

Česká zemědělská univerzita v Praze  
Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů  
Katedra pedologie a ochrany půd



# **Metodika průzkumu hydropedologických podmínek na území ovlivněném vodní erozí**

**Certifikovaná metodika**

prof. Ing. Radka Kodešová, CSc.  
Ing. Antonín Nikodem, Ph.D.  
Ing. Ondřej Jakšík, Ph.D.  
Ing. Aleš Klement, Ph.D.  
Ing. Miroslav Fér, Ph.D.

Praha 2015

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



# **Metodika průzkumu hydropedologických podmínek na území ovlivněném vodní erozí**

## **Certifikovaná metodika**

prof. Ing. Radka Kodešová, CSc.

Ing. Antonín Nikodem, Ph.D.

Ing. Ondřej Jakšík, Ph.D.

Ing. Aleš Klement, Ph.D.

Ing. Miroslav Fér, Ph.D.

Praha, 2015

**Adresa autorů:**

prof. Ing. Radka Kodešová, CSc., Ing. Antonín Nikodem, Ph.D.,  
Ing. Ondřej Jakšík, Ph.D., Ing. Aleš Klement, Ph.D., Ing. Miroslav Fér, Ph.D.

Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových  
a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd

Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchbátka

[www.czu.cz](http://www.czu.cz)

ISBN: 978-80-213-2601-9

Tato metodika vznikla za finanční podpory Ministerstva zemědělství, NAZV a programu „KUS“ PP3 – Podpora politiky agrárního sektoru, v rámci řešení projektu QJ1230319 „Vodní režim půd na svažitém zemědělsky využívaném území“. Projekt byl řešen Českou zemědělskou univerzitou v Praze a Geofyzikálním ústavem Akademie věd ČR. Obsahem této metodiky je návrh strategie hodnocení hydropedologických podmínek (tj. režimu půdní vody, hydrofyzikálních vlastností půdy a jejich variability) na geomorfologicky členitých územích, kde je půda ohrožena vodní erozí. Metodika zahrnuje návrh rozmístění pozorovacích bodů na pozemku a časový harmonogram terénních prací. Jsou zde uvedena doporučená měření a metody jejich zpracování. Pozornost je rovněž zaměřena na vyhodnocení prostorové a časové variability hydraulických vlastností půdy pomocí scaling faktorů.

Metodika má za cíl poskytnutí komplexního, jednotného a standardizovaného postupu pro hodnocení hydropedologických podmínek v rámci půdních bloků. Výsledkem průzkumu budou data objektivně popisující podmínky na daném území. Aplikace této metodiky umožní sledování změn půdních vlastností v důsledku vodní eroze na různých lokalitách zemědělských pozemků při dosažení stejných výsledků různými pracovišti.

Klíčová slova: degradace půd, vodní eroze, režim půdní vody, půdní hydraulické vlastnosti, prostorová variabilita, časová variabilita, scaling faktory

**Oponenti:**

Ing. Miroslav Tesař, CSc., *Ústav pro hydrodynamiku, AV ČR, v.v.i.*

Ing. Iva Jirásková, *Státní pozemkový úřad, Odbor metodiky a řízení  
pozemkových úprav*

## **Obsah:**

<b>1. Úvod</b> .....	<b>6</b>
<b>2. Cíle</b> .....	<b>6</b>
<b>3. Vlastní popis metodiky</b> .....	<b>7</b>
3.1. Vytyčení pozorovacích bodů .....	7
3.2. Časový harmonogram průzkumu.....	10
3.3. Stanovení retenčních čar půdní vlhkosti a hydraulických vodivostí v laboratoři ...	11
3.4. Stanovení hydraulické vodivosti v terénu .....	18
3.5. Interpretace variability hydraulických vlastností půdy pomocí scaling faktorů .....	20
3.6. Monitoring půdních vlhkostí a hodnocení zásob vody v půdním profilu .....	26
<b>4. Přínos metodiky</b> .....	<b>28</b>
<b>5. Srovnání novosti postupů</b> .....	<b>28</b>
<b>6. Popis uplatnění metodiky</b> .....	<b>28</b>
<b>7. Ekonomické aspekty</b> .....	<b>28</b>
<b>8. Dedikace</b> .....	<b>29</b>
<b>Seznam použité související literatury</b> .....	<b>30</b>
<b>Normy pro stanovení fyzikálních a hydraulických charakteristik půdy</b> .....	<b>35</b>
<b>Seznam předcházejících publikací autorů týkající se hodnocení půdních vlastností na lokalitách ovlivněných půdní erozí a hodnocení prostorové a časové variability hydro-pedologických podmínek</b> .....	<b>36</b>
<b>Summary</b> .....	<b>39</b>

## 1. Úvod

V současné době je kladen stále větší důraz na zadržení vody v krajině. Významnou úlohu při retenci vody na daném území hraje půdní prostředí. Akumulace vody v půdě a následné doplňování podzemních vod závisí na její infiltrační a retenční schopnosti. Intenzivní srážky v kombinaci s nízkou schopností vodu adsorbovat, která může být dána charakterem půdního typu, aktuálními vlhkostními podmínkami ale i nevhodným způsobem jejího využívání, způsobují povrchový odtok vody a následně její rychlou dotaci do povrchových vod. Povrchový odtok navíc vyvolává splach různých kontaminantů, jako jsou například látky užívané v zemědělství, do povrchových vod. S tím pak úzce souvisí problémy při využití vody pro vodárenské účely, rekreaci, chov ryb a podobně. Velkým problémem je i vodní eroze, která půdu nenávratně degraduje. Kromě redepozice erodovaného materiálu v rámci daného území rovněž často dochází k odnosu kvalitního půdního materiálu do vodních toků a recipientů. Proto jsou intenzivně vyvíjeny postupy, jak hydrofyzikální vlastnosti půd upravit tak, aby se zvýšila jejich kapacita adsorbovat srážky a tím minimalizovat povrchový odtok. Rovněž je věnována velká pozornost šetrnému hospodaření na půdě, nebo technickým opatřením snižujícím povrchový odtok a tím i následnou degradaci půd. Součástí řady úloh je i matematické modelování vodního režimu ve vadózní zóně, které vyžaduje stanovení hydraulických vlastností půd (tj. retenční čáry půdních vlhkostí a křivky hydraulických vodivosti). Chceme-li úpravy na pozemku provést účelně, je nejdříve nutné reprezentativním způsobem charakterizovat hydropedologické podmínky na daném území. Průzkum je potřeba provést v dostatečném detailu. Počet vytyčených pozorovacích bodů se zvyšuje se zvyšující se variabilitou půdních vlastností. Zároveň však musí být zohledněna značná časová a finanční náročnost při měření a vyhodnocování potřebných dat. To znamená, že musí být počet pozorovacích bodů redukován tak, aby byla podchycena variabilita půdních vlastností v co největším rozsahu.

## 2. Cíle

Cílem této metodiky je poskytnout návod jak postupovat při průzkumu hydropedologických podmínek na svažitých územích, kde byla půda modifikována vodní erozí. Součástí metodiky je návrh umístění pozorovacích

bodů, metod vhodných pro stanovení hydraulických vlastností a postupů při hodnocení jejich prostorové a časové variability.

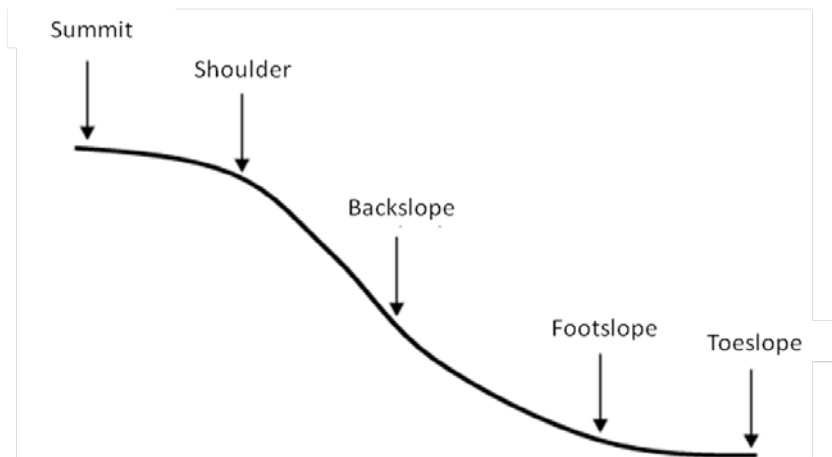
### **3. Vlastní popis metodiky**

#### **3.1. Vytyčení pozorovacích bodů**

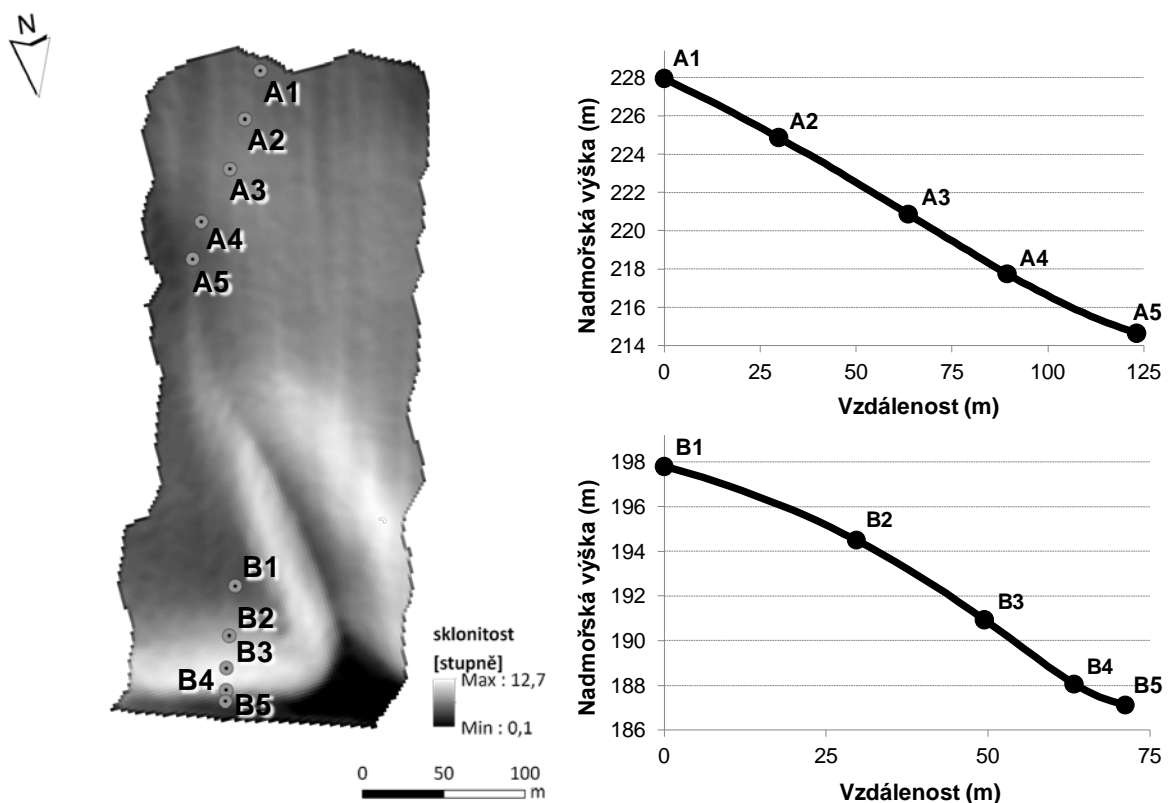
Řada studií prokázala, že na územích kde došlo k diversifikaci půd a půdních vlastností dominantně v důsledku erozních procesů, existuje vztah mezi charakteristikami reliéfu a některými půdními vlastnostmi: hloubkou povrchového horizontu (Moore et al., 1993; Lark et Beckett, 1998; Zádorová et al., 2011a), množstvím organického uhlíku (Florinsky et al., 2002; Romano et Palladino, 2002; Zádorová et al., 2011b; Jakšík et al., 2015), vlhkostí půdy (Romano et Palladino, 2002; Jakšík et al., 2015), hydromorfismem půdy (Mummery et al., 1999; Wilson et al., 2005), hydraulickou vodivostí (Sobieraj et al., 2002; Pennock, 2003; Herbst et al., 2006) a stabilitou půdní struktury (Cantón et al., 2009; Zádorová et al., 2011b; Jakšík et al., 2015). Návrhem vzorkovací sítě na pozemcích s výraznou variabilitou reliéfu se zabývá metodika Penížek et al. (2014). V této metodice je ukázáno, že je-li pozemek s ohledem na další půdotvorné faktory homogenní, lze na základě analýzy reliéfu snížit počet bodů v síti bez snížení přesnosti prostorové predikce půdních vlastností. Z pohledu hydro-pedologického průzkumu je však navrženým postupem stále vytyčeno příliš mnoho bodů. Proto v této metodice navrhuje průzkum provést v pěti bodech jednoho nebo více výškových transektů tak, aby byla zohledněna různá nadmořská výška, sklonitost, zakřivení reliéfu, expozice svahu apod. Pět bodů v transektu (obr. 1) odpovídá různým erozně-akumulačním procesům, které probíhají či dominují na daném místě (Grundwald, 2005): 1. Summit (vrchol) – horní konvexní část charakterizovaná slabým odnosem půdního materiálu, 2. Shoulder (temeno nebo rameno svahu) – konvexní část svahu, místo kde se eroze začíná zvyšovat, 3. Backslope (svah nebo sráz) – část s největším sklonem a významným odnosem půdního materiálu, 4. Footslope (úpatí) – konkávní část svahu, místo kde začíná akumulace erodovaného materiálu, 5. Toeslope (pediment nebo pata svahu) – akumulační spodní část konkávního úseku. Při vytyčení výškových transektů je vhodné postupovat následujícím způsobem. Na základě analýzy digitálního modelu reliéfu je nejdříve nutné vytyčit vrcholy možných transektů a dále pomocí odtokových linií (kdy je ze zvoleného vrcholového bodu vytyčena na DMR spádnicí pomocí



funkce Create Steepest Path, ArcGIS), určit možné výškové transekty. V těchto transektech je pak potřeba užitím dalších funkcí (Extensions, Spatial Analyst, ArcGIS) vyhodnotit základní atributy reliéfu (tj. expozici, nadmořskou výšku, sklonitost a zakřivení).



