

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

**Katedra geoenvironmentálních věd**

Vliv kořenového systému na retenci vody v půdě

Bakalářská práce



2012

|                   |                   |
|-------------------|-------------------|
| Vedoucí práce:    | Mgr. Lukáš Trakal |
| Konzultant práce: | Mgr. Václav Šípek |
| Autor práce:      | Karel Polák       |

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma Vliv kořenového systému na retenci vody v půdě vypracoval samostatně a použil jen pramenů, které cituji a uvádím v příložené bibliografii.

V Praze dne:

Karel Polák

Děkuji Mgr. Lukáši Trakalovi za odborné vedení a cenné rady během zpracování této práce. Dále děkuji konzultantovi Mgr. Václavu Šípkovi a Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i. za poskytnutí dat vlhkostního potenciálu a srážek z experimentálního povodí Liz, na kterých byl vliv kořenového systému smrku na retenci vody v půdě hodnocen.

## Souhrn

Kořenový systém ovlivňuje retenci vody v půdě především působením na půdní strukturu, pórovitost a režim (bilanci) půdní vody. Kořeny vytváří cesty pro preferenční proudění a tak zvyšují rychlost infiltrace. Bilance půdní vody je kořeny ovlivňována především v souvislosti s transpiračními potřebami rostlin. V této práci byl vliv kořenového systému na retenci vody v půdě zjišťován na základě měření vlhkostního potenciálu na experimentálním povodí Liz (Šumava) v období hydrologického roku 2009, 2010 a 2011. Rozdíl v průběhu půdní vlhkosti přepočítané z hodnot sacího tlaku na stanovištích s přítomností a v nepřítomnosti kořenového systému smrku ztepilého (*Picea abies*, (L.) Karst.) byl statisticky významný (Mann-Whitney-Wilcoxonův test,  $\alpha = 0,05$ ) v hydrologickém roce 2009 a 2011. Výsledky získané v průběhu hydrologického roku 2009 však nelze v důsledku možného vlivu dalších faktorů považovat za dostatečně spolehlivé. Byla ověřena vhodnost měření vlhkostního potenciálu k posuzování rozdílů v retenčních schopnostech půdy, přesto v rámci této práce bylo při hodnocení vlivu kořenového systému smrku na retenci vody v půdě dosaženo nejednoznačných výsledků.

## Klíčová slova

fyzikální vlastnosti půdy, měření půdní vlhkosti, experimentální povodí

## **Summary**

Effect of the root system presence on soil water retention influence predominantly soil structure, porosity and soil water balance. Roots have increased a velocity of infiltration due to preferential pathways creation. Soil water balance is affected by plant transpiration. Soil water retention, affected by root system presence, is evaluated using soil moisture potential monitoring on the experimental catchment Liz (Bohemian Forest) during 3 hydrological years (2009, 2010 and 2011). Statistically significant differences (Mann-Whitney-Wilcoxon test,  $\alpha = 0.05$ ) of suction pressure between station with and without *Picea abies* root system presence was observed in hydrological year 2009 and 2011. However, results obtained during hydrological year 2009 were unreliable due to the effect of other factors. Measuring of the water potential, as the method useful to assessing differences in retention capacity of soil, was verified. Nevertheless, evaluation of common spruce root system effects on soil water retention achieved only ambiguous results.

## **Key words**

physical properties of soil, measurement of soil moisture, experimental catchment

## OBSAH

|                                                                                                  |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. Úvod.....                                                                                     | 1  |
| 2. Literární rešerše.....                                                                        | 3  |
| 2.1. Kořenový systém a vlastnosti kořenů .....                                                   | 3  |
| 2.1.1. Morfologické vlastnosti kořenů u dřevin .....                                             | 3  |
| 2.1.2. Příjem vody .....                                                                         | 4  |
| 2.1.3. Růst kořenového systému .....                                                             | 6  |
| 2.1.4. Kořenový systém smrku ztepilého .....                                                     | 6  |
| 2.2. Půda a půdní voda .....                                                                     | 7  |
| 2.2.1. Základní fyzikální vlastnosti půd .....                                                   | 8  |
| 2.2.1.1. Zrnitost půdy .....                                                                     | 8  |
| 2.2.1.2. Struktura a pórovitost půdy .....                                                       | 8  |
| 2.2.2. Vlhkost půdy .....                                                                        | 9  |
| 2.2.2.1. Přehled metod pro stanovení půdní vlhkosti.....                                         | 10 |
| 2.2.3. Půdní hydrostatika.....                                                                   | 11 |
| 2.2.3.1. Adsorpce .....                                                                          | 11 |
| 2.2.3.2. Kapilarita.....                                                                         | 11 |
| 2.2.3.3. Potenciál půdní vody.....                                                               | 11 |
| 2.2.3.4. Retenční čáry půdní vlhkosti.....                                                       | 12 |
| 2.2.4. Základní hydropedologické procesy .....                                                   | 12 |
| 2.2.4.1. Infiltrace .....                                                                        | 12 |
| 2.2.4.2. Redistribuce a drenáž po infiltraci .....                                               | 13 |
| 2.2.4.3. Evaporace a transpirace.....                                                            | 13 |
| 2.3. Retence vody v půdě v přítomnosti kořenového systému.....                                   | 14 |
| 2.3.1. Ovlivnění půdní struktury a vytváření cest<br>pro preferenční proudění a infiltraci ..... | 14 |
| 2.3.2. Změny distribuce půdní vlhkosti a bilance půdní vody .....                                | 16 |
| 3. Hypotézy .....                                                                                | 20 |
| 4. Cíl práce .....                                                                               | 21 |
| 5. Metodika .....                                                                                | 22 |
| 5.1. Experimentální povodí Liz.....                                                              | 22 |

|      |                                                                     |    |
|------|---------------------------------------------------------------------|----|
| 5.2. | Měření srážkových úhrnů.....                                        | 23 |
| 5.3. | Měření půdní vlhkosti .....                                         | 23 |
| 5.4. | Statistické zhodnocení.....                                         | 25 |
| 6.   | Výsledky .....                                                      | 26 |
| 6.1. | Podrobné výsledky v jednotlivých letech měření .....                | 26 |
| 6.2. | Statistické testování.....                                          | 29 |
| 7.   | Diskuse.....                                                        | 30 |
| 7.1. | Vliv kořenového systému smrku na průběh půdní vlhkosti.....         | 30 |
| 7.2. | Vliv druhového složení lesních porostů na retenci vody v půdě ..... | 31 |
| 8.   | Závěr .....                                                         | 33 |
| 9.   | Přehled literatury a použitých zdrojů .....                         | 34 |
| 10.  | Přílohy .....                                                       | 39 |

## Seznam použitých zkratek a symbolů (Abbreviations used)

|                      |                                           |                                       |
|----------------------|-------------------------------------------|---------------------------------------|
| <b>ČHMÚ</b>          | Český hydrometeorologický ústav           | (Czech Hydrometeorological Institute) |
| <b>E</b>             | rychlost evaporace                        | (rate of evaporation)                 |
| <b>FRD</b>           | hustota jemných kořenů                    | (fine root density)                   |
| <b>FRL</b>           | délka jemných kořenů                      | (fine root length)                    |
| <b>K<sub>s</sub></b> | koeficient nasycené hydraulické vodivosti | (saturated hydraulic conductivity)    |
| <b>MWW test</b>      | Mann-Whitney-Wilcoxonův test              | (Mann-Whitney-Wilcoxon test)          |
| <b>REV</b>           | reprezentativní elementární objem         | (representative elementary volume)    |
| <b>RLD</b>           | hustota prokořenění                       | (root length density)                 |
| <b>RSA</b>           | architektura kořenového systému           | (root system architecture)            |
| <b>SPAC</b>          | kontinuum půda-rostlina-atmosféra         | (soil-plant-atmosphere continuum)     |
| <b>SRA</b>           | poměr plochy a hmotnosti kořene           | (specific root area)                  |
| <b>SRL</b>           | poměr délky a hmotnosti kořene            | (specific root length)                |
| <b>STP</b>           | standardní teplota a tlak                 | (standard temperature and pressure)   |
| <b>T</b>             | rychlost transpirace                      | (rate of transpiration)               |
| <b>TDR</b>           | reflektometrie v časové doméně            | (time domain reflectometry)           |
| <b>w</b>             | hmotnostní vlhkost půdy                   | (weight of soil moisture)             |
| <b>θ</b>             | objemová vlhkost půdy                     | (volumetric soil moisture)            |
| <b>Φ</b>             | potenciál půdní vody                      | (soil water potential)                |



## 1. ÚVOD

Funkce zeleně v životním prostředí je nezastupitelná a v mnoha ohledech se dá říci, že poměrně známá. Z četných způsobů, jimiž rostliny ovlivňují prostředí, ve kterém rostou, se tato práce zaměřuje na změny retence vody v půdě v důsledku přítomnosti kořenového systému.

S retencí půdní vody souvisí přirozeně i její prostorové a časové uspořádání neboli vodní režim půdy. Vodní režim půdy spoluurčuje vodní režim celého povodí a formování odtoku (Tesař a kol., 2004). Nedostatek ploch, kde se může srážková voda (dešťová voda a voda vzniklá táním sněhu) v dostatečné míře vsakovat, má proto negativní vliv na zásoby podzemní vody i na kvalitu vody po proudu. Syrovátka a kol. (2003) na základě publikační činnosti mnoha autorů poukazují, že ani extrémní klimatické události, které se v posledních letech stávají stále častějším jevem, nemusí vždy být pouze následkem oteplování klimatu. Na vině mohou být také nedostatečné zakrytí zemského povrchu transpirujícími rostlinami a nedostatečná retence vody v půdě a krajině (Syrovátka a kol., 2003).

S extrémními klimatickými událostmi související povodně přitom v postižených oblastech páchají výrazné materiální i ekologické škody a může v jejich průběhu docházet i k poškození zdraví osob a v krajních případech také ke ztrátám na lidských životech. Řešení otázek protipovodňové ochrany je proto stále naléhavější potřebou současné společnosti. Pouze klasické inženýrské metody protipovodňové ochrany (výstavby přehradních nádrží a ochranných hrází, úpravy koryt toků) se v mnoha případech naneštěstí ukázaly jako nedostatečné. I proto se do popředí dostávají nové strategie ochrany před povodněmi zaměřené na postupné zvyšování retenční kapacity povodí (Janský a Kocum, 2007). Mezi tato opatření patří především postupy, které mají za cíl postupnou obnovu retenční schopnosti půd.

Retenční schopnost půdy závisí zejména na charakteru půdního krytu, na půdní struktuře, obsahu organické hmoty a na způsobu hospodaření na půdě (Vopravil a kol., 2010). Struktura a obsah organické hmoty jsou přitom půdní charakteristiky, které do značné míry souvisí i s přítomností kořenového systému rostlin.

Vliv kořenového systému na retenci vody v půdě spočívá zejména v působení na půdní strukturu a pórovitost. Kořeny zvyšují rychlost infiltrace tím, že umožňují preferenční proudění. Vedle toho, v průběhu vegetační sezony je rostlinami

## Vliv kořenového systému na retenci vody v půdě

v procesu transpirace z půdy odebírána voda, která je následně uvolňována do atmosféry. Tímto způsobem rostliny výrazně ovlivňují vodní režim půdy a podílí se na fungování tzv. malého či uzavřeného vodního cyklu, který přispívá k vyrovnaní mikroklimatu a který je proto třeba podporovat.

## 2. LITERÁRNÍ REŠERŠE

### 2.1. KOŘENOVÝ SYSTÉM A VLASTNOSTI KOŘENŮ

Nejčastěji je kořen radiálně symetrický, geotropicky (ve směru působení gravitace) rostoucí podzemní orgán rostlin. K základním funkcím kořene patří funkce mechanická (upevňovací), absorpční, vodivá, metabolická a zásobní. Kořen může také sloužit k vegetativnímu rozmnožování (Novák a Skalický, 2008).

#### 2.1.1. Morfologické vlastnosti kořenů u dřevin

Existují dva základní typy kořenových soustav. U dvouděložných a většiny nahosemenných rostlin je kořenová soustava tvořena hlavním kořenem, ze kterého vyrůstají kořeny postranní. Tento typ kořenové soustavy se nazývá allorhizie. Homorhizie, neboli svazčitá kořenová soustava, hlavní kořen nemá (po vyklíčení zaniká), ale jednotlivé kořeny vyrůstající z dolních uzlin stonku. Tyto kořeny druhotně netloustnou, jsou po celé délce stejně silné a většinou jen málo větvené. Homorhizie se vyskytuje u rostlin jednoděložných a u kaprad'orostů (Novák a Skalický, 2008).

Větvením hlavního kořene v případě allorhizie vznikají kořeny postranní neboli boční, které se mohou dále větvit do několika stupňů (kořeny I. řádu, ze kterých se vytváří kořeny II. řádu atd.). Postranní kořeny svírají s hlavním kořenem tzv. mezný úhel, který je pro určitý rostlinný druh neměnný (Novák a Skalický, 2008).

