

LUKÁŠ VLČEK, JAN KOCUM, BOHUMÍR JANSKÝ,  
LUDEK ŠEFRNA, ANDREA KUČEROVÁ

## RETENČNÍ POTENCIÁL A HYDROLOGICKÁ BILANCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ: PŘÍPADOVÁ STUDIE ROKYTECKÉ SLATĚ, POVODÍ HORNÍ OTAVY, JZ. ČESKO

**VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., KUČEROVÁ, A. (2012): Retention potential and hydrological balance of a peat bog: case study of Rokytka Moors, Otava River headwaters, sw. Czechia. Geografie, 117, No. 4, pp. 395–414.** – The paper summarizes findings about preservation and hydrological conditions of Rokytka Moors situated in the Vydra River headwaters, sw. Czechia. Special attention is paid to the evaluation of their water retention capacity. Due to the significant phenomenon of peat bogs in the study area, the assessment of factors affecting their retention potential represents a component in the discussion on flood protection and measures aimed at increasing runoff in dry periods. The main focus is directed at findings of runoff dynamics dependence on the ground water table in the peatland. Authors thus give attention to the assessment of the Rokytka Moors hydrological function, which represents a typical example of an peat bog in an environment of most of the evaluated parts of Šumava Mts. The research is based on a detailed pedological analysis of the Rokytka Brook catchment, on analysis of an peat bog ground water table time series and on data obtained by monitoring the water stage, discharge respectively, in the profile of the draining stream.

**KEY WORDS:** retention potential – hydrological balance – peat bog – Vydra River – Šumava Mts. – organogenous soil – peat bogs hydrological function – groundwater table.

Vytvořeno za podpory projektu GAČR P209/12/0997 „Vliv disturbancí krajiny na dynamiku fluvialních procesů v horských oblastech“ a projektu Specifického vysokoškolského výzkumu 2012-265212.

### 1. Úvod

Výskyt katastrofálních povodní a extrémně suchých období v posledních letech souvisí s naléhavou potřebou řešení širokého komplexu otázek protipovodňové ochrany a opatření ke zvýšení odtoku v periodách sucha, a to nejen klasickými inženýrskými metodami, ale i netradičními postupy. Jednu ze strategií představuje postupné zvyšování retenční kapacity povodí včetně jeho pramenných oblastí (Janský, Kocum 2007, 2008). Vzhledem k významnému podílu horských vrchovišť v nejvyšších partiích Šumavy je třeba zabývat se rovněž posouzením jejich retenční schopnosti a hydrologické komunikace s toky, které je odvodňují. Otázka hydrologické funkce zdejších rašelinišť je klíčová pro zhodnocení možnosti retence vody v konkrétním území. Velmi dobré podmínky pro zodpovězení této otázky poskytuje pramenná část povodí Vydry, která reprezentuje oblast s častým výskytem povodňových událostí a s vysokou heterogenitou ve smyslu fyzicko-geografických a socio-ekonomických aspektů. K hodnocení vlivu rašeliništních lokalit na hydrologické poměry bylo v rámci

povodí horní Otavy vytipováno experimentální povodí Rokytky, levostranného přítoku Roklanského potoka. V rámci výzkumu byla využita data Botanického ústavu Akademie věd v Třeboni o výšce hladiny podzemní vody ve vrchovišti a data z automatické hydrologické stanice v profilu pod studovaným rašeliništním komplexem.

Otázka vlivu rašelinišť na hydrologický režim toků, které je odvodňují, není přes řadu tuzemských i zahraničních projektů a mnohé spory vedené v odborných kruzích doposud uspokojivě vyřešena (Janský, Kocum 2008). Názory na tato témata se liší, což je evidentní z literatury, která se těmito otázkami zabývala již ve 2. polovině 19. století. Podrobnou analýzu rozmanitých přístupů k této problematice uvádí Ferda (1960). Tzv. „houbová teorie“, která byla v domácí i světové literatuře uznávána přibližně do 60. let 20. století, předpokládala, že rašeliniště zadržují vodu při vysokých srážkách (povodňových průtocích) a naopak v období sucha průtoky nadlepšují a podílejí se tak na vyrovnávání odtoku. Od 70. let 20. stol. se objevují práce, které retenční funkci rašelinišť zpochybňují a za jedinou možnost zvýšení jejich retenční kapacity doporučují snížení hladiny podzemní vody pomocí odvodnění. Tyto meliorační zásahy byly poté provedeny v řadě horských oblastí na území Česka. Problematika odvodnění, resp. hrazení původních melioračních kanálů odvodňujících rašeliniště, se od té doby stala podnětem pro široké diskuse v rámci zahraniční i tuzemské odborné literatury (Conway, Millar 1960; Burke 1967; McDonald 1973; Moklyak, Kubyshkin, Karkutsiev 1975; Baird 1997; Holden, Burt, Cox 2001 atd.). Podrobnou rešerši literatury reprezentující oba názorové póly provedli Holden, Chapman, Labadz (2004). Tyto práce poukazují na fakt, že toky odvodňující rašeliniště mají značnou rozkolísanost průtoků a význam rašelinišť z hlediska vyrovnávání odtokového režimu byl v minulosti přeceňován. Mezi hlavní zjištění lze pokládat to, že při naplnění horských vrchovišť na plnou vodní kapacitu byl registrován rychlý vzestup odtoků. Rovněž při déletrvajícím období sucha se rašeliniště neprojevují hydrologicky pozitivně, tzn. nenapájejí vodní toky. O míře zapojení rašelinišť do odtokového procesu lze uvažovat i s přihlédnutím k ovlivnění jakosti vody, resp. iontovému složení vod v periodách nízkých či vysokých průtoků (Novák 1955, 1959; Onderíková, Štěrbová 1956; Oulehle, Janský 2003). V suchých obdobích klesá nebo téměř ustává odtok vody z rašelinišť, což se projevuje ve zlepšení jakosti vody v tocích, které je drénují nebo jsou z nich zásobovány občasnými přítoky. To potvrdily výsledky nejen ve zmíněné studii (viz Ferda a kol. 1971), ale i novější práce (Hruška et al. 1996; Hruška, Kohler, Bishop 1999; Oulehle, Janský 2003). Naopak ke zhoršení jakosti vody v tocích dochází během letních dešťových period či jarního tání sněhu, kdy jsou rašelinná ložiska plně saturována vodou a ta přetéká z jejich okrajů do koryt toků. V případě, že by tedy rašeliniště v suchých obdobích nadlepšovaly průtoky, jak to uváděli někteří autoři, muselo by se to projevit ve zhoršené kvalitě vody. Omezené hydraulické spojení mezi horskými rašeliništi a povrchovými toky souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry.

Cílem příspěvku je zjištění objemu vody, který je schopna půda v experimentálním povodí Rokytky zadržet a popsat vliv organozemí na retenci vody v krajině. Tato problematika je řešena několika vědeckými institucemi, ovšem s důrazem na výpočet pomocí retenčních křivek a proudění vody v půdě. Metoda *NS NRCS Curve Numbers* (Metoda odtokových křivek) zařazuje rašeliny do

silně nepropustných půd kategorie D (NRCS 1972). Tento příspěvek využívá k výpočtu objemu zadržené vody půdou gravimetrickou metodu a jeho výsledky mají poskytnout podklady pro modelování průtoků a extrémních hydrologických situací v pramenných oblastech řek. Velký důraz je mimo jiné kladen na porovnání retenční kapacity organozemí a ostatních půdních typů.

Retenční kapacita půd na Šumavě a v Krušných horách se pohybuje v rozmezí 60–90 mm. Ve všech výzkumných povodích se vyskytovaly hnědé půdy horského typu (podle TKS kambizem). Důležité je doplnit, že na krystaliniku vyvolávají srážky nad 60 mm zpravidla povodně (Tesař, Šír, Zelenková 2004). Podobným výzkumem na Slovensku v povodí Kysúci bylo dosaženo závěru, že tamější les je schopen zadržet až 68 mm, zatímco louky ve stejném povodí pouze 46 mm vody. Všeobecně je možné říci, že retenční kapacita lesa se pohybuje mezi 40 a 70 mm, výjimečně dosahuje až 400 mm (Čaboun, Mindáš 2011).

## 2. Popis experimentálního povodí

Rokytky je levostranným přítokem Roklanského potoka, který je společně s potokem Modravským hlavní zdrojnicí řeky Vydry (obr. 1). Ta po soutoku s Křemelnou tvoří řeku Otavu. Z geologického hlediska spadá toto povodí podle tektonického rajónování jednak k oblasti vltavsko-dunajské elevace (moldanubikum), jednak k oblasti tepelsko-barrandienské (slabě metamorfované proterozoikum; Svoboda a kol. 1964).