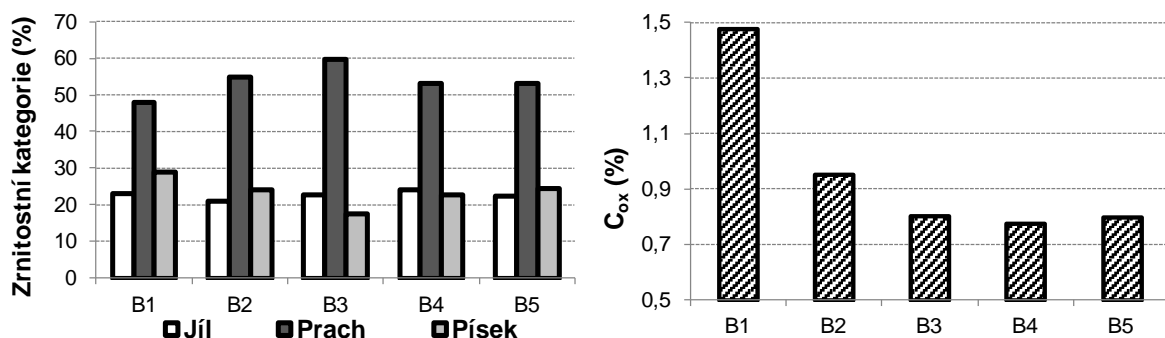
Obrázek 1: Schéma výškového transektu.



Obrázek 2: Příklad lokalizace pozorovacích bodů, tj. míst kde byla prováděna terénní měření a ve kterých byly odebrány porušené a neporušené půdní vzorky (odstíny šedi indikují sklonitost území).

Reprezentativní výškové transekty jsou pak vybrány tak, aby v rámci minimálního počtu transektů byla pokryta co největší variabilita atributů reliéfu. V terénu je pak vhodné v 5 charakteristických bodech každého reprezentativního transektu vpichovými sondami prověřit hloubku půdy (tj. mocnost diagnostických horizontů), která ukáže stav eroze, a popřípadě též odebrat porušené a neporušené vzorky pro orientační stanovení specifické hmotnosti půdních částic, objemové hmotnosti, pórovitosti a eventuálně i zrnitosti a obsahu organické hmoty. Na základě tohoto předběžného průzkumu (tj. po vyhodnocení variability půdních vlastností) jsou pak testované transekty buď určeny k dalšímu průzkumu, nebo jsou testovány další vytyčené transekty. V případě nižší variability půdních vlastností je možné ve vybraných transektech snížit počet odběrových míst v transektu na 3 (tj. vrchol, svah a pediment).

V reálném prostředí je však často obtížné vytyčit transekt tak, aby přesně odpovídal všem parametrům, tj. aby zahrnoval různé fáze erozně-akumulačních procesů v celé jejich šíři. Tvary svahů mohou být různé (Holý, 1978), například vypuklý (konkávní), vydutý (konvexní), přímý nebo kombinovaný, tj. vypuklovydutý či stupňovitý. Příklad umístění výškových transektů na území testovaném v metodice (Penížek et al., 2014) je uveden na obrázku 2. Z obrázku zřetelně vyplývá, že transekt B (který má spíše konvexní charakter) lépe vystihuje požadavky na variabilitu reliéfu než transekt A (který je přímý). Dá se tedy předpokládat, že postihne větší škálu hydrofyzikálních vlastností. Pro ilustraci je v obrázku 3 ukázáno zrnitostní složení a obsah oxidovatelného uhlíku vyhodnocené v transektu B, které odráží vliv erozních procesů na kvalitu půdy.



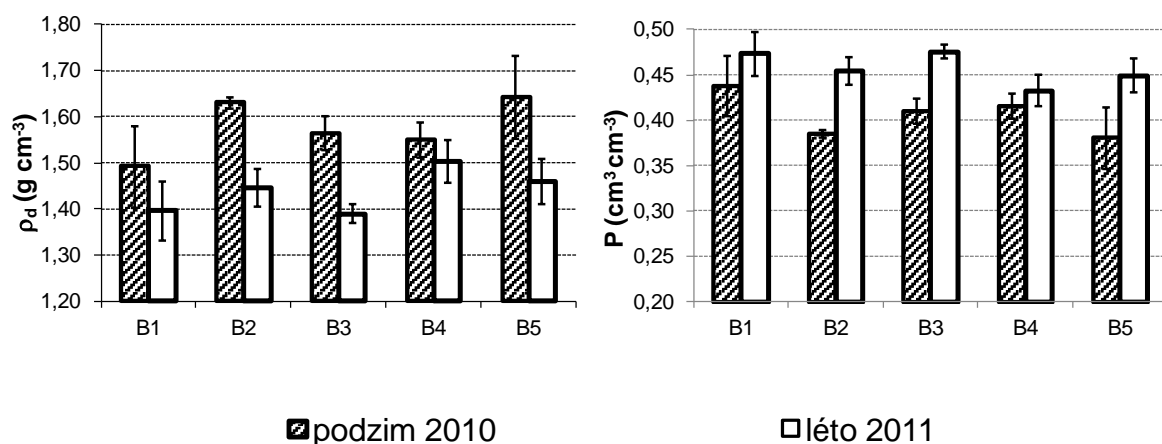
Obrázek 3. Zrnitost a obsah oxidovatelného organického uhlíku ( $C_{ox}$ ) stanovené v jednotlivých bodech transektu B.

Na druhou stranu, transekt A se nachází ve vyšší poloze a jeho sklonitost je mnohem menší. Z toho lze usuzovat, že v této části pozemku bude půda méně degradována a proto výsledky průzkumu v tomto transektu budou věrohodněji charakterizovat podmínky v horní části území než výsledky průzkumu v transektu B.

### 3.2. Časový harmonogram průzkumu

Časový harmonogram závisí na účelu průzkumu. Struktura půdy v povrchovém horizontu se v důsledku jejího periodického obdělávání dynamicky mění v průběhu roku a s ní se proměňují i její hydrofyzikální vlastnosti. Aktuální vlastnosti závisí na způsobu a načasování orby, klimatických faktorech, kořenovém systému, působení mikrofauny a podobně. Řada studií se soustředila na vyhodnocení krátkodobých změn půdní pórovitosti nebo hydraulické vodivosti pro nasycenou půdu nebo při vlhkosti blízké nasycení (např. Bormann et Klaasen, 2008; Bodner et al., 2008; Alletto et Coquet, 2009; Bamberg et al., 2011; Sacco et al., 2012). Sezónní i meziroční změny hydraulických vlastností (tj. retenční čáry půdních vlhkostí a průběhy hydraulických vodivostí) byly dokumentovány v pracích opublikovaných Schwenem et al. (2011a, b) a Jirků et al., (2013). Průběžné hodnocení hydrofyzikálních vlastností ve vegetační sezóně je časově i finanční náročné. Mnohdy ani není možné v průběhu růstu vegetace provést potřebná terénní měření nebo odebrat půdní vzorky. Proto je vhodné terénní průzkum naplánovat do dvou fází: 1. po měsíční konsolidaci půdy od zasetí plodin (tj. na podzim nebo na jaře), popřípadě u ozimých plodin na jaře před vernalizací a 2. po sklizni. Pro ilustraci jsou v obrázku 4 ukázány hodnoty objemových vlhkostí a pórovitosti stanovené v transektu B na podzim roku 2010 po zasetí pšenice špaldy (*Triticum spelta* L.) a v létě roku 2011 po její sklizni. V každém bodě transektu byly při obou odběrech odebrány 3 neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm<sup>3</sup>. V případě, že není možné jak z finančních, tak technických důvodu realizovat průzkum v obou termínech je nutné provést průzkum alespoň po sklizni, kdy je v dostatečné míře vyvinuta půdní struktura.

Součástí hydropedologického průzkum může být i vyhodnocení zásob vody v půdě. Monitoring půdních vlhkostí na pozemku periodicky obdělávaném by měl probíhat v průběhu celého vegetačního období. Na počátku vegetačního období musí být instalovaná čidla či pažnice pro kontinuální monitoring půdních vlhkostí a monitoring je ukončen před sklizní.



Obrázek 4. Objemová hmotnost ( $\rho_d$ ) a pórovitost ( $P$ ) stanovené v jednotlivých bodech transektu B na podzim 2010 a v létě 2011 (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky znázorněné chybovou úsečkou).

### 3.3. Stanovení retenčních čar půdní vlhkosti a hydraulických vodivostí v laboratoři

Nezbytnou součástí hydropedologického průzkumu je stanovení základních chemických a fyzikálních vlastností půd, jako jsou: obsah organické hmoty, pH, zrnitostní složení, specifická a objemová hmotnost půdy a pórovitost. Jedná se o standardní metody, a proto zde nejsou dále diskutovány. Základními hydraulickými charakteristikami jsou retenční čára půdní vlhkosti, která vyjadřuje vztah mezi objemovou půdní vlhkostí  $\theta$  [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>] a tlakovou výškou  $h$  [L], a křivka hydraulických vodivostí, která vyjadřuje vztah mezi hydraulickou vodivostí  $K$  [LT<sup>-1</sup>] a objemovou půdní vlhkostí  $\theta$  [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>] nebo tlakovou výškou  $h$  [L]. Pro stanovení hydraulických vlastností nasycených a nenasycených půd existuje řada metod. Charakteristiky jsou zpravidla stanovovány na neporušených půdních vzorcích odebraných do válečků, jejich objem závisí na použité metodě a přístroji. Nejčastěji jsou užívány tzv. Kopeckého válečky o objemu 100 cm<sup>3</sup>. Některé přístroje a metody však vyžadují speciální odběrové válečky. V této metodice jsou zmíněny jen některé z možných metod pro stanovení hydraulických vlastností. Rovněž je předpokládáno, že podrobný popis měření a následného vyhodnocení dat je uveden v manuálech k přístrojům. Pozornost je především zaměřena na stanovení hydraulických vlastností pomocí numerické inverze.

### 3.3.1. Stanovení retenčních čar půdní vlhkosti

Retenční čáry půdní vlhkosti lze v laboratoři stanovit pomocí podtlakových a přetlakových přístrojů (Kodešová, 2012, ISO 11274:1998, ISO 11274:1998/Cor 1:2009, ISO 11275:2004). Podtlakovým přístrojem je například pískový nebo jílový tank. Přístroj se skládá z kontejneru vyplněného dvěma vrstvami písku (popřípadě jílu a písku), hadičky a nádoby na vodu. Na dně kontejneru je vrstva hrubozrnného písku a na ní vrstva jemnozrnného písku nebo jílu. Obě vrstvy jsou nasyceny vodou. Zdrojem vody je nádoba s vodou, která je spojena hadičkou s otvorem na spodní straně kontejneru. Drenážní  $\theta(h)$  křivky retenčních čar půdních vlhkostí jsou na neporušených půdních vzorcích stanoveny tak, že jsou vzorky půdy nejdříve nasyceny na hodnotu objemové vlhkosti blízké nasycení, po té jsou umístěny do kontejneru a v několika postupných tlakových krocích (daných polohou hladiny vody v nádobě pod rovinou ve středu neporušených půdních vzorků) jsou drénovány vždy do ustáleného stavu. Body retenčních čar jsou dány objemovými vlhkostmi půdních vzorků zjištěnými gravimetricky a odpovídajícími tlakovými výškami danými nastavenou hodnotou podtlaku.

