PŘIROZENÉ STABILNÍ IZOTOPY KYSLÍKU A VODÍKU V HYDROLOGII EXPERIMENTÁLNÍHO POVODÍ

Martin Šanda[1]

Abstrakt

Hydrologie se potýká s handicapem v definování prostředí, kterým voda proudí, tj. neznámých vlastnostech prostředí a okrajových podmínek. Je omezena na sledování vnějškových projevů systému (především srážky a odtoku), výběrově na informace např. z hydrogeologických vrtů nebo vlhkostních čidel. Úkolem experimentální hydrologie je přispět k vysvětlení mechanismů zdržování vody v povodí a tvorby odtoku. Moderní hydrologie přináší důkazy, že např. koncept povrchového odtoku není jediným, mnohdy ani hlavním mechanismem transformace srážky na povodňový odtok. Informaci objasňující hydrologické koncepty poskytuje vnitřní složení vody. Stabilní izotopy kyslíku a vodíku jsou jedinou přirozenou fyzikálně definovatelnou stopující látkou přítomnou v celé hydrosféře. Jsou bilancovatelné, jelikož v tomto prostředí nevznikají ani nezanikají, na rozdíl od hydrochemických indikátorů. Výzkum tvorby odtoku na experimentálním povodí Uhlířská v Jizerských horách je od roku 2006 doplněn o sběr vzorků vody pro stanovení stabilních izotopů kyslíku a vodíku ve srážkách, povrchovém odtoku, podpovrchovém odtoku, půdní a podzemní vodě. Levné a uživatelsky nenáročné analýzy moderní laserovou spektrometrií jsou inženýrským nástrojem umožňujícím popsat mísení infiltrující srážkové a půdní vody, detekovat preferenční proudění v půdním profilu, stanovit průměrné doby zdržení vody v povodí, nebo v povodňovém odtoku separovat vodu z tání, či z letních bouřek od vody přítomné v povodí před odtokovou událostí.

Klíčová slova: stabilní izotopy vodíku a kyslíku, experimentální hydrologie, tvorba odtoku

1. Úvod

K zodpovězení jak vzniká odtok v krajině je nutné popsat základní elementy mechanismu odtoku a to včetně procesů, které se odehrávají pod povrchem. V historii průkopníci hydrologie [2] přijali teorii o přebytečné tzv. efektivní srážce, která nemá možnost infiltrovat do půdního prostředí a vytváří tak povrchový odtok. Během posledních dekád byly provedeny mnohé experimenty, sestaveny modely a koncepty tvorby odtoku z povodí v pramenných oblastech a znovu vysloveny klíčové přesto stále neuspokojivě zodpovězené elementární otázky “kam voda teče, když prší”, především jakými cestami se voda ubírá a jak dlouho se v povodí zdržuje [8]. Navzdory úsilí odhalit a popsat hydrologické procesy v povodí, není skutečný mechanismus pohybu vody pod povrchem stále dostatečně pochopen. Hydrologická odezva odtoku na příčinnou srážku může být zdánlivě velmi dobře popsána jak jednoduchými, tak i komplikovanějšími vtokově-výtokovými vztahy. Z důvodu nedostatku detailních měření jsou často tyto úvahy založené na řadě zjednodušujících předpokladů. Význam pórovitého prostředí, kde k pohybu převážně dochází je tak až na výjimky potlačen. Přestože existuje celá řada stejně dobrých modelových řešení založených na kvantitativních (intenzita srážky nebo odtoku) nebo stavových proměnných (např. půdní sací tlak, objemová vlhkost, hladina podzemní vody, teplota), která vyhovují jednoduše či komplikovaněji zadaným kritériím, výsledky těchto řešení často neodhalují příčinné vztahy tvorby odtoku. Dodatečné informace jsou proto nutné ke snížení stupně volnosti při objasňování srážko-odtokové transformace. Požadavek tohoto omezení vyústil v hledání ideálního přírodního stopovače. To se zaměřilo na fyzikální vlastnosti vody jako takové nebo na látky ve vodě rozpuštěné a v přírodě dostupné ve významných množstvích. Kombinace izotopových a geochemických přístupů může pak poskytnout dodatečnou informaci. Zavedení geochemických a izotopových stopovačů od 60. let 20. století ukázalo, že relativně

jednoduché představy o tvorbě odtoku neodpovídají uspokojivě na příčinné vztahy ve tvorbě odtoku [8].