Jednotlivé typy kořenových soustav lze charakterizovat a následně vzájemně porovnávat v rámci parametrů, jakými jsou např. průměry jednotlivých kořenů (viz tabulka 1), hloubka prokořenění (viz tabulka 2), celková délka nebo povrch kořenů, poměr délky a hmotnosti kořenů SRL [ $\text{m kg}^{-1}$ ], poměr plochy a hmotnosti kořenů SRA [ $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ ], hustota prokořenění RLD [ $\text{cm cm}^{-3}$ ], počet postranních kořenů na jednotku délky kořene, způsob větvení kořenů (topologické parametry) aj.

**Tabulka 1** Böhmová klasifikace (Böhm, 1979 in Zobel a Waisel, 2010) kořenů na základě průměru (mm).

| velmi jemné | jemné           | slabé       | střední      | silné         | velmi silné |
|-------------|-----------------|-------------|--------------|---------------|-------------|
| $x < 0,5$   | $0,5 < x < 2,0$ | $2 < x < 5$ | $5 < x < 10$ | $10 < x < 20$ | $x > 20$    |

**Tabulka 2** Hloubka prokořenění a délka kořenů nejběžnějších jehličnatých a listnatých stromů (Kupilík, 2011).

|         |                      |                                                                                                    |
|---------|----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| hloubka | povrchové (do 30 cm) | smrk, osika                                                                                        |
|         | střední (do 1 m)     | bříza, babyka, habr, jírovec, jeřáb, olše, topol, vrba, javor mléč                                 |
|         | hluboké (přes 1 m)   | jasan, dub, buk, jilm, borovice, jedle, modřín, klen                                               |
| délka   | krátké (do 3 m)      | olše, ptačí třešně                                                                                 |
|         | střední (do 6 m)     | bříza, habr, jeřáb, vrba, babyka, střemcha, javor mléč                                             |
|         | dlouhé (přes 6 m)    | jasan, dub, buk, jilm, vaz, smrk, jedle, borovice, modřín, osika, javor klen, topol, jírovec, lípa |

Hustota prokořenění vyjadřuje průměrnou délku kořenů připadající na jednotku objemu půdy. Kupilík (2011) dělí dřeviny na základě celkové délky kořenů v jednotce objemu půdy v přepočtu na jednotku plochy povrchu půdy na druhy s řídkým, středně hustým a hustým prokořeněním (viz tabulka 3).

**Tabulka 3** Hustota prokořenění (Kupilík, 2011).

|                                               |                                                               |
|-----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| řídké prokořenění (do 100 m m <sup>-2</sup> ) | bříza, habr, javor, jeřáb, jilm, olše, smrk, borovice, modřín |
| středně husté (do 300 m m <sup>-2</sup> )     | dub, buk, jírovec, babyka, klen, lípa, topol, vrba, střemcha  |
| husté prokořenění (do 600 m m <sup>-2</sup> ) | jasan                                                         |

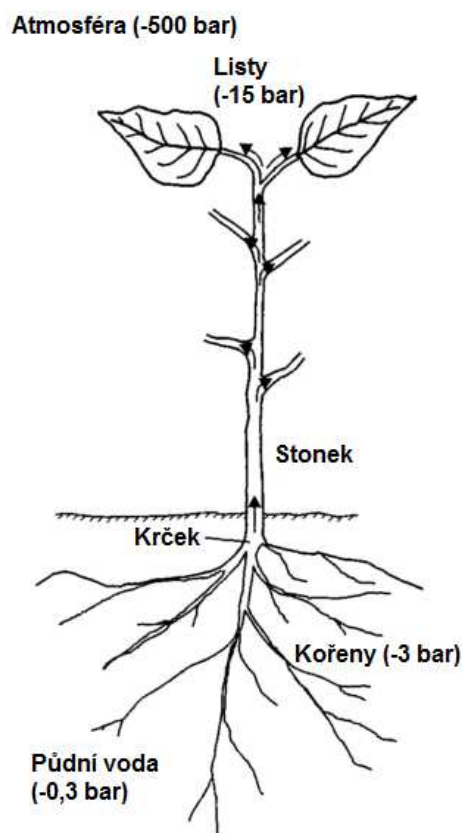
Architektura kořenového systému je vyjádřením jeho různých funkcí, jako ukotvení v půdě a příjem vody a živin včetně jejich následné dopravy. Strukturální vlastnosti kořenového systému jsou přizpůsobením konkrétních druhů rostlin na dané stanovištní podmínky a jsou geneticky ovlivněny.

### 2.1.2. Příjem vody

Obecně přijímají rostliny vodu na základě rozdílu vodního potenciálu, tzn., je-li vodní potenciál kořene nižší než vodní potenciál půdy. Podle osmotického tlaku, s jakým do svých pletiv vodu získávají, lze rozlišovat: hydrofyty (vodní rostliny), hygropyty (-0,5 až -1 MPa), mezofyty (do -2 MPa, do -3 MPa stromy) a xerofyty (do -4 MPa, do -6 MPa halofyty; Prášil, 2007).

Zásobování rostlin vodou závisí na rozložení kořenů v půdním profilu (viz výše). Příjem vody je omezen v anaerobních podmínkách, při nedostatku či nadbytku určitých prvků, za nevhodného půdního složení (mnoho rašeliny) a fyzikálního stavu (např. zhutnění; Hejnák a kol., 2005).

Voda do vyšších rostlin vstupuje přes kořeny a její pohyb do nadzemní části je zabezpečen dvěma způsoby: transpiračním proudem a kořenovým vztlakem (Hejnák a kol., 2005). Na základě transpirace se vytváří v rostlinném těle gradient vodního potenciálu mezi kořenem a listy, což umožňuje difúzní pohyb vody a v ní rozpuštěných látek bez potřeby metabolické energie. Negativní hydrostatický tlak v xylémových svazcích je udržován adhezními silami a kohezními silami vody. Energeticky náročný kořenový vztlak se uplatňuje při podmínkách nevhodných pro transpiraci (vysoká relativní vzdušná vlhkost, u opadavých stromů před vytvořením listové plochy).



**Obrázek 1** Změna vodního potenciálu podél transpiračního proudu (Hillel, 1998, upraveno).

Kořeny mají příliš složitou geometrii, tudíž stanovení přesných hodnot gradientu a vodivosti není možné. Proto se používá veličina hydraulický odpor, která je poměrem délky a vodivosti. Za předpokladu, že se voda pohybuje v kořenech na základě rozdílu vodního potenciálu a že rychlost toku napříč určitou částí kořenu je úměrná velikosti poklesu potenciálu v této části, popisuje Hillel (1998) proces obdobně jako je v Ohmově zákoně definován tok elektřiny rezistorem:

$$I = \frac{\Delta U}{R_e}, \quad \text{tzn.} \quad q = \frac{\Delta \phi}{R_w}, \quad (2.1)$$

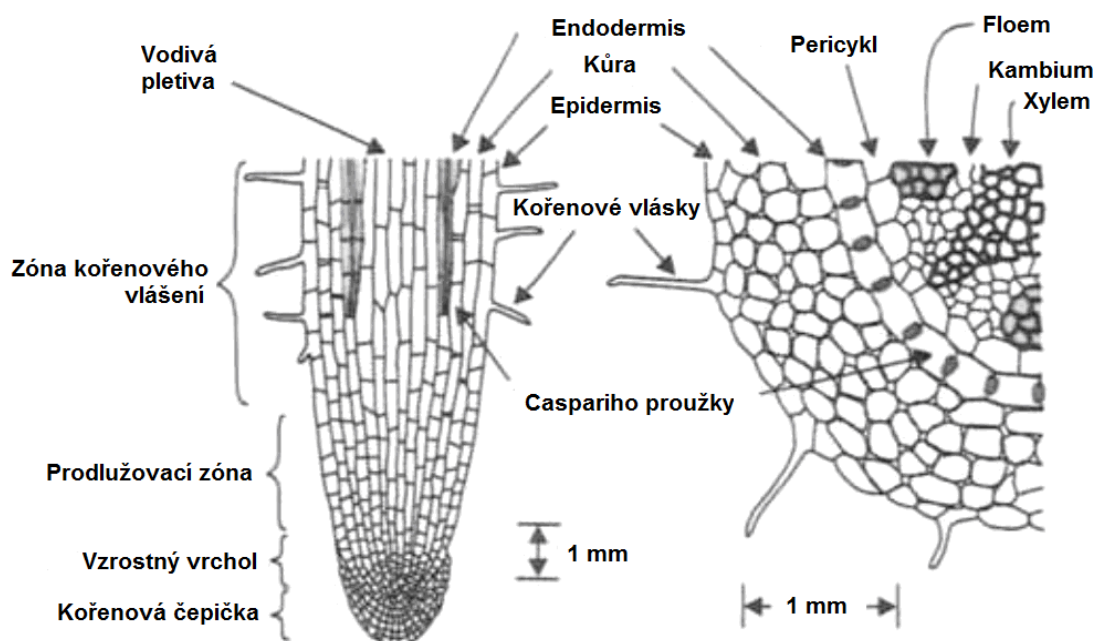
kde  $I$  je elektrický proud,  $\Delta U$  rozdíl elektrického potenciálu (elektrické napětí),  $R_e$  elektrický odpor,  $q$  tok vody,  $\Delta \phi$  rozdíl vodního potenciálu a  $R_w$  hydraulický odpor.

Vodní potenciál se od kořenů k listům mění spojitě (Hillel, 1998, viz obrázek 1).

### 2.1.3. Růst kořenového systému

Ve vzroستném vrcholu kořene je primární dělivé pletivo a dochází zde k dělení buněk. V prodlužovací zóně následně dochází ke zvětšování objemu buněk. Na prodlužovací zónu navazuje zóna adsorpční, pro kterou je charakteristické vytváření kořenových vlásků (viz obrázek 2: zóna kořenového vlášení). Nad kořenovými vlásky je pásmo větvení, kde se kořen začíná větvit a po něm následuje pásmo vodivé (Novák a Skalický, 2008).

Tloustnutí kořenů je u rostlin nahosemenných a většiny dvouděložných zajištěno činností kambia, které se zakládá mezi lýkem a dřevem. U jednoděložných se kambiální kruh obvykle nezakládá a k tloustnutí dochází pouze zvětšováním buněk a tvorbou nových cévních svazků (Hejnák a kol., 2005).

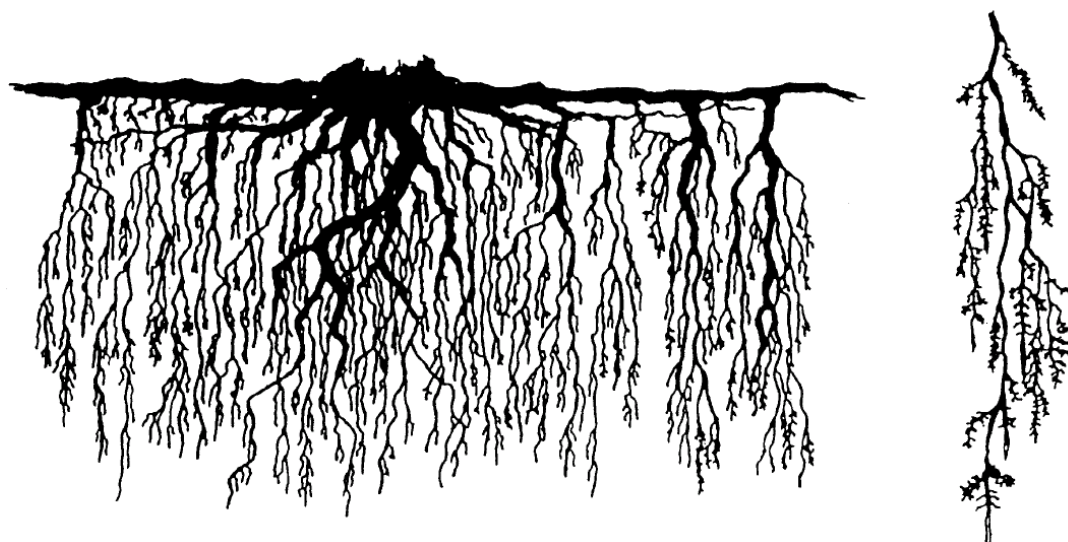


**Obrázek 2** Podélný řez (vlevo) a příčný řez (vpravo) rostoucím kořenem (Nobel, 1974 in Hillel, 1998, upraveno).

### 2.1.4. Kořenový systém smrku ztepilého

Kořenový systém dospělého smrku (*Picea abies*, (L.) Karst.) je poměrně mělký. Většina kořenů se při pěstování v monokultuře soustředí v horních 10 cm půdy, zatímco při pěstování ve smíšených kulturách je nejvíce kořenů obsaženo ve svrchních 35 cm půdy (Šika, 1966). Smrk je proto citlivý na půdní vlhkost a přirozeně se vyskytuje jen na dostatečně chladných a vlhkých stanovištích

Celková délka kořenů na m<sup>2</sup> půdorysné plochy je přibližně 100 m v monokultuře smrků ve věku 10 let a 45 m v monokultuře 100-110letých stromů. Hmotnost jemných kořenů (průměr do 1 mm) na 1 ha se pohybuje mezi 7 000 až 8 000 kg a jejich celková délka činí až 11 km ha<sup>-1</sup>. Povrch, který zaujímá 1 kg kořenů (SRA), je u smrku cca 28 až 29 m<sup>2</sup> (Šika, 1966).



