian</u> <u>Forest, Czech Republic</u>. *Journal of Vegetation Science*, 23(1), 86–97.
- Šamonil, P. (2020): Role extrémních disturbancí v dynamice Boubínského pralesa: Dopad orkánu Herwart do porostů formovaných vichřicemi v letech 1870 a 2008, VUKOZ.
- Vašíčková, I. (2020): Dendrochronologická analýza vybraných přírodě blízkých lesních porostů v 1. a 2. zóně NP Šumava, VUKOZ.
- Višňová, A. (2017): <u>Dynamika uvolňování živin v průběhu procesu dekompozice smrkového dřeva</u> <u>v prostředí horského lesa</u>. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK Praha.
- Vyskot, M. (1981): Československé pralesy. Praha: Academia, 270 s.

# Vliv intercepce smrkových porostů na hydrologický režim

Anna Lamačová<sup>1,2</sup>, Pavel Krám<sup>1,2</sup>, Leona Bohdálková<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Ústav výzkumu globální změny AV ČR, v. v. i., Bělidla 986/4a, 603 00 Brno <sup>2</sup>Česká geologická služba, Klárov 3, Praha 1, 11821

## Úvod

Intercepce představuje množství srážek zachycených korunami stromů, odkud se následně vypaří a nedopadne tak na povrch půdy. Intercepce je jednou ze složek evapotranspirace, ale její vliv na srážkoodtokový proces se často podceňuje (Savenije, 2004). Nicméně studie z posledních let z různých evropských lokalit, které se zabývaly stanovením intercepce ve smrkových lesích, potvrdily, že množství srážek, které se vypařuje z korun, je nezanedbatelné a významně tak ovlivňuje hydrologický režim (např. Jančo et al., 2021; Kofroňová et al., 2021; Holko, 2009). Klimatické změny, které se projevují ve středoevropských podmínkách zejména výrazným nárůstem teplot (Zahradníček et al., 2021) a pouze nevýznamnými dlouhodobými změnami množství a charakteru srážek (Brázdil et al., 2021), vedou v posledních letech k obdobím sucha. Sucho představuje pro lesy stresový faktor (Williams et al., 2013) a předpokládá se, že pod vlivem budoucích klimatických změn bude význam sucha narůstat (např. Jacob et al, 2018). Cílem této studie bylo zhodnocení dlouhodobé řady měření intercepce ve smrkovém lese v povodí Lysina a otestovat schopnost hydrologických modelů Brook90 a LWF-BROOK90 simulovat naměřené intercepce.

### Popis území, vstupní data a metody

Zájmová lokalita povodí Lysina (50°03' s. š., 12°40' v. d.; plocha 0,27 km<sup>2</sup>, 829–949 m n. m.) je součástí sítě malých povodí GEOMON zřízené v roce 1994 (Oulehle et al., 2021; Zheng a kol., 2021). Dále patří do několika mezinárodních monitorovacích sítí, International Cooperative Programme (ICP) on Integrated Monitoring (Holmberg et al. 2013), ICP Waters, International Long-Term Ecosystem Research (ILTER). Vegetační pokryv tvoří smrk ztepilý (*Picea abies*). Srážky na lokalitě se měří na volném prostranství (dva srážkoměry) a pod korunami stromů (dvě plochy s pěti srážkoměry). Kontinuální záznam hladiny měřený tlakovým čidlem v Thomsonově přelivu, je následně přepočítán pomocí měrné křivky na průtoky. Modelovací část příspěvku popisuje použití hydrologických modelů Brook90 (Federer et al., 2003, verze 4.8a z června 2019) a LWF-BROOK90 (Hammel and Kennel, 2001) a upravenou verzi původního modelu BROOK90, převedenou do prostředí R.

Meteorologická data použitá pro tuto studii (maximální a minimální denní teplota vzduchu, denní srážky, střední denní rychlost větru a globální radiace) byla interpolována na plochu povodí z homogenizovaných dat stanic ČHMÚ za období 1990–2019. Zpracování dat je podrobněji popsáno v práci Štěpánek et al. (2011) a Štěpánek et al. (2013).

Pro kalibraci modelů bylo použito 13 let pozorování (1994–2006) a za období validace bylo považováno období 2007–2019. V případě modelu Brook90 byly vybrané parametry testovány na citlivost, optimalizace byla provedena pomocí softwaru pro odhad parametrů (PEST; Doherty, 2003, 2004). Analýza citlivosti byla provedena i v případě LWF-Brook90, pro účely identifikace parametrů ovlivňujících intercepci. Vybrané parametry byly dále podrobeny formálnímu bayesovskému kalibračnímu procesu s vícenásobnou simulací mrunLWFB90 za použití sady proměnných vstupních parametrů v kombinaci s R balíčkem BayesianTools (Hartig et al., 2023).

### Výsledky a diskuze

Průměrná teplota vzduchu v období 1994–2019 byla 5,9 °C a pohybovala se v rozpětí 3,7–7,3 °C (obr. 1). Průměrné roční srážky naměřené na povodí za stejné období byly 989 mm. Maximální roční úhrn srážek 1285 nastal v roce 2002, minimální srážkový úhrn dosáhl hodnoty 685 mm a nastal v roce 1997. Průměrná intercepce byla v hodnoceném období 255 mm, což představovalo 26 % srážek. Maximálního podílu dosáhla intercepce v roce 2000 (36 %), naopak minimální roční intercepce nastala v roce 2011 (17 %). Průměrná intercepce ve vegetační sezóně (od května do října) byla 173 mm, což odpovídalo 31 % srážek. Avšak tento poměr se výrazně měnil od 20 % (2007) do 56 % (1997). Hodnota intercepce ve vegetační sezóně je v souladu s jinými studiemi, např. Kofroňová et al. (2021) naměřila ve smrkovém lese v období 2009–2018 intercepci 29 %. A Jančo et al. (2021) naměřil v Západních Tatrách na Slovensku průměrnou sezónní intercepci ve výši 28 % (květen – říjen 2018–2020).

Obě verze modelu Brook90 prokázaly schopnost věrohodně postihnout měřený odtok v kalibračním i validačním období. Pro hodnocení schopnosti simulovat měřený odtok byl stanoven Pearsonův korelační koeficientu (R) a Nash-Sutcliffův koeficient účinnosti (NSE). Průměrná denní hodnota R pro model Brook90 v kalibračním období (1994–2006) byla 0,75 (min-max; 0,71–0,88) a průměrný NSE dosáhl hodnoty 0,57 (min-max; 0,48–0,74). Průměrná denní hodnota R za validační období (2007–2019) byla 0,73 (min-max; 0,66–0,84) a NSE 0,54 (min-max; 0,42–0,70).

LWF-BROOK90 vykazoval podobné výsledky. Průměrné denní hodnoty pro LWF-BROOK90 model R pro kalibrační období (1994–2006) byla 0,78 (min-max; 0,73–0,88) a NSE dosáhla hodnoty 0,57 (min-max; 0,44–0,75). Průměrná denní hodnota R za validační období (2007–2019) byla 0,75 (min-max; 0,68–0,86) a NSE 0,55 (min-max; 0,40–0,72).

Model LWF-BROOK90 prokázal lepší schopnost simulovat měřenou intercepci než původní verze modelu Brook90. Nicméně i průměrná roční hodnota intercepce simulovaná modelem LWF-BROOK90 představovala pouze 14 % srážek, což je výrazně méně než v případě měřené intercepce (26 %). V případě modelu BROOK90, dosahovala hodnota průměrné intercepce dokonce pouze 1 % z měřených srážek. Z porovnání jednotlivých simulovaných složek evapotranspirace je patrné, že oba modely měly výraznou především transpiraci. Je tak pravděpodobné, že nižší výpar z intercepce je kompenzován právě zvýšením transpirace.



Obr. 1: Roční srážky, průměrná teplota a intercepce v období 1994–2019.



Obr. 2: Srážky a intercepce ve vegetační sezóně (od května do října), I/P intercepční ztráta v %. V období 1994– 2019.

# Závěry

Intercepce je důležitou součástí hydrologického režimu v lesních povodích. Zároveň má význam z ekohydrologického hlediska, neboť přímo ovlivňuje množství vody dostupné pro stromy a dá se očekávat, že její význam bude v měnícím se klimatu dále narůstat.

Průměrná roční intercepce v období 1994–2019 byla na povodí Lysina 26 % (255 mm). Intercepce ve vegetační sezóně (květen až říjen) byla mírně vyšší a dosáhla 31 %.

Oba modely simulovaly uspokojivě pozorovaný odtok. Nicméně modelovaná intercepce byla výrazně nižší než pozorovaná. Srovnání obou verzí modelu ukázalo, že LWFBrook90R simuloval intercepci výrazně lépe než původní verze modelu Brook90.

Naše výsledky ukazují důležitost parametrizace modelů pro správné zachycení komplexních hydrologických procesů, jako je intercepce v zalesněných povodích a také význam dlouhodobých měření, které je možné použít ke kalibraci modelů.

# Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu financovaného Akademií věd ČR Strategie AV21 programu "Voda pro život". Děkujeme J. Čuříkovi a F. Veselovskému za terénní měření.

### Literatura

- Brázdil, R., Zahradníček, P., Dobrovolný, P., Štěpánek, P., Trnka, M., (2021): <u>Observed changes in</u> <u>precipitation during recent warming: the Czech Republic, 1961–2019</u>. International Journal of Climatology 41:3881–3902.
- Doherty, J. (2003): <u>Groundwater model calibration using pilot points and regularization</u>. Ground Water 41:170–177
- Doherty, J. (2004): PEST: Model Independent Parameter Estismation user manual, 5th edn. Watermark Numerical Computing, Brisbane
- Federer, C. A., Vörösmarty, C., Fekete, B. (2003): <u>Sensitivity of annual evaporation to soil and root</u> properties in two models of contrasting complexity. Journal of Hydrometeorology, 4, 1276–1290.