Hydrologie a hydrogeochemie v malých povodích v současnosti prezentuje dva spojené paradoxy. Na základě stanovení obsahu stabilních izotopů vodíku nebo kyslíku se často voda nacházející se v povodí (nazývána jako "stará" či "předsrážková") uvolňuje do odtoku na základě vytlačování z pórovitého prostředí vodou srážkovou. Při známé koncentraci izotopů v půdní a podzemní vodě a v příčinné srážce, je pak možné stanovit poměr těchto vod v povodňovém odtoku na základě koncentrace izotopů v odtékající vodě. Procesy způsobující tuto výměnu nejsou však zcela známy. Pokud použijeme tento přístup pro základní prvky horninové stavby, např. křemík nebo vápník, jsou takto zjištěné poměry odlišné. Kirchner [6] navrhuje, že povodí lze symbolicky rozdělit na několik zásobáren vody nebo kontinuum zásob předsrážkové vody, které se mobilizují za odlišných podmínek. Tento komplexní proces v elementárním měřítku je téměř zcela neznám. Na jedné straně je známo, že voda zdržující se v povodí před srážkou je nahrazena vodou srážkovou v pórovitém prostředí, kdy odtok z povodí je tvořen z části touto "starou" vodou, na straně druhé není dostatečně popsán a pochopen mechanismus této výměny. Voda se často může pohybovat nezávisle izotopově a geochemicky označenými prostory, cestami, nebo se v nich zdržovat. Tyto prostory nejsou prostorově homogenní a jejich časový průběh podílu na odtoku není konstantní.

2. Stabilní izotopy vodíku a kyslíku v hydrologickém cyklu

Detekce přirozených stopovačů je jednou z metod jak doplnit chybějící informaci v hydrologických pozorováních tvorby odtoku v povodí. Tyto metody využívají odlišného chování malého množství molekul vody. Studium dynamiky vody pomocí přírodních stopovačů se typicky zaměřuje na využití izotopů kyslíku ^{18}O a vodíku ^{2}H [5]. Stabilní izotopy vodíku a kyslíku jsou jedněmi z prvků, nacházející se v přírodním hydrologickém cyklu v proměnlivých koncentracích. To poskytuje unikátní informaci o vodě, která do povodí vstupuje ve formě srážek, v povodí se zdržuje (např. v půdní a podzemní vodě, nasycených plochách, nebo řekách a jezerech) a vystupuje z něj ve formě odtoku.

Vodík může být v molekule vody nalezen ve formě stabilního (neradioaktivního) izotopu ^{2}H (tzv. D, deuterium) mezi běžnějšími atomy ^{1}H v poměru přibližně $^{2}H/^{1}H=0.00015$. Kyslík existuje v řadě stabilních izotopů, mezi než patří nejběžnější trojice ^{16}O, ^{17}O a ^{18}O. V hydrologii je především využívaný poměr pro izotopy $^{18}O/^{16}O$ blízký hodnotě 0,00204. Izotopy mohou tvořit alternativní molekuly k běžné vodě ($^{1}H_2{}^{16}O$), která tvoří přibližně 99.75 % veškerých vodních molekul. I přesto tento zanedbatelný podíl ostatních kombinací izotopů tvořících molekulu vody, lze moderními metodami detekovat zbývající 0,25 % molekul, mezi nimiž převažují dvě kombinace: $^{1}H_2{}^{18}O$; $^{2}H^{1}H_{16}O$ (tzv. HDO). Tato stopovací metoda využívá faktu, že poměr těžších a lehčích izotopů se mění na fázových rozhraních (nejčastěji kapalné a plynné fáze). Pro přestup do plynné fáze je pro molekuly s těžšími izotopy potřeba více energie. To způsobuje relativní nedostatek molekul s těžšími izotopy ve vodní páře než ve vodě, v měřítku Země se jedná především o vodní masy v oceánech a vodní páry v atmosféře [5]. Fluktuace obsahu izotopů vodíku a kyslíku ve vodách závisí na teplotě atmosféry, kde k přestupu přes fázové rozhraní dochází [1]. Při kondenzaci vodní páry dochází rychleji k přechodu těžších izotopů (^{18}O nebo ^{2}H) do srážek a zbývající vodní pára se dále o tyto těžší izotopy ochuzuje.