**Obrázek 3** Kořenový systém (vlevo) a detail kořenového systému (vpravo) smrku ztepilého (*Picea abies*, (L.) Karst.; Puhe, 2003, upraveno).

### 2.2. PŮDA A PŮDNÍ VODA

Kutílek (1978) definuje půdu jako „přírodní útvar, vzniklý na rozhraní litosféry s atmosférou nebo hydrosférou součinností pedogenetických faktorů v pedogenetickém procesu. Půda je biologicky oživená a členěná na horizonty.“

Vývoj půdy je řízen pedogenetickými faktory, mezi které patří především: mateční substrát, podnebí, reliéf terénu, podzemní voda, organismy a činnost člověka (Kutílek a kol., 2004). Někdy k těmto vlivům bývá přiřazován také čas, v průběhu kterého ostatní pedogenetické faktory působí.

Vzájemné působení pedogenetických faktorů, které přeměňují mateční horniny v půdy, nazýváme pedogenetickými procesy. Hlavními pedogenetickými procesy jsou zvětrávání, humifikace, eluviace, oglejení, rašelinění nebo halmyrolýza, popř. podzolizace, lateritizace, kalcifikace, regradace a degradace, které také působí na vznik půd (Ziegler, 2006).

### 2.2.1. Základní fyzikální vlastnosti půd

Fyzikální vlastnosti půdy jsou soubory vlastností, které jsou podmíněné disperzností elementárních částic a vzájemným vztahem mezi pevnou fází, půdním roztokem a vzduchem v půdě (Hraško a Bedrna, 1988).

#### 2.2.1.1. Zrnitost půdy

Zrnitostní složení půd je dáno podílovým zastoupením různých velikostních frakcí půdních částic. Zrnitost půdy má vliv na téměř všechny ostatní půdní vlastnosti, mezi které patří např. zvětratelnost, půdotvorné procesy, rychlost infiltrace a pohyb půdní vody, provzdušnění půdy, sorpce, tepelný režim, obdělavitelnost či biologická činnost.

V České republice bývají půdy charakterizovány na základě podílového zastoupení částic v kategoriích a frakcích podle Kopeckého. Dle obsahu I. kategorie (půdní částice menší než 0,01 mm) se rozlišuje sedm skupin půd (tzv. půdní druhy; viz tabulka 4).

**Tabulka 4** Půdní druhy dle Nováka  
(In Tomášek, 2000).

| % frakce<br><0,01 mm | označení zeminy podle<br>půdního druhu |
|----------------------|----------------------------------------|
| < 10                 | písčité                                |
| 10 – 20              | hlinitopísčité                         |
| 20 – 30              | písčitohlinité                         |
| 30 – 45              | hlinité                                |
| 45 – 60              | jílovitohlinité                        |
| 60 – 75              | jílovité                               |
| 75 – 90              | jíl                                    |

#### 2.2.1.2. Struktura a pórovitost půdy

Půdní struktura je dána stmelením jednotlivých půdních částic do větších agregátů pomocí jílových substancí, organických látek, sloučenin železa aj. Podle stupně vývoje struktury mohou být půdy: nestrukturní, se slabě vyvinutou strukturou a strukturní (Hillel, 1998).

Vlastnosti půdních agregátů a mikroagregátů jsou důležité pro zachování velikosti, stability a propojení pórů nacházejících se mezi půdními agregáty i uvnitř



agregátů. Pro pohyb a retenci vody v půdě jsou spíše než celkový objem pórů důležité jejich velikost a rozložení.

Póry v půdě mohou být strukturálního nebo biologického původu (viz tabulka 5). Póry biologického původu často patří do kategorie makropórů, a proto významně ovlivňují pohyb půdní vody a výměnu plynů s atmosférou. Rostlinami je však voda přijímána z mnohem menších pórů jako voda kapilární (průměr pórů  $> 0,2 \mu\text{m}$ ), gravitační (dostupná je jen omezenou dobu, průměr pórů  $> 50 \mu\text{m}$ ) a pouze některé rostliny (freatofyty) přijímají vodu podzemní (Lal a Shukla, 2004).

**Tabulka 5** Průměry pórů a jejich biologický původ nebo význam (Hamblin, 1985 In Lal a Shukla, 2004, upraveno).

| průměr pórů [ $\mu\text{m}$ ] | biologický původ/význam             |
|-------------------------------|-------------------------------------|
| 1500 – 50 000                 | mravenci                            |
| 500 – 11 000                  | žížaly                              |
| 300 – 10 000                  | hlavní kořeny dvouděložných rostlin |
| 500 – 10 000                  | svazčité kořeny obilnin             |
| 100 – 1 000                   | klíčnicí kořeny obilnin             |
| 20 – 50                       | boční kořeny 1 a 2. řádu            |
| 5 – 10                        | kořenové vlášení                    |
| 30                            | "polní vodní kapacita" (-10 kPa)    |
| 0,5 – 2                       | hyfy hub                            |
| 0,2 – 2                       | bakterie                            |
| 0,1                           | "bod trvalého vadnutí" (-1500 kPa)  |

1 kPa = 10 cm vodního sloupce (STP)

### 2.2.2. Vlhkost půdy

Půdní voda je určité množství kapalné fáze, které je přítomné v půdních pórech. Nejedná se pouze o čistou vodu, ale o roztok obsahující různé anorganické i organické sloučeniny. Jejich vliv na vlastnosti a pohyb půdní vody se ale v praxi zanedbává.

Půdní vlhkost je množství vody vztažené k množství půdy. Můžeme hovořit o vlhkosti objemové:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s}, \quad (2.2)$$

kde  $V_w$  je objem vody v půdě a  $V_s$  objem neporušeného vzorku půdy, nebo hmotnostní:

$$w = \frac{m_w}{m_z}, \quad (2.3)$$

kde  $m_z$  je hmotnost zcela vysušené půdy a  $m_w$  hmotnost vody (Kutílek a kol., 2004).

Při zjišťování půdní vlhkosti je nezbytné správné stanovení tzv. referenčního objemu půdy. Záleží při něm na pomyslném středu vzorku a hodnotě pórovitosti. Objem vzorku, kdy se hodnota pórovitosti v závislosti na centrování vzorku i při postupném zvětšování objemu nemění, se nazývá reprezentativní elementární objem (REV; Kutílek a kol., 2004).

### 2.2.2.1. Přehled metod pro stanovení půdní vlhkosti

Metody měření vlhkosti půdy se obvykle dělí na přímé, kdy se stanovuje rovnou hmotnost vody v půdě a nepřímé, u kterých se měří jiná, na vlhkosti funkčně závislá, fyzikální veličina.

Jedinou přímou metodou stanovení půdní vlhkosti je metoda gravimetrická. Gravimetrická metoda proto často slouží ke kalibraci nepřímých metod měření. Touto metodou zjišťovaná vlhkost je vlhkost hmotnostní, která se na základě vážení vlhkého a vysušeného vzorku vypočítá ze vztahu 2.3 (Kutílek a kol., 2004). Nepřímé metody stanovení půdní vlhkosti jsou uvedeny v tabulce 6.

**Tabulka 6** Přehled nepřímých metod stanovení půdní vlhkosti.

| název                             | princip metody                                                                                                                                      | zdroj                  |
|-----------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| odporová (vodivostní) metoda      | měří se elektrický odpor půdy                                                                                                                       | (Zazueta a Xin, 1994)  |
| dielektrický měřič vlhkosti zemin | půdní vzorek tvoří kondenzátor, u kterého se měří kapacita, změna kapacity mění rezonanční frekvenci                                                | (Zazueta a Xin, 1994)  |
| metoda TDR                        | měří se permitivita půdy, kterou do souvislosti s objemovou půdní vlhkostí dává univerzální kalibrační rovnice                                      | (Topp a kol., 1980)    |
| gammaskopická metoda              | stanovuje se absorpce a rozptyl záření, jakožto důsledek Comptonova jevu                                                                            | (Kutílek a kol., 2004) |
| neutronová metoda                 | emitace rychlých neutronů radiálně do půdy, neutrony se elasticky srážejí s atomovými jádry a postupně ztrácejí část své kinetické energie          | (Kutílek a kol., 2004) |
| dálkový průzkum Země              | měří se elektromagnetické energie odražená nebo emitovaná z půdního povrchu                                                                         | (Zazueta a Xin, 1994)  |
| tenzometrická metoda              | měří se matriční potenciál půdy, pokles půdní vlhkosti vyvolá pokles tlaku vody uvnitř keramické čepičky, který je zobrazen na připojeném manometru | (Kramer a Boyer, 1995) |

### 2.2.3. Půdní hydrostatika

Půdní hydrostatika se zabývá systémem půdy a vody v rovnovážném stavu, při kterém se nemění vlhkost půdy a půdní voda je v rovnováze s působícími interními i externími silami (Kutílek a kol., 2004).

#### 2.2.3.1. Adsorpce

Adsorpce je jev, při kterém dochází ke zvyšování koncentrace molekul vody na povrchu pevné fáze půdy ve srovnání s fází plynnou. Množství adsorbované vody roste se zvyšováním tlaku vodních par ve vzduchu, růstem specifického povrchu půdy a snižováním teploty, dokud nenastane rovnovážný stav mezi tlakem par v ovzduší a vlhkostí půdy (Kutílek a kol., 2004).

Adsorpce vody na povrchu půdních částic je exotermní proces, který má za následek uvolnění určitého množství tepla známého jako smáčecí teplo (Hillel, 1998). Pokud se na čistý povrch adsorbentu adsorbují páry z ovzduší nasyceného vodními parami, je toto teplo totožné se smáčecím teplem adsorbentu, zvětšeném o výparné teplo (Kutílek a kol., 2004).

#### 2.2.3.2. Kapilarita

Kapaliny povrch pevné fáze buď smáčí zcela (smáčecí úhel  $\gamma = 0^\circ$ ), částečně ( $0^\circ < \gamma < 90^\circ$ ) nebo ho nesmáčí ( $\gamma > 90^\circ$ ). Smáčení je tím větší, čím větší jsou adhezní síly mezi molekulami povrchu pevné fáze a molekulami fáze kapalné (Kutílek a kol., 2004).

Rozdíl mezi smáčecím úhlem vznikajícím při výstupu kapaliny v kapiláře a smáčecím úhlem při poklesu kapaliny v kapiláře vzniká při jevu nazývaném hystereze smáčecího úhlu. V prvním případě, kdy kapalina smáčí relativně suchý povrch je tento úhel větší, než smáčí-li kapalina povrch mokrá (Kutílek a kol., 2004).

#### 2.2.3.3. Potenciál půdní vody

O vodním potenciálu lze hovořit jako o energii, kterou je voda poutána na určitém místě v půdě. Čím je hodnota vodního potenciálu [ $\text{J kg}^{-1}$ ] nižší, tím silněji je voda držena. Celkový potenciál  $\Phi$  je teoretickým součtem potenciálů gravitačního  $\varphi_g$ , pneumatického  $\varphi_a$ , osmotického  $\varphi_o$  a zátěžového  $\varphi_e$  (Hillel, 1998).

Součet hodnot pneumatického, zátěžového a vlhkostního potenciálu půdní vody se zjišťuje pomocí tenzometru (Kramer a Boyer, 1995).

#### **2.2.3.4. Retenční čáry půdní vlhkosti**

Retenční čára půdní vlhkosti zobrazuje vztah mezi vlhkostí půdy a vlhkostním potenciálem (sacím tlakem). Její průběh závisí na zrnitostním a mineralogickém složení, obsahu humusu, výměnných kationech, půdní struktuře a objemové hmotnosti. Retenční čáru je proto nutné stanovit pro každou půdu individuálně (Kutílek a kol., 2004). Pokud je velikost potenciálu vyjádřena jako  $\log H = pF$ , nazývá se pF křivka.

#### **2.2.4. Základní hydropedologické procesy**

Mezi základní hydrologické procesy probíhající v půdách patří infiltrace, redistribuce následující po infiltraci, drenáž k hladině podzemní vody, evaporace a transpirace.

##### **2.2.4.1. Infiltrace**

Infiltrace je proces, při kterém se povrchová, většinou srážková voda mění na vodu půdní. Je tedy jediným z elementárních hydropedologických procesů, který zvyšuje obsah vody v půdním profilu. Vstup vody do půdy je způsoben matričními a gravitačními silami (Kirkham, 2005).