Přetlakovým přístrojem je přetlakový aparát s keramickou deskou s vysokou vstupní hodnotou vzduchu (např. Soilmoisture Equipment Corp., 2009). Přístroj se skládá z tlakové nádoby, polopropustné keramické membrány, kompresoru, regulátoru tlaku, manometru, hadičky a byrety. Otvor v horní části nádoby je spojen s kompresorem a pomocí regulátoru tlaku a manometru je nastavován přetlak vzduchu. Membrána umístěná v přetlakové nádobě je spojena hadičkou s byretou. Membrána je nasycena vodou a celý prostor mezi membránou a hladinou vody v byretě je vyplněn vodou. Drenážní  $\theta(h)$  křivky jsou na neporušených půdních vzorcích stanoveny tak, že jsou půdní vzorky (které byly nejdříve nasyceny vodou) umístěny na keramickou membránu v tlakové nádobě a v několika postupných tlakových krocích jsou drénovány. Body retenčních čar jsou dány objemovými vlhkostmi půdních vzorků zjištěnými gravimetricky a odpovídajícími tlakovými výškami danými hodnotou přetlaku vzduchu.

Podtlakovým i přetlakovým přístrojem je Tempská cela (Soilmoisture Equipment Corp., 1995). Podobně jako u přetlakového aparátu je důležitou součástí keramická destička. Destička je nasycena vodou a prostor mezi destičkou a hladinou vody v byretě, která je připojena hadičkou ke spodnímu okraji Tempské cely, je vyplněn vodou. Tlaková výška vody je nastavována buď

polohou byrety pod úrovní ve středu půdního vzorku, nebo pomocí zdroje přetlaku vzduchu. Průběhy  $\theta(h)$  křivky jsou na neporušených půdních vzorcích stanoveny tak, že jsou půdní vzorky umístěny do Tempské cely a nasyceny. Poté jsou v několika postupných tlakových krocích drénovány do ustáleného stavu a je zaznamenáván kumulativní odtok vody ze vzorku. V průběhu této části experimentu jsou vyšetřovány drenážní větve retenčních čar půdních vlhkostí. Po dosažení daného tlaku pak může být vzorek půdy opět v několika krocích zvlhčován a měřen kumulativní přítok vody do vzorku. V průběhu této části experimentu jsou vyšetřovány zvlhčovací větve retenčních čar půdních vlhkostí. Body retenčních čar jsou dány objemovými vlhkostmi půdních vzorků zjištěnými bilancí přitekého/odtekého objemu vody do/z byrety a odpovídajícími tlakovými výškami danými hodnotou podtlaku vody nebo přetlaku vzduchu.

Průběh retenčních čar půdních vlhkostí je také možné stanovit výparovou metodou (např. UMS, 2015). Půdní vzorek je na počátku plně nasycen vodou a poté je umístěn na váhy, které měří úbytek vody výparem v čase. Zároveň jsou měřeny tlakové výšky minimálně dvěma tenzometry uvnitř půdního vzorku. Body retenční čáry jsou dány objemovými vlhkostmi půdních vzorků zjištěnými bilancí vypařeného objemu vody a odpovídajícími měřenými tlakovými výškami.

### **3.3.2. Stanovení hydraulických vodivostí**

Stanovit křivky hydraulických vodivostí je složitější a proto často bývá redukováno jen na stanovení nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  [ $LT^{-1}$ ]. K tomu účelu jsou využívány přístroje s konstantním nebo proměnným spádem. Neporušený vzorek půdy je na počátku nasycen vodou, po té je nastaven počáteční gradient potenciálu, který buď zůstane konstantní, nebo se mění v čase, a je měřena rychlost proudění vody. V obou případech je pro výpočet použit Darcyho zákon, který definuje rychlost proudění jako funkci nasycené hydraulické vodivosti a gradientu potenciálu.

Pro stanovení hydraulické vodivosti nenasyčené půdy lze v laboratoři aplikovat například metodu multi-step outflow (inflow) a evaporační metodu. V případě multi-step outflow (inflow) metody test probíhá podobně jako v případě stanovení retenční čáry půdní vlhkosti v Tempské cele. Navíc je zaznamenáván průběh kumulativního odtoku (přítoku) vody z (do) půdního vzorku v čase,

podobně jako je v čase průběžně monitorována hmotnost půdního vzorku v případě evaporační metody (tj. kumulativní výpar). Z kumulativních toků vody pak mohou být vyčísleny rychlosti proudění vody. Body křivek nenasyčených hydraulických vodivostí jsou pak dány nastavovanými nebo měřenými tlakovými výškami a odpovídajícími hydraulickými vodivostmi vyčíslenými na základě znalosti rychlosti toku vzorkem a gradientu potenciálu. Tyto postupy však již nejsou běžně aplikovány. V současné době se pro souběžné vyhodnocení obou hydraulických vlastností velmi často používá inverzní modelování, které je v krátkosti diskutováno níže.

### 3.3.3. Rovnice pro vyjádření průběhu hydraulických funkcí

Pro další využití je vhodné retenční čáry půdní vlhkosti a křivky hydraulických vodivostí vyjádřit analytickými funkcemi. Nejčastěji užívané funkce jsou zde uvedeny. Ve všech případech je vhodné definovat efektivní vlhkost  $\theta_e$ :

$$\theta_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1)$$

kde  $\theta$  [ $L^3L^{-3}$ ] je objemová vlhkost,  $\theta_r$  [ $L^3L^{-3}$ ] je reziduální vlhkost,  $\theta_s$  [ $L^3L^{-3}$ ] je nasycená vlhkost. Nejčastěji je průběh hydraulických funkcí vyjadřován pomocí rovnice van Genuchtena (1976) v kombinaci s modelem Mualema (1976) (van Genuchten, 1980):

$$\theta_e = \frac{1}{\left(1 + |\alpha h|^n\right)^m}, \quad h < 0$$

$$\theta_e = 1, \quad h \geq 0$$

$$K(h) = K_s \theta_e^l \left[1 - \left(1 - \theta_e^{1/m}\right)^m\right]^2 \quad (2)$$

kde  $\alpha$  [ $L^{-1}$ ],  $n$  [-],  $m$  [-] a  $l$  [-] jsou parametry a  $K_s$  je nasycená hydraulická vodivost [ $LT^{-1}$ ]. Parametr  $m$  je obvykle funkcí parametru  $n$  ( $m=1-1/n$ ) a parametr  $l$  se často rovná 0,5 (Mualem, 1976). Průběh funkcí je ale také možné vyjádřit pomocí rovnice Brookse a Coreyho (1964) v kombinaci s modelem Burdina (1953):

$$\theta_e = \left( \frac{H_b}{|h|} \right)^\lambda, \quad h < -H_b$$

$$\theta_e = 1, \quad h \geq -H_b$$

$$K(h) = K_s \theta_e^{2/\lambda + l + 1} \quad (3)$$

kde  $H_b$  [L] a  $\lambda$  [-] jsou parametry. Parametr  $l$  [-] se v tomto případě rovná 2. Popřípadě lze průběh funkcí popsat pomocí rovnice navržené Kosugim (1996) v kombinaci s modelem Mualema (1976):

$$\theta_e = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{\ln \left( \frac{h}{h_0} \right)}{\sqrt{2\sigma}} \right], \quad h < 0$$

$$\theta_e = 1, \quad h \geq 0$$

$$K(h) = K_s \theta_e^l \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{\ln \left( \frac{h}{h_0} \right)}{\sqrt{2\sigma}} + \frac{n}{\sqrt{2}} \right] \right\}^2, \quad h < 0 \quad (4)$$

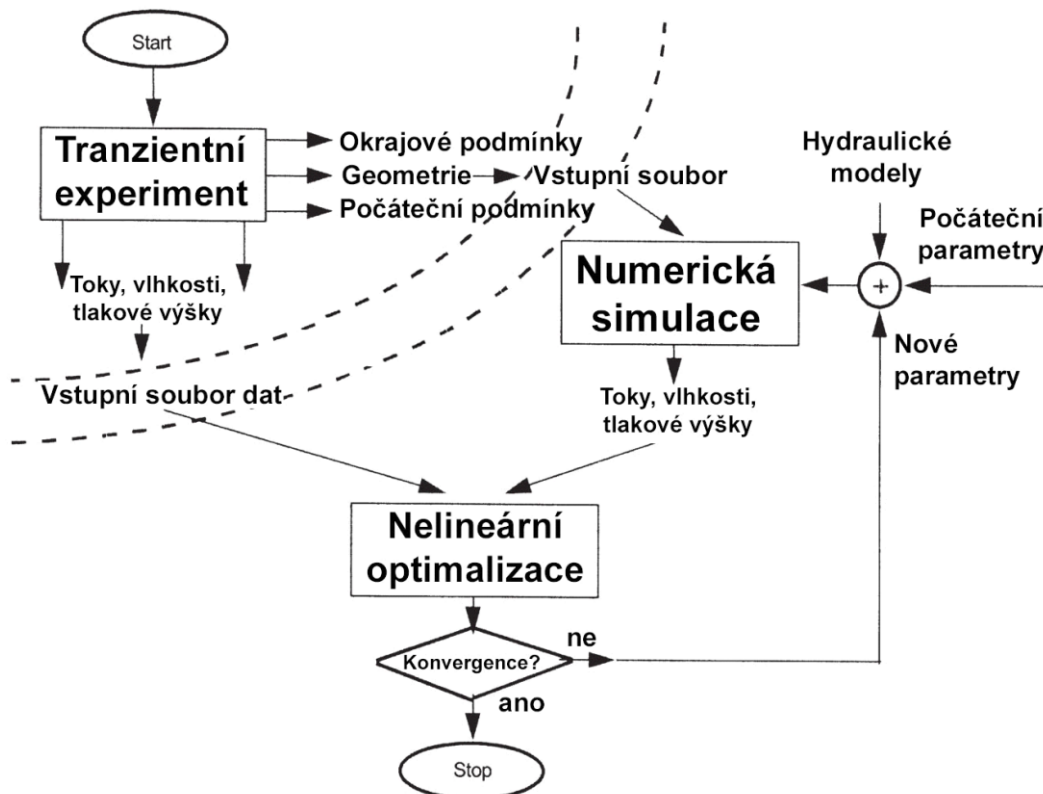
kde  $h_0$  [L] a  $\sigma$  [-] jsou parametry. Parametr  $l$  [-] se opět rovná 0,5.

### 3.3.4. Stanovení hydraulických vlastností pomocí numerické inverze

Vzhledem k tomu, že předcházející v krátkosti zmíněné metody jsou zdlouhavé a někdy i obtížně proveditelné, rozšířily se v posledních letech metody založené na numerické optimalizaci parametrů hydraulických funkcí (Hopmans et al, 2002). K již standardně využívaným metodám patří metoda multi-step outflow (MSOM) nebo výparová metoda (VM). Postup při numerickém modelování je schematicky znázorněn na obrázku 5. Základem je provedení laboratorního experimentu. Experimenty probíhají podobně jako v případě přímého stanovení retenčních čar půdních vlhkostí a hydraulických vodivostí těmito metodami. Dalším krokem je definování geometrie oblasti proudění vody (tj. testovaného