- Hammel, K., Kennel, M. (2001): Charakterisierung und Analyse Der Wasserverfügbarkeit und Des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK90. Vol. 185. Forstliche Forschungsberichte München.
- Hartig F, Minunno F, Paul S (2023): <u>BayesianTools: General-Purpose MCMC and SMC Samplers and</u> <u>Tools for Bayesian Statistics</u>. R package version 0.1.8.
- Holko, L., Škvarenina, J., Kostka, Z., Frič, M., Staroň, J. (2009): <u>Impact of spruce forest on rainfall</u> <u>interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia</u>. Biologia, 64, 594–599.
- Holmberg, M., Vuorenmaa, J., Posch, M., Forsius, M., Lundin, L., Kleemola, S., Augustaitis, A., Beudert, B., de Wit, H.A., Dirnböck, T., Evans, C.D., Frey, J., Grandin, U., Indriksone, I., Krám, P., Pompei, E., Schulte-Bisping, H., Srybny, A., Váňa, M. (2013): <u>Relationship between critical load exceedances and empirical impact indicators at Integrated Monitoring sites across Europe</u>. Ecological Indicators, 24: 256–265.
- Jacob, D., Kotova, L., Teichmann, C., Sobolowski, S. P., Vautard, R., Donnelly, C., Koutroulis, A. G., Grillakis, M. G., Tsanis, I. K., Damm, A., Sakalli, A., & van Vliet, M. T. H. (2018): <u>Climate impacts in</u> <u>Europe under +1.5 °C global warming. Earth's Future</u>, 6(2), 264–285.
- Jančo, M., Mezei, P., Kvas, A., Danko, M., Sleziak, P., Minďáš, J., Škvarenina, J. (2021): <u>Effect of mature</u> <u>spruce forest on canopy interception in subalpine conditions during three growing seasons</u>. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol.69, no.4, 436-446.
- Kofroňová, J., Šípek, V., Hnilica, J., Vlček, L., Tesař, M. (2021): <u>Canopy interception estimates in a</u> <u>Norway spruce forest and their importance for hydrological modelling</u>. Hydrological Sciences Journal, vol. 66, issue 7, 1233–1247.
- Oulehle, F., Fischer, M., Hruška, J., Chuman, T., Krám, P., Navrátil, T., Tesař, M., Trnka, M. (2021): <u>The GEOMON network of catchments provides long-term insights into altered forest biogeochemistry:</u> <u>From acid deposition to climate change</u>. Hydrological Processes, 35(5), e14204, 1–18.
- Williams, A., Allen, C. D, Macalady, A. K, Griffin, D., Woodhouse, C. A., Meko, D. M., Swetnam, T. W., Rauscher, S. A., Seager, R., Grissino-Mayer, H. D., Dean, J. S., Cook, E. R., Gangodagamage, C., Cai, M., McDowell, N. G. (2013): <u>Temperature as a potent driver of regional forest drought stress and tree mortality</u>. Nature Climate Change 3, 292–297.
- Savenije, H.H.G. (2004): <u>The importance of interception and why we should delete the term</u> <u>evapotranspiration from our vocabulary</u>. Hydrological Process., 18: 1507–1511.
- Štěpánek, P., Zahradníček, P., Farda, A. (2013): <u>Experiences with data quality control and</u> <u>homogenization of daily records of various meteorological elements in the Czech Republic in the</u> <u>period 1961-2010</u>. Idojaras, 117(1), 123–141.
- Štěpánek, P., Zahradníček, P., Huth, R. (2011): Interpolation techniques used for data quality control and calculation of technical series: An example of a central European daily time series. Idojaras, 115(1–2), 87–98.
- Zheng, W., Lamačová, A., Yu, X., Krám, P., Hruška, J., Zahradníček, P., Štěpánek, P., Farda, A. (2021): <u>Assess hydrological responses to a warming climate at the Lysina Critical Zone Observatory in</u> <u>Central Europe</u>. Hydrological Processes, 35(9): e14281, 1–17.
- Zahradníček, P, Brázdil, R, Štěpánek, P, Trnka, M (2021): <u>Reflections of global warming in trends of</u> <u>temperature characteristics in the Czech Republic, 1961–2019</u>. International Journal of Climatology 41:1211–1229.

# Vliv různého půdního pokryvu na vodní a teplotní režim třech odlišných půd

Aleš Klement, Miroslav Fér, Antonín Nikodem, Radka Kodešová Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha – Suchdol

## Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na vliv různé úpravy půdního povrchu (betonová dlažba, mulčovací kůra, sekaná tráva, nesekaná tráva a holá půda) na vodní a teplotní režim tří rozdílných půd. Teploty a vlhkosti byly měřeny v pěti hloubkách, a to 5 cm, 10 cm, 25 cm, 50 cm a 80 cm pod povrchem. Výsledky potvrdily, že různá úprava půdního povrchu má vliv na teplotní a vlhkostní režim a s hloubkou tento vliv klesá. Na teplotním a vlhkostním režimu půd se projevil rozdílný půdní typ.

Klíčová slova: úprava půdního povrchu, vlhkost půdy, teplota půdy, senzor TMS-4

# Úvod

Vlhkost a teplota půdy patří mezi základní vlastnosti půdy, které ovlivňují mnoho půdních procesů. Různé úpravy půdního povrchu mohou významně ovlivňovat vlhkostní a teplotní režimy v půdě, i mimo ni. Oba režimy jsou řízeny klimatickými podmínkami, půdními vlastnostmi a charakterem povrchu půdy (Kodešová et al., 2014). Proudění vody v půdě je dáno propustností půdního povrchu, hydraulickými vlastnostmi půdy, transpirací rostlin apod. Transport tepla v půdě (tj. akumulace tepla během teplého období a odvod tepla během chladného období) je dán zahříváním nebo ochlazováním povrchu, tepelnými vlastnostmi půdy a je také spojen s prouděním vody. Cílem této práce je zjistit, jak různá úprava půdního povrchu ovlivní teplotní a vlhkostní režim v různých půdách (černozem, kambizem a regozem).

# Materiál a metody

Pro sledování vlivu různé úpravy půdního pokryvu na teplotní a vlhkostní režim byly vybrány lokality Praha – Suchdol (černozem), Semice (regozem) a Koloměřice (kambizem) (obr. 1). Na lokalitě Praha – Suchdol byl experiment založen v roce 2012, na lokalitách Semice a Koloměřice byly experimenty založeny v roce 2019. Na všech 3 lokalitách byl původní trvalý travní porost upraven následujícím způsobem. Na třech plochám byl travní drn odstraněn a nahrazen mulčovací kůrou, betonovou dlažbou nebo byl ponechán holý (tj. holá půda bez vegetace nebo jiného pokryvu). Na zbývajících dvou plochách byl ponechán travní porost, přičemž jedna plocha je pravidelně sečena a druhá nesečena (obr. 2). Na odebraných vzorcích byly na počátku pro všechny lokality stanoveny základní fyzikální a chemické půdní vlastnosti (zrnitost, pórovitost, ρ<sub>z</sub>, pH <sub>H2O</sub>, pH <sub>KCI</sub>, EC a obsah Cox), hydraulické vlastnosti (retenční čáry půdní vlhkosti a křivky hydraulických vodivostí) a tepelné vlastnosti (tepelná vodivost a tepelná kapacita). Na lokalitách Semice a Koloměřice jsou půdní teploty a vlhkosti půdy monitorovány pomocí senzorů TMS-4 (TOMST s.r.o.), které byly instalovány v pěti hloubkách, a to 5 cm, 10 cm, 25 cm, 50 cm a 80 cm pod povrchem půdy. Na lokalitě Praha – Suchdol je vlhkost a teplota ve stejných hloubkách měřena pomocí senzorů ECH2O-TE. Teplota na povrchu půdy, mulče nebo dlažby je měřena teploměry Minilog T6 (FIEDLER AMS s.r.o.). Dále jsou na lokalitách nainstalovány meteorologické stanice Davis Vantage Pro 2 (Davis Instruments Corporation) pro monitoring klimatologických údajů.



Obr. 1: Půdní profily na lokalitách Praha – Suchdol (černozem), Semice (regozem) a Koloměřice (kambizem).



Obr. 2: Lokalita Koloměřice, s pěti různými povrchovými úpravami.

# Výsledky a diskuse

Teplotní a vlhkostní režim v půdě nejvíce osciloval v hloubkách 5 cm a 10 cm pod povrchem, s rostoucí hloubkou se oscilace zpravidla snižovala. Nejvyšší maximální teploty byly zaznamenány v hloubce 5 cm pod povrchem betonové dlažby, postupně se snižovaly pod povrchem holé půdy, sekané trávy, nesekané trávy a nejnižší maximální teploty byly zaznamenány pod povrchem mulčovací kůry. Největší vlhkostní oscilace byly naměřeny pod povrchem sekané a nesekané trávy, nejnižší pak pod povrchem betonové dlažby. Vliv úpravy povrchů na teplotní režim se snižoval s hloubkou, nicméně byl patrný ve všech hloubkách. Úpravy povrchů významně ovlivnily vodní režim půd v hloubkách 5, 10 a 25 cm a ve větších hloubkách začaly převládat celkové hydrologické podmínky na pozemku (např. v Semicích se projevil vliv hladiny podzemní vody). Rychlost odezvy v půdním profilu na podmínky na povrchu odpovídala stanoveným půdním vlastnostem. Například půda v Semicích obsahující křemenný písek se mnohem rychleji a více zahřívala ale i ochlazovala než půdy na druhých dvou lokalitách. Vodní režim v Semicích byl dynamičtější než na ostatních lokalitách, protože se hydraulické vlastnosti písčité půdy výrazně odlišovaly od hydraulických vlastností zbývajících lokalit.

### Závěr

Výsledky potvrdily, že různá úprava půdního povrchu a půdní typ má vliv na teplotní a vlhkostní režim a s hloubkou tento vliv klesá.

### Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou MŠMT a ESIF CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_019/0000845 (NutRisk Centre).

# Literatura

Kodešová, R., Fér, M., Klement, A., Nikodem, A., Teplá, D., Neuberger, P., Bureš, P. 2014. <u>Impact of</u> <u>various surface covers on water and thermal regime of Technosol</u>. Journal of Hydrology. 519, 2272-2288.