Proces infiltrace a to především její rychlost je ovlivňován faktory, mezi které patří zejména (Hrádek a Kuřík, 2008): fyzikální vlastnosti a stav půdy, vegetační kryt půdního povrchu, vlhkost půdy, intenzita a trvání srážek, popř. chemické látky přidané do půdy.

Průběh potenciální intenzity infiltrace bývá charakterizován nejčastěji vsakovací křivkou. V polních podmínkách se časová závislost rychlosti infiltrace, resp. kumulativní infiltrace měří infiltrační zkouškou (Kulhavý a Kvítek, 2010).

Je možné rozlišovat infiltraci stacionární a nestacionární. K popisu stacionární infiltrace se používá Darcy-Buckinghamova rovnice. Při stacionární infiltraci je rychlost infiltrace konstantní v čase a na spodní úrovni je hladina podzemní vody udržována na konstantní úrovni. V přírodě se však stacionární infiltrace vyskytuje zřídka a převažuje infiltrace nestacionární, při které se infiltrační rychlost mění v čase.

V rámci nestacionární infiltrace se rozeznává infiltrace při Dirichletově nebo Neumanově okrajové podmínce. Infiltrace při Dirichletově okrajové podmínce nastává, pokud se pro  $t \geq 0$  změní na povrchu půdy vlhkost  $\theta$ , nejčastěji na

nasycenou vlhkost  $\theta_s$ . K infiltraci při Neumanově okrajové podmínce dochází, jestliže se pro  $t \geq 0$  povrch  $z = 0$  skrání vodou při intenzitě  $v_0$  (Kutílek a kol., 2004). Tento případ nestacionární infiltrace nastává při infiltraci srážek nebo při závlaze postřikem.

#### 2.2.4.2. Redistribuce a drenáž po infiltraci

Redistribuce je pokračující pohyb vody půdním profilem po skončení infiltrace dešťové nebo závlahové vody. V části profilu pod čelem zvlhčení se zvyšuje obsah vody, zatímco v části profilu blízko půdního povrchu se obsah vody po skončení vsaku snižuje (Kirkham, 2005).

#### 2.2.4.3. Evaporace a transpirace

Rychlost odpařování vody z nezakrytého povrchu půdy (evaporace) je úměrná rozdílu koncentrace vodních par podle:

$$E = \frac{C_{voda} - C_{vzduch}}{\gamma_{vzduch}}, \quad (2.4)$$

kde  $E$  je rychlost evaporace [ $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ],  $C_{voda}$  je koncentrace vodních par na výparném povrchu [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_{vzduch}$  je koncentrace vodních par v atmosféře [ $\text{g m}^{-3}$ ] a  $\gamma_{vzduch}$  je odpor vrstvy vzduchu na hranici difúze vodních par [ $\text{s m}^{-1}$ ] (Kamer a Boyer, 1995).

Transpirace probíhá prostřednictvím průduchů (stomat), kterých může být na listech až několik set na  $\text{mm}^2$ . Pokud jsou v důsledku nedostatku půdní vody průduchy uzavřeny, probíhá kutikulární transpirace (Kutílek a kol., 2004). Rostlina při ní roste pomaleji a po dosažení bodu vadnutí může dojít až k jejímu úhynu.

Rychlost transpirace je závislá na dodávce vody k povrchu transpirujících orgánů, dostupnosti energie k odpařování vody, velikosti hnací síly (gradientu vodního potenciálu) a na rezistenci nebo vodivosti vodivých pletiv a může být vyjádřena:

$$T = \frac{C_{list} - C_{vzduch}}{\gamma_{list} - \gamma_{vzduch}}, \quad (2.5)$$

kde  $T$  je rychlost transpirace [ $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ],  $C_{list}$  je koncentrace vodních par na výparném povrchu uvnitř listu a  $\gamma_{list}$  je celkový odpor podél cest pro difúzi vodních par v listu [ $\text{s m}^{-1}$ ] nebo hnací síla [ $\text{s m}^2 \text{mol}^{-1}$ ] (Kamer a Boyer, 1995).

Význam transpirace spočívá v aktivní schopnosti rostlin usměrňovat množství odpařené vody a tím ovlivňovat své okolí. Je rozdíl mezi potenciální transpirací,

která odpovídá poměrům při neomezeném přítoku vody ke kořenům, a aktuální transpirací, což je její skutečná hodnota (Kutílek a kol., 2004).

Při měření je obtížné oddělovat od sebe výpar (evaporaci) a transpiraci (výpar z rostlin), proto se oba procesy spojují do procesu evapotranspirace.

### 2.3. RETENCE VODY V PŮDĚ V PŘÍTOMNOSTI KOŘENOVÉHO SYSTÉMU

V průběhu vegetační sezony se půda chová jako průtočná pórovitá nádrž, která se zaplňuje vodou ze srážek a prázdní odběrem vody na transpiraci rostlin (Tesař a kol., 2001). Její hlavní hydrologickou charakteristikou je retenční kapacita, tedy schopnost zadržovat vodu (Tesař a kol., 2000).

Retenční kapacita je rozdíl mezi horní (limitní) a spodní (reziduální) hodnotou objemu vody v půdě. Při dolní hodnotě objemu půdní vody je tato voda v půdě poutána již takovými silami, že ji rostliny nemohou dále přijímat a to způsobí zastavení transpirace. Naopak po dosažení horní hodnoty objemu půdní vody většina srážkové vody protéká půdou do podloží, aniž by byla v půdě zdržena (Lichner a kol., 2004).

Zasakování a odtok vody v povodí jsou závislé na infiltraci vody do půdy (Vopravil a kol., 2010). Retenční schopnost půdy tedy souvisí i se stavem její svrchní vrstvy. Při špatné struktuře se voda nemůže do půdy dostatečně infiltrovat a dochází proto k odtékání vody po povrchu půdy (tzv. povrchový odtok, povrchový ron), naopak při nedostatečném odběru vody rostlinami dochází k odtoku velkého množství vody do podloží.

#### 2.3.1. Ovlivnění půdní struktury a vytváření cest pro preferenční proudění a infiltraci

Rostliny se na tvorbě a stabilizaci půdní struktury podílí v různém rozsahu prostřednictvím přímých a nepřímých mechanismů (Angers a Caron, 1998).

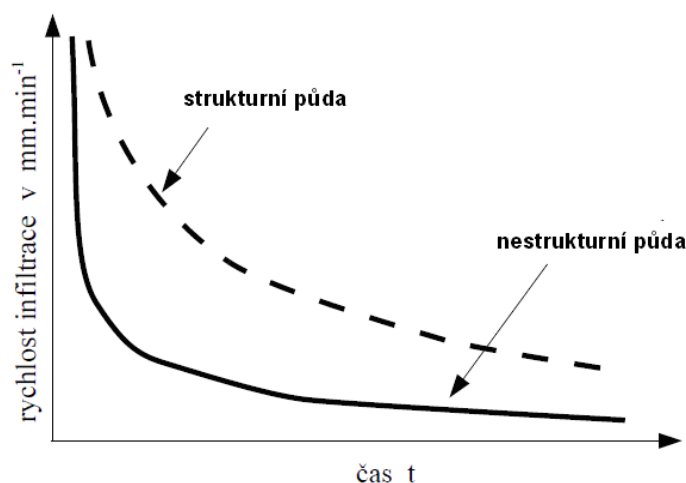
V průběhu vývoje kořenového systému dochází ke vzniku nových půdních pórů i ke zvětšování pórů již přítomných. Velká část těchto pórů patří do kategorie makropórů, které umožňují preferenční proudění (Angers a Caron, 1998). Význam makropórů vzniklých po odumření kořenového systému pro pohyb infiltrující se vody byl hodnocen např. u kreosotového keře (*Larrea tridentata*, (DC.) Covill)

v pokusech na poušti Mojave (Devitt a Smith, 2001). Zbytky pletiv spolu s mikroorganismy, které se jimi živí, zůstávají na stěnách pórů, čímž zlepšují jejich transportní vlastnosti tak, že rychlost infiltrace v přítomnosti odumřelého kořenového systému je vyšší než v přítomnosti kořenového systému živého (Angers a Caron, 1998). Devitt a Smith (2001) uvádí, že hloubka transportu vody a koncentrace stopovače byly vyšší: (1) při zvýšení intenzity aplikace vodného roztoku; (2) u keřů s rozsáhlými kořenovými systémy; (3) jestliže byla zemina před pokusem vlhká; a (4) pokud bylo dané množství vody na povrch substrátu aplikováno v jedné velké dávce místo několika dávek malých.

Základní vlastnosti preferenční infiltrace: tloušťka filmu pohybující se vody [L] a kontaktní délka mezi půdou a pohybující se vodou [ $L L^{-2}$ ] v horizontální rovině úzce souvisí s hustotou jemných kořenů. Lange a kol. (2008) zjistili pozitivní korelaci mezi délkou jemných kořenů na jednotce objemu půdy FRL a kontaktní délkou, ale negativní vztah mezi délkou jemných kořenů a tloušťkou filmu. Maximální intenzitu toku a maximální infiltrační kapacitu podle jejich zjištění vykazuje půda s  $1 \text{ cm cm}^{-3}$  FRL.

Na rozsah půdní fragmentace a na kvalitu půdních agregátů neboli strukturu půdy má vliv i střídání vlhkých a suchých fází (hydrologický režim), kterými půda prochází (Angers a Caron, 1998). Dobrá půdní struktura umožňuje rychlejší a plynulejší vsak srážek (viz obrázek 4). V důsledku toho, jakým způsobem rostliny hospodaří s vodou, jsou prostřednictvím jejich kořenů ovlivňovány jak intenzita a frekvence, tak i samotný efekt těchto fází na půdní agregáty (Materechlera a kol., 1992).

Vliv na půdní strukturu mohou mít také organické látky, které kořeny rostlin do okolní půdy vylučují. Látky s vysokou molekulární hmotností se obvykle označují jako slizy nebo nerozpustné exudáty a jednodušší sloučeniny jako rozpustné exudáty (Traoré a kol., 2000). Tyto látky mají velký význam při vzájemných interakcích kořenů, půdy a mikroorganismů. Půdní mikroorganismy, pro které mohou být významným zdrojem potravy, dále produkují polysacharidy, které rovněž upravují půdní agregaci (Traoré a kol., 2000).



**Obrázek 4** Schematické znázornění rychlosti infiltrace vody do strukturní a nestrukturní půdy (Kutílek a kol., 2004).

Zdrojem organických látek v půdě jsou také biomasa kořenů a rostlinné zbytky vůbec. Je prokázáno, že retenční schopnost půdy pozitivně koreluje s obsahem organické hmoty v půdě a negativně s objemovou hmotností půdy, s obsahem částic o velikosti nad 100  $\mu\text{m}$  a se zmenšováním tloušťky horní vrstvy půdy (Hall a kol., 1977).

V neposlední řadě rostliny nemají na půdní strukturu vliv pouze prostřednictvím svých vlastních projevů, ale u plodin zprostředkovaně také užitím agrotechnických opatření. To se týká orné půdy, kterou v ČR v současné době tvoří 4 239 tis. ha (Mze ČR, 2009). Infiltrace vody do půdního profilu a odtok na orných půdách ve vysoké míře souvisí i se způsobem kultivace svrchní vrstvy půdy. Způsob kultivace má klíčovou roli ve změnách hydro-fyzikálních vlastností, hlavně pak nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  (Matula, 2003). Mezi další agrotechnické zásahy, které ovlivňují strukturu, patří hnojení a závlahy resp. odvodnění. Pokud je k závlaze užitá kvalitní voda, může se struktura zlepšit, naopak je-li používána např. voda s vysokým obsahem sodíku, struktura se zhorší (Lal a Shukla, 2004).

### **2.3.2. Změny distribuce půdní vlhkosti a bilance půdní vody**

Vedle nepřímého vlivu na hydrologický režim půdy tím, že působí na půdní strukturu, mají na půdní vlhkost rostliny také vliv přímý. Přímý vliv kořenového systému na distribuci půdní vlhkosti spočívá v odběru půdní vody pro potřeby transpirace a v akumulaci vody uvnitř biomasy kořenů.



Uvádí se, že vzrostlý dub z 1 m<sup>2</sup> v jedné vegetační sezóně odpaří průměrně 365 l vody (Pokorný a kol., 2010). Spotřebu vody dalších druhů stromů v kg za den uvádí tabulka 7.

**Tabulka 7** Maximální denní spotřeba vody stanovená metodou tepelné disipace a některé z vlastností hodnocených dřevin.

| druh           | výška [m] | průměr kmene [cm] | listová plocha [m <sup>2</sup> ] | spotřeba vody [kg den <sup>-1</sup> ] | zdroj                 |
|----------------|-----------|-------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------|
| buk lesní      | 35        | 54                | –                                | 137                                   | (Čermák a kol., 1993) |
| borovice lesní | 25        | 42                | 300                              | 349                                   | (Čermák a kol., 1995) |
| smrk ztepilý   | 25        | 36                | 447                              | 175                                   | (Herzog a kol., 1995) |
| dub letní      | 33        | –                 | –                                | 400                                   | (Čermák a kol., 1982) |

Charakteristikami retence půdní vody v porostech borovice lesní a smrku ztepilého se zabývali Heiskanen a Mäkitalo (2000). Významně se v závislosti na druhu lišil obsah půdní vody při hodnotách matričního potenciálu -5 a -10 kPa, přičemž vyšší vlhkost půdy byla zjištěna na stanovišti se smrkem. Na stanovišti s borovicí bylo více pórů vyplněných vzduchem a byla zde vyšší i hodnota  $K_s$ .