Větší část povodí se nachází v české části Šumavy, menší část zasahuje na německou stranu. Výzkumné povodí není uzavřeno soutokem Rokytky s Roklanským potokem, ale je ukončeno automatickým hladinoměrným zařízením. Plocha povodí činí dle orograficky vymezené rozvodnice 3,9 km<sup>2</sup> (Jelínek 2009). Terénním průzkumem byla zjištěna plocha 3,78 km<sup>2</sup>. Přesné vymezení rozvodnice je vzhledem k existenci plochého charakteru rozvodí s bifurkací rašelinných ložisek na dvou místech velmi obtížné. U severní části rozvodnice je bifurkace malá a z poměrů hloubek dna půdního pokryvu lze odhadnout pouze malou ztrátu vody z vrchoviště. Druhá bifurkace se nachází v jihovýchodní části povodí a dle místního označení se jedná o Roklanskou slať. Odtok vody do povodí Rokytky lze v tomto případě odhadovat na méně než poloviční z celkového odtoku z vrchoviště.

Poloze centrální zarovnané části Šumavy odpovídají i výškové poměry povodí. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 1089–1224 m n. m. s průměrnou hodnotou 1125 m n. m. Povodí Rokytky je i přes svoji horskou polohu poměrně ploché. Rozdíl v nadmořské výšce je maximálně 135 m. Průměrný sklon svahů dosahuje pouhých 4°. Pouze ojediněle přesahuje sklonitost hodnotu 10°, maximálně pak 12° (Jelínek 2009).

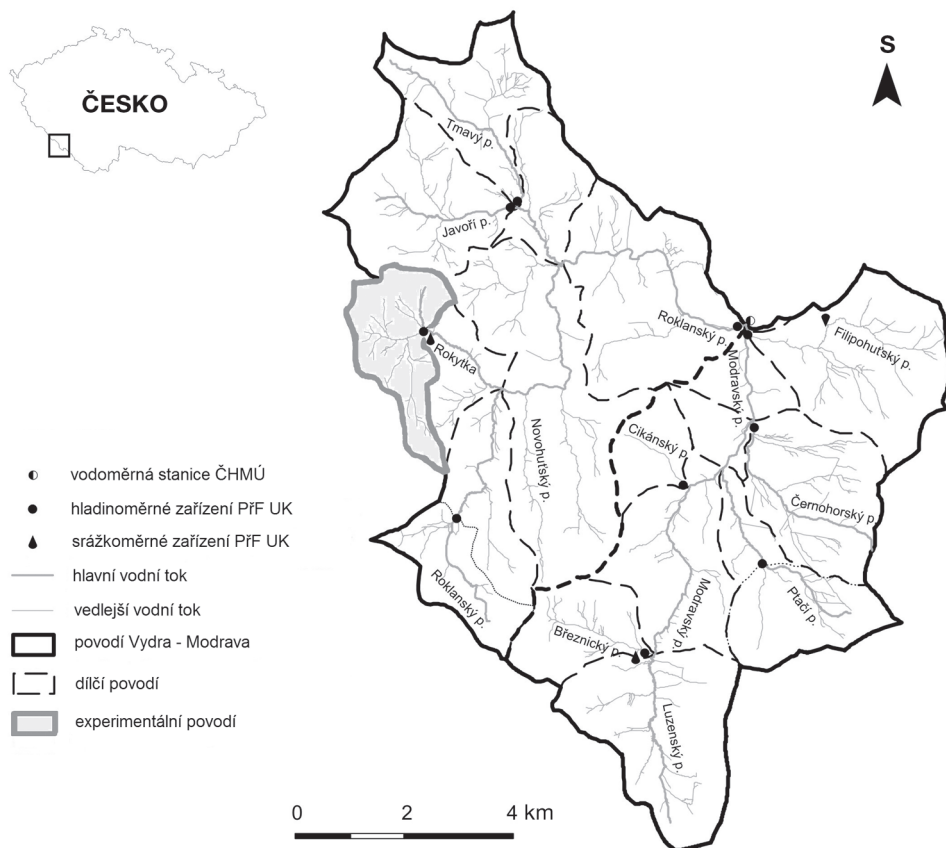
### 2.1. Půdní poměry

Půdy tohoto povodí jsou typickým příkladem šumavských půd, kde je typická vertikální souslednost půd a organozemní půdy na rozvodí a v pánvích. Podle půdních map České geologické služby se zde vyskytuje 5 typů půd. Povodí Rokytky pokrývá z velké části rašelinná půda vrchovištní (organozem) a horní

partie podzol humusový. Místa v nivě potoku se vyskytuje zrašelinělý glej. Půdotvorným substrátem jsou vrchovištní organozemě a zvětralinové kyselých intruziv (ČGÚ 1995).

## 2.2. Klimatické poměry

Zdejší podnebí má přechodný ráz, uplatňují se zde vlivy oceánského i kontinentálního klimatu. Celkové množství srážek se zvyšuje s rostoucí nadmořskou výškou, přičemž největší úhrn je dosahován v centrální části Šumavy (Březník 1486–1552 mm v třicetiletém průměru) a výrazně se liší v důsledku orografického efektu na návětrné a zvětrné straně pohoří (NP Šumava 2011). U závěrového profilu povodí Rokytky je provozována klimatická stanice. V tomto příspěvku byla použita data o úhrnu srážek za rok 2010, kdy zde byla provedena hlavní část pedologického výzkumu. Největší denní úhrn v tomto



Obr. 1 – Povodí Vydry a Křemelné s lokalizací měrných profilů ČHMÚ a automatických hladinometerů a srážkoměrů PŘF UK Praha. Závěrový profil Otava – Rejstejn. Zvýrazněno je povodí Rokytky. Zdroj: Kocum, Janský (2009).

roce dosáhl 59,8 mm, průměrný denní úhrn v roce 2010 činil 3,2 mm. Rok 2010 byl z hlediska srážkových poměrů vyhodnocen na základě analýzy dostupných časových řad jako srážkově nadnormální (především měsíce květen, červenec a srpen). Naopak srážkově podnormální byl v rámci sledovaného období pouze měsíc říjen (ČHMÚ 2011).

### 2.3. Vegetační poměry

Povodí spadá do Národního parku Šumava a to téměř celým územím do jeho I. zóny. Vegetaci lze rozdělit na rašeliništní (vrchovištní) a lesní (ostatní). V rašeliništní vegetaci lze jasně vymezit vrchoviště horského typu, které je obklopeno podmáčenými smrčiny a minerotrofními ostricovými rašeliništi. V centrální části těchto vrchovišť jsou zachované přirozené nelesní partie. Jejich vegetaci tvoří trávy s porosty suchopýru trsnatého (*Trichophorum caespitosum*). Dále se zde nachází rašelíník bodlavý (*Sphagnum cuspidatum*), ostrice mokřadní (*Carex limosa*) nebo blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*). Najdeme zde celou řadu mečů. Dále k okraji vrchoviště se objevuje borovice rašelinná (*Pinus pseudopumilio*), bříza trpasličí (*Betula nana*) nebo ojediněle smrk na jeho okrajích či v blízkosti odvodňovacích rýh. Borovice rašelinná zabírá téměř třetinu rašelinných ploch. Při okraji rašelinišť se nachází menší plochy rašelinných a podmáčených smrčín (Bufková 2009). Zbylou lesní vegetaci tvoří hlavně smrkový les s příměsí jedle a buku, který se vyskytuje zejména na jižních svazích. Les je zhruba z jedné čtvrtiny ovlivněn kůrovcem. Nachází se zde jak „mrtvý les“, tak holiny částečně porostlé novou výsadbou a náletem. Bylinné patro tvoří druhy travin a mečů, a borůvky. Zdravý les má vyvinuté bylinné a keřové patro. „Mrtvý les“ se díky ponechání dřevní hmoty pomalu zaplňuje převážně smrkovým náletem semenáčky a travinami.

## 3. Materiál a metody zpracování

### 3.1. Datové zdroje

Data pro zjištění plné vodní kapacity, okamžité hmotnostní vlhkosti zeminy a okamžité objemové vlhkosti byla pořízena vlastním terénním průzkumem. K popisu hydrologických poměrů ve vrchovišti byla využita hodinová data o hladině podzemní vody ve třech typech porostů, tj. ve flarku, trávniku a kleči, získaná monitoringem Botanického ústavu Akademie věd v Českých Budějovicích. Zjištění závislosti povrchového odtoku z vrchoviště na hladině podzemní vody bylo provedeno s použitím řady hodinových dat o výšce hladiny, resp. průtoku, v závěrovém profilu studovaného povodí, kde je instalováno ultrazvukové hladinoměrné zařízení Přírodovědecké fakulty UK v Praze. Řada průtoků v časovém kroku 10 minut byla statisticky zpracována dle ČSN (1997) pro další statistické analýzy. Výše uvedená data byla dána do souvislosti s daty o úhrnu srážek z automatického člunkového srážkoměru lokalizovaného v centrální části vrchoviště. Pro výzkum bylo zvoleno vegetační období roku 2010 vzhledem k faktu, že v tomto roce byla k dispozici nejúplnější řada porovnávaných dat.