# Vliv úpravy půdního povrchu na vodní a teplotní režim půdy

Antonín Nikodem, Miroslav Fér, Aleš Klement, Radka Kodešová Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha – Suchdol

# Úvod

Půda a půdní vlastnosti jsou determinovány prostředím (tj. geologickými, hydrologickými, biologickými, klimatickými a dalšími podmínkami), ve kterém se nacházejí a vznikají. Různá využití půdy významně ovlivňují vodní a teplotní režimy půdy (Kodešová et al., 2014). Velmi rozdílné úpravy povrchu půdy nalézáme zejména v městském prostředí, kde půdní povrch může být pokryt různými materiály, které se používají v zahradnictví a stavebnictví. Změna těchto režimů v důsledku úprav povrchu půdy může vést ke změnám půdních vlastností. Cílem této studie proto bylo zjistit: 1. jak různá úprava povrchu (holá půda, mulčovací kůra, betonová dlažba, sečená tráva a nesečená tráva) ovlivní režim půdní vody a teploty; 2. jak tyto různé povrchy ovlivní půdní vlastnosti, zejména strukturu půdy a hydraulické vlastnosti.

### Materiál a metody

Pro sledování vlivu půdního pokryvu na vodní a teplotní režim byla vybrána lokalita Praha – Suchdol. Povrch černozemě modální (původně pokrytý trávou) byl upraven na podzim roku 2012 (obr. 1). Od té doby jsou sledovány klimatické údaje, a v hloubkách 10, 20, 30, 40, 60 a 80 cm jsou měřeny půdní vlhkosti a teploty. V létě 2020 byly po odstranění povrchu odebrány neporušené vzorky půdy (100 cm3). Tyto vzorky byly umístěny do Tempských cel a pomocí metody multi-step outflow a následné numerické inverze pomocí programu HYDRUS-1D byly stanoveny parametry hydraulických vlastností (tj. retenčních čár půdních vlhkostí a hydraulických vodivostí). Z průběhu retenčních čar byla vypočtena celá řada parametrů včetně obsahu hrubých kapilárních půdních pórů (θs - θ70, kde θs je nasycená vlhkost a θ70 je vlhkost pro tlakovou výšku -70 cm). Další sada neporušených vzorků půdy byla použita ke studiu struktury půdy pomocí rentgenové výpočetní tomografie (Nikon XT H 225ST). Chemické a fyzikální vlastnosti byly měřeny na odebraných porušených vzorcích půdy pomocí standardizovaných laboratorních technik. Například byl stanoven obsah oxidovatelného organického uhlíku (Cox) a pomocí indexu WSA byla vyjádřena stabilita agregátů. Spolu s odběrem vzorků půdy probíhalo měření některých charakteristik přímo v terénu. Například minidiskový podtlakový infiltrometr s poloměrem disku 2,22 cm byl použit pro měření nenasycené hydraulické vodivosti pro tlakovou výšku -2 cm.



Obr. 1: Experimentální plocha s pěti různě upravenými povrchy půdy.

### Výsledky

Nejvyšší teploty v hloubce 10 cm a její denní oscilace byly zaznamenány pod betonovou dlažbou, nejnižší teploty i její denní oscilace byly zaznamenány pod mulčovací kůrou. Největší roční oscilace půdní vlhkosti byly naměřeny pod povrchem sečené i nesečené trávy, nejnižší pak pod betonovou dlažbou (obr. 2). Tomografické snímky ukázaly, že zatímco půda pod holým povrchem vykazovala drobné agregáty a malé mezi-agregátové póry, půdu pod travním porostem tvořily velké agregáty a velké póry vytvořené kořeny a organismy žijícími v půdách (obr. 3). Struktura půdy pod betonovou dlažbou nebo mulčovací kůrou byla kompaktní s tenkými puklinami a několika póry vytvořenými organismy žijícími v půdách. Nejvyšší pórovitost byla zaznamenána pod nesečeným travním porostem (tab. 1). Průběhy hydraulických vlastností (retenčních čar půdní vlhkosti a křivek hydraulických vodivostí) se vlivem úpravy povrchu půdy lišily (obr. 4.). Nejvyšší hodnoty nenasycené hydraulické vodivosti při h=-2 cm byly stanoveny pro holý povrch půdy (obr. 5.). Největší množství obsahu organického mulče a travní hmoty. Pod nesečeným travním porostem byla také naměřena nejvyšší stabilita půdních agregátů (obr. 6.).



*Obr. 2: Průběh teplot (a) a vlhkostí (b) na sledované lokalitě v hloubce 10 cm pod různými povrchy v roce 2020.* 



Obr. 3: Struktura půdy pod různými povrchy (holá půda (a), mulčovací kůra (b), betonová dlažba (c), sečená tráva (d), nesečená tráva (e)) zobrazená pomocí rentgenové výpočetní tomografie.

Tabulka 1: Pórovitost stanovená pomocí rentgenové výpočetní tomografie (CT), celková pórovitost určená z odebraných neporušených půdních vzorků (P) a obsah hrubých kapilárních pórů ( $\vartheta_s - \vartheta_{70}$ ).

Pórovitost	holá půda	mulčovací	betonová	sečená tráva	nesečená
	_	kůra	dlažba		tráva
CT (%)	19,6	15,6	16,5	18,9	25,8
$P(100 \text{ cm}^3)(\%)$	53,2	49,4	49,4	51,9	59,1
$ heta_s$ - $ heta_{70}$ (%)	20,7	11,8	17,7	12,9	20,6



Obr. 4: Retenční čáry půdní vlhkosti (a) a křivky hydraulických vodivostí (b) stanovené na neporušených půdních vzorcích odebraných pod různými povrchy.



*Obr. 5: Průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky) nenasycené hydraulické vodivosti (K*<sub>h=-2, MDI,w</sub>) stanovené pomocí minidikových podtlakových infiltrometrů pod různými povrchy.



Obr. 6: Průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky) obsahu organického uhlíku (Cox) (a) a stability půdních agregátů (WSA) (b) stanovené pod různými povrchy.

# Závěry

Výsledky potvrdily, že různá úprava půdního povrchu má vliv na teplotní a vlhkostní režim půdy. Úprava povrchu měla významný vliv na všechny sledované půdní vlastnosti.

# Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Evropských strukturálních a investičních fondů (projekt CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_019/0000845).

### Literatura

Kodešová, R., Fér, M., Klement, A., Nikodem, A., Teplá, D., Neuberger, P., Bureš P. (2014): Impact of various surface covers on water and thermal regime of Technosol. Journal of Hydrology, 519, 2272–2288. <u>https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.035</u>
# Vliv změny vegetačního krytu na odtokové poměry malých povodí na Šumavě

Martin Vokoun<sup>1,2</sup>, Roman Juras<sup>2</sup>, Vojtěch Moravec<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. M., v. v. i., 160 00 Praha 6 <sup>2</sup> Česká zemědělská univerzita v Praze, 165 00 Praha 6

### Úvod

Proces rozpadu a obnovy lesního porostu a vliv tohoto procesu na odtokový režim dotčeného povodí je předmětem diskuzí posledních let. Zejména pak s ohledem na proběhlou kůrovcovou kalamitu a řešení otázky těžby dřeva v chráněných územích. Najít odpověď na tuto otázku je jedním z cílů experimentálního povodí Mokrůvka na Šumavě, které vzniklo pod záštitou České zemědělské univerzity v Praze na konci 90 let v místech silně postižených kůrovcovou kalamitou. K tomuto povodí přibylo v roce 2019 povodí NPR Boubínský prales spravované Výzkumným ústavem vodohospodářským T. G. M., které zastává funkci referenčního povodí se stabilním a do velké míry přirozeným lesním pokryvem. Cílem tohoto příspěvku je analýza odtoku a změn krajinného pokryvu v povodí Mokrůvky, které v minulosti prošlo značnou disturbancí. Odtokové poměry jsou dále porovnány s hodnotami z povodí NPR Boubínský prales, které významnou disturbancí neprošlo.

### Experimentální povodí Mokrůvka a NPR Boubínský prales

Experimentální povodí Mokrůvka se nachází na severovýchodním svahu Malé Mokrůvky (1331 m n. m.), která je zároveň nejvyšším místem povodí, a severozápadním svahu Mrtvého vrchu (1254 m n. m.). Oblast se místně nazývá Medvědí doupě. V údolnici mezi těmito kopci pramení bezejmenný tok, který je levostranným přítokem Ptačího potoka v oblasti bývalé ptačí nádrže. Převládajícím půdním typem je podzol, doplněný hnědým rankerem a zrašeliněným a rašelinohumózním glejem (Jačka et. al, 2011, 2012). Povodí o rozloze 16,65 ha je definováno uzávěrovým profilem umístěným v nadmořské výšce 1188 m n. m. (48.9737997N, 13.5116950E), který je osazen Thomsonovým měrným přelivem spolu s meteorologickou stanicí. Monitorována je dále teplota a vlhkost vzduchu, letní srážky, hladina podzemní vody v mělkém vrtu, výška sněhu a odtok ze sněhové pokrývky. Povodí se nachází v oblasti hraničního hřebene s velmi chladným podnebím a vysokými srážkovými úhrny. Dle Quittovy klasifikace se jedná o oblast CH4 (Quitt, 1977). V letech 1993-96 zde došlo k rozvoji kůrovcové kalamity a do roku 1999 k následnému odtěžení naprosté většiny dřevní biomasy a vzniku travní holiny. Od té doby dochází k postupné obnově lesa kombinací přirozené obnovy a výsadby klimaticky přirozených druhů stromů. Právě z důvodu rozpadu stromového patra a vytvoření významných holin, bylo toto povodí vybráno jako experimentální, kde v roce 1998 započal monitoring základních hydrometeorologických parametrů. Instrumentace na měření se postupně aktualizovala a doplňovala. V roce 2012 došlo ke kompletní renovaci stanice, kdy se vyměnili jak datalogger, tak většina senzorů. Poslední modernizace proběhla v roce 2020, kdy se začala měřit výška sněhu pomocí ultrazvukového čidla. K tomu přibylo i měření odtoku ze sněhové pokrývky pomocí sněhového lysimetru a člunkového průtokoměru. Do té doby probíhalo pouze ruční kampaňové měření sněhu pomocí manuálního odečítání výšky na sněhoměrných latích, případně byla měřena vodní hodnota sněhu ve vybraných podélných profilech.