Intenzita příjmu vody z daného objemu půdy závisí na hustotě zakořenění (efektivní délce kořenů na jednotce objemu), hydraulických vlastnostech kořenů a rozdílu mezi průměrným vodním potenciálem půdy a vodním potenciálem kořenů (Hillel, 1998). Je-li vodní potenciál půdy ve všech hloubkách kořenové zóny stejný, ale aktivní kořeny nejsou rovnoměrně rozloženy, je voda přijímána nejrychleji z míst s nejvyšší hustotou kořenů. To má přirozeně za následek rychlejší úbytek půdní vlhkosti v pásmu nejvyšší hustoty kořenů a intenzivní příjem vody zde proto nemůže dlouho vytrvat (Hillel, 1998).

V důsledku nehomogenit kořenového systému se může formovat gradient vodního potenciálu, který je v půdním profilu schopen vyvolat pohyb vody mezi jeho jednotlivými vrstvami (Hillel, 1998). V porovnání s intenzitou příjmu vody rostlinou je velikost tohoto mezivrstevného pohybu malá, ale v některých případech může být i velmi znatelná. Zjednodušeně je možné rozdělit půdní profil s kořenovým systémem do dvou vrstev: v horní vrstvě je hustota kořenů nejvyšší a téměř neměnná a neměnná bývá i intenzita příjmu vody, naopak ve spodní vrstvě jsou kořeny poměrně řídké, a dokud je vlhkost horní vrstvy na relativně vysoké úrovni, rychlost příjmu vody je v ní nízká. Voda spodní vrstvy může být čerpána (často souběžně) dvěma

způsoby: odebírají ji kořeny této vrstvy a v důsledku gradientu vodního potenciálu je vzestupnými půdními kapilárami odváděna ve směru z této stále relativně vlhké spodní vrstvy k rychleji vyčerpávané vrstvě horní (Hillel, 1998).

Celkový úbytek vody v půdě způsobený rostlinami je podmíněn hmotností vyprodukované biomasy, která ve svých pletivech akumuluje adekvátní množství vody a množstvím vody transpirované, jenž je pro vytvoření daného množství sušiny potřebné. V tomto ohledu hraje důležitou roli i schopnost rostliny s vodou hospodařit, která vyplývá např. z toho, jakým typem fotosyntézy disponuje (Kandra a Gomboš, 2011).

Řádově v procentech se pohybuje rozdíl průměrné měsíční vlhkosti půdy na pasece a lesním porostu (v jednotlivých dnech ale může rozdíl dosáhnout až desítek %; Hadaš a kol., 2006). Platí to jak pro svrchní vrstvu, tak i pro hloubku 60 cm. Podle Hadaše a kol. (2006) příčina spočívá ve zvýšené spotřebě vody jednotlivými rostlinnými patry lesního porostu a dále ve vyšší intercepci zapojených korun stromů, vyšší a homogenní vrstvě nadložního humusu pod lesním porostem, která v důsledku vyšší polní vodní kapacity snižuje průsak vody do níže ležících vrstev půdy a v hloubce kořenového systému, který u lesních porostů odčerpává vodu i z hlubších vrstev půdy.

Rostliny přijímají vodu pouze tehdy, je-li vodní potenciál kořene nižší než vodní potenciál půdy. Schopnost kořenů přijímat vodu se u různých druhů rostlin liší a může se lišit i u konkrétního druhu v závislosti na tom, v jakých podmínkách roste. Trakal a kol. (2008) zjistili čerpání většího množství vody ze substrátu u rostlin inokulovaných mykorhizní symbiotickou houbou (*Glomus intraradices*) v porovnání s rostlinami nemykorhizními. Na základě provedených experimentů byl potvrzen příznivý vliv mykorhizní symbiózy na růst rostlin a využití živin (větší hmotnost biomasy). Protože mykorrhiza „rozšiřuje“ kořenový systém, usnadňuje odčerpávání vody z půdy a má tak pozitivní dopad na dynamiku retence vody v půdě.

Srovnáním obsahu vody v kořenech s celkovou půdní vlhkostí se zabývali Gerke a Kuchenbuch (2007). V experimentu byly zkoumány kořeny kukuřice (*Zea mays*, L.). Voda uvnitř nasycených kořenů většinou tvořila 2 až 5 % celkového obsahu vody v půdě, avšak v bezprostřední blízkosti rostlin to bylo místy až 20 %. Podíl vlhkosti akumulované v kořenech k celkové půdní vlhkosti se snižoval s hloubkou

pod povrchem půdy, protože i hustota kořenového systému je nejvyšší ve svrchní vrstvě půdy (viz výše).

Distribucí půdní vlhkosti se v půdách s rostlinami zabývali také Carminati a kol. (2010). Pomocí neutronové defektoskopie zjistili, že vlhkost během vysychání byla v blízkosti kořenů (*Lupinus albus*) vyšší než vlhkost okolní půdy. Při opakovaném vlhčení půda v blízkosti kořenů naopak zůstávala v porovnání s vlhkostí okolní půdy sušší. Stanovením retenční křivky půdy v blízkosti kořenů bylo potvrzeno, že rhizosféra během vysychání poutá vyšší množství vody. Pravděpodobně v důsledku vylučování kořenových exudátů se rhizosféra po opakovaném zvlhčování stávala méně smáčitelnou, v průběhu času se však její retenční kapacita postupně obnovila.

### **3. HYPOTÉZY**

1. Měřením vlhkostního potenciálu pomocí tenzometrů je možné zjišťovat rozdíly v retenčních schopnostech půd.
2. Přítomnost kořenového systému smrku ztepilého v půdě zvyšuje její retenční schopnost.

#### 4. CÍL PRÁCE

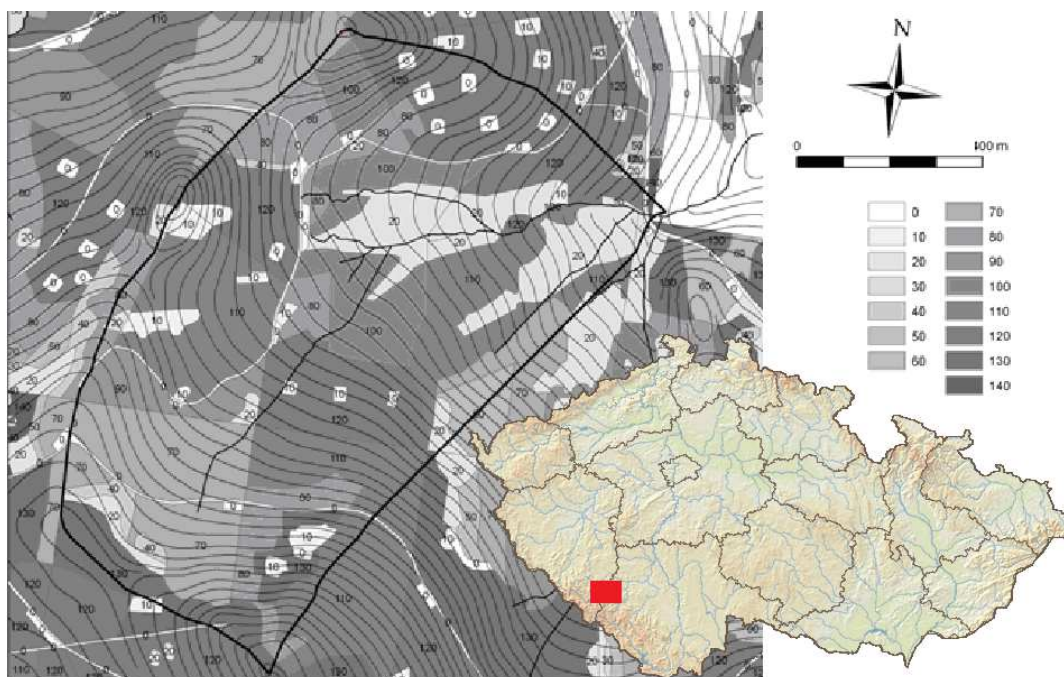
- analýza vlivu kořenového systému na fyzikální vlastnosti půdy (rešeršní část)
- ověření vhodnosti tenzometru T8 (Umwelt-Monitoring-Systeme, SRN) pro měření retence vody v půdě
- posouzení vlivu kořenového systému (*Picea abies* (L.) Karst.) na retenci vody v půdě

## 5. METODIKA

Data, se kterými jsme pracovali, byly vlhkostní potenciály měřené pomocí tenzometrů a denní srážkové úhrny. Měření vlhkostních potenciálů v nepřítomnosti kořenového systému jsou označena jako vlhkost 1 a měření v přítomnosti kořenového systému smrku ztepilého (*Picea abies* (L.) Karst.) jako vlhkost 2. Data pochází z měření na experimentálním povodí Liz na Šumavě v období od roku 2008 (listopad) do roku 2011 (říjen). Období od 1. 11. do 31. 10. následujícího roku je v našich klimatických podmínkách hydrology nazýváno hydrologický rok. Obecně je hydrologický rok období o délce jednoho kalendářního roku, zvolené tak, aby se i pevné srážky v tomto období spadlé, ve stejném období zúčastnily odtoku.

### 5.1. EXPERIMENTÁLNÍ POVODÍ LIZ

Experimentální povodí Liz se nachází v jižní části Vimperské vrchoviny, která navazuje na horské pásmo Šumavy. Povodí je zalesněné, porost povodí patří do kyselé smrkové bučiny (6k6), genetický půdní představitel je oligotrofní hnědá lesní půda. Nadmořská výška povodí se pohybuje mezi 828 až 1074 m, s průměrnou výškou 941,5 m n. m. (Šír a kol., 2004).



**Obrázek 5** Fyzickogeografická mapa povodí Liz se zákresem věkových tříd lesního porostu (v letech), který je převážně smrkový (Vondrka a kol., 2011; upraveno).

## 5.2. MĚŘENÍ SRÁŽKOVÝCH ÚHRNŮ

Srážkové úhrny byly měřeny srážkoměrem MRW500 od firmy Meteoservis. Jedná se o srážkoměr s váhovým principem měření srážek určený pro měření tekutých i tuhých srážek. Základem měření je tenzometrická váha připojená na řídicí elektroniku, která kontinuálně vyhodnocuje měření a řídí další části srážkoměru. Přesnost přístroje se pohybuje v rozmezí  $\pm 0,1$  mm srážek (datový výstup) a do  $+0,1$  mm srážek (pulsní výstup) v celém rozsahu provozních teplot (Meteoservis).



**Obrázek 6**  
Váhový srážkoměr MRW500  
(Meteoservis; autor, 2011).

## 5.3. MĚŘENÍ PŮDNÍ VLHKOSTI

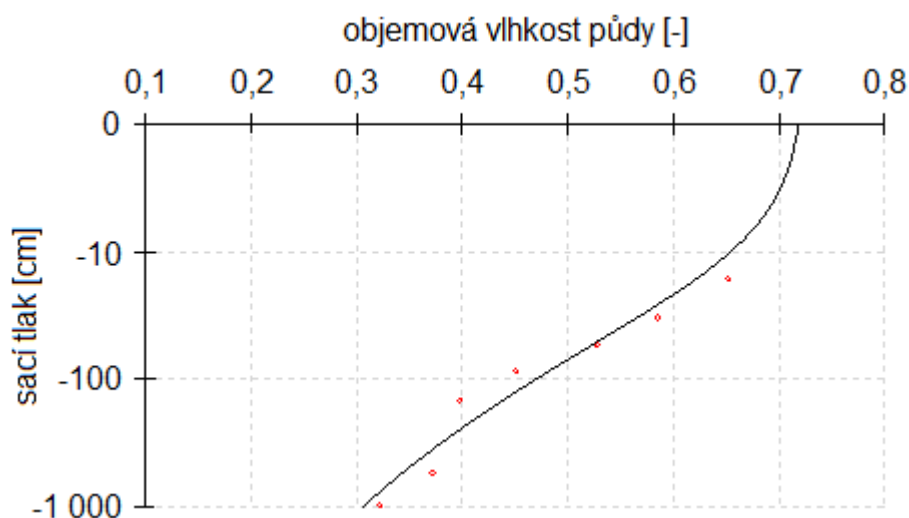
V případě použití tenzometrů se neměří půdní vlhkost přímo, ale hodnoty tzv. sacího tlaku. Tyto hodnoty se následně přepočítají pomocí retenčních křivek na objemovou vlhkost půdy. Při stanovení retenčních křivek se nejdříve laboratorně určí půdní vlhkost u několika bodů při známých hodnotách sacího tlaku. V našem případě byla půdní vlhkost stanovena u 8 bodů s hodnotou sacího tlaku odpovídající 0, -15, -30, -50, -80, -135, -500 a -900 cm. Retenční křivky (typický průběh viz graf č. 1) byly těmito body proloženy v programu RETC (van Genuchten a kol., 1991) pomocí funkce van Genuchtena (1980):

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + \alpha |\psi|^n]^{1-1/n}}, \quad (5.1)$$

kde  $|\psi|$  je sací tlak [ $L^{-1}$ ],  $\theta_s$  nasycená půdní vlhkost [ $L^3 L^{-3}$ ],  $\theta_r$  reziduální vlhkost [ $L^3 L^{-3}$ ] a  $\alpha, n$  jsou fitovací parametry.