### 3.2. Použité metody

Retenční potenciál půd je zkoumán celou řadou metod. Jednou z nejpožívanějších je měření pomocí neutronové metody, metoda retenčních křivek (Šanda 1998), měření změny izotopů prvků ve vodě po průchodu půdou (Zhang a kol. 2011) a další techniky. Gravimetrická metoda, která byla použita v tomto příspěvku, má ale stále řadu výhod. Nejdůležitější věcí je jednoduchost této metody. Jejím využitím je možné podchytit více anomálií a větší plochu. Rovněž není tak časově náročná a její pomocí lze hodnotit více faktorů najednou (typ půdy, vegetace atd.). Navíc poskytuje v mnoha případech přesnější výsledky. U tématu retenční schopnosti půdy je zásadní zjištění pórovitost půdy. Standardní výpočet se opírá o jednoduchý princip podílu celkového objemu vzorku a objemu pevné složky. Měření pórovitosti půdy ovšem nemusí přesně určit objem porů schopných pojmout vodu, v nasycené půdě může být uzavřený půdní vzduch aj. Proto byla vybrána metoda měření plné vodní kapacity.

Retenční schopnost jednotlivých částí vrchoviště byla porovnána s hladinou podzemní vody. Mezi hladinou podzemní vody ve vrchovišti a povrchovým odtokem z vrchoviště byla posuzována závislost vzhledem k dalším faktorům, jako je úhrn srážek apod.

*Plná vodní kapacita (P)* představuje objem kapilárních a nekapilárních porů zaplněných vodou vyjádřený v procentech k celkovému objemu půdy. Měření bylo provedeno gravimetrickou metodou pomocí Kopeckého válečků. Vzorky byly odebrány z horizontů *A* a *B* v hloubkách přibližně 10 a 20 cm. Tam, kde byl *A* horizont slabý nebo naopak *Oh* hlubší než 10 cm, byl odebrán i *Oh* horizont.

*Okamžitá hmotnostní vlhkost zeminy (OHV)* byla měřena opět gravimetrickou metodou, a to pomocí rozdílů hmotnosti aktuálně odebraného vzorku a vzorku vysušeného. Výsledná hodnota pak odpovídá hmotnosti vody (g) na hmotnost sušiny (g), tedy (g/g), popřípadě (ml/g), nebo v procentuálním vyjádření (%; Suchara 2007).

*Okamžitá objemová vlhkost (OOV)* – jedná se o podobné vyjádření vlhkosti jako u hmotnostní vlhkosti s tím, že množství vody se nevztahuje na hmotnost půdy, ale na objem půdy, tedy g(ml)/cm<sup>3</sup>. Vyjádřit ji lze rovněž procentuálně (%; Suchara 2007).

*Stanovení velikosti retence vody v půdě* je jedním z klíčových výsledků tohoto článku. Z celkové plochy a jednotlivých hloubek ve vrchovišti je vypočten objem celého půdního pokryvu bez *C* horizontu, tedy objem *A* horizontu (případně *Oh* + *A*) a *B* horizontu (případně *E* + *B*, *B/C*). Od hodnot těchto objemů se pak odečte skeletovitost (–) a efektivní pórovitost (–). Tím byl vypočten objem potenciálních volných porů v celém výzkumném povodí.

Nejprve byla vypočtena hodnota retence jednotlivých půdních horizontů (mm), tedy: hloubka horizontu (*H*) násobena plnou vodní kapacitou (*P*) a doplněkem skeletovitosti (*S*) do hodnoty 1.

$$R_A = H \times P \times (1 - S)$$

Retence v jednotlivých horizontech byla pak sečtena. Jak již bylo zmíněno, u některých sond byla přičtena i retence nadložního horizontu. Do tohoto objemu není započítána aktuální vlhkost, která se v době měření nedostala pod 60 %. Pomocí interpolačních metod pak byla vypočtena průměrná retence v celém povodí. Byly použity tři interpolační metody (IDW, Kriging, Spline)

a výpočet pomocí Thiessenových polygonů. Každá metoda podléhá jinému algoritmu výpočtu.

*Monitoring hladiny podzemní vody a odtoku z vrchoviště* – monitoring hladiny podzemní vody, resp. vodního stavu v závěrovém profilu experimentálního povodí, je založen na systému automatických měřicích zařízení od firmy Fiedler-Mágr. Sestava je složena z řídicí a registrační jednotky typu M4016 a ultrazvukového snímače s připojením příslušného měřicího kanálu (Česák a kol. 2008). Přístroje provádějí kontinuální měření v intervalu 30 minut (hladina podzemní vody ve vrchovišti), resp. 10 minut (výška hladiny toku) s přesností na 1 mm. Sledování meteorologických prvků včetně úhrnu srážek je založeno na stejném systému.

## 4. Výsledky

### 4.1. Charakteristika půdních typů

Během výzkumu bylo v celém studovaném povodí provedeno 17 sond, u 12 z nich byly odebrány vzorky. Dále bylo uskutečněno 6 sond v organozemi s různým stupněm rozložení. Nejčastěji byly zjištěny následující půdní typy: podzol, kryptopodzol a organozem. Spíše okrajově jsou zde zastoupeny stagnogleje a gleje. Jednotlivé půdní typy jsou místy různě zrašelinělé. Z podtypů je nejčastější podtyp modální, zrašelinělý nebo rankerový. Výskyt jednotlivých typů půd je ovlivněn nejvíce vegetací, expozicí a hloubkou podzemní vody. Vegetace ovlivňuje míru podzolizace. V místech se zdravým smrkovým lesem byl nejčastěji určen podzol, zatímco v mrtvém nebo smíšeném lese nebo holině se spíše nacházel kryptopodzol. To ovlivňoval ještě faktor expozice, přičemž jižní svahy mají velké příměs listnatých stromů (především buků). Podzemní voda ovlivňuje charakter půdy v blízkosti toků nebo vrchovišť.

Hloubky půdy se pohybovaly okolo 50–60 cm, mělké sondy pak mezi 30 a 40 cm díky skeletovitosti nebo hladině podzemní vody. Specifickým případem je vrchoviště, kdy hloubka několikanásobně překročila místní průměr. Vzorky organozemí byly odebrány v typických příkladech jednotlivých typů, a sice na trávou nebo klečí porostlých vrchovištích se zřetelným typem organozemě fibrické, na přechodu mezi vrchovišti s organozemí saprickou a na otevřených partiích mezi vrchovišti. Při zjišťování hloubek organozemí se poté určil typ organozemě a byla mu přiřazena průměrná plná vodní kapacita naměřená na tomto subtypu.

Celková plocha organozemí v povodí je 0,87 km<sup>2</sup>, což představuje více než 23 % z celého území. Pokud by mezi ně byly započteny i půdy zrašelinělé, zabírala by plocha odhadem přes 30 % území. Organozem fibrická (největší plocha) zabírá cca 14 % území.

### 4.2. Plná vodní kapacita (P)

Hodnoty *P* se pohybovaly v rozmezí cca 40–80 %, přičemž nejvyšší hodnoty vykazovaly vzorky převážně nadložního humusu. Vzorky organozemí vykazovaly hodnoty ještě vyšší (až 93 %). Důvodem může být i mírná bobtnavost

tohoto typu. Nejmenší hodnoty byly naměřeny ve hlubších nebo oglejených horizontech. Ovšem vlivem vysoké hladiny podzemní vody mají zdejší glejové půdy celkovou vysokou plnou vodní kapacitu proto, že mají mocný zrašelinělý A horizont a nadložní humus. Podrobnější statistika hodnot plné vodní kapacity je uvedena v tabulkách 1 a 2. Plná vodní kapacita obvykle s hloubkou klesá, ale byly odebrány i vzorky s vyšší hodnotou ve spodním horizontu. Tento jev může být vysvětlen vznikem tzv. škrálopu, tedy méně propustné vrstvy (Kutálek 1978; Rouseva, Torri, Pagliai 2002). Další možnou příčinou může být pedoturbace.

Plná vodní kapacita klesá s rostoucí intenzitou rozkladu ( $POR_f > POR_h$ ). Čím větší je příměs minerální složky, tím klesá velikost pórů (Walczak, Rovdan, Witkowska-Walczak 2002).