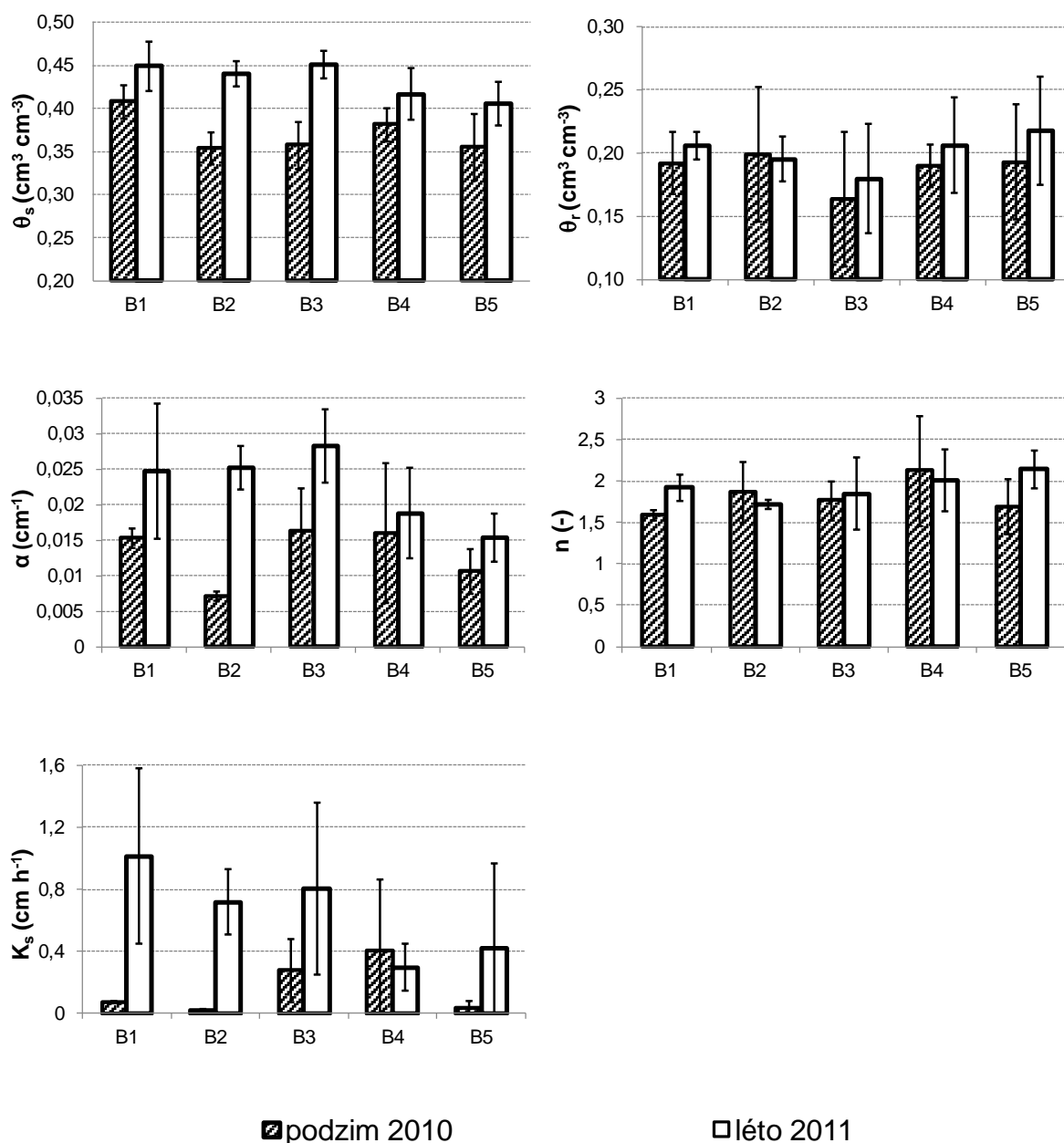
půdního vzorku), počátečních a okrajových podmínek a volba vhodného matematického modelu pro simulaci proudění vody pomocí Richardsovy rovnice (Richards, 1931). Pomocí tohoto modelu (do kterého jsou na počátku zadány počáteční odhady parametrů vybraných hydraulických funkcí, tj. (1) až (4)) a za daných počátečních a okrajových podmínek jsou pak simulována experimentální transientní data, tj. kumulativní odtok vody ze vzorku na jeho spodním okraji (MSOM) nebo kumulativní výpar na horním okraji vzorku a tlakové výšky měřené v určitých bodech (VM). Tato data mohou být doplněna o vyhodnocené body retenčních čar půdních vlhkostí (MSOM, VM), doplňková měření tlakových výšek (MSOM) a podobně. Výsledné simulované průběhy jsou porovnány s měřenými daty. K tomu účelu je definována vhodná cílová funkce, která vyjadřuje odchylky pozorovaných a simulovaných dat. Odhady hydraulických parametrů jsou pak opakovaně modifikovány (tj. optimalizovány) tak, aby bylo dosaženo minimální hodnoty cílové funkce.



Obrázek 5. Schéma procesu inverzního modelování (Hopmans et al., 2002).

V obrázku 6. jsou zobrazeny parametry hydraulických funkcí (van Genuchten, 1980) vyhodnocené v jednotlivých bodech transektu B (Nikodem et al., 2015). Pro jejich stanovení byla aplikována metoda multi-step outflow (van Dam et al.,

1994). V každém bodě transektu byly při obou odběrech, tj. na podzim 2010 a v létě 2011, odebrány 3 neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm<sup>3</sup>.



Obrázek 6. Nasycená půdní vlhkost ( $\theta_s$ ), reziduální půdní vlhkost ( $\theta_r$ ), parametry  $\alpha$  a  $n$ , nasycená hydraulická vodivost ( $K_s$ ) stanovené v jednotlivých bodech transektu B na podzim 2010 a v létě 2011 (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky znázorněné chybovou úsečkou).

Každý vzorek byl umístěn do Tempské cely, nasycen vodou a potom postupně drénován. Nastavené tlakové výšky byly -10, -30, -50, -100, -170, -250, -350, -500 a -1000 cm. Při každém tlakovém kroku bylo dosaženo rovnováhy a tak bylo možné vyčíslit body retenční čáry pomocí bilance vody ve vzorku na

základě znalosti konečné objemové vlhkosti (stanovené gravimetricky) a přičítáním změn vlhkosti vyčíslené z kumulativního odtoku vody z půdního vzorku, který byl v čase zaznamenáván. Pro simulaci byl zvolen program HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008a,b). Proudové pole bylo definováno jako jednorozměrné, složené ze dvou vrstev – půdního vzorku a porézní destičky pod půdním vzorkem o známých hydraulických vlastnostech (které byly dříve změřeny). Okrajové podmínky byly definovány jako nulový tok kolmo na horní okraj proudového pole a tlaková výška na spodním okraji daná aplikovanými tlakovými výškami. Parametry van Genuchtenových funkcí (1) a (2) byly získány minimalizací cílové funkce zahrnující měřené a simulované průběhy kumulativního odtoku v čase a body retenčních čar půdních vlhkostí. Příklad projektu (tj. vstupní a výstupní soubory pro jeden půdní vzorek) je přiložen na CD. Pro stanovení hydraulických vlastností výparovou metodou může být použit například systém HYPROP (UMS, 2015).

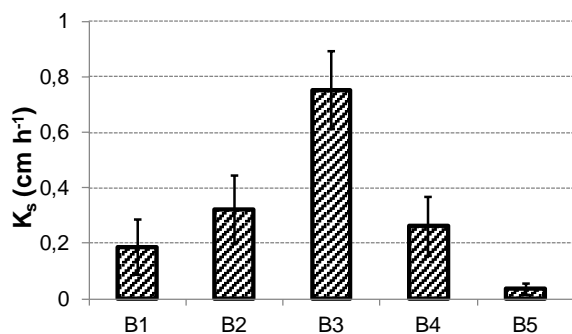
### **3.4. Stanovení hydraulické vodivosti v terénu**

Laboratorní metody jsou relativně přesné, nicméně vyhodnocené hydraulické vlastnosti reprezentují půdní vzorek o malém objemu (často 100 cm<sup>3</sup>). Rozměr půdního vzorku, typ experimentu i zvolený způsob vyhodnocení dat může významným způsobem ovlivnit průběh hydraulických vlastností (Gribb et al., 2004). Proto je někdy vhodné v případě hydraulických vodivostí provést doplňující měření přímo v terénu.

#### **3.4.1. Hydraulická vodivost nasycené půdy vodou**

V terénu je možné nasycené hydraulické vodivosti stanovit pomocí dvouválcové výtopové infiltrace, tlakovým permeametrem (propustoměrem) a Guelphským permeametrem. Na svažitéch územích je problematické zajistit vodorovný povrch, na který je pak možné aplikovat výtopovou infiltraci či tlakový permeametr. Proto je na takových lokalitách vhodnější využít Guelphský permeametr. Permeametr (Soilmoisture Equipment Corp., 2012) se skládá ze zásobníku vody spojeného s trubicí, které má na spodním okraji perforovanou mřížku umožňující odtok vody z infiltrometru, a trubice zajišťující přístup vzduchu. Permeametr je umístěn do vyvrtané sondy o známém průměru, pomocí vzduchové trubice je nastavena hladina vody v sondě (konstantní tlaková výška) a je měřena kumulativní infiltrace vody do půdy. Nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  může být například vypočtena z jedné hodnoty aplikovaného tlaku a jedné

ustálené infiltrační rychlosti a podle Elricka et al. (1989) a Reynoldse et al. (2002). Detaily provedení experimentu a vyhodnocení dat jsou uvedeny v manuálu k přístroji. V obrázku 7 jsou zobrazeny měřené hydraulické vodivosti v transektu B. V každém bodě transektu byla provedena 4 měření.

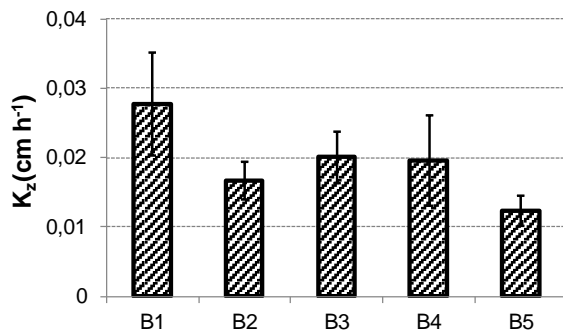


Obrázek 7. Nasycená hydraulická vodivost ( $K_s$ ) stanovená v jednotlivých bodech transektu B v létě 2011 pomocí Gulphského permeamtru (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky znázorněné chybovou úsečkou).

### 3.4.2. Hydraulická vodivost půdy při vlhkosti blízké nasycení

V terénu je možné nenasyčené hydraulické vodivosti stanovit například pomocí podtlakového diskového infiltrometru. Důležitými součástmi diskového infiltrometru jsou zásobník vody, membrána propouštějící vodu a probublávací věž. Diskový infiltrometr je na půdní povrch umístěn tak, aby byl zajištěn dokonalý kontakt membrány s půdou. Pomocí trubic v probublávací věži je nastavován podtlak vody a tím je redukován příjem a průtok vody půdou. Existuje řada typů těchto přístrojů, které se liší velikostí disku, jeho materiálem či konstrukcí celé soustavy (např. Soilmoisture Equipment Corp., 2008; Decagon Devices, 2014). Na svažitéch územích je vhodné volit infiltrometry o menším poloměru. Ve všech případech je buď manuálně či automaticky zaznamenávána kumulativní infiltrace vody v čase. Body nenasyčených hydraulických vodivostí jsou dány nastavenou tlakovou výškou a hodnotou hydraulické vodivosti. Pro vyčíslení hydraulických vodivostí existuje řada analytických metod. Jednou z metod je metoda navržená Woodingem (1968), kdy je hodnota hydraulické vodivosti vyhodnocena z ustáleného infiltračního toku na konci experimentu. Pro účely minidiskových infiltrometrů (Decagon Devices, 2014) je pak častěji užívána metoda navržená Zhangem (1997). V tomto případě je hodnota  $K$  vyčíslena ze sorptivity vyhodnocené

z počátečního průběhu kumulativní infiltrace vody do půdy. Detaily provedení experimentu a vyhodnocení dat jsou uvedeny v manuálech k přístrojům. V obrázku 8 jsou zobrazeny hydraulické vodivosti měřené podtlakovým minidiskovým infiltrometrem o poloměru 2,25 cm pro tlakovou výšku  $h=-2$  cm. V každém bodě transektu B bylo provedeno 15 měření.



Obrázek 8. Hydraulická vodivost ( $K$ ) stanovená v jednotlivých bodech transektu v létě 2011 pomocí podtlakového minidiskového infiltrometru a metodou navrženou Zhangem (1997) (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky znázorněné chybovou úsečkou).

### 3.5. Interpretace variability hydraulických vlastností půdy pomocí scaling faktorů

Řada půdních vlastností je definována jako jednoduchá proměnná a může být tedy přímo vyhodnocována pomocí běžných statistických a geostatistických metod. Některé půdní vlastnosti jsou však definovány jako plynulá funkce. Takovými vlastnostmi jsou například retenční čára půdních vlhkostí a křivka hydraulických vodivostí. Jejich hodnocení pak může být založeno na předpokladu podobnosti prostředí. U geneticky podobných půd se předpokládá, že pórová prostředí jsou si podobná a liší se pouze v měřítku vnitřní geometrie (Miller et Miller, 1956). Tento původní koncept byl dále modifikován řadou autorů. Nakonec Vogel et al. (1991) prezentoval model lineární variability hydraulických charakteristik a definoval scaling faktory následujícím způsobem:

$$\alpha_h = \frac{h}{h^*} \quad \alpha_K = \frac{K}{K^*} \quad \alpha_h = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta^* - \theta_r^*)} \quad (5)$$

Hodnoty scaling faktorů a referenčních hydraulických vlastností lze stanovit pomocí charakteristických hodnot nebo přímou optimalizací všech parametrů.