Proměnlivost množství ^{2}H a ^{18}O ve vodě je popsána jako relativní úbytek těžších izotopů vůči standardu pomocí tzv. delta hodnot ($\delta^{18}O$ a $\delta^{2}H$). Zvoleným standardem je Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) určený Mezinárodní agenturou pro atomovou energii ve Vídni [4]. Přepočet koncentrace izotopu ve vodě na hodnoty $\delta^{18}O$ a $\delta^{2}H$ je prováděn podle rovnice (1a) a (1b) z důvodu velmi malé fluktuace vlastních koncentrací těžších izotopů tj. pro lepší názornost probíhajících procesů.

$$\delta^{18}O_{vzorek} = \left(\frac{\left({}^{18}O/{}^{16}O \right)_{vzorek}}{\left({}^{18}O/{}^{16}O \right)_{V-SMOW}} - 1 \right) * 1000\,[‰] \quad (1a) \qquad \delta^{2}H_{vzorek} = \left(\frac{\left({}^{2}H/{}^{1}H \right)_{vzorek}}{\left({}^{2}H/{}^{1}H \right)_{V-SMOW}} - 1 \right) * 1000\,[‰] \quad (1b)$$

kde ^{18}O, ^{16}O, ^{1}H a ^{2}H jsou jednotlivá množství izotopů v molekulách vody ve vzorku a ve standardu (V-SMOW)

Vzhledem ke stabilní povaze izotopů ^{16}O, ^{18}O a ^{1}H, ^{2}H, které se nerozpadají, je možné provádět konzervativní látkovou bilanci s vyloučením chemických reakcí nebo forem adsorpce na pevné fázi celého hydrologického cyklu povodí, vč. pórovitého prostředí pod povrchem. Časové fluktuace $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) mohou sloužit pro období, kdy je přírodní teplota srážek buď významně vyšší nebo nižší než dlouhodobá průměrná teplota prostředí. V takových obdobích lze využít odlišné koncentrace izotopů pro tzv. izotopickou separaci odlišných vodních mas. Voda infiltrující do prostředí pod povrchem prochází zpravidla několika stupni mísení s vodou, již v povodí existující. Infiltrující a odtékající voda v povodí pak při mísení těchto vstupů z různých období roku, tento přibližně sinusový průběh utlumuje v jeho amplitudě. Proto půdní a podzemní voda vykazuje užší rozsah měřených hodnot, bližší dlouhodobému průměru izotopové koncentrace vod v povodí.

Jednou z metod je využití útlumu amplitudy vstupní a výstupní funkce. Sezónní fluktuace měřených dat $\delta^{18}O$ v odebraných srážkových úhrnech a ve vzorku vody v toku jsou proloženy sinovou funkcí. Střední doba zdržení (dotoku) MRT, se určí dle rovnice (2) vyjadřující pokles amplitudy vstupu (srážek A_p) a výstupu (např. odtoku A) sinové funkce v tzv. lineární nádrži (*(1/b´) = 6 / 2π.)*).

$$MRT = \left(\frac{1}{b'} \right) \left[\left(\frac{A_p}{A} \right)^2 - 1 \right]^{0.5} \quad (2)$$

Složitější modely využívající rozdílného vstupu izotopového obsahu jsou založeny na tzv. transferových funkcích. Mezi osvědčené modely patří FLOWPC [7], který optimalizuje vstupy a výstupy inverzním řešením v odlišných scénářích uvažující formu pohybu částic v povodí jako pístový tok, exponenciální nebo disperzní (logaritmicko-normální) rozdělení koncentrace odtoku, případně jejich kombinace. V tomto konceptu lze vodu v povodí rozdělit na vodu v pohybu a vodu stagnující (podzemní) a stanovovat jejich poměry.