### 4.3. Aktuální vlhkost

Aktuální vlhkost je důležitým faktorem při retenci vody. Jelikož byly odběry vzorků uskutečněny pouze v několika dnech během vegetační sezóny, nelze závěr měření nijak zobecnit. Aktuální vlhkost se během měření pohybovala mezi 57 a 97 %. Nejvyšší hodnoty byly naměřeny v gleji s vysokou hladinou podzemní vody. V tabulce 3 je zobrazena základní statistika okamžité hmotnostní vlhkosti ( $OHV$ ), objemové hmotnosti ( $OOV$ ) a aktuální vlhkosti (počítáno z  $P$ ) v experimentálním povodí. Průměrná hodnota aktuální vlhkosti je 80 %.

Tab. 1 – Charakteristika hodnot plné vodní kapacity (v %) ve studovaném povodí bez organozemí

Ukazatel	Hodnota
Maximum	93,7
Minimum	41,4
Průměr	70
Směrodatná odchylka	18,4

Tab. 2 – Plná vodní kapacita (v %) jednotlivých kategorií organozemě použitých ve výpočtu

	OR <sub>f</sub>	OR <sub>s/h</sub>	OR <sub>h/RN</sub>
P	95,1	93,8	90,4

Tab. 3 – Charakteristiky půdní vlhkosti ve studovaném povodí

Ukazatel	OHV (ml/g)	OOV (ml/cm <sup>3</sup> )	Θ (%)
Maximum	13,81	0,95	95
Minimum	0,59	0,51	57
Průměr	3,59	0,71	83,3
Průměr (−10 %)	2,97	0,70	85

Pozn.: OHV – okamžitá hmotnostní vlhkost, OOV – okamžitá objemová vlhkost, Θ – aktuální vlhkost

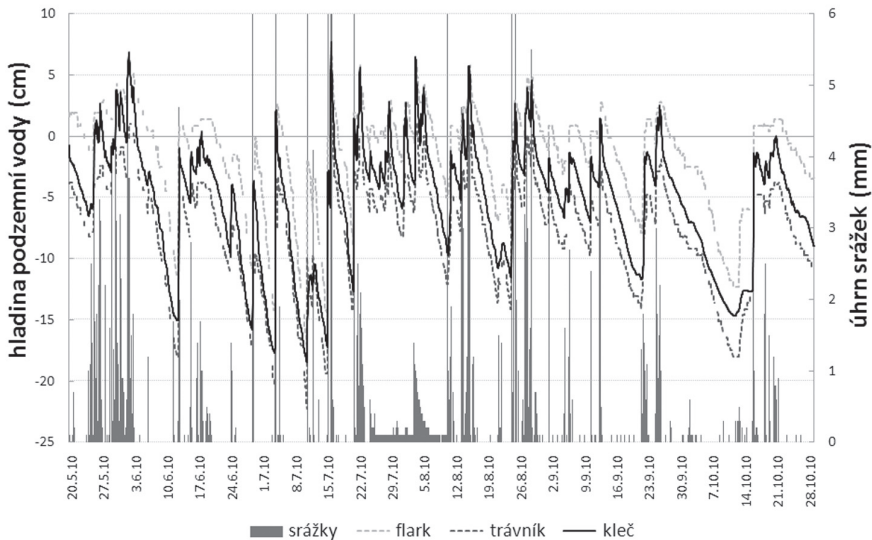


Vysoké hodnoty způsobují vzorky organozemě, které mají hodnoty okamžité hmotnostní vlhkosti několikanásobně vyšší. Organozem má ze všech půd nejmenší objemovou hmotnost, proto je poměr hmotnosti vody a sušiny velmi vysoký. Vzorky půdy mohly být ovlivněny různými faktory, především ale faktem, že byly odebrány za různého počasí a odběru předcházelo různě dlouhé a různě srážkově dotované období. Ke zjištění dynamiky půdní vlhkosti během roku nebylo získáno dostatek hodnot, proto je v ostatních šetřeních odkazováno spíše na průměrnou vlhkost.

#### 4.4. Hladina podzemní vody ve vrchovišti (HPV)

Hladina podzemní vody má v řadě typů rašelinišť výraznou sezónní i meziroční dynamiku. Relativně stabilní hladina bývá jen na rašeliništích sycených pramenitou nebo artézskou vodou. Naopak vrchoviště a zalesněná vrchoviště závislá pouze na dotaci srážkovou vodou vykazují během letních přísušků typický, výrazný pokles HPV. V zimních měsících dochází k akumulaci pevných srážek na povrchu rašeliniště, které je zpravidla zamrzlé. Přesto voda nezamrznuté části stále odtéká, a tak můžeme pozorovat mírný pokles hladiny během jarního tání (Kučerová, Kučera, Hájek 2009).

Dynamika hloubky hladiny podzemní vody během vegetační sezóny je značná a na změně se projeví i menší srážka (obr. 2). Rychlost poklesu hladiny může dosahovat 2 až 3 cm za den. Reakce rašeliniště na srážky je velmi rychlá. Hladina podzemní vody se začíná zvyšovat téměř bezprostředně po výraznější srážce. Pro neúplnost dat zde nejsou uvedeny teploty vzduchu, ale i tak je dobře patrný rychlejší pokles v letních měsících než v měsících zimních.



Obr. 2 – Hladina podzemní vody a množství srážek v roce 2010. Zdroj: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) a PřF UK v Praze.

Monitoring hladiny podzemní vody v rašeliništi byl prováděn na třech místech na různém typu vegetačního pokryvu – trávník, borovice kleč, flark (malá podlouhlá prohlubeň občasně zatopená vodou). V roce 2010 neklesla hladina níže než 20 cm pod povrch, ovšem během čtyřletého měření byla zjištěna nejnižší hodnota 37,8 pod povrchem, a sice v suchopýrovém trávníku. Střední hodnota hladiny podzemní vody se pohybovala mezi 4 a 10 cm (Kučerová, Kučera, Hájek 2009).

Flarky představují v rámci celého vrchoviště místa s nejvyšší průměrnou hladinou podzemní vody. Nejnižší průměrnou hladinu podzemní vody vykazují místa porostlá trávníkem, mezi těmito hladinami se nachází hladina podzemní vody v místech s porostem borovicí kleč. Ke zjištění hloubky půdního profilu, tedy u organozemě do hladiny podzemní vody, byla jako dno považována minimální naměřená (–37,8 cm) a průměrná (–10,7 cm) hladina, měřeno ve vegetačním povrchu – trávník (suchopýr), a vztaženo na organozem fibrickou a saprickou. U organozemě humolinové nebyla během měření hladiny podzemní vody nalezena, a proto byl za dno půdního profilu považován *C* horizont. V některých případech se u humolinové organozemě při přechodu ke gleji hladina podzemní vody vyskytovala velmi vysoko. Stanovení hladiny během jednodenního měření je však velice obtížné, neboť sonda se může zaplnit vodou až po několika hodinách. Proto se při výpočtu využívá také minimální hloubka.

Počet dnů, ve kterých se hladina podzemní vody vyskytovala výše než průměr, zřetelně překračuje počet dnů pod průměrem. Nejčastěji se vyskytující hodnotou za celou dobu měření byla hodnota –6,1 cm. Jestliže je průměrná hodnota kolem –10 cm pod povrchem, je téměř  $\frac{3}{4}$  vegetační doby nadprůměrná. Logicky pak ztrácí schopnost vyrovnání srážek do průtoků.

Organozemě disponují největší pórovitostí ze všech typů půd, ale nemají nejrychlejší úbytek vody. Z toho lze usuzovat, že i maximální kapilární kapacita bude vyšší, než je tomu u organominerálních půd. Zřejmě díky tomu se hladina vody ve vrchovišti pohybuje takto vysoko a zároveň kopíruje vyklenutý povrch vrchoviště. Pokud hladina podzemní vody dosáhne povrchu, vznikne na vrchovišti povrchový odtok. Ten dokazuje i množství stružek mezi jezírky (flarky), místy i v kleči.

#### 4.5. Retence vody v půdě

Pro interpolaci a extrapolaci dat je v současné době nejvíce využíváno statistických programů a nástrojů GIS, které umožňují aplikaci celé řady geostatistických metod (Kraus 2007; Dorninger, Schneider, Steinacker 2008). Pro výpočet retence vody půdou ve studovaném povodí byly vybrány interpolační metody IDW, Kriging a Spline, a navíc výpočet pomocí Thiessenových polygonů. Výsledkem je maximální hodnota srážky, kterou je možné v jeden okamžik absorbovat půdními póry až k rozhraní *B* a *C* horizontu. Hodnoty srážek potenciálně zachycených půdou v povodí jsou zobrazeny v tabulce 4.

Sondám v organozemi byl přiřazen vypočtený průměr pro daný subtyp. Je patrné, že největší vliv na retenci má hladina podzemní vody. Výpočet je jednodušší než u ostatních typů půd, protože se nemusí uvažovat skeletovitost. Hloubka byla vynásobena průměrnou plnou vodní kapacitou pro určitý subtyp organozemě. Data jsou limitována převzatými daty o hodnotě podzemní vody ve vrchovišti.