**Obrázek 7**  
Instalované tenzometry T8  
(Umwelt-Monitoring-Systeme; autor, 2011).



**Graf 1** Retenční křivka charakteristická pro hloubku 15 cm.

Tenzometry měřící sací tlak mimo kořenový systém byly umístěny ve skupinách po 3 ve vzdálenosti cca 10 m od kmene nejbližšího smrku (*Picea abies* (L.) Karst.), tenzometry měřící sací tlak v přítomnosti kořenového systému byly také umístěny ve skupinách po 3 v zóně nejvyšší hustoty jemných kořenů (< 2 mm) smrku ztepilého. Dle Eichhorna (1987) se nejvíce jemných kořenů vyskytuje u smrku obvykle ve vzdálenosti 2 m od kmene.

Hodnoty sacího tlaku byly měřeny v 15 minutových intervalech, z těchto hodnot poté byly vytvořeny denní průměry. Během období měření byl sací tlak měřen ve 3 opakováních v přítomnosti kořenového systému a ve 3 opakováních mimo kořenový systém smrku ztepilého. Z těchto opakování byla vypočítána průměrná hodnota. Tenzometry byly ve všech případech umístěny v hloubce 15 cm.



### Tenzometr T8

Tento typ tenzometru od firmy UMS (Umwelt-Monitoring-Systeme) distributor určil pro dlouhodobé projekty monitoringu. Součástí tohoto přístroje je zesilovač s nastavitelným výstupním signálem, teplotní čidlo, čidlo hladiny náplně a datalogger. Tenzometr T8 je možné připojit k externímu dataloggeru. Rozsah přístroje je -100 mV až +85 mV, přesnost  $\pm 0,5$  kPa (Ekotechnika).



**Obrázek 8**

Tenzometr T8 (UMS GmbH München, 2009, upraveno).

### 5.4. STATISTICKÉ ZHODNOCENÍ

Ke zjišťování statistické významnosti rozdílu mezi vlhkostí 1 a vlhkostí 2 v jednotlivých hydrologických letech byl využit Mann-Whitney-Wilcoxonův test (MWW test). MWW test představuje neparametrickou obdobu t-testu pro nezávislé soubory, který nebylo možné využít z důvodu nenormálního rozložení hodnocených dat (viz dále).

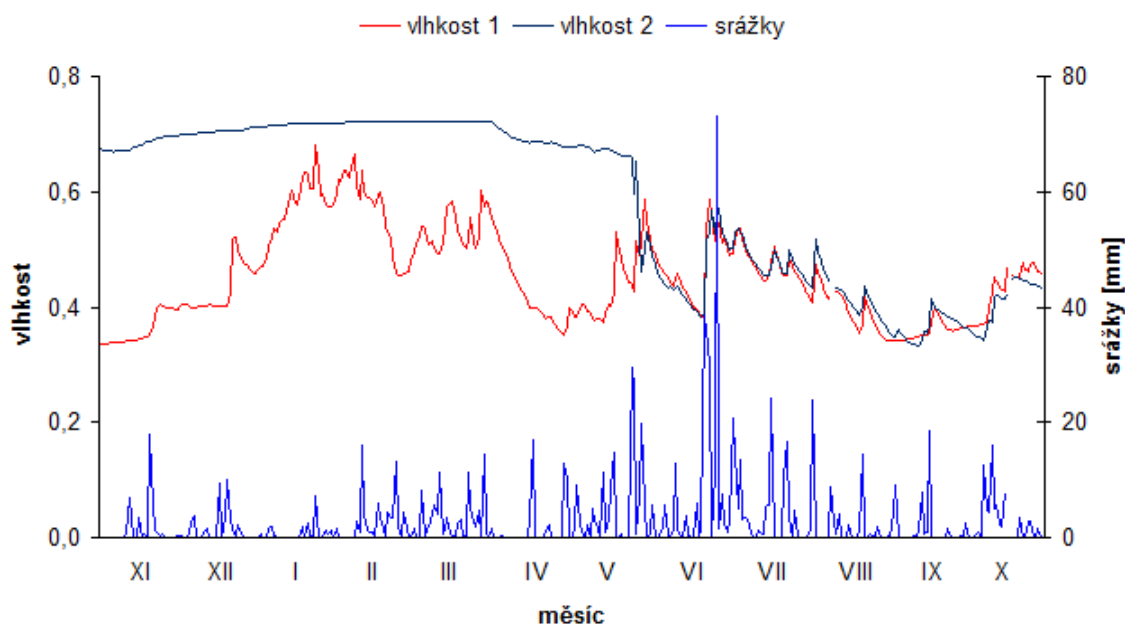
Data byla zpracována s využitím programů Excel 2003 od firmy Microsoft a Statistica 10.0 od firmy StatSoft, Inc.

## 6. VÝSLEDKY

### 6.1. PODROBNÉ VÝSLEDKY V JEDNOTLIVÝCH LETECH MĚŘENÍ

Průběh půdní vlhkosti v přítomnosti a nepřítomnosti kořenového systému smrku ztepilého a srážkové úhrny v jednotlivých letech zachycují grafy 2, 3 a 4. Při pohledu na ně je patrná reakce vlhkosti půdy v povrchovém horizontu na srážky. Po vydatných srážkách, případně ve spojitosti s táním sněhu následuje nárůst vlhkosti půdy. K výraznému poklesu vlhkosti půdy dochází během delších období beze srážek a v souvislosti s intenzivní evapotranspirací.

#### Hydrologický rok 2009



**Graf 2** Roční průběh půdní objemové vlhkosti (vlhkost 1 v nepřítomnosti kořenového systému, vlhkost 2 v přítomnosti kořenového systému) a denní úhrny srážek v období hydrologického roku 2009.

V první polovině roku 2009 je zřetelný výrazný rozdíl v průběhu vlhkosti 1 a vlhkosti 2, který se ale v následujících měsících (i letech) neopakoval. Data vlhkosti 2 v tomto období jsou pravděpodobně zkreslena v důsledku porušení hydraulické spojitosti mezi půdou a referenční hladinou volné vody v tenzometru.

Dle zpráv ČHMÚ byl hydrologický rok 2009 jako celek srážkově normální, roční výška srážek (744 mm) představovala 110 % normálu (ČHMÚ, 2010). Na území povodí Liz však v hydrologickém roce 2009 spadlo 1046,6 mm srážek. Nejvyšší

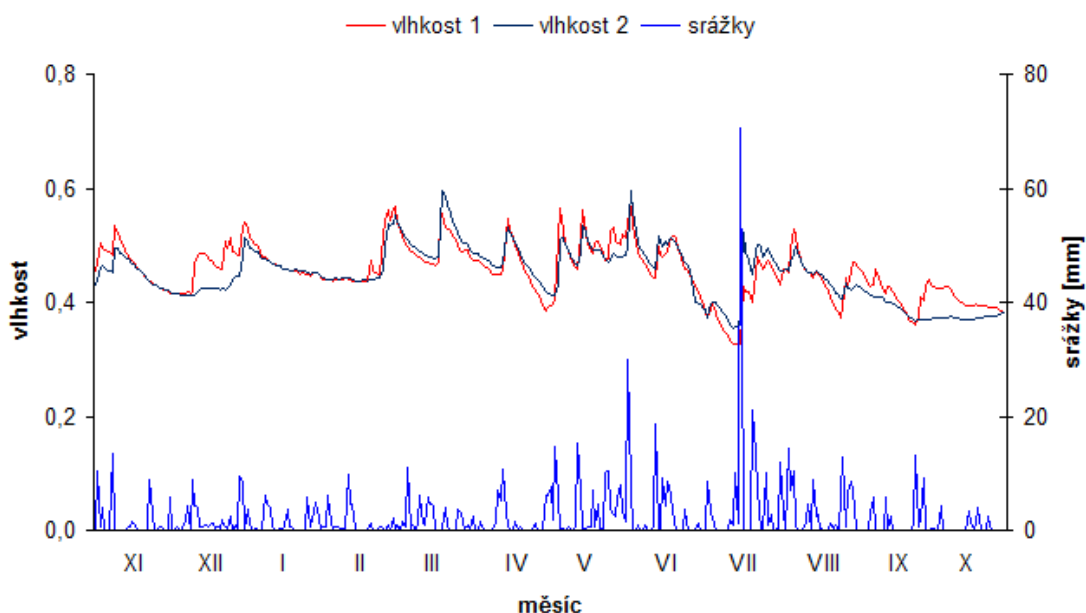
srážkové úhrny byly zaznamenány v květnu (155,5 mm), červnu (141,1 mm) a hlavně v červenci (242,8 mm), nejméně srážek spadlo v lednu (20,9 mm).

Průměrná hodnota vlhkosti 1 v tomto hydrologickém roce byla  $0,45 \pm 0,08$ ; zatímco střední hodnota (medián) byla 0,45. Průměr a medián vlhkosti 2 byly  $0,59 \pm 0,14$  a 0,67.

Nejnižší měsíční průměr vlhkosti 1 i vlhkosti 2 byl zaznamenán v září. Nejvyšší průměr měly měsíce leden (vlhkost 1) a leden a únor (vlhkost 2).

Podrobné výsledky viz kapitola 10. Přílohy, tabulky 8 a 9.

### Hydrologický rok 2010



**Graf 3** Roční průběh půdní objemové vlhkosti (vlhkost 1 v nepřítomnosti kořenového systému, vlhkost 2 v přítomnosti kořenového systému) a denní úhrny srážek v období hydrologického roku 2010.

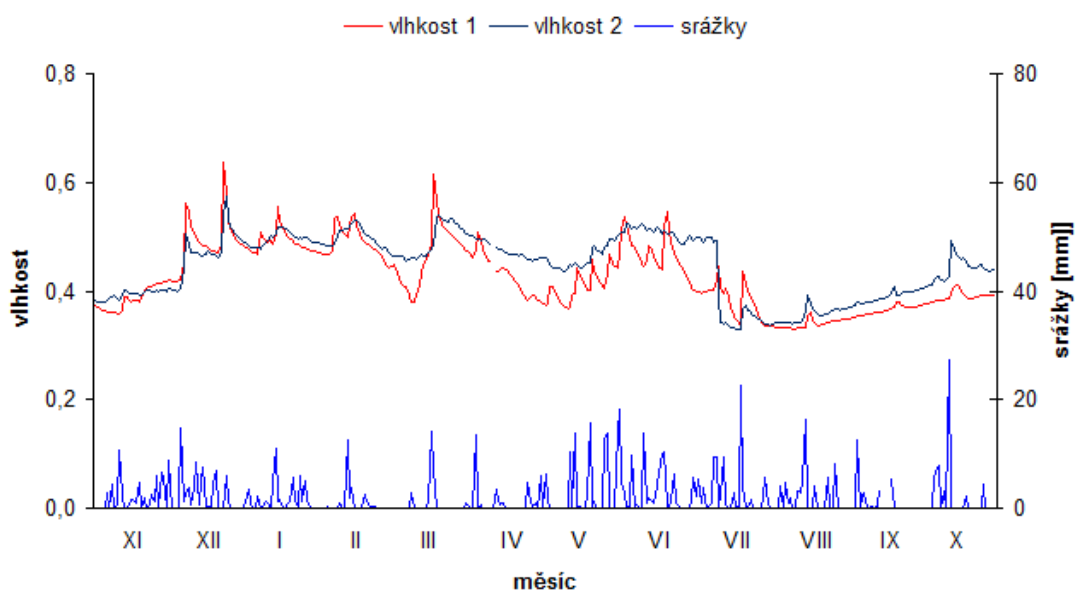
Z hlediska množství spadlých srážek byl dle údajů ČHMÚ rok 2010 silně nadnormální a zároveň i nejvlhčí za posledních 37 let (ČHMÚ, 2011). Průměrný úhrn srážek na území České republiky dosáhl 871 mm, což představuje 129 % srážkového normálu (ČHMÚ, 2011). Na území povodí Liz dosáhl roční úhrn srážek 830,6 mm. Nejvyšší srážkové úhrny byly zaznamenány v květnu (120,8 mm), červenci (155 mm) a v srpnu (113,7 mm), naopak nejméně srážek spadlo v únoru (37,2 mm) a zejména pak v říjnu (17,9 mm).