Například hodnoty scaling faktorů  $\alpha_h$ ,  $\alpha_K$  a  $\alpha_\theta$  a současně i parametrů vystupujících v analytických funkcích (diskutovaných v kapitole 4) popisujících referenční hydraulické vlastnosti  $\theta^*(h^*)$  a  $K^*(h^*)$ , pro M retenčních čar půdní vlhkosti a křivek hydraulických vodivostí tvořených N experimentálními body lze získat minimalizací sum čtverců odchylek takto:

$$\sum_i \sum_j \left\{ \log \left[ h^*(\theta_{ij}^*) \alpha_{hj} \right] - \log h_{ij}(\theta_{ij}) \right\}^2 = \min$$

$$\theta_{ij}^* = \theta_r^* + \frac{\theta_{ij} - \theta_{rj}}{\alpha_{\theta j}}$$

kde

$$\alpha_{\theta j} = \frac{\theta_{sj} - \theta_{rj}}{\theta_s^* - \theta_r^*} \quad \theta_s^* = \frac{1}{M} \sum_j \theta_{sj} \quad \theta_r^* = \frac{1}{M} \sum_j \theta_{rj}$$

$$\sum_i \sum_j \left\{ K^*(h_{ij}^*) \alpha_{Kj} - K_{ij}(h_{ij}) \right\}^2 = \min \quad (6)$$

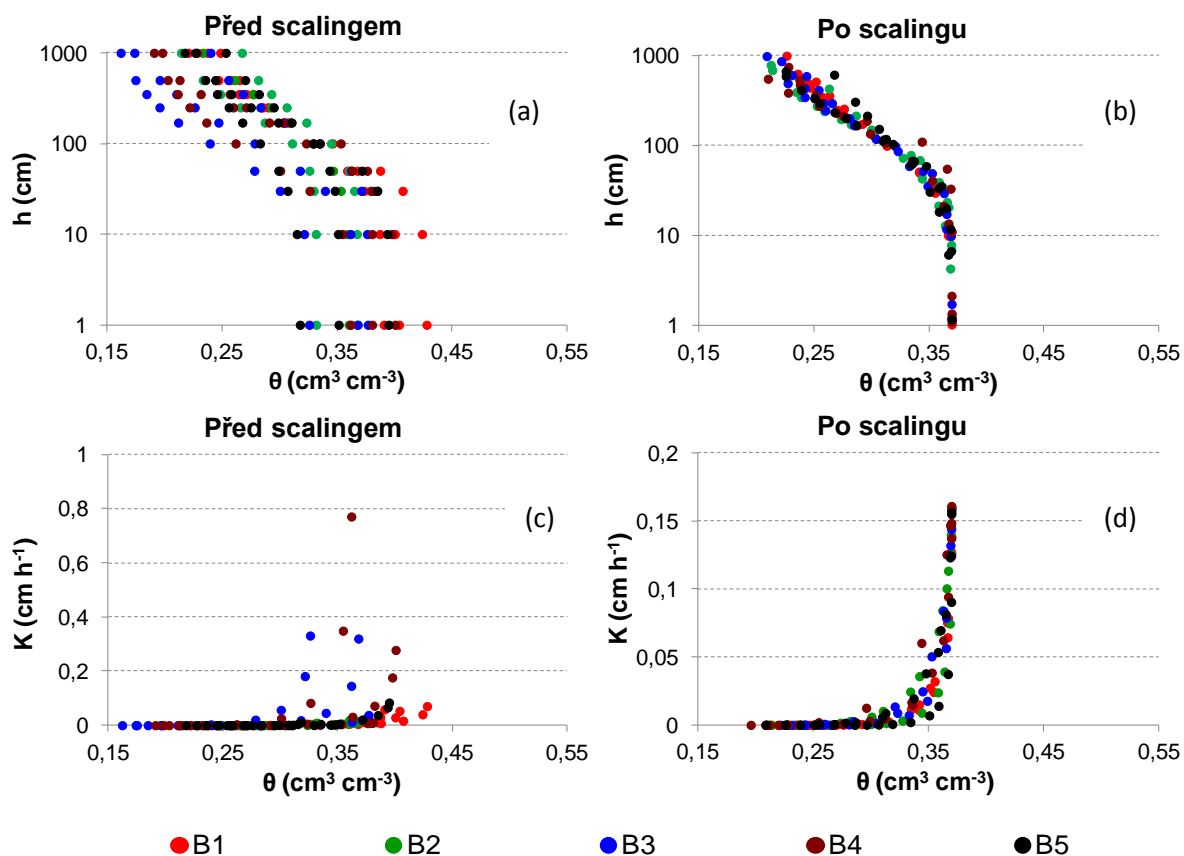
Rovnice (6) se významně zjednoduší, když jsou referenční charakteristiky stanoveny nezávisle na těchto rovnicích jako např. průměrné hodnoty nebo optimalizací celého svazku měřených charakteristik. Scaling faktory pak mohou být stanoveny minimalizací sum čtverců odchylek individuálně pro jednotlivé charakteristiky. Příklad aplikace této metody pro vyhodnocení variability hydraulických vlastností v transektu B je uveden v tabulce 1 a obrázcích 9 až 14. Referenční hydraulické charakteristiky a scaling faktory byly vyhodnoceny pro oba odběry zvlášť. To znamená, že byla vyhodnocena buď variabilita v transektu na počátku růstu rostlin, nebo po jejich sklizni. Byly ale také vyjádřeny referenční hydraulické charakteristiky a scaling faktory pro oba odběry, což zohlednilo i změnu charakteristik v čase. Parametry referenčních hydraulických funkcí vyhodnocených jednotlivě pro každý odběr a souhrnně pro oba odběry (tabulka 1) byly stanoveny optimalizací celého svazku měřených charakteristik. V obrázcích 9, 11 a 13 jsou pak vykresleny průběhy všech hydraulických vlastností v daném transektu a průběhy hydraulických vlastností po přepočtu na referenční charakteristiky pomocí scaling faktorů zobrazených v obrázcích 10, 12, a 14. Z obrázků 9, 11 a 13 je zřejmé, že i přes významnou modifikaci půdních poměrů na tomto území, bylo ve všech případech možné

průběh hydraulických vlastností pomocí scaling faktorů uspokojivě interpretovat. Výsledné scaling faktory (obrázky 10, 12 a 14) ukazují, že trendy jednotlivých faktorů ve výškovém transektu zjištěné na počátku růstu rostlin a po jejich sklizni se odlišují. Hodnoty scaling faktorů vyhodnocených z obou odběrů (obrázek 10) pak jasně ukazují nižší retenční schopnost (tj. nižší vstupní hodnoty vzduchu, rozsah vlhkosti atd.), ale i nižší hydraulickou vodivost rozrušené půdy po orbě a setí, než byla retenční schopnost i hydraulická vodivost půdy po její konsolidaci a vytvoření půdní struktury.

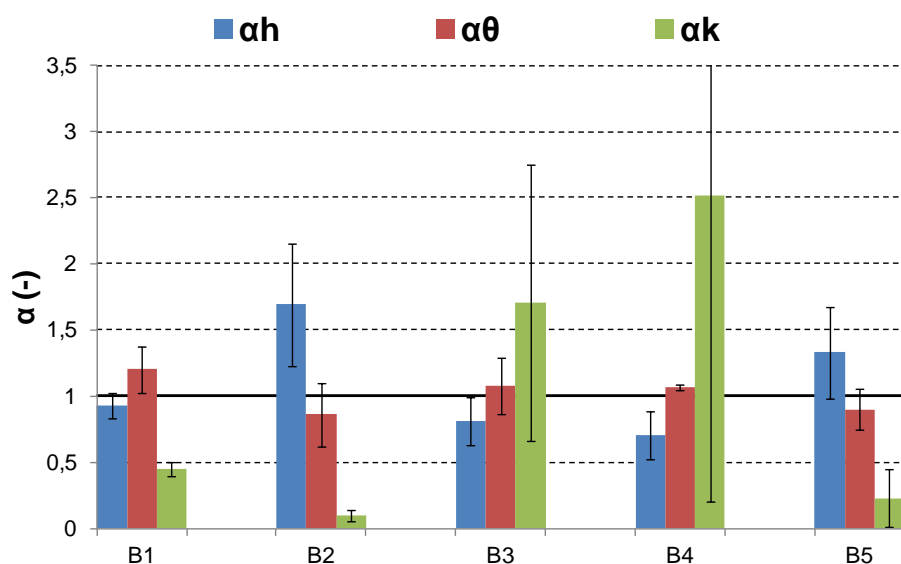
Úspěšná aplikace metody vyplývá z podstaty studovaného půdního typu (tj. jen 2 půdní horizonty, relativně málo variabilní zrnitostní složení s převažující frakcí prachu, absence transportu půdních koloidů, rozpuštěných minerálních látek a organické hmoty mezi diagnostickými horizonty atd.). Tento závěr proto nemůže být zobecněn pro další půdní typy, které se vyznačují velkou diversifikací půdních horizontů. Naše výzkumy ukázaly, že pomocí tohoto přístupu nebyla spolehlivě interpretována variabilita hydraulických vlastností na erozi degradovaných hnědozemích, kde na svažitých částech hodnoceného území do povrchové vrstvy vystupoval půdní materiál z iluviálního horizontu (materiál obsahující zvýšený obsah jílu) a jílové částice byly navíc unášeny podél svahu a akumulovány v dolní části vytyčených transektů. Na druhou stranu naše studie ukázaly, že metoda může být využita pro interpretaci variability erozí modifikovaných kambizemí.

*Tabulka 1. Parametry referenčních van Genuchtenových hydraulických funkcí.*

rok	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$	$K_s$
	( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	( $\text{cm}^{-1}$ )	(-)	( $\text{cm h}^{-1}$ )
2010	0,370	0,190	0,012	1,702	0,161
2011	0,432	0,202	0,023	1,823	0,650
2010+2011	0,401	0,196	0,019	1,719	0,405

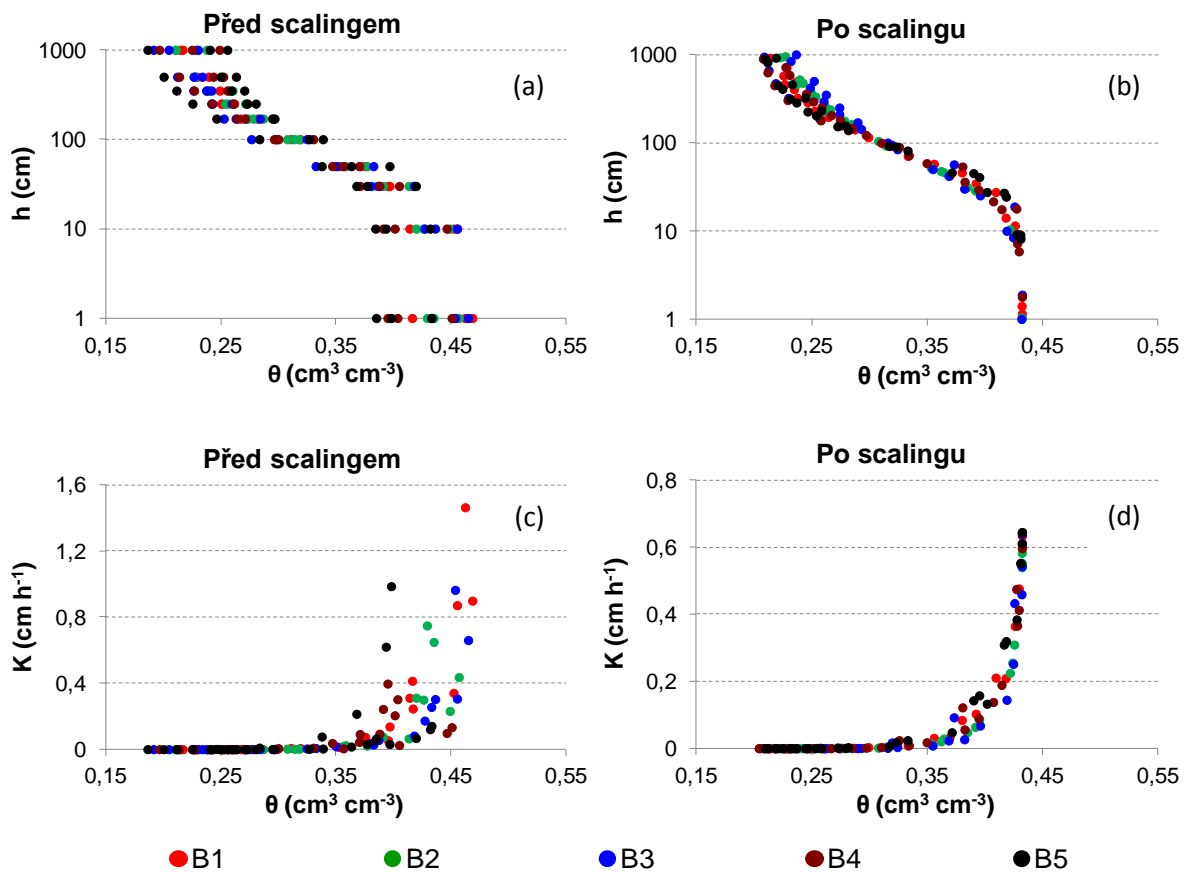


Obrázek 9. Průběh retenčních čar před (a) a po scalingu (b) a hydraulických vodivostí před (c) a po scalingu (d) na vzorcích odebraných v roce 2010.