Experimentální povodí NPR Boubínský prales se nachází na jihozápadním úpatí hory Boubín, který je s nadmořskou výškou 1362 m n. m. nejvyšším místem povodí. Uzávěrový profil je umístěn na Kaplickém potoce v nadmořské výšce 873 m n. m. v místě, kde potok opouští území NPR Boubínský prales (48.9671772N, 13.8252997E). Území NPR zaujímá 81% rozlohy povodí, přičemž jádrová zóna

Boubínského pralesa je celou plochou uvnitř povodí. Odtok z těchto ploch pralesních a ploch přirozeného charakteru v rámci NPR Boubínský prales jsou hlavním předmětem pozorování. Průměrná nadmořská výška povodí je 1108.2 m n. m. a průměrný sklon 13.2 %. Délka údolnice je 3.2 km s jihovýchodní orientací. Na toku se na okraji jádrové zóny pralesa nachází Boubínské jezírko o rozloze 0,37 ha. Z pedologického hlediska v povodí převládá kryptopodzol a podzol. Monitoring odtoku probíhá hladinoměrem na mostním propustku nedaleko informačního střediska Idina pila, kde je umístěna stanice pro měření teploty a celoročních srážek. Druhá meteorologická stanice se nachází pod vrcholem Basumský hřeben ve výšce 1270 m n. m. a zaznamenává teplotu vzduchu, teplotu a vlhkost půdy, rychlost větru, solární radiaci, celoroční srážky a výšku sněhu.



Obr. 1: Satelitní snímky s vyznačeným povodím NPR Boubínský prales (1) a Mokrůvka (2).

# Rozpad lesního porostu na povodí Mokrůvka

Hraniční hřeben v oblasti Modravy byl v polovině 90. let poznamenán kůrovcovou kalamitou a následnou těžbou napadeného smrkového porostu. K úplnému rozpadu lesa došlo také na téměř celé ploše experimentálního povodí Mokrůvka, kde se v roce 1999 místo původního vzrostlého smrkového lesa nacházela pouze travnatá odtěžená mýtina (Kindlman a kol., 2012). Tímto rokem začala obnova porostu, a to jak výsadbou různých druhů dřevin, tak také přirozenou obnovou. Souvislý lesní porost vytvořily nejprve ostrůvky mladého porostu, který přečkal rozpad lesa i těžbu. Jeho plošné zastoupení je patrné na Obr. 2, kde je znázorněn i vývoj pokryvu v následujících letech. Rozsáhle plochy mýtiny začínají ustupovat až kolem roku 2008, kdy v povodí začíná převládat řídký porost mladých dřevin, které vyrostly z výsadby nebo jako semenáče původních stromů. Do roku 2020 se řídký porost mění v lesní porost a od roku 2014 se v povodí téměř nevyskytují mýtiny. Během následujících let dojde pravděpodobně k úplné obnově lesního porostu.

Ve druhém experimentálním povodí NPR Boubínský prales k výraznějšímu rozpadu lesa nedošlo a kůrovcová kalamita se projevila pouze v lokálních jádrech, které byly mimo jádrovou zónu Boubínského pralesa odtěženy nebo došlo k odkornění kmenů. Jedním z důvodů je rozmanitější druhová a věková skladba lesa (Hofmeister, 2021). Data z tohoto povodí slouží jako referenční data reprezentující stabilní

povodí přírodního charakteru. Nevýhodou je zatím krátká časová řada měření, která započala v roce 2019.



Obr. 2: Vývoj pokryvu v povodí Mokrůvka od roku 1996 do roku 2020. Data byla získána pomocí vektorizace historických ortofoto snímků z povodí. Zdroj dat: https://ags.cuzk.cz/

# Změny odtokových poměrů

Díky delší časové řadě měřené na povodí Mokrůvka postihující více než dvě dekády bylo možné zobrazit dlouhodobější trendy a změny ve srážko-odtokových poměrech na experimentálním povodí. Bohužel časové řady trpí nedostatkem chybějících dat do roku 2012, především v zimním období. Problematické je také vyhodnocení celoročních srážek, protože v rámci meteorologické stanice se používá nevyhřívaný člunkový srážkoměr. Tento typ měření bohužel umožňuje věrohodné měření pouze v období bez sněhové pokrývky. Z toho důvodu bylo pro dlouhodobější vyhodnocení změn použito letní období definované měsíci květen až říjen.

Pro identifikaci změn na povodí byla použita grafická metoda dvojité součtové čáry, která se pro podobné účely pro svou jednoduchost často využívá (např. Černohous, 2018). Na Obr. 3 je vykreslena dvojitá součtová čára znázorňující vztah kumulativních součtů odtokové výšky a srážek. Odchylky od lineárního trendu znázorňují změny ve srážko-odtokovém režimu na povodí. Pro účely této studie považujeme za významnou odchylku hydrologický rok, který leží mimo 95% interval spolehlivosti vyznačený šedou plochou kolem modré přímky lineárního trendu. Na povodí Mokrůvka takto můžeme určit několik období s menším odtokem v letním období, tj. 2003 až 2005 a 2020 až 2021. Podobně můžeme určit období s vyšším odtokem v letním období, tj. 2006, 2008 až 2010 a 2013. Dostupná data nám bohužel neumožňují identifikovat přesné příčiny těchto výkyvů. Částečně určitě hraje roli postupné zarůstání povodí, ale velký vliv mají bezpochyby i hydrologické výkyvy pro celou Šumavu nebo Česko. Vyšší odtok pro hydrologický rok 2006 můžeme přisuzovat vyššímu tání, jehož vliv se

pravděpodobně promítnul i v části letních měsíců. Sněhová data z povodí pro zimu 2005/2006 jsou sice nedostatečná (Ševčík, 2023), ale data z ostatních stanic na Šumavě i po celém Česku ukazují nadprůměrné hodnoty výšky sněhové pokrývky, ale i délku jejího trvání (ČHMI, 2023). Příčina vyššího odtoku pro období 2008-2010 může být částečné poničení lesních porostů po orkánech Kyril (2007) a Ema (2008). Červen roku 2013 byl význačný výskytem povodní na řadě míst jižních Čech, ale i na Šumavě (ČHMI, 2013).



Obr. 3: Dvojitá součtová čára pro letní období z povodí Mokrůvka zobrazující hydrologické roky 1999 až 2021. Pro výpočet byly použity roky, pouze pokud bylo k dispozici více než 75 % platných hodnot odtokové výšky.

Vyšší odtok v letech 2006, 2013, ale i 2015 můžeme vidět i na vzrůstu odtokového součinitele v těchto letech na obr. 4. Nicméně od roku 2013 má výška odtoku spíše sestupný charakter, což je patrné jak z obr. 3, tak z obr. 4. Pro získání lepšího přehledu o vývoji odtokového režimu na povodí Mokrůvka je vykreslen ještě odtokový součinitel pro celý hydrologický rok. Nedostatek relevantních dat však umožňuje vykreslit pouze časovou řadu od roku 2007. I z této řady je patrný postupný pokles hodnot odtokového součinitele, což lze spojit s obnovujícím se lesním pokryvem. Při srovnání s povodím NPR Boubínský prales, kde lze dopočítat odtokový součinitel pro celé roky 2020-2022, je i přes odlišné parametry obou povodí patrná shoda. Hodnoty jsou následující: 2020 - 0.16, 2021 - 0.21, 2022 - 0.17. V letech 2020 a 2021 je odtokový součinitel téměř shodný s hodnotami z povodí Mokrůvka (Obr. 5).



*Obr. 4: Odtokový součinitel pro letní období z povodí Mokrůvka zobrazující hydrologické roky 1999 až 2021. Pro výpočet byly použity letní období, pouze pokud bylo k dispozici více než 75 % platných hodnot odtokové výšky.* 



*Obr. 5: Odtokový součinitel pro celý hydrologický rok z povodí Mokrůvka zobrazující hydrologické roky 2007 až 2021. Pro výpočet byly použity roky, pouze pokud bylo k dispozici více než 75 % platných hodnot odtokové výšky.* 

Od roku 2013 probíhá na povodí Mokrůvka měření hladiny podzemní vody v mělkém vrtu umístěném cca 5 m od toku, resp. od měrného přelivu. V datech jsou vidět extrémně suché roky 2015 a 2018, kdy byla hladina níže než obvykle. Podprůměrná byla ale také v roce 2013, kdy se během června vyskytly povodňové situace. Zbytek roku byl však v režimu suchého počasí. Pokud srovnáme roční hodnoty odtokového součinitele na Obr. 5 a roční výšky hladin podzemní vody, pozorujeme opačné trendy vývoje hodnot. Lze tedy předpokládat, že s obnovujícím se lesem dochází ke změně poměru mezi složkami povrchového (pokles) a podpovrchového odtoku (nárůst).



Obr. 6: Roční průměrná výška hladiny podzemní vody v mělkém vrtu u měrného přelivu na povodí Mokrůvka.

# Charakteristiky významných odtokových událostí

Dalším předmětem posouzení vlivu pokryvu na odtok z povodí bylo stanovení významných odtokových událostí a zda příčinou události byl pouze déšť nebo situace, kdy prší na sníh tzv. Rain-on-snow. Jako významné odtokové události byly stanoveny takové, kdy průměrný denní průtok byl vyšší než percentil p=0.95 všech denních průtoků. V rámci událostí byly vybrány dny s průtokem nad stanovenou prahovou hodnotu a z nich den s maximálním denním průtokem. Minimální časový rozestup mezi událostmi byl definován na 5 dní. V případě nižšího časového rozestupu nadprahových průtoků byly tyto průtoky přiřazeny ke stejné události. Typ události ("Rain" v případě dešťové příčiny, "Rain-on-snow" v případě kombinace deště a tání sněhu) byl definován na základě informace o výskytu sněhové pokrývky a dešťových srážek v daný termín. Pro povodí Mokrůvka se vycházelo z dat nejbližší stanice ČHMÚ Filipova Huť a pro povodí NPR Boubínský prales z dat ze stanice VÚV T. G. M. pod vrcholem Basumský hřeben (48.9768433N, 13.7986178E). Pokud se během události vyskytovala sněhová pokrývka, událost byla označena jako "Rain-on-snow").