V hydrologickém roce 2010 byly průměrná hodnota i medián vlhkosti 1 i vlhkosti 2 rovny hodnotě 0,45.

V případě vlhkosti 1 měl nejnižší průměr červenec, říjen byl měsícem s nejnižším průměrem v případě vlhkosti 2. Nejvyšší průměr byl pro vlhkost 1 i 2 zaznamenán v březnu.

Podrobné výsledky viz kapitola 10. Přílohy, tabulky 8 a 9.

### Hydrologický rok 2011



**Graf 4** Roční průběh půdní objemové vlhkosti (vlhkost 1 v nepřítomnosti kořenového systému, vlhkost 2 v přítomnosti kořenového systému) a denní úhrny srážek v období hydrologického roku 2011.

Na území povodí Liz v hydrologickém roce 2011 spadlo 691 mm srážek. Nejvyšší srážkové úhrny byly zaznamenány v květnu (92,4 mm), v červnu (96,9 mm) a v červenci (90,7 mm), naopak nejméně srážek spadlo v únoru (24,4 mm), v březnu (26,5 mm) a v září (27, 3 mm).

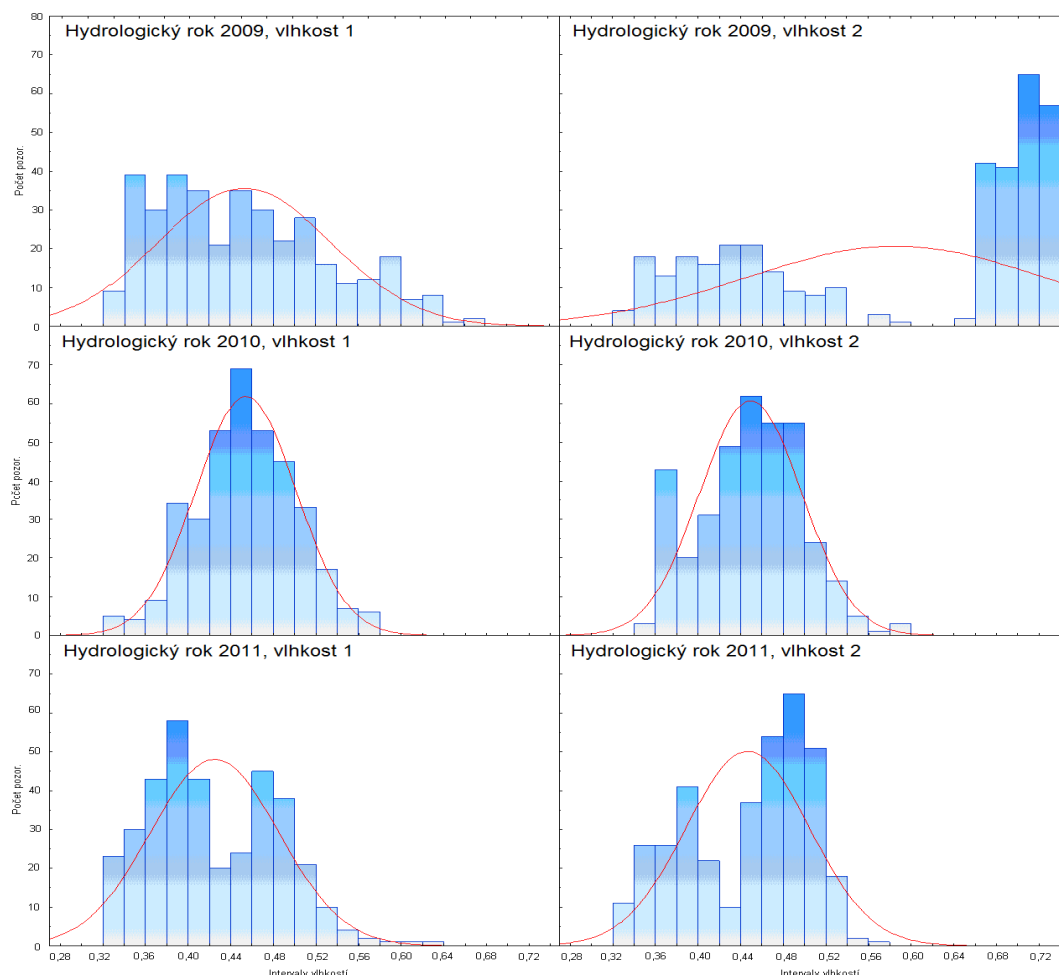
Průměrná hodnota vlhkosti 1 byla v tomto hydrologickém roce  $0,43 \pm 0,06$  a 0,41 byla hodnota mediánu, pro vlhkost 2 byl průměr  $0,45 \pm 0,06$  a 0,46 medián.

Nejnižší měsíční průměr byl v případě vlhkosti 1 i v případě vlhkosti 2 zaznamenán v srpnu. Nejvyšší průměr měly měsíce únor (vlhkost 1) a překvapivě červen (vlhkost 2).

Podrobné výsledky viz kapitola 10. Přílohy, tabulky 8 a 9.

## 6.2. STATISTICKÉ TESTOVÁNÍ

Získaná data byla nejprve testována na normalitu rozložení hodnot. Histogramy se zobrazením počtů pozorování v jednotlivých intervalech vlhkosti byla proložena křivka znázorňující normální rozložení hodnot (viz graf 5). Z toho je patrné, že rozdělení naměřených dat normálnímu rozdělení neodpovídá.



**Graf 5** Naměřené hodnoty vlhkosti 1 a vlhkosti 2 zařazené do jednotlivých tříd se znázorněním normálního rozložení hodnot.

Na základě výsledku MWW testu je možné konstatovat, že na hladině významnosti  $\alpha = 0,05$  se hodnoty vlhkosti 2 a vlhkosti 1 průkazně liší v hydrologickém roce 2009 a 2011 ( $p \leq 0,05$ ). Pouze v hydrologickém roce 2011 se však lze na tento výsledek spolehnout (viz podobný trend pro vlhkost 1 a vlhkost 2 znázorněný grafem 3 a 4 a rozdíl v průběhu vlhkostí na počátku hydrologického roku 2009 zachycený grafem 2). V roce 2010 nebylo prokázáno, že soubory dat vlhkost 1 a vlhkost 2 pocházejí z rozdílného rozložení ( $0,177 \not\leq 0,05$ ).

## 7. DISKUSE

### 7.1. Vliv kořenového systému smrku na průběh půdní vlhkosti

Rozdílný průběh půdní vlhkosti nepřímo měřené tenzometry umístěnými v blízkosti kořenového systému ve srovnání s průběhem půdní vlhkosti mimo kořenový systém smrku byl MWW testem prokázán v hydrologickém roce 2011 a 2009. V roce 2009 se však nelze na platnost tohoto závěru v důsledku odchýlného průběhu rozdílu mezi měřeními vlhkosti 1 a vlhkosti 2 spolehnout. Data vlhkosti 2 v tomto období mohou být zkreslena v důsledku přerušení hydraulického spojení mezi půdou a referenční hladinou volné vody v tenzometru. Při potenciálu půdní vody pod cca  $-0,08$  MPa totiž v tenzometru dochází ke tvorbě vzduchových bublinek a bublinek vodní páry (Kramer a Boyer, 1995). Zkreslení dat může být také důsledkem neúmyslného kontaktu prstů obsluhy s porcelánovou nádobkou, čímž mohly být ovlivněny její hydrofilní vlastnosti. Mohlo také dojít k delšímu ponechání nechráněného tenzometru na vzduchu a k částečnému vypaření náplně (Ekotechnika). Cca po půl roce, kdy proběhla kontrola tenzometrů, byly tyto tenzometry znovu naplněny a rozdíl průběhu vlhkosti 1 a vlhkosti 2 již odpovídá charakteru rozdílu v následujících obdobích.

Změny půdní vlhkosti závisí nejvíce na klimatických faktorech. V období na počátku kalendářního roku (leden až březen) je minimální evapotranspirace a během krátkých období tání sněhové pokrývky se do půdy dostává velké množství vody. Dle Nováka a kol. (2002) se roční chod vlhkosti půdy v tomto období vyznačuje výrazným nárůstem, přičemž nejvyšších hodnot dosahuje v jarních měsících (březen až květen). Během hydrologického roku 2009, 2010 a 2011 byly na povodí Liz nejvyšší hodnoty půdní vlhkosti naměřeny nejčastěji v období ledna až března. Nejnižší hodnoty půdní vlhkosti zde byly zaznamenány v období července až října, což odpovídá zjištění Nováka a kol. (2002), kteří období minimální vlhkosti půdy (květen až říjen) dávají do souvislosti s vysokou teplotou vzduchu a intenzivním výparem (evapotranspirací).

Vysvětlení pro rozdílný průběh půdní vlhkosti v blízkosti kořenového systému ve srovnání s průběhem půdní vlhkosti mimo kořenový systém prokázaný v hydrologickém roce 2011 a neprokázaný v hydrologickém roce 2010 může být

více. Porovnáme-li mezi sebou roční srážkové úhrny, zjistíme, že rozdíl ve spadlých srážkách byl 180 mm, přičemž vyšší úhrn byl zaznamenán v roce 2010 (kdy nebyl prokázán rozdíl mezi vlhkostmi). Je tedy možné, že v důsledku intenzivních srážek byly hodnoty půdní vlhkosti jak na stanovišti s přítomností kořenového systému, tak i v jeho nepřítomnosti obecně poměrně vysoké. Další možná vysvětlení jsou diskutována v následující části této kapitoly.

### 7.2. VLV DRUHOVÉHO SLOŽENÍ LESNÍCH POROSTŮ NA RETENCI VODY V PŮDĚ

Jako má každá dřevina jiné vlastnosti z hlediska protierozního působení, může mít i rozdílný vliv na retenci vody v půdě (Simon a Sucharda, 2004). Kořenový systém smrku je mělký, navíc v místech, kde není původní, mohou porosty smrku nepříznivě ovlivňovat kvalitu půdy a ve srovnání s původními porosty tak negativně ovlivnit její retenční kapacitu. Na retenční kapacitu půd v důsledku nepůvodní výsadby smrkových porostů může mít negativní vliv také opad smrkového jehličí, které často tvoří souvislý pokryv lesní půdy a velmi pomalu se rozkládá (Hušek, 2010). Proto mohly být v přítomnosti kořenového systému smrku ztepilého (*Picea abies* (L.) Karst.) tenzometry naměřeny hodnoty sacího tlaku blízkší hodnotám měřeným v nepřítomnosti kořenového systému, než kdyby byly tyto tenzometry umístěny např. v blízkosti kořenového systému buku lesního (*Fagus sylvatica* L.), po jehož kmeni při dešti navíc stéká značné množství vody. Kantor a Šach (2002) uvádí, že po jednom kmeni dospělého buku při srážce o síle 50 mm soustředěně steče až 1 500 l vody, zatímco u smrku při téže srážce po kmeni steče jen 30 až 50 l. Obecně je množství vody zadržené v korunách smrků (intercepce), odkud se později vypaří, u smrku větší než množství takto zadržené vody v porostu bukovém (Kantor a Šach, 2002). Záleží ale také na stáří stromu, na ploše, kterou jeho koruna zaujímá a především na objemu spadlé srážky a intenzitě srážkové události, která nemůže být vysoká, aby vliv intercepce byl znatelný. Bohužel srážky vyvolávající povodně jsou buď prudké, nebo vytrvalé.

Detailní srovnání pouze vlivu kořenového systému buku a smrku na retenci vody v půdě provedl Válek (1977). Při umělém zadržování o intenzitě  $100 \text{ mm h}^{-1}$  nastala v bukových porostech vertikální infiltrace hrubými póry po zetlelých kořenech a podél kořenů žijících. Nedošlo k rozbřednutí zeminy ani k většímu zavlhčení stěn

pórů a nebyl zaznamenán povrchový odtok. Naopak ve smrkovém porostu přijala jehličím pokrytá půda u kmene jen cca 5 mm srážek. Po ukončení umělého deště byly smrkové kořeny v hloubce 15 cm téměř suché.

Druhové složení lesních porostů však zůstává jen jedním z faktorů přírodního prostředí, které ovlivňují retenční schopnost (Dostál, 2006). Dalšími faktory, které také určují výsledné odtokové množství a jeho časové změny, jsou zejména: geomorfologická charakteristika reliéfu (sklonitost a členitost), hydrogeologická charakteristika povodí (charakter propustnosti hornin, přítomnost zvodnělých vrstev apod.), meteorologické podmínky (trvání a intenzita srážek, spolupůsobení horizontálních srážek apod.), stav lesní silniční sítě ve vztahu k povrchovému odtoku aj. (Čaboun a kol., 2003).



## 8. ZÁVĚR

Tenzometrické zjišťování vlhkostního potenciálu při dodržení podmínek správné instalace (použití tenzometrů není vhodné v suchých půdách) je vhodný prostředek k posuzování rozdílů v retenční schopnosti půdy.