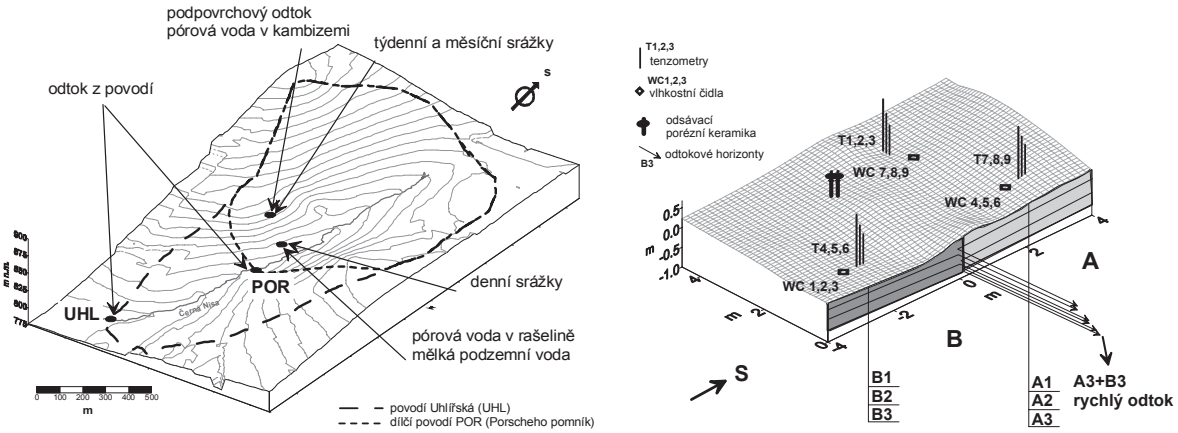
Výzkum v oblasti izotopové hydrologie na praktické úrovni je v současnosti umožněn využitím laserové spektroskopie [9], která je kvalitativně odpovídající, avšak výrazně cenově dostupnější variantou k tradiční hmotové spektrometrii s nižšími nároky na pracnost [5]. Do současnosti se hydrologický výzkum využívající přírodních izotopů v molekule vody zaměřoval převážně na studie hydrologického cyklu v měsíčním, event. časově a prostorově omezeném kroku. Jen některé studie poskytují detailní soubor dat z důvodu pracnosti a ceny analýz pomocí hmotové spektroskopie. Jelikož jsou metody laserové spektroskopie aplikovatelné velmi jednoduše, je možné je využívat pro velké množství vzorků v prostoru a čase, případně pro kontinuální vzorkování, což poskytuje výrazně jiný pohled na dříve nepostihnutelnou dynamiku hydrologických procesů. Takový robustní soubor dat lze využít k nové formulaci základů tvorby odtoku. Přístrojovou technikou izotopové laserové spektroskopie disponuje v ČR doposud pouze pracoviště ČVUT v Praze, Fakulta stavební.