Tab. 4 – Průměrná hodnota retence vody (v mm; bez aktuální vlhkosti)

	Průměrná retence srážek (v mm)				Celková retence v povodí (v m <sup>3</sup> )			
	IDW	KRIGING	SPLINE	TH. P	IDW	KRIGING	SPLINE	TH. P
Rokytky (p)	138,1	144,5	149,4	141,6	522 018	546 210	564 732	535 248
Rokytky (m)	267	231	213,1	234,6	1 009 260	873 180	805 518	884 520

Pozn.: (p) – průměrná hloubka hladiny podzemní vody ve vrchovišti v organozemi, (m) – minimální hloubka hladiny podzemní vody ve vrchovišti v organozemi

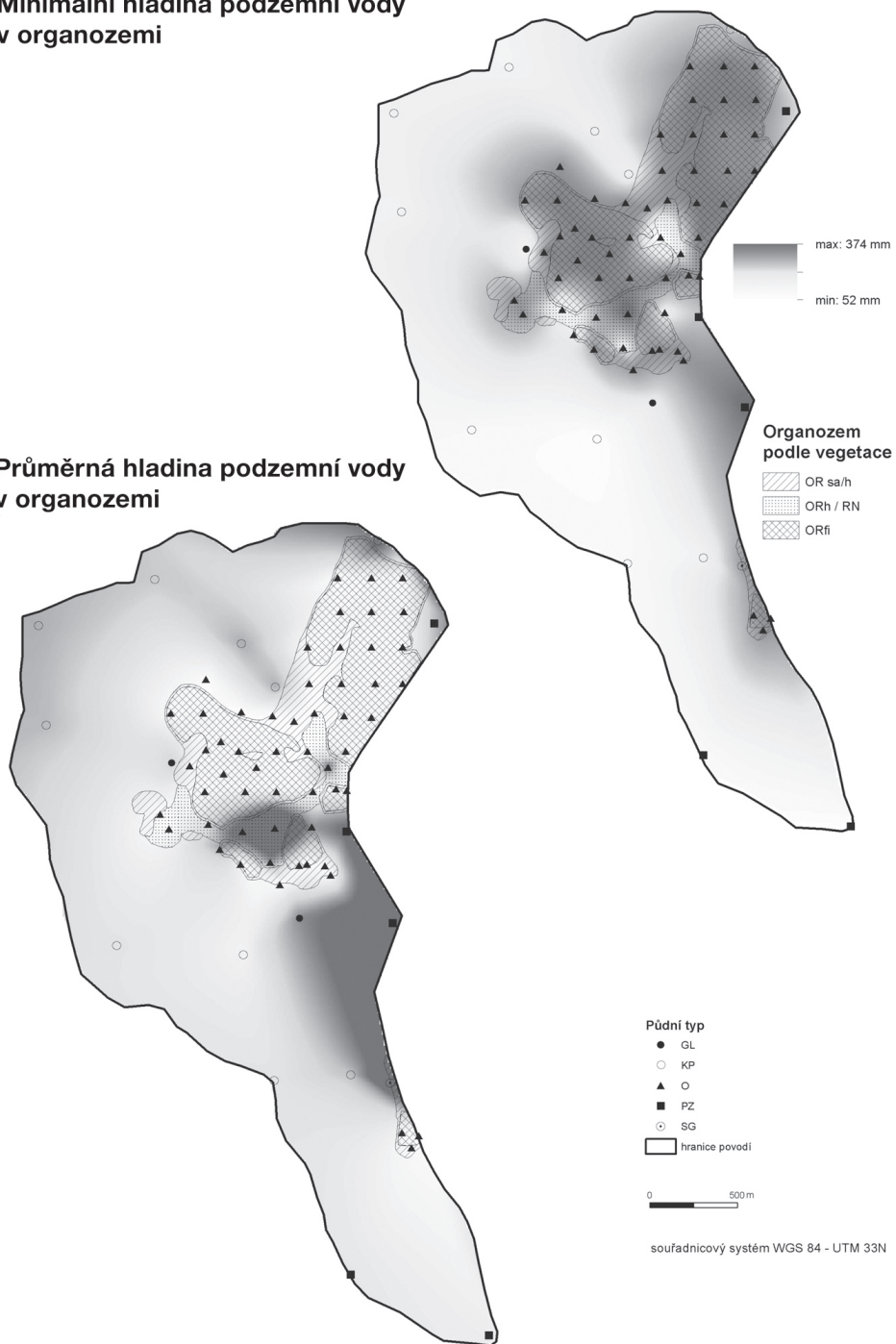
Hodnoty z povodí jsou rozděleny podle hladiny podzemní vody. Při výpočtu hodnot „*P prům.*“ se uvažuje průměrná naměřená hloubka hladiny podzemní vody, u dat „*P max.*“ potom minimální naměřená hloubka hladiny podzemní vody. Celkové množství potenciálně zadržené vody (mm) je zobrazeno v tabulce 4. Hladina podzemní vody v organozemi hraje zásadní úlohu v retenčním potenciálu povodí. Rozdíl minimální a průměrné hladiny podzemní vody vytvoří zásobu kolem 30 % z celého retenčního potenciálu povodí. Vzhledem k významné citlivosti dynamiky hladiny podzemní vody na příčinný úhrn srážek jsou i hodnoty retence vody v půdě značně proměnlivé v čase a závislé na srážkách.

Mapy na obrázku 3 zobrazují výsledky zadržení srážek při aplikaci jednotlivých interpolačních metod. Při využití metody IDW a Kriging se dobře projevily vliv vrchoviště a podzemní vody v něm. Při nejmenší dosud naměřené hladiny podzemní vody se retence celého povodí zvýší téměř dvojnásobně oproti jejímu průměrnému stavu. Při průměrné hladině tvoří vrchoviště jednu z nejmenších retenčních ploch v povodí Rokytky. Hodnoty retence přímo ovlivňuje pórovitost, skeletovitost a hloubka půdního profilu. Nejlepší kombinací je tedy hluboká půda s mocným A horizontem bez hrubého skeletu. Tyto parametry nejlépe splňuje organozem, ovšem bez hladiny podzemní vody. Druhou nejlepší retenci v povodí vykazuje kryptopodzol ve zdravém jehličnatém lese s mocným nadložním humusem a A horizontem s výraznou pedoturbací. Nejmenší retenční schopnost mají (pokud nebudeme uvažovat plně zatopenou organozem nebo glej) rankery nebo půdní typy na rozvodí s holinami nebo v místech s velkým sklonem. Tyto půdy mají obvykle tenký nadložní humus a A horizont a jsou velmi skeletovité.

Hranice výskytu organozemí byla stanovena terénním průzkumem na základě výskytu borovice rašelinné – někdy kleč (saprická/humolinová), suchopýru (fibrická) a v místech někdejší akumulární nádrže (tzv. klauzy; *RN/ORh*). Rovněž lze jednotlivé vegetaci přiřadit i různou průměrnou hladinu podzemní vody, protože citlivě reaguje na její dlouhodobou hloubku (Whittington et al. 2007). Pro vykreslení hodnoty retence vody se jeví jako nejvhodnější interpolační metodou metoda Kriging. Ta nejlépe vystihuje rozložení retence vody v povodí i přesto, že byly sondy nepravidelně rozmístěny. Nejméně vhodnou metodou se jeví metoda Spline. Nejenže má největší rozptyl v hodnotách, ale hodnoty jsou rovněž nelogicky rozmístěny. Metoda pomocí Thiessenových polygonů je pouze orientační a graficky nepřesná. Má nejjednodušší výpočet a lze ji použít pouze k porovnání s ostatními metodami. Při aplikaci všech interpolačních metod bylo použito stejné hodnotové měřítko potenciální retence srážek, čímž se jednotlivé interpolační techniky dají srovnat. Nevýhodou je malý vizuální rozdíl v hodnotách u metod IDW a Kriging.