Pro analýzu odtokových událostí v povodí Mokrůvka byla použita data průměrných denních odtoků od dubna roku 2006 do dubna roku 2022. Od roku 2006 jsou měření souvislá (mimo výpadku v roce 2012) a zahrnují i zimní část roku. V roce 2006 v povodí stále převládal pouze řídký porost mladých stromků (Obr.2) a následuje období 16 let, kdy tento porost nabývá na objemu a mění se ve vzrostlý les. Na Obr. 7 je vyznačeno 71 událostí s denním průměrným průtokem vyšším než 7.35 l/s (95% percentil). Z grafu je patrné, že ve sledovaném období dochází k několika změnám. První z nich je snižující se četnost a především intenzita událostí způsobených pouze dešťovými srážkami. Ty jsou však nahrazovány událostmi spojenými s táním sněhu, které naopak v posledních letech přibývají a narůstá jejich intenzita. Klesající intenzita odtoku dešťových událostí může být způsobena zvyšující se intercepcí díky obnovujícímu se stromovému patru. Tento trend je evidentní také v Obr. 3, kde se od roku 2013 (kdy byla naposledy zaznamenána "Rain" událost s průtokem nad 60 l/s) mění srážko-odtokový režim. Stejně tak na Obr. 5, kde je trend vývoje odtokového součinitele v letní části roku setrvale klesající.

Četnost událostí lze lépe vyhodnotit z Obr. 8, kde je zřejmé, že z průměrných přibližně 6 událostí za rok se četnost snižuje na přibližně 4 události. Nutno připomenout, že v roce 2012, kdy byla evidována jedna událost, chybí velká část dat. Naopak žádná událost nebyla zaznamenána v roce 2020, kdy je řada kompletní. Obrázek potvrzuje také rostoucí zastoupení událostí spojených s táním sněhu. Zatímco v letech 2007, 2009 a 2014 byl příčinou všech událostí pouze déšť, v posledních 8 letech se takovýto rok neopakoval.

Zajímavé je srovnání s druhým experimentálním povodím NPR Boubínský prales (Obr. 9). Zde je bohužel doba měření krátká (od listopadu 2019). Prahová hodnota percentilu p=0.95 pro významnou událost byla vypočtena na průměrný denní odtok 128.1 l/s a celkem toto kritérium splnilo 13 událostí. I přes krátkou dobu měření lze na téměř tříleté řadě vidět jeden zásadní rozdíl. Zatímco na povodí Mokrůvka se za stejné období vyskytlo 7 událostí, z toho pouze dvě zapříčiněné pouze dešťovými srážkami, v povodí NPR Boubínský prales se jednalo o 13 událostí a z toho 11 v letním období, tedy způsobené pouze dešťovými srážkami. Zároveň zbylé dvě události spojené s táním sněhu jsou jen těsně nad prahovou hodnotou pro významnou událost. Samotná četnost může být ovlivněna kratší řadou měření. NPR Boubínský prales má také v porovnání s povodím Mokrůvka chudší sněhové poměry, ač nejvyšší bod povodí Boubín (1362 m n. m.) je o 31 m vyšší než Malá Mokrůvka (1331 m n. m.).



Obr. 7: Významné odtokové události v povodí Mokrůvka. Žlutou barvou jsou vyznačeny průměrné denní odtoky způsobené dešťovými srážkami. Modrou barvou odtoky způsobené kombinací deště a tání sněhu.



Obr. 8: Četnosti významných odtokových událostí v povodí Mokrůvka v jednotlivých letech.



Obr. 9: Významné odtokové události v povodí NPR Boubínský prales. Žlutou barvou jsou vyznačeny průměrné denní odtoky způsobené dešťovými srážkami. Modrou barvou odtoky způsobené kombinací deště a tání sněhu.

#### Závěry

Z naměřených hydrometeorologických dat lze usoudit souvislost mezi změnou pokryvu, v tomto případě obnovou lesního porostu, a odtoku vody z povodí. Zatímco data z letních období jsou velmi variabilní, data pokrývající celý rok naznačují postupný pokles odtokového součinitele souběžně se zahušťováním stromového patra. Rozvoj lesního porostu má zřejmě za následek zvýšení intercepce a infiltrace srážkové vody do půdy a tím zpomalení, potažmo zmenšení odtoku, čímž dochází ke změně poměru mezi složkami povrchového a podpovrchového odtoku, který má rostoucí trend. V tomto směru dochází také ke snižování četnosti významných odtokových událostí. Stále častější jsou výrazné odtokové události způsobené tzv. Rain-on-snow, kterých přibývá částečně na úkor událostí čistě

dešťových bez přítomnosti sněhové pokrývky. To může být způsobenou změnou klimatu a oteplováním v zimním období. V posledních třech letech platí tento trend pro povodí Mokrůvka, naopak v povodí NPR Boubínský prales výrazně převažují události způsobené pouze deštěm a jsou situovány do letní části roku. Situace Rain-on-snow způsobující významný odtok jsou zde ojedinělé.

Pro další výzkum a porovnání analyzovaných povodí bude třeba získat delší časové řady, které výrazně pomůžou dlouhodobým vyhodnocením. Pro podrobnější analýzu Rain-on-snow do budoucna bude třeba získat především delší řady výšky sněhové pokrývky a případně i odtoku za sněhu.

# Poděkování

Poděkování patří České zemědělské univerzitě v Praze a Výzkumnému ústavu vodohospodářskému T. G. M. za podporu monitoringu na experimentálních povodích. Dále bychom chtěli poděkovat Ing. Michalu Ševčíkovi za přípravu a homogenizaci dat z povodí Mokrůvka a Janu Vackovi za zpracování charakteristik povodí NPR Boubínský prales.

# Literatura

Černohous, V., 2006. Vliv hydromelioračního zásahu na odtok vody z lesního povodí. In: Jurásek, A., Novák, J., Slodičák, M., eds., Stabilizace Funkcí Lesa. Opočno: VÚLHM VS Opočno, pp. 545–557.

ČHMI, 2023. Historická data - meteorologie a klimatologie [on-line].

ČHMI, 2013. Zpráva o povodni v jižních Čechách v červnu 2013.

Hofmeister, J.a kol., 2021. <u>Ochrana biodiverzity horských smrčin za kůrovcové kalamity – lišejníky</u> <u>v NPR Boubínský prales</u>. Živa, 4/2021, Academia, pp. 157-161

Kindlman, P., Matějka, K., Doležal, P., 2012. Lesy Šumavy, Lýkožrout a ochrana přírody. Praha: Karolinum, 2012. 325 s. ISBN 978-80-246-2155-5.

- Jačka, L., Pavlásek, J., Jindrová, M., Bašta, P., Černý, M., Balvín, A., Pech, P., (2012): <u>Steady infiltration</u> <u>rates estimated for a mountain forest catchment based on the distribution of plant species</u>. Journal of Forest Science, 58(12), 536-544.
- Jačka, L., Pavlásek, J., Pech, P., 2011: Vyhodnocení výsledků měření infiltrace v malém horském povodí v centrální části NP Šumava. Hydrologie malého povodí. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, 175-182.
- Quitt, E., 1971. Klimatické oblasti Československa [kartografický dokument]. 1:500 000. Brno: Geografický ústav ČSAV.
- Ševčík, M., 2023. Srovnání hydrologického režimu vybraných šumavských povodí zasažených kůrovcovou kalamitou. Praha: ČZU.

# Zapojení rašelinišť do odtoku z povodí

Lukáš Vlček<sup>1</sup>, Kristýna Falátková<sup>1</sup>, Václav Šípek<sup>1</sup>, Jakub Langhammer<sup>2</sup>, Daniel Hojovec<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 160 00 Praha 6 Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, 128 43 Praha

### Úvod

Tento příspěvek se zabývá hydrologickým zhodnocením malého výzkumného povodí v pramenné oblasti řeky Vydry. Z pohledu půd, které jsou jedním z hlavních faktorů tvorby odtoku, lze zdejší povodí rozdělit na oblasti kryté kryptopodzolem (případně podzolem) a ty kryté organozemí (rašeliništi). Plošné zastoupení organozemi je ale v šumavských povodích různé – od nepatrných ploch až po dominantní zastoupení. V pramenné oblasti Vydry se její podíl na ploše povodí pohybuje typicky mezi 20 a 30 %. Hydrologickou funkcí rašelinišť se ve světě zabývá celá řada autorů (např. Ballard a kol., 2012; Holden a Burt, 2003; Holden a kol., 2015; Meriö a kol., 2015; Rezanezhad a kol., 2016; Waddington a kol., 2015, Worrall a kol., 2007). Většina prací se však zaměřuje na čistě rašeliništní plochy a neposkytuje tak přímé porovnání s půdou minerální.

Na zkoumaném experimentálním povodí bylo v rámci již více než 12letého výzkumu aplikováno mnoho postupů sloužících k celkové analýze srážko-odtokového procesu. Práce zahrnují kontinuální monitoring i manuální měření různých hydrologických veličin, tvorbu konceptuálního modelu, odběr a analýza vzorků vody i následné separování hydrogramu. Ze současných výsledků vyplývá, že nasycené rašelinné plochy zapříčiňují vyšší rozkolísanost toku v porovnání s lesními plochami s minerální půdou (Vlček a kol., 2012; Vlček a kol., 2017; Vlček a kol., 2021). V roční bilanci je větší část odtoku z povodí generována z organozemi, a to zejména díky dlouhodobé nasycenosti vodou (snížený retenční prostor) a také nižší evapotranspiraci rašeliniště oproti ploše kryté minerální půdou. Otevřené plochy rašeliniště se mohou v létě prohřát daleko více než okolní krajina. V suchých periodách však větší podíl odtoku připadá na plochy minerální půdy; organozem se na odtoku podílí jen pomalým výtokem ze spodní, dlouhodobě nasycené zóny (část katotelmu).

### Popis experimentálního povodí

Výzkumné povodí se nachází v západní části povodí Vydry jako součást povodí Rokytky. Plocha povodí činí cca 0,6 km<sup>2</sup>. Nadmořská výška se pohybuje přibližně v rozmezí 1100-1200 m n. m. Povodí je i přes svoji horskou polohu poměrně ploché - průměrný sklon svahů dosahuje pouhých 4°. Povodí pokrývá z 60 % organozem v různých formách, zbylých 40 % je tvořeno převážně kryptopodzolem. Jen malé plochy jsou pak pokryty méně vyvinutými půdami např. rankery. V rašeliništní vegetaci lze jasně vymezit vrchoviště horského typu, které je obklopeno podmáčenými smrčinami a minerotrofními ostřicovými rašeliništi. V centrální části těchto vrchovišť jsou zachované přirozeně nelesní partie. Při okraji rašelinišť se nachází menší plochy rašelinných a podmáčených smrčin. Zbylou lesní vegetaci tvoří hlavně smrkový les s příměsí jedle a buku. V současnosti dominuje kvůli nedávné kůrovcové kalamitě tzv. "mrtvý" les, který se pomalu zaplňuje převážně smrkovým náletem a travinami.