3. Využití stabilních izotopy vodíku a kyslíku na experimentálním povodí

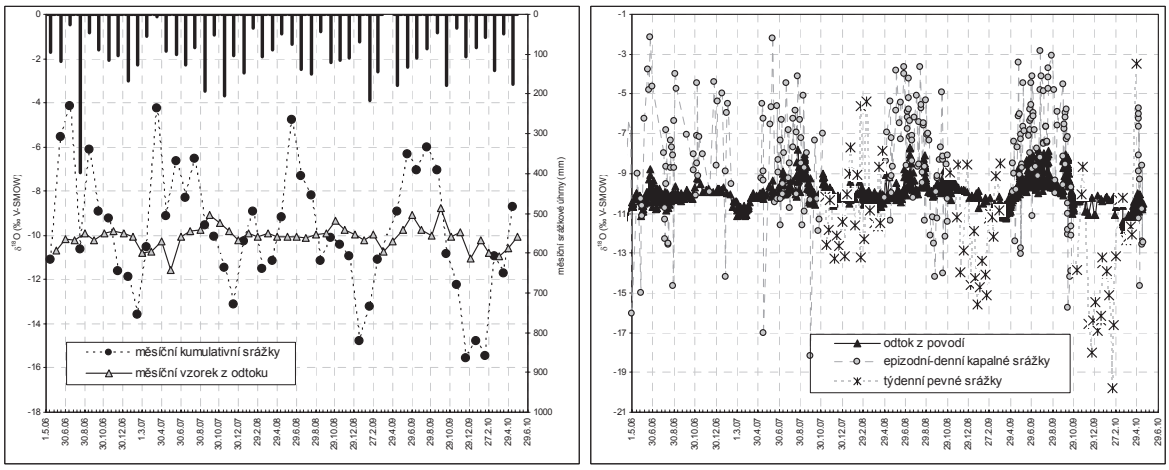
V Jizerských horách probíhá dlouhodobě hydrologický výzkum na několika experimentálních povodích ČHMÚ. Detailně sledovaným územím je horní část povodí Černé Nisy po limnigrafický profil Uhlířská (Obr.1). Experimentální povodí zaujímá plochu 1,78 km^2. Průměrná nadmořská výška povodí je 822 m n. m., měrný profil Uhlířská je ve výšce 777 m n. m. Povodí leží v oblasti s vysokým srážkovým úhrnem v ČR, převyšujícím 1300 mm za rok. Průměrná roční teplota je 6,5 °C. Území dnešního experimentálního povodí bylo v

kalamitních těžbách počátkem osmdesátých let z 50 % odlesněno. Půdní profily na svazích povodí Uhlířská vzniklé na zvětralém žulovém substrátu patří do skupiny kambizemí se základním označením hnědé půdy kyselé, s půdním podtypem oglejené půdy zrašelinělé. Z hlediska textury jde o půdy hlinito-písčité až písčito-hlinité. Půdní profil je zpravidla tvořen 5 cm vegetačního krytu, 15-20 cm zrašelinělé humusové vrstvy černé barvy, 10 cm přechodové oglejené šedočerné jílovito-hlinité vrstvy, 30 cm hnědé či okrové hlinito-písčité vrstvy a 30 cm eluviální žlutohnědé vrstvy, která plynule přechází do zvětralého žulového substrátu [10].

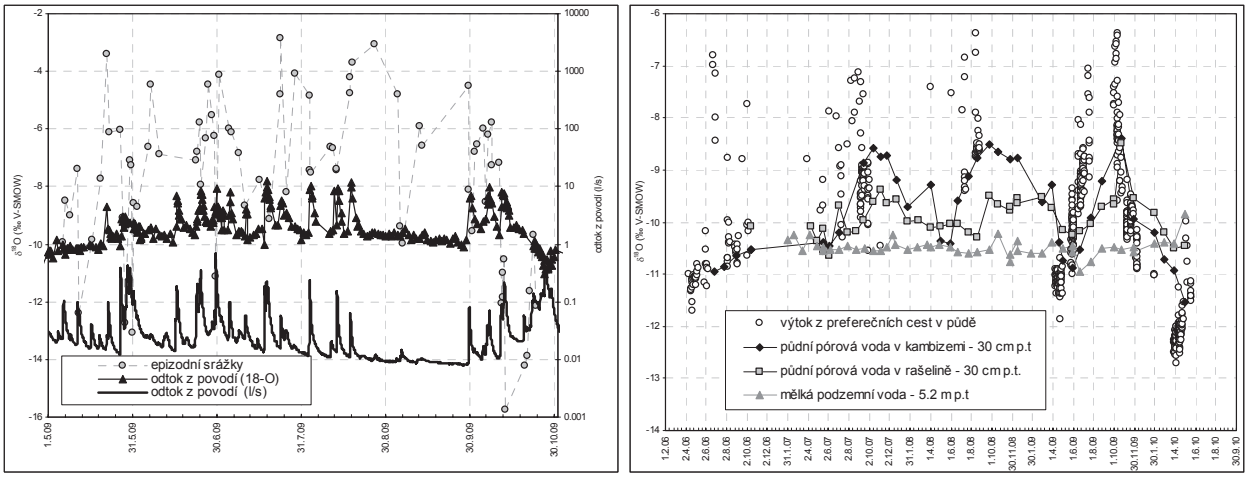
Terénní experimenty a kontinuální měření a pozorování, prováděná na experimentálním povodí, jsou koncipována s cílem vysvětlit mechanismus odtoku z mělkého půdního profilu [3]. Pro tyto účely byla v roce 1996 vytýčena výzkumná plocha na zcela odlesněném svahu. Důvodem pro studium prostorově vymezeného území je extrémní heterogenita povodí, ve kterém procesy v proměnlivě nasyceném půdním prostředí nemohou být detailně a s uspokojivou přesností popsány na celém povodí.