## Minimální hladina podzemní vody v organozemi

## Průměrná hladina podzemní vody v organozemi



Obr. 3 – Mapy retence srážek půdou v povodí Rokytky s využitím interpolační metody Kriging

Tab. 5 – Retence srážek organozemí (bez aktuální vlhkosti)

Typ půdy	Typ vegetace	P <sub>prům.</sub> (mm)	P <sub>max.</sub> (mm)
ORf	trávník	101	359
ORf/m	kleč	100	354
ORs/h (ORh)	různé	96	341

Pozn.: P<sub>prům.</sub> – průměrná plná vodní kapacita, P<sub>max.</sub> – maximální plná vodní kapacita

Retenční potenciál studovaného povodí je oproti běžným krajinným typům v Česku dosti různorodý. Literatura uvádí, že krajina v našich podmínkách je schopna pojmout až 400 mm vody, průměrně 40–90 mm (Tesař, Šír, Zelenková 2004; Lichner, Šír, Tesař 2004). Fyzikální vysvětlení potenciální retence je uváděno v metodě CN křivek (NRCS 1972). Měření byla ale často prováděna v hospodářsky využívaných lesích v podhůří nebo na loukách a polích. Bohužel se ale v literatuře neuvádí, zdali je v tomto čísle zahrnuta hodnota půdní vlhkosti. U maximální hodnoty 400 mm zřejmě nikoliv. Vstupní data pro povodí Rokytky byla reprezentována dvěma skupinami s odlišnou hladinou podzemní vody v organozemi. Při použití průměrné hladiny podzemní vody tvoří vrchoviště (organozem) plochu s nejmenším retenčním potenciálem, hodnoty retence jsou podobné těm, které se vyskytují u mělkých půd. Průměrné hodnoty retence v povodí se vyskytovaly kolem 140 mm bez započtení aktuální vlhkosti. Při uvažování nejnižší hladiny podzemní vody vrchoviště představuje velký retenční potenciál v rámci celého povodí. Průměrná hodnota se pohybuje mezi 230 a 267 mm, což je o téměř 40 % větší hodnota než u povodí s průměrným stavem, při ¼ ploše organozemě z celého území Rokytky. Jelikož se ale hladina podzemní vody pohybuje ¾ vegetační doby výše než je průměrná hodnota, představuje organozem nejméně retenční plochu v celém povodí. Při připočtení aktuální vlhkosti (kolem 80 %) se organozem v těchto podmínkách prezentuje jako „přechod mezi půdou a pevným povrchem“.

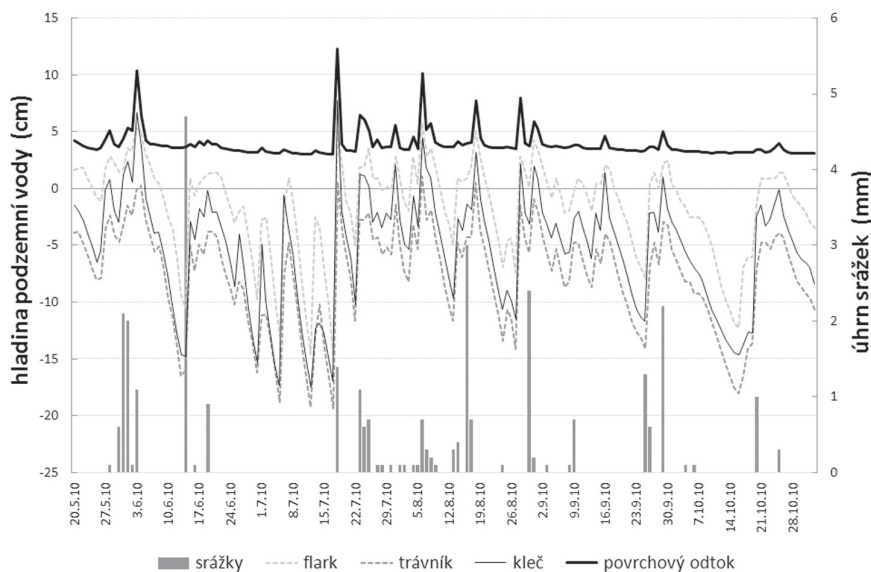
Pro praktické vyjádření je nutné od hodnoty retence odečíst hodnotu aktuální vlhkosti. Je diskutabilní, zdali bylo měření aktuální vlhkosti v povodí dostatečné. Její hodnoty se při odběrech pohybovaly od 60 do 97 %, průměrně pak kolem 80 %. Při nejmenší vlhkosti zadrží povodí kolem 56 mm, při nejnižší hladině podzemní vody kolem 95 mm. Nejnižší hodnoty hladiny podzemní vody byly zaznamenány v době s nejnižší půdní vlhkostí. S uvážením 60% vlhkosti činí hodnota retenčního potenciálu povodí při průměrné hladině podzemní vody 208 000 m<sup>3</sup>, při minimální hladině podzemní vody pak 403 000 m<sup>3</sup>. Dvojnásobnou hodnotu retence má organozem pouze v době beze srážek. Tu ovšem může ztratit během jednoho až dvou dnů.

#### 4.6. Povrchový odtok z vrchoviště

Předchozí výzkum spočívající mimo jiné v podrobných analýzách vzestupných a sestupných fází povrchového odtoku během extrémních odtokových epizod potvrdil velmi významnou frekvenci kulminačních průtoků v závěrovém profilu studovaného povodí a krátkou reakci odtoku na příčinný úhrn srážek. Variabilita průtoků v tomto profilu byla takto popsána jako značná a retenční potenciál

na podkladě dostupných dat jako nevýznamný (Janský, Kocum 2008; Čurda, Janský, Kocum 2011). Pro korektní prezentaci výstupů byl hydrologický monitoring doplněn o hydrochemický a geochemický přístup za účelem zpřesnění separace odtokových fází pomocí aniontové deficeience. Výsledky tohoto šetření potvrdily výše uvedené poznatky, a sice že existence rašeliništních komplexů v povodí toku představuje negativní prvek pro jeho odtokové poměry. Na základě bilance izotopů kyslíku bylo zjištěno, že dotace povrchových toků vodou z horských vrchovišť je téměř zanedbatelná, pohybující se maximálně okolo 10 % mimo zimní sezónu. V zimních měsících je příspěvek vody z vrchoviště nulový a odtok je tvořen výhradně přítoky, potažmo podzemní vodou. Rašeliništní plochy v povodí tedy významně hydraulicky nekomunikují s povrchovými toky a jejich hydrologická funkce je v konkrétním území pramenné oblasti Otavy nevýznamná (Kocum, Janský 2009). S hydrografickou sítí začínají tyto plochy významně komunikovat až po svém plném nasycení v případech extrémních srážek.

Detailní popis hydrologické bilance horského vrchoviště byl proveden na základě dat o výšce hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, získaných kontinuálním monitoringem během vegetačního období roku 2010. Porovnáním hodinových časových řad úhrnu srážek, hladiny podzemní vody v jednotlivých částech vrchoviště (flark, trávník, vrchoviště) a výšky hladiny toku v závěrovém profilu zájmového povodí byla rovněž zjištěna a popsána hydraulická komunikace vrchoviště s povrchovým odtokem. Míra závislosti dynamiky povrchového odtoku z vrchoviště na hladině podzemní vody poukazuje rovněž na schopnost rašelinného ložiska v tomto povodí pojmout srážkové úhrny. Touto analýzou byly opět potvrzeny výše uvedené poznatky.

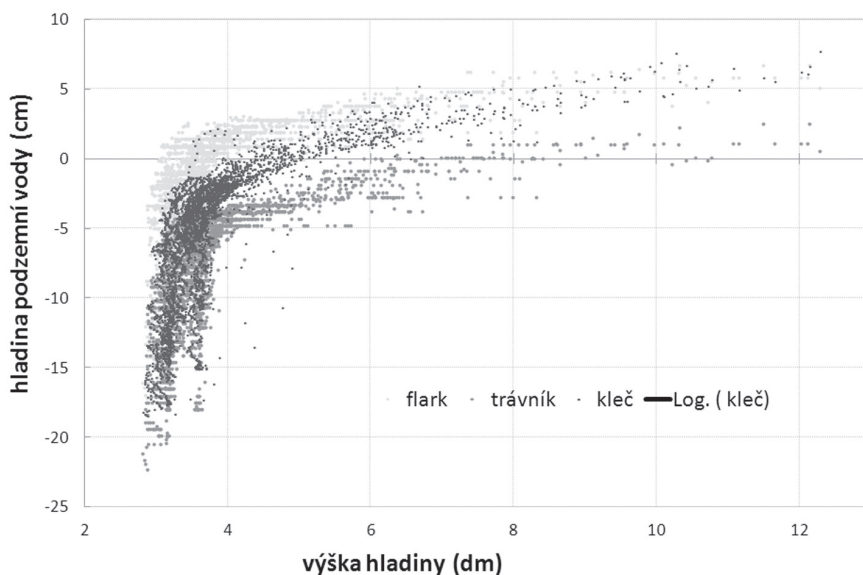


Obr. 4 – Vývoj hladiny podzemní vody v různých částech vrchoviště a hladiny povrchového odtoku v závislosti na příčinném úhrnu srážek. Zdroj: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) a PŘF UK v Praze.