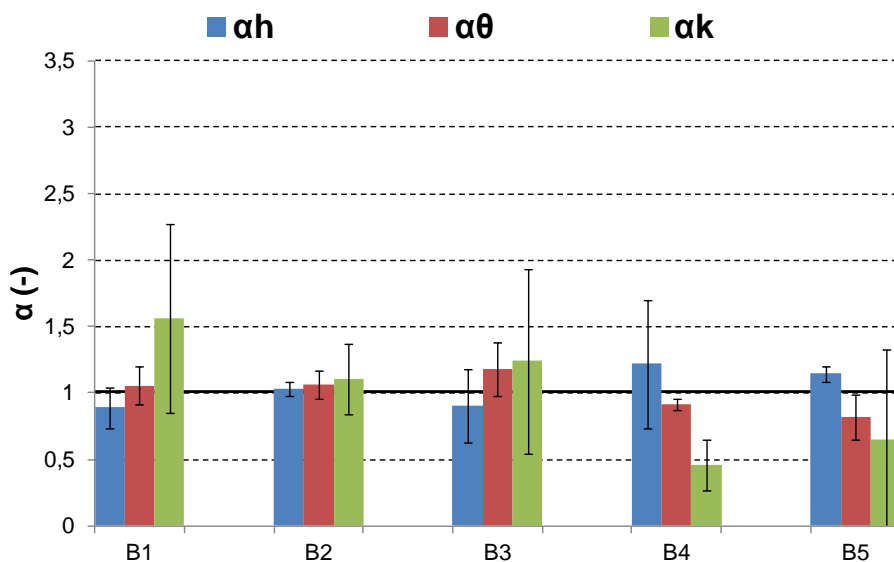


Obrázek 10. Výsledné scaling faktory  $\alpha_h$ ,  $\alpha_\theta$  a  $\alpha_k$  podél výškového transektu v roce 2010 (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky znázorněné chybovou úsečkou).

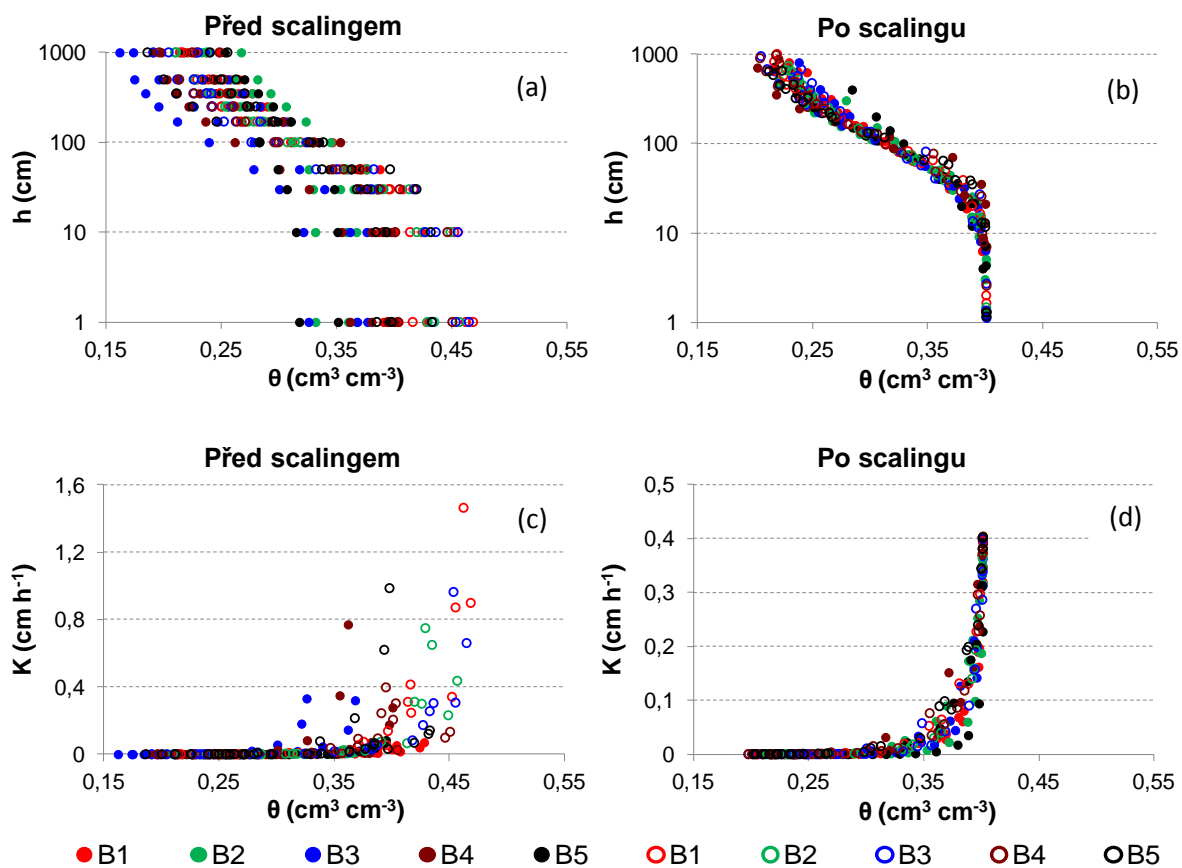




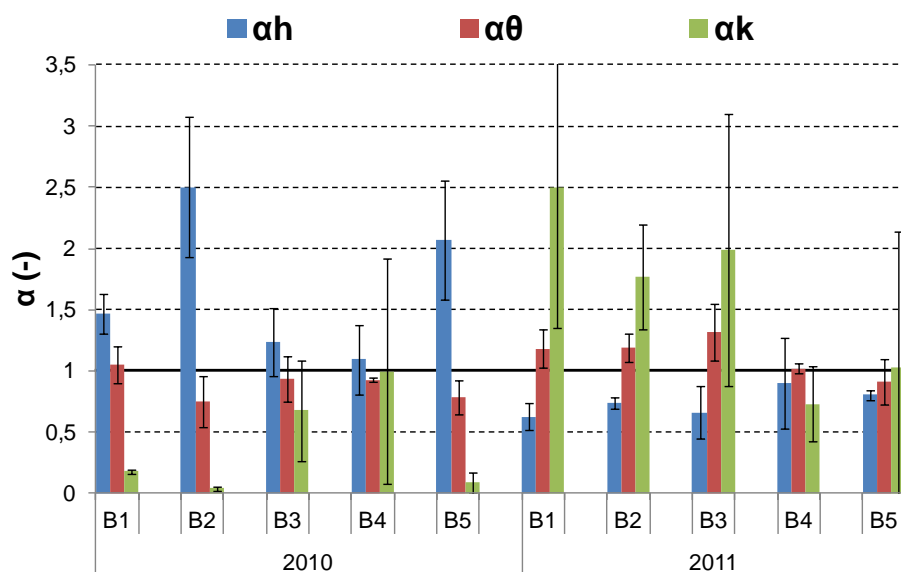
Obrázek 11. Průběh retenčních čar před (a) a po scalingu (b) a hydraulických vodivostí před (c) a po scalingu (d) na vzorcích odebraných v roce 2011.



Obrázek 12. Výsledné scaling faktory  $\alpha_h$ ,  $\alpha_\theta$  a  $\alpha_k$  podél výškového transektu v roce 2011 (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky znázorněné chybovou úsečkou).

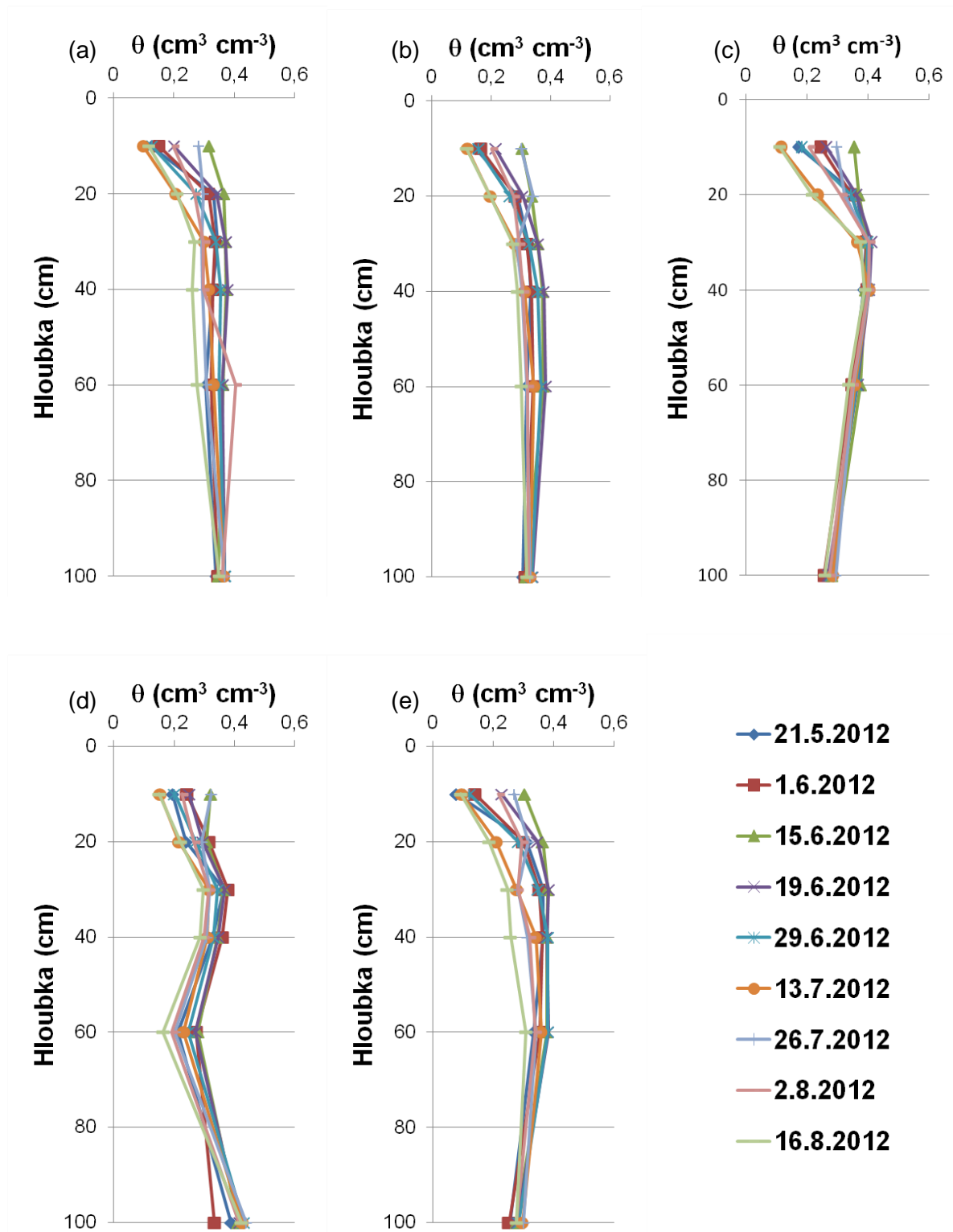


Obrázek 13. Průběh retenčních čar před (a) a po scalingu (b) a hydraulických vodivostí před (c) a po scalingu (d) na vzorcích odebraných v letech 2010 (plné symboly) a 2011 (prázdné symboly).