Obr. 1: Schema vzorkování vod pro stanovení stabilních izotopů vodíku a kyslíku v povodí (vlevo) a z podpovrchového příkopu (vpravo)



Obr. 2: Izotopy kyslíku v kumulativních srážkách a měsíčním vzorku odtoku (vlevo), v okamžitých a týdenních srážkách a okamžitém odtoku (vpravo)



Obr. 3: Izotopy kyslíku během odtokových událostí (vlevo), v pórové půdní vodě, podpovrchovém odtoku a podzemní vodě (vpravo)

Celkové vykreslení průběhu $\delta^{18}O$ v průběhu hydrologického cyklu (Obr. 2 a 3) ukazuje relativně široké rozmezí kolísání hodnot $\delta^{18}O$ v denních tekutých srážkách (-2 ‰ až -18 ‰). Hodnota koncentrace izotopu $\delta^{18}O$ je dána povahou a průběhem srážky a je pravděpodobné, že rozdělení srážky na kratší než denní směsné vzorky by ukázalo ještě širší rozmezí hodnot. Měsíční směsné vzorky za celé období vykazují rozpětí $\delta^{18}O$ přibližně -4 ‰ až -14 ‰. Hodnoty $\delta^{18}O$ ve srážkách stanovené během zimního období se pohybují v rozmezí -10 ‰ až -20 ‰ mají vliv na výchylku hodnot $\delta^{18}O$ směrem k izotopově lehčí vodě v celkovém odtoku (jak v uzávěrovém profilu UHL, tak dílčím povodí k profilu POR). Srážková voda infiltruje do půdního pokryvu typu kambizemě s výraznými preferenčními cestami, který pokrývá 90 % plochy povodí [11], kde je amplituda hodnot již poměrně výrazně redukována ve vodě odtékající formou rychlého podpovrchového odtoku ($\delta^{18}O$: -6 ‰ až -13 ‰). Hodnoty odtoku $\delta^{18}O$ se v měrných odtokových profilech Černé Nisy pohybují v rozmezí -8 ‰ až -12 ‰, což indikuje významné mísení vod z různých období, které procházejí jak půdním profilem tak podzemní zvodní. Půdní pórová voda, která je sbírána prostřednictvím keramických podtlakových vzorkovačů (Obr. 1 vpravo) jak v profilu kambizemě na svazích, tak v profilu organozemě (rašeliny) v údolí povodí, vždy ve dvou lokalitách a dvou horizontech 30 a 60 cm pod povrchem, indikuje významné mísení, resp. jen velmi malé změny koncentrace $\delta^{18}O$ v téměř stagnující pórové vodě. Hodnoty $\delta^{18}O$ pro profily kambizemě se pohybují v rozmezí -8 ‰ až -11 ‰, v profilech organozemě jen -9,5 ‰ až -10,5 ‰, kdy větší fluktuace jsou vždy pozorovány v mělčích horizontech. Ze vzorkování pórovitého prostředí pod povrchem (Obr. 3 vpravo) vyplývá, že půdní profil má dominantní vliv v počátečním mísení srážkové vody za různá období, ještě předtím, že je voda důkladně smísena v podzemním zvodni. Podzemní voda má téměř konstantní signál $\delta^{18}O$, jehož fluktuace je na hranici detekovatelnosti použitými analytickými metodami, kdy převážná většina hodnot i pro mělké vrty se pohybuje v rozmezí -9,9 ‰ až -10,6 ‰.