# Použitá data

Hydrologická a pedologická data byla získána přímým měřením v terénu v průběhu let 2013–2022. Jde o data půdní vlhkosti odvozené z retenčních křivek a z měření půdních tlaků ve dvou hloubkách (20 a 60 cm) na dvou lokalitách (smrkový a bukový porost), hladiny podzemní vody na 5 místech ve vrchovišti, resp. v podmáčené smrčině. Vodní stav toku byl měřen automaticky v závěrovém profilu

(obr. 1 - NT) a také u dvou zdrojových pramenů (obr. 1 - MS, PS). Meteorologické veličiny nutné pro výpočty modelu (teplota a vlhkost vzduchu, sluneční radiace, rychlost větru) byly získány z meteorologických stanic v povodí Rokytky a na Modravě.



Obr. 1. Studovaná lokalita v povodí severního přítoku Rokytky (NT), Šumava. a) Lokalizace povodí severního přítoku v rámci většího povodí Rokytky (vyznačeno červeným obdélníkem); b) Výškové poměry, rozsah rašeliniště a umístění čidel teploty vody a výšky hladiny v povodí NT (PS – rašelinný pramen, MS – minerální pramen); c) a d) Fotografie krajiny pořízené na minerálním (c) a rašelinném svahu (d).

# Výsledky

Pomocí hydrologického konceptuálního modelu HBV byla odhadnuta hydrologická bilance povodí a došlo k uspokojivé reprezentaci srážko-odtokového procesu, režimu půdní vody i kolísání podzemní vody ve svrchní části rašeliniště (obr. 2). Každý ze svahů podmiňuje jiný způsob formování odtoku, což má za následek rozdíly v jejich roční hydrologické bilanci a celkovém přispění k odtoku z povodí. Rašeliny tvoří spíše rychlý odtok, v porovnání s místními minerálními půdami, kde dominuje pomalý podpovrchový tok.



*Obr. 2. Výsledky modelované distribuce odtoku v prostředí se dvěma různými typy půd (KP - kryptopodzol a OR - organozem). Qr - rychlý (preferenční) odtok, Qp - pomalý odtok (perkolace), Q - celkový odtok, ET - evapotranspirace.* 

Rychlý odtok z rašeliniště během srážkových událostí je možné pozorovat i ve změnách teplot vody v jednotlivých pramenech a na závěrovém profilu. Teplota rašeliništní voda v akrotelmu se velmi rychle mění se změnou teplot vzduchu případně teplotou spadlé srážky. Oproti tomu stálý pramen z minerální půdy je teplotně stabilní (obr. 3). Pomocí teplot vody tak lze provést jednoduchou separaci hydrogramu a určit míru zapojení tzv. rychlé vody vyteklé z rašeliniště do celkového odtoku. Tato analýza potvrdila správnost nastavení hydrologického modelu a ukázala, že většina vody tvořící zvýšený odtok při srážko-odtokové události je z rašeliniště.



Obr. 3. Teplota vody toku (NT), jeho dvou zdrojů (PS a MS) a výsledný podíl vody z rašeliniště v severním přítoku. Příkladové úseky v: a) teplém období, b) přechodu mezi chladným a teplým obdobím, c) chladném období. Podíl rašelinné vody nebyl pro přechodné období (b) vypočítán, protože jednotlivé zdroje nebylo možné na základě jejich teploty odlišit. Světlá tenká čára teploty vody a podílu rašelinné vody znázorňuje hodinová data, plná čára představuje 24h klouzavý průměr.

Určení podílu rašelinné vody v celkovém odtoku byl hodnocen rovněž pomocí třísložkové separace využívající poměru stabilních izotopů vody (<sup>2</sup>H, <sup>18</sup>O) a teplot vody. Na obrázku 4 je uveden příklad separace hydrogramu srážko-odtokové události. Je zde patrné dominantní zastoupení srážkové vody, kterou následuje voda z rašeliniště. Pozorování odtoku během srážkových událostí přímo v terénu též potvrdilo, že největší nárůsty odtoku byly díky přítoku z rašelinného svahu. Je tak velmi pravděpodobné, že i větší část srážkové vody odtekla právě z rašeliniště, kde neměla možnost se zadržet.



Obr. 4. Příklad třísložkové separace hydrogramu srážko-odtokové události 23. 9. 2018; a) úhrn srážek v hodinovém kroku; b) separace hydrogramu vstupních vod ze srážek (SR), pramene ze svahu krytého kryptopodzolem (KP) a pramene z rašeliniště (OR); osa y - průtok ve sledovaném závěrovém profilu; osa x - jednotlivé vzorky vody (1–11) odebrané ve dvouhodinovém intervalu.

### Závěr

Výsledky práce v horském povodí Šumavy reprezentované důkladným popisem vodní bilance rašelinišť v kontrastu se zalesněným minerálním svahem a upraveným hydrologickým modelem umožňují spolehlivější hodnocení reakce rašelinišť na změnu klimatu. To je aktuální zejména v situaci, kdy se očekává častější výskyt období sucha přerušovaných intenzivními srážkami. Další prohloubení znalostí v této oblasti by přinesl především výzkum dynamiky vertikální tlakové výšky v rašeliništi a limitů rychlosti evapotranspirace z rašelinišť.

### Literatura

Ballard, C. E., McIntyre, N., Wheater, H. S. (2012). <u>Effects of peatland drainage management on peak</u> <u>flows</u>. Hydrology and Earth System Sciences, 16(7), 2299-2310.

- Holden, J., Burt, T. P. (2003). <u>Runoff production in blanket peat covered catchments</u>. Water resources research, 39(7).
- Holden, J., Palmer, S. M., Johnston, K., Wearing, C., Irvine, B., Brown, L. E. (2015). <u>Impact of prescribed</u> <u>burning on blanket peat hydrology</u>. Water Resources Research, 51(8), 6472-6484.
- Meriö, L. J., Ala-aho, P., Linjama, J., Hjort, J., Kløve, B., Marttila, H. (2019). <u>Snow to precipitation ratio</u> <u>controls catchment storage and summer flows in boreal headwater catchments</u>. Water Resources Research, 55(5), 4096-4109.
- Rezanezhad, F., Price, J. S., Quinton, W. L., Lennartz, B., Milojevic, T., Van Cappellen, P. (2016). <u>Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review</u> <u>update for geochemists</u>. Chemical Geology, 429, 75-84.
- Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Kučerová, A. (2012). <u>Retenční potenciál a hydrologická bilance</u> <u>horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, JZ Česko</u>. Geografie, 117(4), 395-414.
- Vlček, L., Falátková, K., Schneider, P. (2017). <u>Identification of runoff formation with two dyes in a mid-</u> <u>latitude mountain headwater</u>. Hydrology and Earth System Sciences, 21(6), 3025-3040.
- Vlček, L., Šípek, V., Kofroňová, J., Kocum, J., Doležal, T., Janský, B. (2021). <u>Runoff formation in a</u> <u>catchment with Peat bog and Podzol hillslopes</u>. Journal of Hydrology, 593, 125633.
- Waddington, J. M., Morris, P. J., Kettridge, N., Granath, G., Thompson, D. K., Moore, P. A. (2015). Hydrological feedbacks in northern peatlands. Ecohydrology, 8(1), 113-127.
- Worrall, F., Burt, T. P., Adamson, J. K. (2007). <u>Change in runoff initiation probability over a severe</u> <u>drought in a peat soil–implications for flowpaths</u>. Journal of Hydrology, 345(1-2), 16-26.

# Zmeny vlastností lesnej pôdy spôsobené požiarom závisia od veku a typu lesnej vegetácie

Peter Šurda<sup>1</sup>, Ľubomír Lichner<sup>1</sup>, Slavomír Hološ<sup>1,2</sup>, Anton Zvala<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 84104 Bratislava, SR
<sup>2</sup> Ústav krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita, Hospodárska 7, Nitra, SR

# Abstrakt

Lesné požiare ovplyvňujú rôzne fyzikálne, chemické a hydraulické vlastnosti pôdy a rozsah ich účinkov sa líši v závislosti od pôdnych parametrov a charakteristík lesných požiarov. Cieľom tejto štúdie je: stanoviť vplyv teploty ohrevu (50 - 900 °C) na vlastnosti piesočnatej pôdy (Arenosol) 1) ihličnatých lesov (borovica lesná, *Pinus sylvestris*) rôzneho veku (30 a 100 rokov) a 2) ihličnatých (borovica lesná *Pinus sylvestris*) a listnatých (jelša lepkavá *Alnus glutinosa*) lesov rovnakého veku (30 rokov). Lesy sa nachádzajú v centrálnej časti Borskej nížiny (západné Slovensko) a sledovanými vlastnosťami boli obsah organického uhlíka v pôde (Cox), pH a vodoodpudivosť pôdy (meraná ako čas prieniku kvapky vody, WDPT).

Zistilo sa, že vplyv teploty ohrevu na vlastnosti piesočnatej pôdy je veľký a závisí od veku aj typu lesa. Hodnota Cox klesala nerovnomerne s teplotou vo všetkých troch pôdach a bola vyššia v 30-ročnej pôde listnatého lesa ako v 30-ročnej pôde ihličnatého lesa. Hodnota pH sa od 200 °C monotónne zvyšovala s teplotou a bola vyššia v 30-ročnej pôde ihličnatého lesa ako v 100-ročnej pôde ihličnatého lesa. Cox a WDPT v 100-ročnej pôde ihličnatého lesa boli vyššie ako Cox a WDPT v 30-ročnej pôde ihličnatého lesa. Získané výsledky (pokles Cox, vymiznutie WDPT po zahriatí na 400 °C a zvýšenie pH od teploty zahriatia 200 °C) prinášajú dôležité informácie pre obnovu vegetácie po požiari a manažment stredoeurópskych lesov založených na piesočnatej pôde po požiari.