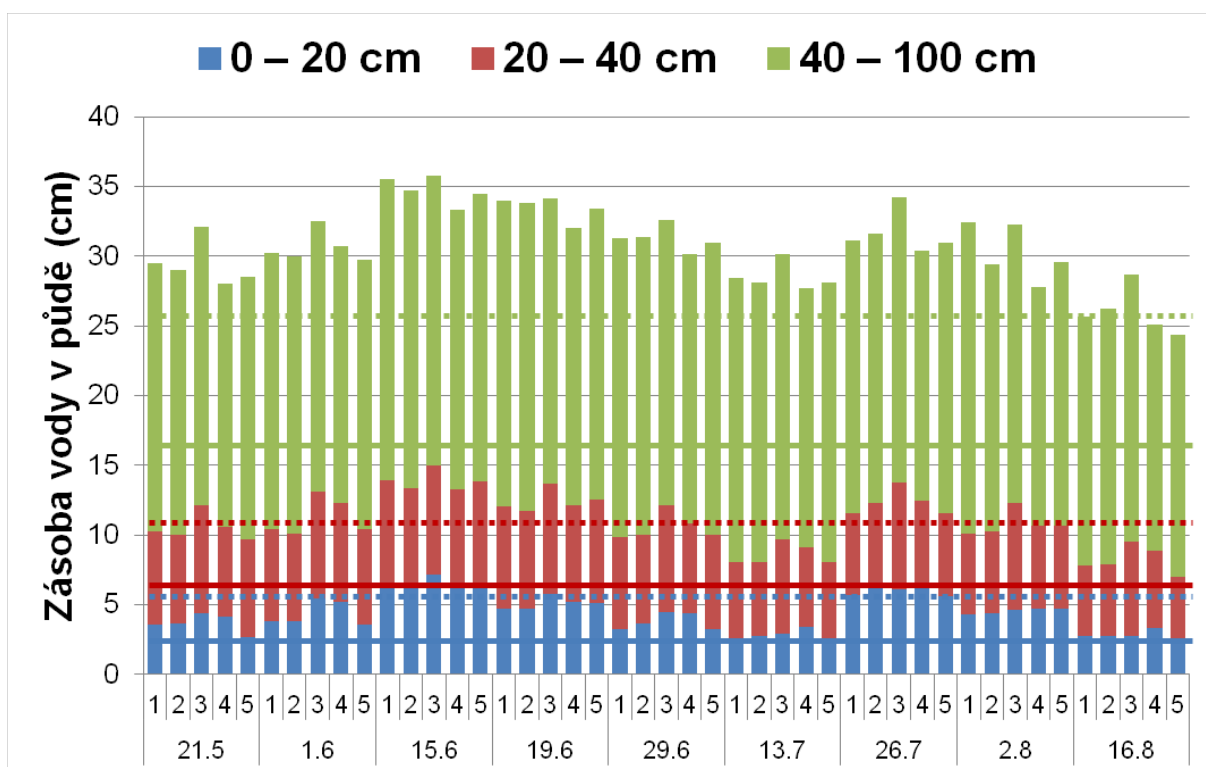
Obrázek 14. Výsledné scaling faktory  $\alpha_h$ ,  $\alpha_\theta$  a  $\alpha_k$  podél výškového transektu v letech 2010 a 2011 (průměrné hodnoty a směrodatné odchylky).

### 3.6. Monitoring půdních vlhkostí a hodnocení zásob vody v půdním profilu



Obrázek 15. Půdní vlhkosti v transektu B změřené v roce 2012 sondou PR2 v bodech: B1 (a), B2 (b), B3 (c), B4 (d) a B5 (e).

Výběrem vhodných senzorů pro měření půdních vlhkostí, jejich kalibrací, monitoringem půdních vlhkostí a následným vyhodnocením zásob půdní vody a dostupnosti půdní vody pro rostliny se detailně zabývá certifikovaná metodika ČZU (Kodešová et al., 2015). Zde jsou na obrázku 15 pro ilustraci uvedeny vlhkosti v jednotlivých bodech transektu B v roce 2012 měřené sondou ProfileProbe PR2 (Delta-T Devices, 2008), kdy na tomto pozemku byla pěstována pohanka obecná (*Fagopyrum esculentum*).



Obrázek 16. Zásoby vody v půdním profilu ve výškovém transektu B v roce 2012. Sloupce označují skutečnou zásobu vody a linie označují limitní zásoby vody (bod vadnutí modře plně a bod snížené dostupnosti vody modře tečkovaně pro vrstvu 0 – 20 cm, bod vadnutí červeně plně, bod snížené dostupnosti vody červeně tečkovaně pro vrstvu 0 – 40 cm, bod vadnutí zeleně plně a bod snížené dostupnosti vody zeleně tečkovaně pro vrstvu 0 – 100 cm).

Na obrázku 16 jsou vidět vypočtené zásoby vody v půdním profilu ve formě skládaných sloupcových grafů. Modrými sloupci je zobrazena zásoba vody ve vrstvě 0 – 20 cm, červenými ve vrstvě 20 – 40 cm a zelenými je vyznačená zásoba ve vrstvě 60 – 100 cm. Rovněž jsou v grafech vyneseny limitní zásoby vody odpovídající bodu vadnutí (BV) a bodu snížené dostupnosti vody (HSDV). Modrá plná linie ohraničuje limitní zásobu vody pro bod vadnutí, modrá tečkovaná linie pak vymezuje limitní zásobu vody pro bod snížené dostupnosti

vody v orničním horizontu (0 – 20 cm). Obdobně jsou pak červenými liniemi vymezeny limitní zásoby vody pro orniční a podorniční vrstvu (0 – 40 cm) a zelenými liniemi pak limitní zásoby vody v celé měřené hloubce (0 – 100 cm).

#### **4. Přínos metodiky**

Metodika shrnuje postup při hodnocení hydroopedologických podmínek (tj. režimu půdní vody, hydrofyzikálních vlastností půdy a jejich variability) na geomorfologicky členitých územích, kde je půda ohrožena vodní erozí. Metodika zahrnuje návrh rozmístění pozorovacích bodů na pozemku a časový harmonogram terénních prací. Jsou zde uvedena doporučená měření a metody jejich zpracování. Pozornost je rovněž zaměřena na vyhodnocení prostorové a časové variability hydraulických vlastností půdy pomocí scaling faktorů. Postupy uvedené v této metodice jsou obecně platné a tudíž aplikovatelné pro analýzu hydroopedologických podmínek nejen na těchto územích.

#### **5. Srovnání novosti postupů**

V současné době neexistuje metodika, která by se strategií hodnocení hydroopedologických podmínek na zemědělských pozemcích silně ovlivněných vodní erozí zabývala.

#### **6. Popis uplatnění metodiky**

Metodika je primárně určena týmům, které by se měly zabývat hodnocením hydroopedologických podmínek na zemědělských pozemcích silně ovlivněných vodní erozí, které jsou následně využity při návrhu postupů pro zlepšení kvality půdy či protierozních opatření. Díky obecné platnosti uvedených postupů při hodnocení hydraulických vlastností v terénu a laboratoři, a následném statistickém zpracování je metodika rovněž určena organizacím, které se zabývají průzkumem hydroopedologických podmínek pro jiné účely (např. při návrhu hydromelioračních staveb, závlahových systémů, hodnocení transportu kontaminantů ve vadózní zóně a podobně).

#### **7. Ekonomické aspekty**

Metodika přináší postup, jak efektivně charakterizovat hydroopedologické podmínky na dané lokalitě, tj. v dostatečném detailu postihnout prostorovou i

časovou variabilitu hydroopedologických podmínek a zároveň minimalizovat terénní a laboratorní práce a tím snížit jak personální tak materiální náklady. Ekonomický přínos dále vyplývá pro majitele pozemků z využití výsledků pro hodnocení skutečného režimu půdní vody na dané lokalitě a následného návrhu účinných opatření pro zlepšení půdních podmínek. Výsledky monitoringu by rovněž pomohly státní správě zefektivnit řadu rozhodovacích procesů např. při vyplácení kompenzací zemědělským podnikům za škody na zemědělské produkci v důsledku nepříznivých vláhových podmínek a podobně.

## **8. Dedikace**

Tato metodika vznikla za finanční podpory Ministerstva zemědělství, NAZV a programu „KUS“ PP3 – Podpora politiky agrárního sektoru, v rámci řešení projektu QJ1230319 „Vodní režim půd na svažitém zemědělsky využívaném území“. Pilotní studie, která se zabývala prostorovou distribucí půdních vlastností na geomorfologicky rozmanitém území a sloužila při přípravě návrhu projektu QJ1230319, byla provedena v rámci projektu GAČR 526/08/0434 „Vliv půdní struktury na charakter proudění vody a transport rozpuštěných látek v půdním prostředí“.

## **Literatura**

### **Seznam použité související literatury**

Alletto, L., Coquet, Y., 2009. Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management system. *Geoderma*, 152: 85–94.

Bamberg, A.L., Cornelis, W.M., Timm, L.C., Gabriels, D., Pauletto, E.A., Pinto, L.F.S., 2011. Temporal changes of soil physical and hydraulic properties in strawberry fields. *Soil Use and Management*, 27: 385–394.

Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., Kaul, H.P., 2008. Natural and management-induced dynamics of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope. *Geoderma*, 146: 317–325.

Bormann, H., Klaasen, K., 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma*, 145: 295–302.

Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 198: 71–77.

Cantón, Y., Solé-Benet, A., Asensio, C., Chamizo, S., Puigdefábregas, J., 2009. Aggregate stability in range sandy loam soils relationships with runoff and erosion. *Catena*, 77: 192–199.

Decagon Device, 2014. Minidisc Infiltrometer, Version 2014-10-10. Decagon Device, Inc., Pullman, WA, USA.

Delta-T Devices Ltd., 2008. User Manual for the Profile Probe type PR2. Version: PR2-UM-3.0. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, UK.

Elrick, D.E., Reynolds, W.D., Tan, K.A., 1989. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Groundwater Monitoring and Remediation*, 9: 184–193.

- Florinsky, I.V., Eilers, R.G., Manning, G.R., Fuller, L.G., 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software*, 17(3): 95–311.
- Gribb, M.M., Kodešová, R., Ordway, S. E., 2004. Comparison of soil hydraulic property measurement methods, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130(10): 1084–1095.
- Grundwald, S. ed., 2005. *Environmental Soil–Landscape Modeling*, CRC Press.
- Herbst, M., Diekkrüger, B., Vereecken, H., 2006. Geostatistical co–regionalization of soil hydraulic properties in a micro–scale catchment using terrain attributes. *Geoderma*, 132(1–2): 206–221.
- Holý, M., 1978. *Protierozní ochrana*. SNTL a ALFA. Praha. pp 283.
- Hopmans, J. W., Šimůnek, J., Romano, N., Durner, W., 2002. Inverse methods. In *Methods of Soil Analysis*, eds. Dane, J.H., Topp, G.C., Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wis., 963–1008.
- Jakšík, O., Kodešová, R., Kubiš, A., Stehlíková, I., Drábek, O., Kapička, A., 2015. Soil aggregate stability within morphologically diverse areas. *Catena*, 127: 287–299.
- Jirků, V., Kodešová, R., Nikodem, A., Mühlhanselová, M., Žigová, A., 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma*, 204–205: 43–58.
- Kodešová, R., 2012. *Modelování v pedologii*. 2. aktualizované vydání. Skriptum ČZU v Praze, ISBN 80–213–1347–1.
- Kodešová, R., Jakšík, O., Klement, A., Fér, M., Nikodem, A., Brodský, L., 2015. *Metodika lokálního monitoringu půdních vlhkostí na zemědělských pozemcích ohrožených suchem*. Certifikovaná metodika. ČZU v Praze, ISBN: 978–80–213–2547–0, pp 27
- Kosugi K., 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, *Water Resources Research*, 32(9): 2697–2703.
- Lark, R.M., Beckett, P.H.T., 1998. A geostatistical descriptor of the spatial distribution of soil classes, and its use in predicting the purity of possible soil map units. *Geoderma*, 83(3–4): 243–267.



- Miller, E.E., Miller, R.D., 1956. Physical theory for capillary phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27(4): 324–332.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3): 513–522.
- Moore, I.D., Gessler, P.E., Nielsen, G.A., Peterson, G.A., 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 443–452.
- Mummery, D., Battaglia, M., Beadle, C.L., Turnbull, C.R.A., McLeord, R., 1999. An application of terrain and environmental modelling in a largescale forestry experiment. *Forest Ecology and Management*, 118(1–3): 149–159.
- Nikodem, A., Kodešová, R., Fér, M., Klement, A., Jakšík, O., 2015. Využití scaling faktorů pro vyjádření variability hydraulických vlastností na území významně ovlivněném vodní erozí. In Čelková, A. (ed.): *Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda– rastlina– atmosféra*, Sborník příspěvků z konference, 22. Posterový deň, Ústav hydrologie SAV, ISBN 978–80–89139–36–1, 195–205.
- Penížek, V., Zádorová, T., Kodešová, R., Klement, A., 2014. Optimalizace vzorkovací sítě pomocí využití analýzy relief pro popis prostorové variability půdních vlastností v rámci půdních bloků. *Certifikovaná metodika, ČZU v Praze*, ISBN 978–80–213–2533–3, pp 41.
- Pennock, D.J., 2003. Terrain attributes, landform segmentation, and soil redistribution. *Soil and Tillage Research*, 69: 15–26.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., Youngs, E.G., Amoozegar, A., Booltink, H.W.G., Bouma, J., 2002. Saturated and field-saturated water flow parameters. In: Dane, J., Topp, C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA, 797–878.
- Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1: 318–33.
- Romano, N., Palladino, M., 2002. Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *Journal of Hydrology*, 265(1–4): 56–75.
- Sacco, D., Cremon, C., Zavattaro, L., Grignani, C., 2012. Seasonal variability of soil properties under different water managements in irrigated rice. *Soil and Tillage Research*, 118: 22–31.