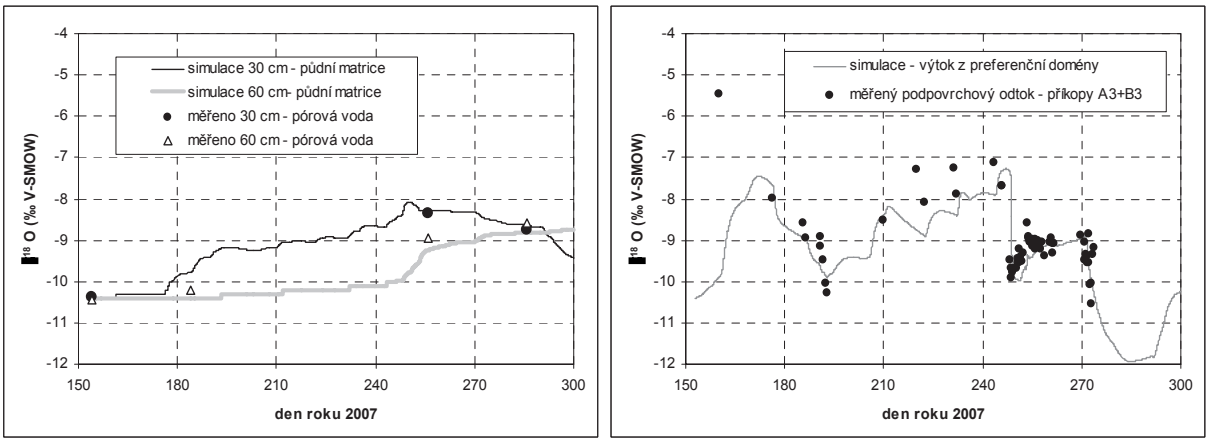
Na základě útlumu sezónních amplitud izotopového složení ve srážkách a v odtoku z povodí bylo pomocí rovnice (2) odhadnuta průměrná přibližná doba zdržení vody v povodí odpovídající 7 měsícům [10].

Na Obr. 3 vlevo jsou demonstrovány jednotlivé odtokové události a jejich izotopové složení vyvolané izotopově těžšími letními srážkami. Izotopovou separaci srážkové a předsrážkové vody lze stanovit R_s okamžitý objemový podíl předsrážkové vody na odtoku dle rovnice (3).

$$R_s = \frac{Q_s}{Q_t} = \frac{c_t - c_n}{c_s - c_n} \tag{3}$$

kde: Q_t celkový odtok z povodí, Q_s odtok předsrážkové z povodí, c_t celková koncentrace ^{18}O v odtoku, c_s dlouhodobá koncentrace ^{18}O v podzemní vodě, nebo základním odtoku, c_n koncentrace ^{18}O ve srážce. Z obrázku 3 vlevo je patrné, že poměr předsrážkové vody je většinou dominantní a během povodňové události odtéká 50-75 % předsrážkové vody. Voda je z pórovitého prostředí v údolí drénována tlakově na základě hmoty vody, infiltrující na svazích. Pro stejné průtoky je na počátku odtokové události podíl předsrážkové vody (tj. vody přítomné v povodí již před srážkovou událostí) vyšší, něž na konci sestupné větve hydrogramu.

Pro fyzikální modelování pohybu vody a transportu izotopů byl proveden výpočet pomocí modelu S_1D_Dual [12]. Ten je založen na řešení Richardsovy rovnice v proměnlivě nasyceném pórovitém prostředí s využitím principu duální propustnosti dělící půdní profil na matrici a doménu preferenčního proudění. Modifikovaná advekčně disperzní rovnice je použita k simulaci pohybu vody s proměnlivým obsahem ^{18}O zadané formou hodnot $\delta^{18}O$. Obr. 4 ukazuje odlišný průběh izotopového složení vody v půdní matrici a v preferenční cestách a potvrzuje nejednoznačnost proudění vody v půdním profilu.