Na obrázku 4 je znázorněno porovnání vývoje hladiny podzemní vody ve vrchovišti a hladiny povrchového odtoku z něj v závislosti na příčinném úhrnu srážek. Graf jednoznačně poukazuje vzhledem k minimálnímu časovému posunu odpovídajících si hodnot na velmi zanedbatelnou schopnost vrchovištního komplexu pojmout významné úhrny srážek. Hladina podzemní vody ve vrchovišti přitom logicky vykazuje mnohem menší rozkolísanost než výška hladiny v závěrovém profilu povodí. Během bezesrážkového období hladina podzemní vody v rašeliništi postupně klesá a při příčinné srážce velmi výrazně stoupne. Reakce povrchového odtoku je ale samozřejmě ještě výraznější. Z obrázku 5 je pak zřetelná velmi těsná závislost povrchového odtoku z vrchoviště, resp. výšky hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, na HPV v různých částech vrchoviště.

## 5. Diskuze a závěry

Organozemě mají z hlediska pedologického zcela zásadní vliv na retenční potenciál v krajině. Toto zjištění vyplývá mimo jiné z výzkumu v rámci experimentálního povodí Rokytky v pramenné oblasti Otavy na Šumavě, kde je vliv půdního pokryvu typu organozemí na celkovou retenci území velmi patrný. Uvedené poznatky byly zjištěny na podkladě několikaletého výzkumu s využitím hydrologického, hydrochemického a pedohydrologického přístupu. Výskyt organozemí výrazně podporuje rozkolísanost průtoků v tocích, které jednotlivá vrchoviště drénují. V obdobích s nízkou hladinou podzemní vody ve vrchovišti představuje jejich existence v povodí značný retenční potenciál krajiny. Ovšem



Obr. 5 – Závislost výšky hladiny povrchového odtoku na hladině podzemní vody v různých částech vrchoviště. Zdroj: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) a PřF UK v Praze.

už průměrné a nejčastější hodnoty hladiny podzemní vody vytváří z vrchoviště plochu s nejmenší retenční schopností v povodí.

Retenční kapacitu povodí je možné měřit několika způsoby. Hlavní důraz kladou hydroopedologové zpravidla na výpočet pomocí retenčních křivek. Tato metoda však vyžaduje patřičnou laboratorní výbavu a finanční možnosti. I proto je stále celkem hojně využívána tzv. gravimetrická metoda. Její aplikací není sice možné popsat procesy v půdě stejně detailně, jako to umí moderní metody, ale při porovnání výsledků dosažených v rámci našeho výzkumu s výsledky zjištěnými moderními přístupy bylo dosaženo obdobných závěrů.

Přímé faktory, které ovlivňují celkovou retenci vody, jsou měřitelné. Jedná se o hloubku půdy, pórovitost nebo plnou vodní kapacitu a skeletovitost. Ostatní faktory tvoří komplex různých velkých sil, které více či méně ovlivňují zmíněné parametry. V případě faktorů jako je vegetace nebo sklon nelze jednoznačně prokázat přímý vliv, protože obě tyto složky se vzájemně ovlivňují. Vliv vegetace a sklonu na retenci vody je nesporný, ale nelze jednoznačně konstatovat, že čím větší je sklon, tím menší je retence, a vegetační kryt je nutno zhodnotit u každé sondy zvlášť. Obě složky se navíc mohou vzájemně rušit. Faktorů ovlivňujících retenci vody v krajině je ale celá řada. Rovněž byly vytvořeny metodiky na zatřídění půd podle retenčních vlastností (Schmocker-Fackel, Naef, Scherrer 2007).

Negativní retenční vlastnost organozemí se teoreticky může změnit. V literatuře lze dohledat řadu pozitivních i negativních příkladů vlivu existence tohoto typu půd na hydrologický režim (Vlček 2008). Tyto proti sobě jdoucí pozorování se však dají sjednotit. Když bylo vrchoviště odvodněno, snížila se podle zjištění rozkolísanost průtoků, ovšem sukcesí vrchoviště za určitou dobu zaniklo. Pokud by byla hladina podzemní vody cíleně regulována a snižována v době potřeby, mohl by být retenční potenciál vrchoviště využit, aniž by byla ohrožena samotná jeho existence. Pravidelné výkyvy hladiny podzemní vody ve vrchovišti jsou přirozenými součástmi jeho vývoje.

Detailním porovnáním výstupů z hladinoměrných zařízení ve vrchovišti s odpovídajícími daty o vývoji průtoků v závěrovém profilu povodí byl zjištěn jejich minimální časový posun. Tento fakt poukazuje na zanedbatelnou schopnost vrchovištního komplexu pojmout významné úhrny srážek a minimální hydraulickou komunikaci mezi vrchovištním komplexem a drénujícím tokem. Negativní charakter vrchoviště je z tohoto hlediska zřejmý. Hladina podzemní vody ve všech částech studovaného vrchoviště vykazuje mnohem menší variabilitu než výška hladiny v závěrovém profilu povodí, přičemž byl sledován pozvolný pokles hladiny podzemní vody během období bez srážek. Bohužel nebyla vzhledem k nefunkčnosti měřících sestav v zimním období k dispozici data z piezometrů po celý rok, a proto nebyl detailně studován vliv sněhové pokrývky na hydrologický režim ve vrchovišti. Vzestup hladiny podzemní vody v závislosti na příčinné srážce je velmi markantní, ale reakce povrchového odtoku je samozřejmě ještě výraznější. Porovnáním dat o hladině podzemní vody a výšce hladiny v povrchovém toku byla zjištěna velmi těsná závislost povrchového odtoku z vrchoviště, resp. výšky hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, na hladinu podzemní vody v různých částech vrchoviště.



## Literatura:

- BAIRD, A. J. (1997): Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes* 11, s. 287–95.
- BUFKOVÁ, I. (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě: aneb byly Rokytecké slatě první? In: Černý, D., Dvořák, L. (eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk.*
- BURKE, W. (1967): Principles of drainage with special reference to peat. *Irish Forestry*, 24, s. 1–7.
- CONWAY, V. M., MILLAR, A. (1960): The hydrology of some small peat-covered catchments in the northern Pennines. *Journal of the Institute of Water Engineers* 14, s. 415–424.
- ČABOUN, V. MINDÁŠ, J. (2011): Vodohospodárske účinky lesov na odtokové pomery a povodňové vlny. *Lesnícky výskumný ústav, Žyvolen*, 10 s.
- ČESÁK J., KOCUM, J., KLIMENT, Z., JENÍČEK, M. (2008): Monitoring odtokového režimu v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): *Změny v krajině a povodňové riziko. Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině. PrF UK, Praha*, s. 80–85.
- ČHMÚ (2011): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České republice. ČHMÚ, úsek Hydrologie, duben 2011.
- ČSN (1997). ČSN 75 1400 – Hydrologické údaje povrchových vod. Český normalizační institut.
- ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, č. 3, s. 335–353.
- DÖRNINGER, M., SCHNEIDER, S., STEINACKER, R. (2008): On the interpolation of precipitation data over complex terrain. *Meteorological and Atmospheric Physics*, 101, s. 175–189.
- FERDA, J. (1960): Hydrologický význam horských vrchovištních rašelinišť. *Sborník ČSAZV – Lesnictví, Praha*, č. 10, s. 835–856.
- FERDA, J., HLADNÝ, J., BUBENIČKOVÁ, L., PEŠEK, J. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. *Sborník prací HMÚ, sv. 17. HMÚ, Praha*, s. 22–126.
- HOLDEN, J., BURT, T. P., COX, N. J. (2001): Macroporosity and infiltration in blanket peat: the implications of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrological Processes*, 15, s. 289–303.
- HOLDEN, J., CHAPMAN, P. J., LABADZ, J. C. (2004): Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28, č. 1, s. 95–123.
- HRUŠKA, J. et al. (1996): Role of organic solutes in the chemistry of acid-impacted bog waters of the western Czech Republic. *Water Resources Research*, 32, č. 9, s. 2841–2851.
- HRUŠKA, J., KOHLER, S., BISHOP, K. (1999): Buffering processes in a boreal dissolved organic carbon – rich stream during experimental acidification. *Environmental Pollution*, 106, č. 1, s. 55–65.
- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2007): Retenční potenciál v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): *Povodně a změny v krajině. MŽP ČR a PrF UK, Praha*, s. 307–316.
- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie*, 113, č. 4, s. 383–399.
- JELÍNEK, J. (2009): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokyky v hydrologických letech 2007 a 2008. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, 85 s.
- KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. In: Černý, D. a Dvořák, L. (eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře 21. 1. 2009. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk*, s. 26–48.
- ČGÚ (1995): Půdní mapa ČR. Soubor geologických a účelových map 1:50 000. Český geologický ústav v Praze.
- KRAUS, J. (2007): Geostatistika jako prostorové modelování statistických jevů. *Statistika*, 6, s. 490–502.
- KUČEROVÁ, A., KUČERA, T., HÁJEK, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In: Černý, D., Dvořák, L.: *Weitfällerské slatě. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk.*