**Kľúčové slová:** piesočnatá pôda; vodoodpudivosť pôdy; ohrev pôdy; pôdny organický uhlík; pH; čas prenikania kvapky vody

# Úvod

V závislosti od závažnosti môže lesný požiar odstrániť časť alebo celú vegetáciu, čím sa zmenia kľúčové premenné hydrologického cyklu (Shakesby a Doerr, 2006). Teploty na povrchu pôdy vyvolané požiarom môžu dosiahnuť 845 °C, ale teplotný gradient je strmý a teploty rýchlo klesajú s hĺbkou, pretože suchá pôda je slabým vodičom tepla. V hĺbke 50 mm teplota pravdepodobne neprekročí 150 °C, s výnimkou tlejúcich požiarov (Robichaud a Hungerford, 2000). Lesné požiare ovplyvňujú rôzne fyzikálne, chemické a hydraulické vlastnosti pôdy a rozsah ich účinkov sa líši v závislosti od pôdnych parametrov a charakteristík lesných požiarov (Martínez et al., 2022). Laboratórne zahrievanie pôdnych vzoriek v muflových peciach sa často používa na simuláciu prírodného požiaru, hoci muflové pece zohrievajú vzorky zo všetkých strán, čím sa líšia od prírodných požiarov, ktoré zahrievajú len povrch pôdy (Brucker et al., 2022).

Experimentálne lokality boli vybrané tak, aby zahŕňali relatívne vysokú prirodzenú vodoodpudivosť pôdy (VOP), rôzny vek a typ lesného porastu s relatívne rovnakými stanovištnými podmienkami (klimatické, pôdne parametre a reliéf). Cieľom tejto štúdie je stanoviť vplyv teploty ohrevu na vlastnosti piesočnatej pôdy 1) ihličnatých lesov (borovica lesná, *Pinus sylvestris*) rôzneho veku (30 a 100 rokov) a

2) ihličnatých (borovica lesná *Pinus sylvestris*) a listnatých (jelša lepkavá *Alnus glutinosa*) lesov rovnakého veku (30 rokov).

# Materiál a metódy

Výskum sa uskutočnil v blízkosti obce Studienka v Borskej nížine (juhozápadné Slovensko). Väčšina územia sa nachádza na eolitických pieskoch. Pôdy na výskumných lokalitách sú klasifikované ako arenosol (WRB, 2014) a majú piesočnatú štruktúru. Podnebie je mierne, s miernou vlhkosťou a zimou. Priemerná ročná teplota v tejto oblasti je 9 - 10 °C a priemerný ročný úhrn zrážok v Borskej nížine je 600 - 650 mm (Atlas Slovenskej republiky, 2002).

V rámci skupiny lesných porastov boli vyčlenené tri výskumné plochy: 30-ročný (IL30) a 100-ročný ihličnatý porast (IL100) a približne 30-ročný listnatý porast (LL). Výskumná plocha LL predstavuje mladší (približne 30-ročný) porast jelše lepkavej (*Alnus glutinosa*) v podraste s dominanciou vysokých ostrice (*Carex elata*). Lokalita IL30 predstavuje 30-ročný porast borovice lesnej (*Pinus sylvestris*). Povrch pôdy je pokrytý niekoľkými centimetrami ihličnatého opadu. Na obnovu lesa sa použila mechanická príprava lokality, pričom sa odstránila povrchová vrstva pôdy s humusom, takže borovice sa vysadili do holého piesku. Plocha IL100 je porast starší ako 100 rokov; jej účelom je stabilizovať dunu. V bylinnom podraste prevládajú trávy, najmä kostrava ovčia (*Festuca ovina*), a často je pokrytý smlzom kroviskovým (*Calamagrostis epigejos*).

Minerálna časť pôdy (približne 6 kg) z plochy 200 cm x 200 cm a hĺbky 2,5 cm bola odobratá do pripravených plastových vreciek (60 cm x 40 cm x 22 cm) po tom, ako bol z povrchu pôdy opatrne odstránený organický horizont (0 - 2,5 cm). Po návrate do laboratória sa minerálny materiál preosial cez 2 mm sito, homogenizoval a vysušil pri teplote 40 °C. Pre každú teplotu sme navážili päť keramických misiek. Hmotnosť minerálnej časti pôdy bola 60 g. Vzorky sme zahrievali v muflovej peci LE 15/11 pri teplotách 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 750, 800, 850 a 900 °C počas 20 min (jedna vzorka bola použitá len pre jednu teplotu). Po vybratí vzoriek sa ochladili na izbovú teplotu.

Základné vlastnosti pôdy boli stanovené na narušených vzorkách v certifikovanom laboratóriu ISO Výskumného ústavu pôdoznalectva a ochrany pôdy v Bratislave. Rozdelenie veľkosti pôdnych častíc bolo stanovené podľa ISO 11277 (2009), pH(H<sub>2</sub>O) sa meralo podľa ISO 10390 (2005), obsah Cox sa stanovil oxidáciou s K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> a titráciou neredukovaným dichrómanom podľa ISO 10694 (1995) a obsah uhličitanov podľa ISO 10693 (1995). Stálosť vodoodpudivosti sa určila WDPT testom, ktorý zahŕňa kvapnutie 50±5 µl kvapky vody na povrch pôdy kvapkadlom alebo pipetou a zaznamenanie času úplného vniku kvapky do pôdy.

Po tom, ako bolo potvrdené normálne rozdelenie analyzovaných skupín údajov testom šikmosti, boli rozdiely medzi priemermi troch skupín vyhodnotené pomocou ANOVA a HSD post hoc testu.

# Výsledky a diskusia

Základné fyzikálne a chemické vlastnosti pôd sú uvedené v tab. 1. Štatisticky významný rozdiel v rozdelení veľkosti pôdnych častíc medzi jednotlivými výskumnými plochami nebol potvrdený. Obsah Cox v pôde listnatého lesa je nízky a výrazne sa líši od Cox v oboch pôdach ihličnatého lesa (veľmi nízky obsah Cox). pH vo všetkých troch pôdach je extrémne kyslé a stredné hodnoty sa od seba výrazne líšia.

Tabuľka 1. Fyzikálne a chemické vlastnosti pôdy z experimentálnych lokalít IL100, IL30 a LL. Chemické vlastnosti sa merali v dvoch opakovaniach a výsledky sú tu uvedené vo forme aritmetického priemeru ± smerodajná odchýlka. Aritmetické priemery s rovnakým písmenom sa navzájom významne nelíšia (HSD test, P < 0,05). (Cox - obsah organického uhlíka v pôde).

Plocha	Piesok	Prach	Íl	Сох	CaCO <sub>3</sub>	рН
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	
IL100	91.82±0.03	5.81±0.12	2.37±0.09	0.64 <sup>a</sup> ±0.13	<0.05	4.96 <sup>a</sup> ±0.01
IL30	92.31±0.02	4.96±0.07	2.72±0.03	0.55°±0.08	<0.05	5.33 <sup>b</sup> ±0.01
LL	92.96±0.48	3.36±0.33	3.68±0.12	1.43 <sup>b</sup> ±0.37	<0.05	4.20 <sup>c</sup> ±0.01

Vplyv laboratórneho ohrevu pôdy na Cox, pH a WDPT skúmaný na 270 vzorkách 3 rôznych pôdach je znázornený na obrázkoch 1-3. Čiarové grafy znázorňujú priemernú hodnotu parametra pri každej teplote a pre každú výskumnú plochu. V krabicových grafoch sú uvedené štatisticky významné rozdiely stredných hodnôt medzi výskumnými plochami.

Pri všetkých teplotách ohrevu boli namerané hodnoty Cox najnižšie na IL30, vyššie na IL100 a najvyššie na LL. Cox klesal s teplotou vo všetkých troch plochách (obr. 1) a priemerná hodnota Cox v pôde listnatého lesa (LL) sa výrazne líšila od priemernej hodnoty Cox v pôde ihličnatého lesa (IL100 a IL30). Pokles Cox s teplotou zaznamenali Certini et al. (2011), Garcia-Corona et al. (2004) a Martínez et al. (2022). Badía et al. (2017) zistili, že spaľovaním sa znížil obsah Cox o 50 % v suchej pôde a o 25 % vo vlhkej pôde v povrchovej vrstve do hĺbky 1 cm.



Obr. 1: Vplyv laboratórneho ohrevu na obsah organického uhlíka (Cox) v pôde na plochách IL100, IL30 a LL. Krabicové grafy označené rôznymi písmenami sa výrazne líšia na hladine významnosti 0,05 (spodná a horná strana základného obvodu - rámčeka - zodpovedá dolnému a hornému kvartilu súboru, vodorovná čiara vo vnútri zodpovedá mediánu súboru; body zobrazujú odľahlé hodnoty).

Pri teplotách ohrevu od 50 °C do 400 °C boli hodnoty pH najnižšie na LL a stúpali v poradí IL100 < IL30 a pri teplotách od 400 °C do 800 °C v poradí IL100 < LL < IL30. Hodnoty pH sa monotónne zvyšovali s teplotou od 200 °C do 700 °C v pôde 30 ročného ihličnatého lesa, do 800 °C v pôde 100 ročného ihličnatého lesa a do 900 °C v pôde 30 ročného listnatého lesa, pričom priemerné pH v pôdach sa významne nelíšilo (obr. 2). Martínez et al. (2022) prezentovali, že väčšina pôd vykazovala počiatočný nárast pH medzi 300 °C a 500 °C a následný pokles medzi 700 °C a 900 °C, čo je v súlade s našimi výsledkami. Terefe et al. (2008) vysvetľujú výrazný nárast pH, keď sú pôdy vystavené ohrevu nad 200 °C úplnou oxidáciou organickej hmoty, pri ktorej sa uvoľňuje značné množstvo katiónov, alebo v dôsledku straty organických kyselín.



Obr. 2: Vplyv laboratórneho ohrevu na pH pôdy na plochách IL100, IL30 a LL. Krabicové grafy označené rôznymi písmenami sa výrazne líšia na hladine významnosti 0,05 (spodná a horná strana základného obvodu - rámčeka - zodpovedá dolnému a hornému kvartilu súboru, vodorovná čiara vo vnútri zodpovedá mediánu súboru; body zobrazujú odľahlé hodnoty).