Obr. 4: Simulace pohybu ^{18}O v kambizemi - půdní matrice (vlevo) a preferenční cesty (vlevo)

V měřítku celého povodí dochází nejdříve k odtoku stávající vody ze zvodněného podzemního prostředí, vytlačené v důsledku tlakového gradientu. Převažující podíl podpovrchové vody v odtoku potvrdila i separace složek odtoku podle geochemických parametrů. Během rychlého odtoku postupně narůstá podíl vody z příčinné srážkové události, která se podílí na ředění odtékajících vod. Odtok této vody je zrychlen systémem dílčích drenážních bází podzemních a půdních vod ve formě umělých i přirozených lesních rýh, strží a nasycených ploch s probíhajícím vratným odtokem. Zvodeň působí významně při dlouhodobém mísení infiltrovaných vod. Průměrná doba zdržení vody v povodí, stanovená více přístupy, byla určena v řádu několika měsíců [11].

Detekce stabilních izotopů potvrzuje složitost probíhajících procesů v povodích a nabízí možnost jejich bližšího popisu. Pomocí vzájemného porovnání obsahu izotopů kyslíku a vodíku je možné též kvantifikovat výpar, odlišovat jednotlivé vodní masy v podzemních zvodněných strukturách, stanovovat průsaky hrázemi nebo např. sledovat vodní toky v rostlinách.

Literatura

[1] CRAIG, H. – GORDON, L., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Ed. Tongiorgio, E. Stable isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Spoleto, pp 9-130.

[2] HORTON, R. E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Amer. Geophys. Union 14, pp 446-460.

[3] HRNČÍŘ, M. – ŠANDA, M. – KULASOVÁ, A. – CÍSLEROVÁ, M., 2010. Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. Hydrol. Proc. doi: 10.1002/hyp.7614.

[4] IAEA. 2006. Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. Accessible at: http://isohis.iaea.org

[5] KENDALL, C. – MCDONNELL, J. J. (Eds.), 1999. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier Science B.V., Amsterdam. ISBN 13**:** 978-0-444-50155-4.

[6] KIRCHNER, J. W., 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. Hydrol. Proceses. 17, 871–874.

[7] MALOSZEWSKI, P. – ZUBER, A., 1996. Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. In: Manual on mathematical models in isotope hydrology; TECDOC-910, IAEA, Vienna.

[8] MCDONNELL, J. J., 2003. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. Hydrol. Processes 17, 1869-1875.

[9] PENNA, D. – STENNI, B. – ŠANDA, M. – WREDE, S. – BOGAARD, T. A. – GOBBI, A. – BORGA, M. – FISCHER, B. M. C. – BONAZZA, M. – CHÁROVÁ, Z., 2010. On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for δ2H and δ18O isotopic analysis, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1551-1566, doi:10.5194/hess-14-1551-2010, 2010.

[10] ŠANDA, M. – CÍSLEROVÁ, M., 2009. Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. J. Hydrol. Hydrom. 57: 264-275, doi: 10.2478/v10098-009-0023-z.

[11] ŠANDA, M. – KULASOVÁ, A. – CÍSLEROVÁ, M., 2009. Hydrological Processes in the Subsurface Investigated by Water Isotopes and Silica. Soil and Water Res. 4: 83-92

[12] VOGEL, T. – ŠANDA, M. – DUŠEK, J. – DOHNAL, M. – VOTRUBOVÁ, J., 2010. Using oxygen-18 to study the role of preferential flow in the formation of hillslope runoff. Vadose Zone Journal, 9:1–8 doi:10.2136/vzj2009.

Kontakty na autora

1 ČVUT v Praze, Fakulta stavební, e-mail: martin.sanda@fsv.cvut.cz