- KUTÍLEK, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL, Praha, 295 s.
- LICHNER, L., ŠÍR, M., TESAR, M. (2004): Testování retenční schopnosti půd. Aktuality šumavského výzkumu, 2, s. 63–67 s.
- MCDONALD, A. (1973): Some views on the effects of peat drainage. *Scottish Forestry* 27, s. 315–27.
- MOKLYAK, V. I., KUBYSHKIN, G. P., KARKUTSIEV, G. N. (1975): The effect of drainage works on streamflow. *Hydrology of marsh-ridden areas, Proceedings of the Minsk symposium, June 1972. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19.* Unesco Press, Paris, s. 439–46.
- NOVÁK, M. (1955): Huminové vody ve vodách údolních nádrží. *Vodní hospodářství*, 5, č. 4, s. 127–128.
- NOVÁK, M. (1959): Výzkum kvality vody v údolní nádrži Lipno. *Vodní hospodářství*, 9, č. 9, s. 378–383.
- NP ŠUMAVA, [www.npsumava.cz](http://www.npsumava.cz) (20. 1. 2011).
- NRCS (1972): SCS National Engineering Handbook, Section 4, Soil Conservation Service, US Department of Agriculture, Washington, DC.
- OULEHLE, F., JANSKÝ, B. (2003): Limnologie a hydrochemismus v NPR Rejvíz. In.: *Jezera České republiky (Současný stav geografického výzkumu)*. PpF UK, Praha, s. 93–108.
- ONDERÍKOVÁ, V., ŠTÉRBOVÁ, A. (1956): Príspevok k biológii a chemizmu Oravskej nádrže. *Vodní hospodářství*, 6, č. 2, s. 46–51.
- ROUSSEVA, S., TORRI, D., PAGLIAI, M. (2002): Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. *European Journal of Soil Science*, 53, s. 83–94 s.
- SCHMOCKER-FACKEL, P., NAEF, F., SCHERRER, S. (2007): Identifying runoff processes on the plot and catchment scale. *Hydrology and Earth System Science*, 11, s. 891–906.
- SUCHARA, I. (2007): *Praktikum vybraných ekologických metod*. Karolinum, Praha, 134 s.
- SVOBODA, J. a kol. (1964): *Regionální geologie ČSSR. Český masív*. Nakladatelství České akademie věd, Praha, 380 s.
- ŠANDA, M. (1998): *Proudění vody v půdním profilu na svahu horského povodí. Doktorské disertační minimum*. ČVUT, Praha, 12 s.
- TESAR, M., ŠÍR, M., ZELENKOVÁ, E. (2004): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholové části Šumavy. *Aktuality Šumavského výzkumu*, č. 2, s. 84–88.
- VLČEK, L. (2008): *Retence vody organozemí. Bakalářská práce*. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 41 s.
- WALCZAK, R., ROVDAN, E., WITKOWSKA-WALCZAK, B. (2002): Water retention characteristics of peat and sand mixtures. *International Agrophysics*, 16, s. 161–165.
- WHITTINGTON, P. et al. (2007): The influence of peat volume change and vegetation on the Mires and Peat, 2, s. 1–14.
- ZHANG, W. a kol. (2011): The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams. *Catena*, 87, s. 182–189.

## S u m m a r y

### RETENTION POTENTIAL AND HYDROLOGICAL BALANCE OF A PEAT BOG: CASE STUDY OF ROKYTKA MOORS, OTAVA RIVER HEADWATERS, SW. CZECHIA

From a pedological perspective, organogenous soils have a decisive influence on the water retention potential of the landscape. This assertion results, among other sources, from research carried out in the catchment of the Rokytka Brook in the source location of the Otava River in Šumava Mts., where the influence of organogenous soils on the overall water retention capacity of the whole area is readily apparent. The presented findings come from a long-term research utilizing hydrobiological, hydrochemical a pedohydrological approaches.

The presence of organogenous soils induces discharge fluctuations in streams, which drain the involved peat bogs. During periods with low levels of underground water under the peat bogs, their existence represents a significant potential for water retention. However, average and most frequent levels of underground water already turn the peat bogs into areas with the lowest water retention capacity in the basin. There are several ways to measure the water

retention capacity of a drainage basin. Hydrogeologists put most emphasis on calculations based on retention curves. This method, however, requires adequate lab equipment and financial resources. These are some of the reasons for the prevalent popularity of the so called "Gravimetric method". Its application cannot provide such detailed descriptions of the soil processes as modern methods can, but through comparison of our results with the data obtained through these modern methods, it became apparent that both approaches yielded similar results.

Factors affecting the overall retention of water most directly are quantifiable. These are soil depth, porosity/permeability or fullness of water capacity and characteristics of the soil skeleton. Other factors are composed of variably powerful forces, which to a greater or smaller degree influence the aforementioned parameters.

In the case of factors such as vegetation or slope angle, it is impossible to assert direct causation, because these components mutually influence each other. The impact of slope angle and vegetation on water retention is undeniable, but it is impossible to claim that greater angle implies smaller retention capacity and the vegetation cover must be judged case by case. In addition, each component can also distort the influence of the other. There is in fact a whole range of factors influencing the retention of water in a landscape. Subsequently, methodologies have been developed, which categorize soil types according to their water retention attributes (Schmocker-Fackel, Naef, Scherrer 2007). The negative character of organo-grounds in terms of water retention is theoretically subject to possible changes. Literature provides ample examples of both positive and negative influences of this soil type on the hydrological regime in an area (Vlček 2008). These seemingly contradictory observations can, however, be reconciled. When a peat bog had been drained the discharge fluctuations of local streams stabilised, but the bog eventually disappeared through succession. If the underground water levels were purposefully regulated and lowered at appropriate times, the water retention potential of a peat bog could be utilised without a threat to its continued existence. Regular fluctuations of underground water levels in a peat bog are a natural part of its normal evolution. A detailed observation of outputs from water-level sensors in a bog, together with appropriate data of water discharge at the final course of a catchment system revealed only a minimal time delay. This fact points towards a negligible capacity of peat bogs to contain significant quantities of rainfall and a minimal hydrological communication between a peat bog complex and the draining outflow. This makes the essentially negative character of peat bog rather apparent. The underground water levels in all parts of the examined bog exhibit a much smaller variability than surface water levels at the final course of its catchment, while gradual decrease in the underground water levels could be observed during periods without precipitation. Unfortunately, due to technical difficulties of the measuring equipment, the data from piezometers is not available for the winter season, wherefore the impact of snow cover on the hydrological regime of a peat bog could not be properly studied. The rise in underground water levels brought by significant rainfall is easily noticeable, the reaction of the surface outflow is even more pronounced. The comparison of data on underground water levels and water levels of the surface outflow revealed a strong contingency of the surface outflow from the peat bog, specifically, water levels of the Rokytká Brook in the final course of the studied catchment area, on the underground water levels in different parts of the peat bog.

Fig. 1 – Vydra and Křemelná River basins with the localization of CHMI measurement profiles and of automatic water level and precipitation gauges of Charles University in Prague, Faculty of Science. Closing profile represented by Otava River – Rejštejn. Accentuated is Rokytká Brook catchment. In legend: gauging station ČHMÚ, water level gauge Faculty of Science, Charles University in Prague, precipitation gauge Faculty of Science, Charles University in Prague, Cardinal water stream, ulterior stream, Vydra – Modrava catchment area, partial catchment area, experimental catchment area. Source: Kocum, Janský 2009.

Fig. 2 – Groundwater table and precipitation amount in 2010. Left – X Axis: underground water levels (cm), right: precipitation (mm). In legend: precipitation, flark, lawn, scrub. Source: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) and Charles University in Prague, Faculty of Science.

Fig. 3 – Maps of retention potential of the Rokytka Brook catchment using Kriging interpolation method. Minimal underground water table in organogenous soil. Average underground water table in the organogenous soil.

Fig. 4 – Course of groundwater table in different parts of an upland bog and of draining stream water level in relation to causal precipitation amount. Left – X axis: underground water table (cm), right: precipitation (mm). In legend: precipitation, flark, lawn, scrub, surface outflow. Source: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) and Charles University in Prague, Faculty of Science.

Fig. 5 – Relation of draining stream water level to groundwater table in different parts of an upland bog. X axis: underground water table (cm), Y axis: surface table (dm). Source: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) and Charles University in Prague, Faculty of Science.

*Pracoviště autorů: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, 128 43 Praha 2; e-mail: lukas.vlcek@natur.cuni.cz, kocum1@natur.cuni.cz, jansky.b@seznam.cz.*

*Do redakce došlo 6. 5. 2012; do tisku bylo přijato 6. 11. 2012.*

**Citační vzor:**

VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., KUČEROVÁ, A. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz. Česko. *Geografie*, 117, č. 4, s. 395–414.