Vplyv teploty ohrevu na zmenu pH pôdy je veľký. Nižšie pH skúmaných pôd s pomerne vysokým obsahom organického uhlíka poukazuje na horšiu kvalitu organickej hmoty s vysokou koncentráciou fulvokyselín. Pri zahriatí pôdy na teplotu okolo 300 °C dochádza k dekarboxylácii humínových a fulvokyselín, čo znižuje kyslý charakter pôdnej organickej hmoty (Schnitzer a Hoffman, 1964). Pri vyšších teplotách dochádza k úplnému spáleniu pôdnej organickej hmoty, pričom sa uvoľňujú oxidy alkalických kovov a kovov alkalických zemín, ktoré pri kontakte s vodným prostredím vykazujú silne alkalickú reakciu (Gray a Dighton, 2006; Úbeda et al., 2009). Predpokladáme, že prítomnosť alkalických katiónov v piesočnatých pôdach je pomerne malá, a preto pH po spálení vzorky nepresiahlo 7,5.

Vplyv laboratórneho ohrevu na WDPT skúmaných pôd je znázornený na obr. 3. Vodoodpudivosť pôdy zo 100 ročného ihličnatého lesa bola extrémna aj pred spaľovaním (WDPT = 16040 s). Po zahriatí na teplotu 50 - 350 °C sa nerovnomerne znižuje s teplotou a pri 400 °C úplne zaniká. VOP pôdy z 30 ročného ihličnatého lesa bola pred spaľovaním veľmi silná (WDPT = 958 s), po zahriatí na teploty 50 - 150 °C silná, pri teplote 200 °C veľmi silná, pri teplotách 250 - 300 °C extrémna a pri teplote 350 °C VOP



vymizla. VOP pôdy z 30 ročného listnatého lesa bola silná pred spaľovaním (WDPT = 146 s) pri teplotách 50 - 200 °C veľmi silná, extrémna bola pri teplotách 250 - 350 °C a zanikla pri 375 °C.

Obr. 3: Vplyv laboratórneho ohrevu na čas prieniku kvapky vody do pôdy (WDPT) na plochách IL100, IL30 a LL. Krabicové grafy označené rôznymi písmenami sa výrazne líšia na hladine významnosti 0,05 (spodná a horná strana základného obvodu - rámčeka - zodpovedá dolnému a hornému kvartilu súboru, vodorovná čiara vo vnútri zodpovedá mediánu súboru; body zobrazujú odľahlé hodnoty).

Garcia-Corona et al. (2004) zistili, že WDPT sa zvyšuje pri teplotách 25 - 220 °C a mizne pri 380 °C v regosoli a umbrisoli s porastom borovice prímorskej (*Pinus pinaster*). Doerr et al. (2000) kvantifikovali teplotu pri ktorej je eliminovaná VOP vo vrchnej pôdnej vrstve, odobratej na troch lokalitách s porastom rôznych druhov eukalyptu (lokalita 1: piesčitá pôda + *Eucalyptus sieberi*, extrémna VOP; lokalita 2: piesčitá pôda + *E. ovata*, silná VOP; a lokalita 3: piesčitá hlinitá pôda + *E. baxteri*, silná VOP). Silná až extrémna VOP bola prítomná pred zahrievaním vo všetkých vzorkách, zvyšovala sa počas zahrievania a náhle sa eliminovala pri špecifickej teplote medzi 260 a 340 °C.

Badía et al. (2017) zistili, že spaľovanie významne znížilo stálosť VOP (meranú pomocou WDPT testu) v prvom, druhom a treťom centimetri vrchného pôdneho horizontu Ah. Hlavné zmeny sa zistili v prvom centimetri (s maximálnou teplotou 427 °C), kde po spálení zmizla silná VOP (WDPT = 923 s). Silná vodoodpudivosť druhého (s maximálnou teplotou 235 °C) a tretieho centimetra (s maximálnou teplotou 131 °C) sa znížila na silnú vodoodpudivosť.

Maximálna hodnota Cox bola nameraná pri 100 °C v pôde 100-ročného ihličnatého lesa, pri 200 °C v pôde 30-ročného listnatého lesa, pri 300 °C v pôde 30-ročného ihličnatého lesa a potom sa Cox so zvyšujúcou sa teplotou znižovala. Maximálna hodnota WDPT bola nameraná pri 100 °C v pôde 100-ročného ihličnatého lesa, pri 250 °C v 30-ročnom ihličnatom lese a pri 350 °C v pôde 30-ročného listnatého lesa. Je to v súlade so zisteniami McKissock et al. (1998), že stálosť VOP (meraná pomocou WDPT testu) je priamo závislá na hodnote Cox v pôde danej lokality.

#### Závery

Táto štúdia ukázala, že počiatočná hodnota Cox bola najvyššia v listnatom lese, najnižšia v mladom borovicovom lese a nerovnomerne klesala s teplotou vo všetkých troch skúmaných lesných pôdach v poradí IL30 < IL100 < LL. Po zahriatí na 400 °C došlo k výraznému poklesu Cox vo všetkých troch lesných pôdach.

VOP po zahriatí na 400 °C vo všetkých lesných pôdach úplne zanikla. Najvyššie hodnoty WDPT boli namerané v pôde IL100 pri teplotách ohrevu od 50 °C do 250 °C a v pôde LL pri teplotách ohrevu od 300 °C do 350 °C, čo bolo v súlade so skutočnosťou, že vyššia Cox sa vyznačuje vyššou SWR.

Hodnoty pH sa jednosmerne zvyšovali s teplotami od 200 °C vo všetkých 3 lesných pôdach; pH bolo v poradí LL < IL100 < IL30 pre teploty ohrevu od 50 °C do 400 °C a v poradí IL100 < LL < IL30 pre teploty od 400 °C do 800 °C.

Možno konštatovať, že vplyv teploty ohrevu (50 - 900 °C) na vlastnosti (konkrétne Cox, pH a WDPT) piesočnatej pôdy je veľký a závisí od veku aj typu lesného porastu. Získané výsledky (pokles Cox, vymiznutie WDPT po zahriatí na 400 °C a zvýšenie pH od teploty zahriatia 200 °C) prinášajú dôležité informácie pre obnovu vegetácie po požiari a manažment stredoeurópskych lesov založených na piesočnatej pôde po požiari.

#### Poďakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou projektu VEGA 2/0020/20.

#### Literatúra

- Landscape atlas of the Slovak Republic, 2002. Ministry of the Environment, Bratislava and Slovak Environment Agency, Banská Bystrica, 2002. 344 p. ISBN 80-88833-27-2.
- Badía, D., López-García, S., Martí, C., Ortíz-Perpiñá, O., Girona-García, A., Casanova-Gascón, J. 2017.
   <u>Burn effects on soil properties associated to heat transfer under contrasting moisture content</u>.
   Science of the Total Environment, 601–602, 1119–1128.
- Brucker, C.P., Livneh, B., Minear, J.T., Rosario-Ortiz, F.L., 2022. <u>A review of simulation experiment</u> <u>techniques used to analyze wildfire effects on water quality and supply</u>. Environmental Science: Processes & Impacts, 24, 1110.
- Certini, G., Nocentini, C., Knicker, H., Arfaioli, P., Rumpel, C. (2011). <u>Wildfire effects on soil organic</u> <u>matter quantity and quality in two fire-prone Mediterranean pine forests</u>. Geoderma, 167–168, 148–155.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D., 2000. <u>Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance</u>. Earth-Science Reviews, 51, 33–65.
- Garcia-Corona, R., Benito, E., de Blas, E., Varela, M.E., 2004. <u>Effects of heating on some soil physical</u> <u>properties related to its hydrological behaviour in two north-western Spanish soils</u>. International Journal of Wildland Fire, 13, 2, 195–199.
- Gray, D.M., Dighton, J., 2006. <u>Mineralization of forest litter nutrients by heat and combustion</u>. Soil Biology & Biochemistry, 38, 1469–1477.
- ISO 10390, 2005. Soil quality. Determination of pH. International Organization of Standardization, Geneva.
- <u>ISO 10693, 1995</u>. Soil quality. Determination of carbonate content. Volumetric method. International Organization of Standardization, Geneva.
- <u>ISO 10694, 1995</u>. Soil quality. Determination of organic and total carbon after dry combustion (elementary analysis). International Organization of Standardization, Geneva.

- <u>ISO 11277, 2009</u>. Soil quality. Determination of particle size distribution in mineral soil material. Method by sieving and sedimentation. International Organization of Standardization, Geneva.
- Martínez, S.I., Contreras, C.P., Acevedo, S.E., Bonilla, C.A., 2022. <u>Unveiling soil temperature reached</u> <u>during a wildfire event using ex-post chemical and hydraulic soil analysis</u>. Science of the Total Environment, 822, 153654.
- McKissock, I., Gilkes, R.J., Harper, R.J., Carter, D.J., 1998. <u>Relationships of water repellency to soil</u> properties for different spatial scales of study. Aust. J. Soil Res., 36, 495–507.
- Robichaud, P.R., Hungerford, R.D., 2000. <u>Water repellency by laboratory burning of four northern</u> <u>Rocky Mountain forest soils</u>. J. Hydrol., 231–232, 207–219.
- Shakesby, R.A., Doerr, S.H., 2006. <u>Wildfire as a hydrological and geomorphological agent</u>. Earth-Science Reviews, 74, 269–307.
- Schnitzer, M., Hoffman, I., 1964. <u>Pyrolysis of soil organic matter. Soil Science Society of America</u> Journal, 28, 4, 520–525.
- Terefe, T., Mariscal-Sancho, I., Peregrina, F., Espejo, R., 2008. <u>Influence of heating on various properties</u> of six Mediterranean soils. A laboratory study. Geoderma, 143, 3–4, 273–280.
- Úbeda, X., Pereira, P., Outeiro, L., Martin, D. A., 2009. <u>Effects of fire temperature on the physical and</u> <u>chemical characteristics of the ash from two plots of cork oak (Quercus suber)</u>. Land Degradation & Development, 20, 589–608.
- WRB, 2014. <u>World Reference Base for Soil Resources 2014</u>. World Soil Resources Reports No. 106. Rome, 192 p.