- Schwen, A., Bodner, G., Loiskandl, W., 2011a. Time-variable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. *Agricultural Water Management*, 99: 42–50.
- Schwen, A., Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G., Loiskandl, W., 2011b. Temporal dynamic of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil and Tillage Research*, 113: 89–98.
- Sobieraj, J.A., Elsenbeer, H., Coelho, R.M., Newton, B., 2002. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. *Geoderma*, 108(1–2): 79–90.
- Soilmoisture Equipment Corp., 1995. Tempe Pressure Cell, Operating Instructions. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA.
- Soilmoisture Equipment Corp., 2008. 2825K1 Tension infiltrometer, Operating Instructions. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA.
- Soilmoisture Equipment Corp., 2009. 15 Bar Pressure Plate Extractor, Operating Instructions. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA.
- Soilmoisture Equipment Corp., 2012. Model 2800K1 Guelph Permeameter, Operating Instructions. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA.
- UMS, 2015. Manual HYPROP, Version 2015-01. UMS GmbH München, Germany. URL [http://ums-muc.de/static/Manual\\_HYPROP.pdf](http://ums-muc.de/static/Manual_HYPROP.pdf)
- Šimůnek, J., M. Šejna, H. Saito, M. Sakai, van Genuchten, M.Th. 2008a. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 4.0. HYDRUS Software Series 3, Dep. Environmental Sciences, Univ. Calif. Riverside, Riverside, CA.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th., Šejna, M., 2008a. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages, and related codes. *Vadose Zone Journal*, 7(2): 587–600.
- van Dam, J.C., Stricker, N.N., Droogers, P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic function from multi-step outflow experiment. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 647–652.

- van Genuchten, M. Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892–898.
- Vogel, T., Cislerova, M., Hopmans, J. W., 1991. Porous media with linearly variable hydraulic properties. *Water Resources Research*, 27(10): 2735–2741.
- Wilson, D.J., Western, A.W. & Grayson, R.B., 2005. A terrain and data-based method for generating the spatial distribution of soil moisture. *Advances in Water Resources*, 28(1): 43–54.
- Wooding, R., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4: 1259–1273.
- Zádorová, T., Jakšík, O., Kodešová, R., Penížek, V., 2011b. Influence of terrain attributes and soil properties soil on aggregates stability. *Soil and Water Research*, 6(3): 111–119.
- Zádorová, T., Penížek, V., Šefrna, L., Rohošková, M., Borůvka, L., 2011a. Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *Catena*, 85(1): 22–33.
- Zhang, R.D., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 1024–1030.

## **Normy pro stanovení fyzikálních a hydraulických charakteristik půdy**

ISO 11272:1998: Soil quality – Determination of dry bulk density.

ISO 11277:2009: Soil quality – Determination of particle size distribution in mineral soil material – Method by sieving and sedimentation

ISO 11508:1998: Soil quality – Determination of particle density

ISO 11274:1998, ISO 11274:1998/Cor 1:2009: Soil quality – Determination of the water-retention characteristic – Laboratory methods

ISO 11275:2004: Soil quality – Determination of unsaturated hydraulic conductivity and water-retention characteristic – Wind's evaporation method

ISO 11465:1993: Soil quality – Determination of dry matter and water content on a mass basis – Gravimetric method

ISO 11461:2001: Soil quality – Determination of soil water content as a volume fraction using coring sleeves – Gravimetric method

ISO 16586:2003: Soil quality – Determination of soil water content as a volume fraction on the basis of known dry bulk density – Gravimetric method

## **Seznam předcházejících publikací autorů týkající se hodnocení půdních vlastností na lokalitách ovlivněných půdní erozí a hodnocení prostorové a časové variability hydropedologických podmínek**

Gribb, M.M., Kodešová, R., Ordway, S.E., 2004. Comparison of soil hydraulic property measurement methods, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130(10): 1084–1095.

Jakšík, O., Chmelíková, K., Schmidtová, Z., Kodešová, R., 2014a. Porovnání senzorů SM200 a TMS3 pro měření půdní vlhkosti. In Brych, K., Tesař, M. (eds.): *Sborník příspěvků z konference, Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Český hydrometeorologický ústav*, ISBN: 978–80–02–02525–2, ISBN: 978–80–87577–32–5, 166–168.

Jakšík, O., Kodešová, R., Jirků, V., Nikodem, A., Fér, M., Klement, A., 2012. Vliv redistribuce půdní hmoty na hydraulické vodivosti orničního horizontu dvou půdních typů na územích ovlivněných erozí. In Čelková, A. (ed.): *Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Sborník příspěvků z konference, 20. Posterový deň, Ústav hydrológie SAV*, ISBN: 978–80–89139–28–6, 269–275.

Jakšík, O., Kodešová, R., Kubiš, A., Stehlíková, I., Drábek, O., Kapička, A., 2015a. Soil aggregate stability within morphologically diverse areas. *Catena*, 127: 287–299.

Jakšík, O., Kodešová, R., Nikodem, A., Fér, M., Klement, A., 2015b. Hodnocení zásoby půdní vody ve výškových transektech na erozně ovlivněném území. In Čelková, A. (ed.): *Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Sborník příspěvků z konference, 22. Posterový deň, Ústav hydrológie SAV*, ISBN 978–80–89139–36–1. 81–86.

Jakšík, O., Nikodem, A., Kodešová, R., Fér, M., Klement, A., Kratina, J., 2014b. Prostorová distribuce zásoby půdní vody podél výškových transektů na dvou geomorfologicky členitých územích ovlivněných erozí. In Čelková, A. (ed.): *Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Sborník příspěvků z konference, 21. Posterový deň, Ústav hydrológie SAV*, ISBN: 978–80–89139–33–0, 102–109.

Jirků, V., Kodešová, R., Nikodem, A., Mühlhansellová, M., Žigová, A., 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma*, 204–205: 43–58.

Kapička, A., Kodešová, R., Jakšík, O., Klement, A., Petrovský, E., Grison, H., 2014. Metodika pro hodnocení půdních vlastností pomocí magnetické susceptibility aplikovatelná pro posouzení degradace půd v důsledku vodní eroze. Certifikovaná metodika. ČZU v Praze, ISBN: 978–80–213–2532–6, pp 28.

Klement, A., Vašát, R., Kodešová, R., Borůvka, L., Brodský, L., Jakšík, O., 2014. Metodika pro hodnocení půdních vlastností pomocí půdních spekter aplikovatelná pro posouzení degradace půd v důsledku vodní eroze. Certifikovaná metodika. ČZU v Praze, ISBN: 978–80–213–2531–9, pp 33.

Kočárek, M., Kodešová, R., 2012. Influence of temperature on soil water content measured by ECH2O-TE sensor. *International Agrophysics*, 26: 259–269.

Kodešová, R., 2012. Modelování v pedologii. 2. aktualizované vydání. Skriptum ČZU v Praze, ISBN 80–213–1347–1.

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.

Kodešová, R., Jakšík, O., Klement, A., Fér, M., Nikodem, A., Brodský, L., 2015. Metodika lokálního monitoringu půdních vlhkostí na zemědělských pozemcích ohrožených suchem. Certifikovaná metodika. ČZU v Praze, ISBN: 978–80–213–2547–0, pp 27.

Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, V., Mühlhansellová, M., Nikodem, A., Žigová, A., 2011a. Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland, *Soil and Tillage Research*, 111(2): 154–161.

Kodešová, R., Kodeš, V., Mráz, A., 2011b. Comparison of two sensors ECH<sub>2</sub>O EC–5 and SM200 for measuring soil water content. *Soil and Water Research*, 6(2): 102–110.

Nikodem, A., Jakšík, O., Kodešová, R., Klement, A., Fér, M. 2014. Bilance zásob půdní vody podél výškových transektů na erozí ovlivněném území. In Brych, K., Tesař, M. (eds.): *Hydrologie malého povodí 2014*, Sborník příspěvků

z konference, Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Český hydrometeorologický ústav, ISBN: 978-80-02-02525-2, ISBN: 978-80-87577-32-5, 335-342.

Nikodem, A., Kodešová, R., Fér, M., Jirků, V., Klement, A., Jakšík, O., 2013. Hydraulické charakteristiky podél výškových transektů na třech lokalitách s odlišnými půdními jednotkami. In Čelková (ed.) Stav poznania vo výskumev hydrologických vedách, Sborník příspěvků z konference, Ústav hydrológie SAV a Slovenský výbor pre hydrológiu, ISBN 978-80-89139-30-9, 206-214.

Nikodem, A., Kodešová, R., Fér, M., Klement, A., Jakšík, O., 2015. Využití scaling faktorů pro vyjádření variability hydraulických vlastností na území významně ovlivněném vodní erozí. In Čelková, A. (ed.): Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Sborník příspěvků z konference, 22. Posterový deň, Ústav hydrológie SAV, ISBN 978-80-89139-36-1, 195-205.

Nikodem, A., Kodešová, R., Jakšík, O., Klement, A., Fér, M., 2014. Posouzení pórovitosti podél výškových transektů na erozí ovlivněném území. In Čelková, A. (ed.): Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Sborník příspěvků z konference, 21. Posterový deň, Ústav hydrológie SAV, ISBN: 978-80-89139-33-0, 227-235.

Nikodem, A., Kodešová, R., Žigová, A., Jakšík, O., 2012. Vliv Časové a prostorové změny retenčních vlastností ornice ovlivněné erozními procesy. In Čelková, A. (ed.): Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Sborník příspěvků z konference, 20. Posterový deň, Ústav hydrológie SAV, ISBN: 978-80-89139-28-6, 489- 495.

Penížek, V., Zádorová, T., Kodešová, R., Klement, A., 2014. Metodika optimalizace vzorkovací sítě pomocí využití analýzy reliéfu pro popis prostorové variability půdních vlastností v rámci půdních bloků. Certifikovaná metodika. ČZU v Praze, ISBN: 978-80-213-2533-3, pp 41.

Zádorová, T., Jakšík, O., Kodešová, R., Penížek, V., 2011b. Influence of terrain attributes and soil properties on aggregate stability. *Soil and Water Research*, 6(3): 111-119.

## Summary

This work has been supported by the Ministry of Agriculture of the Czech Republic (Project No. QJ1230319, “Soil water regime within a sloping agricultural area”). The goal was to propose methodology for assessment of hydropedological conditions within agricultural areas affected by water erosion. Methodology includes: choice of sampling design for target area (i.e. elevation transects), time schedule (i.e. two sampling and measurement events prior and after vegetation season), possible approaches how to measure hydraulic properties in the field and laboratory and methods to evaluate variability of obtained soil hydraulic properties. Proposed methodology is applied to assess hydropedological conditions at one experimental area situated in the loess region of Southern Moravia. The multi-step outflow method (van Dam et al., 1994) and numerical inversion using HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008a, b) are proposed here as a standard method for simultaneous evaluation of both hydraulic properties, i.e. soil water retention and hydraulic conductivity curves. One scenario, i.e. measurement and mathematical simulation of observed data using HYDRUS-1D, is as example attached on CD. Scaling factors proposed by Vogel et al. (1991) are used here to express soil hydraulic properties variability. Finally, example of evaluated soil water storage within the same transect using certified methodology by Kodešová et al. (2015) is also documented.

**Keywords:** soil degradation, water erosion, soil-water regime, soil hydraulic properties, spatial variability, temporal variability, scaling factors



Název	Metodika průzkumu hydropedologických podmínek na území ovlivněném vodní erozí
Autoři	prof. Ing. Radka Kodešová, CSc., Ing. Antonín Nikodem, Ph.D., Ing. Ondřej Jakšík, Ph.D., Ing. Aleš Klement, Ph.D., Ing. Miroslav Fér, Ph.D.
Vydavatel	Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd
Vydání	2015
Náklad	50
Počet stran	40
Tiskárna	powerprint s.r.o., Brandejsovo nám. 1219/1, 165 00 Praha 6 – Suchbátka
ISBN	978-80-213-2601-9



ISBN: 978-80-213-2601-9