Na základě dat objemové půdní vlhkosti přepočítané z hodnot sacího tlaku a použité metody hodnocení (Mann-Whitney-Wilcoxonův test) nebylo v rámci této bakalářské práce možné vliv kořenového systému smrku ztepilého (*Picea abies* (L.) Karst) na retenční schopnost půdy jednoznačně potvrdit.

## 9. PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ

- Angers D. A. a Caron J., 1998: Plant-induced changes in soil structure: Processes and feedbacks. *Biogeochemistry* 42: 55-72.
- Böhm W., 1979: *Methods of studying root systems*. Springer-Verlag, Berlin, 188.
- Carminati A., Moradi A. B., Vetterlein D., Vontobel P., Lehmann E., Weller U., Vogel H.-J. a Oswald S. E., 2010: Dynamics of soil water content in the rhizosphere. *Plant Soil*. 332: 163-176.
- Čaboun V. a Mind'áš J., 2003: Vodná bilancia a hydrické funkcie lesných ekosystémov v krajine In Šiška B., Igaz D. a Mucha M. [eds.], 2003: Funkcia energetickej a vodnej bilancie v bioklimatických systémoch. Zborník príspevkov. SPU v Nitre, Račková dolina, 7.
- Čermák J., Cienciala E., Kučera J., Lindroth A. a Bednářová E., 1995. Individual variation in sap-flow rate in large pine and spruce trees and stand transpiration: a pilot study at the central NOPEX site. *Journal of Hydrology* 168:17-27.
- Čermák J., Matyssek R. a Kučera J., 1993. Rapid response of large, drought-stressed beech trees to irrigation. *Tree Physiology* 12: 281-290.
- Čermák J., Úlehla J., Kučera J. a Penka M., 1982. Sapflow rate and transpiration dynamics in the full-grown oak (*Quercus robur* L.) in floodplain forest exposed to seasonal floods as related to potential evapotranspiration and tree dimensions. *Journal of Plant Biology* 24: 446-460.
- ČHMÚ, 2009: Hydrologická ročenka České republiky 2009. ČHMÚ, Praha, 172.
- ČHMÚ, 2011: Hydrologická ročenka České republiky 2010. ČHMÚ, Praha, 206.
- Devitt A. D. a Smith S. D., 2001: Root channel macropores enhance downward movement of water in a Mojave Desert ecosystem. *Journal of Arid Environments* 50: 99-108.
- Eichorn J., 1987: Vergleichende Untersuchungen von Feimwurzelsysteme bei unterschiedlich geschädigten Altfichten (*Picea abies* KARST.) Forschungsberichte. Hessische Forstliche Versuchsanstalt, 179.
- Foth H. D., 1991: *Fundamentals of Soil Science*. John Wiley & Sons, New York, 360.
- Gerke H. H. a Kuchenbuch R. O., 2007: Root effects on soil water and hydraulic properties. *Biologia* 62: 557-561.

- Hadaš P., Litschmann T. a Hybler V., 2006: Dynamika půdní vlhkosti ekosystému lužního lesa jižní Moravy. In Bioklimatologické pracovní dny 2006 Sborník konference: Bioklimatológia a voda v krajině, 11-14.9.2006, Strečno, 16.
- Hall D. G. M., Reeve M. J., Thomasson A. J. a Wright V. F., 1977: Water retention porosity and density of field soils. Soil Survey of England and Wales, 75.
- Hamblin A., 1985: The influence of soil structure on water movement, crop root growth, and water uptake. *Advances in Agronomy* 38: 95-158.
- Heiskanen J. a Mäkitalo K., 2002: Soil water-retention characteristics of Scots pine and Norway spruce forest sites in Finnish Lapland. *Forest Ecology and Management*. 162: 137-152.
- Hejnák V., Zámečnicková B., Zámečník J. a Hnilička F., 2007: Fyziologie rostlin. ČZU, Praha, 159.
- Herzog K. M., Häsler R. a Tlum R., 1995. Diurnal changes in the radius of a subalpine Norway spruce stem: their relation to the sap flow and their use to estimate transpiration. *Trees* 10: 94-101.
- Hillel D., 1998: Environmental soil physics. US Academic Press, London, 771.
- Hrádek F. a Kuřík P., 2008: Hydrologie. ČZU, Praha, 280.
- Hraško J. a Bedrna Z., 1988: Aplikované pôdoznalectvo. *Príroda*, Bratislava, 474.
- Janský B. a Kocum J., 2007: Hydrologická funkce rašelinišť. In Langhammer J. [ed.], 2007: Povodně a změny v krajině (Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině). PřF UK v Praze, Praha, 251.
- Kandra B. a Gomboš M., 2011: Vplyv porastu na zásoby vody v koreňovej zóne pôdneho profilu. In: Šír M. a Tesař M. [eds.], 2011: Hydrologie malého povodí 2011. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Praha, 528.
- Kirkham M. B., 2005: Principles of Soil and Plant Water Relations. Elsevier Academic Press, San Diego 520.
- Kramer P. a Boyer J. S., 1995: Water relations of plants and soils. US Academic Press, San Diego, 404.
- Kulhavý Z. a Kvítek T., 2010: Zkušenosti s používáním kompaktního přetlakového infiltrometru. *Vodní hospodářství* 60: 179-180.
- Kutílek M., 1978: Vodohospodářská pedologie. Nakladatelství technické literatury, Praha, 296.
- Kutílek M., Kuráž V. a Císlarová M. 2004: Hydropedologie 10. ČVUT, Praha, 176.

- Lal R. a Shukla M. K., 2004: Principles of Soil Physics. Marcel Dekker, Inc., New York, 682.
- Lichner L., Orfánus T., Nováková K., Šír M. a Tesař M., 2007: The impact of vegetation on hydraulic conductivity of sandy soil. Soil & Water Research 2: 59-66.
- Materechlera S. A., Dexter A. R. a Alston A. M., 1992: Formation of aggregates by plant roots in homogenised soils. Plant Soil 42: 69-79.
- Matula S., 2003: The influence of tillage treatments on water infiltration into soil profile. Plant, Soil and Environment 49: 298-306.
- MZe ČR., 2010: Zemědělství 2009. Ministerstvo zemědělství, Praha, 118.
- Nobel P. S., 1974: Introduction to Biophysical Plant Physiology. Freeman, San Francisco, 488.
- Novák J. a Skalický M., 2009: Botanika: cytologie, histologie, organologie a systematika. Powerprint, Praha, 336.
- Novák P., 2002: Monitorování sezónních změn půdní vlhkosti metodou pulzní reflektometre. Zprávy o geologických výzkumech v roce: 199-200.
- Prášil I., 2007: Rostliny a stres. Výukové materiály. Výzkumný ústav rostlinné výroby, Praha.
- Sánchez-Pérez J. M., Lucot E., Bariac T. a Trémoières, 2008: Water uptake by trees in a riparian hardwood forest (Rhine floodplain, France) Hydrological Process 22: 366-375.
- Simon O. a Sucharda M., 2004: Vliv hospodaření v krajině na průběh a účinek povodní: přehled problémů a doporučená opatření. Hnutí DUHA, Praha, 34.
- Syrovátka O., Šír M. a Tesař M., 2003: Retence vody v půdě – základ revitalizace krajiny. In: Šír M., Lichner L. a Tesař M. [eds.], 2003: Konference s mezinárodní účastí – Hydrologie půdy v malém povodí. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Praha, 252.
- Šika A., 1966: Výzkum kořenového systému smrku na provenienčních plochách v Beskydech. Práce VÚLHM 33: 101–126.
- Tesař M., Balek J. a Šír M., 2006: Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz. Journal of Hydrology and Hydromechanics 54: 137-150.
- Tesař M., Šír M. a Zelenková E., 2004: Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholovém pásmu Šumavy. Aktuality šumavského výzkumu II,

Sborník z konference, Srní, 84-88.

- Tesař M., Šír M., Syrovátka O. a Dvořák I. J., 2000: Vodní bilance půdního profilu v pramenné oblasti Labe – Krkonoše. *Opera Corcontica* 37: 127-142.
- Tomášek M., 2000: Půdy České republiky. Česká geologická služba. Praha. 67.
- Topp G. C., Davis J. L. a Annan A. P., 1980: Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* 16: 574-582.
- Traoré O., Groleau-Renaud V., Plantureux S., Tubeileh A. a Baeuf-Tremblay V., 2000: Effect of root mucilage and modelled root exudates on soil structure. *European Journal of Soil Science* 51: 575-581.
- Válek Z., 1977: Lesní dřeviny jako vodohospodářský a protierozní činitel. Státní zemědělské nakladatelství, Praha. 203.
- 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.
- Zazueta F. S. a Xin J., 1994: Soil moisture sensors. *University of Florida Bulletin* 292: 1-10.
- Ziegler V., 2006: Základy praktické pedologie. Univerzita Karlova v Praze – Pedagogická fakulta, Praha, 82.
- Zobel R. W. a Waisel Y., 2010: A plant root system architectural taxonomy - A framework for root nomenclature. *Plant Biosystems* 144: 507-512.

### **Internetové zdroje**

- Dostál I., 2006: Retenční schopnost lesních porostů. *Lesnická práce* [cit. 15. 12. 2011]. Dostupné z: <<http://www.silvarium.cz/lesnicka-prace-c-08-03/retencni-schopnost-lesnich-porostu>>
- Hušek J., 2010: Zásahy člověka ovlivnily retenční schopnost. *Časopis Krkonoše - Jizerské hory* [cit. 28. 11. 2011]. Dostupné z: <[http://krkonose.krnep.cz/index.php?option=com\\_content&task=view&id=11111&Itemid=34](http://krkonose.krnep.cz/index.php?option=com_content&task=view&id=11111&Itemid=34)>
- Kupilík V., 2011: Vliv vegetace na podzákladí a stabilizaci terénu. *TBZ info* [cit. 15. 08. 2011]. Dostupné z: <<http://stavba.tzb-info.cz/zaklady/7711-vliv-vegetace-na-podzakladi-a-stabilizaci-terenu>>

Meteoservis: Váhový srážkoměr MRW500 [cit. 28. 12. 2011].

Dostupné z: <[www.meteoservis.cz/fotky/fotos/\\_c\\_134MRW500\\_2008\\_1.pdf](http://www.meteoservis.cz/fotky/fotos/_c_134MRW500_2008_1.pdf)>

Tenziometr T8 – manuál [cit. 24. 10. 2011]. Dostupné z:

<[http://www.ekotechnika.cz/uploaded/files/T8\\_2009\\_7\\_T8\\_tenzometr.pdf](http://www.ekotechnika.cz/uploaded/files/T8_2009_7_T8_tenzometr.pdf)>

Trakal L., Dohnal J. a Vosátka M., 2008: Dynamika retence vody v půdě v procesu vývoje mykorhizní symbiózy (monitorování metodou TDR – time domain reflectometry). Biom.cz [cit. 19. 10. 2011]. Dostupné z:

<<http://biom.cz/cz/odborne-clanky/dynamika-retence-vody-v-pude-v-procesu-vyvoje-mykorhizni-symbiozy-monitorovani-metodou-tdr-time-domain-reflectometry>>

## 10. PŘÍLOHY

**Tabulka 8** Průměry vlhkosti půdy v jednotlivých měsících a letech a popisné statistické charakteristiky jednotlivých let.

|                  | 2009      |           | 2010      |           | 2011      |           |
|------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| měsíc            | vlhkost 1 | vlhkost 2 | vlhkost 1 | vlhkost 2 | vlhkost 1 | vlhkost 2 |
| XI               | 0,359     | 0,681     | 0,467     | 0,453     | 0,385     | 0,393     |
| XII              | 0,429     | 0,704     | 0,463     | 0,428     | 0,487     | 0,471     |
| I                | 0,569     | 0,717     | 0,467     | 0,465     | 0,489     | 0,496     |
| II               | 0,564     | 0,721     | 0,461     | 0,453     | 0,491     | 0,499     |
| III              | 0,531     | 0,721     | 0,500     | 0,515     | 0,466     | 0,490     |
| IV               | 0,428     | 0,692     | 0,460     | 0,473     | 0,418     | 0,460     |
| V                | 0,434     | 0,646     | 0,489     | 0,478     | 0,409     | 0,461     |
| VI               | 0,467     | 0,459     | 0,481     | 0,487     | 0,471     | 0,508     |
| VII              | 0,476     | 0,483     | 0,399     | 0,427     | 0,384     | 0,395     |
| VIII             | 0,387     | 0,411     | 0,445     | 0,447     | 0,339     | 0,354     |
| IX               | 0,357     | 0,364     | 0,417     | 0,395     | 0,363     | 0,387     |
| X                | 0,413     | 0,393     | 0,403     | 0,373     | 0,389     | 0,437     |
| $\bar{x}$        | 0,453     | 0,585     | 0,454     | 0,450     | 0,425     | 0,447     |
| $s$              | 0,082     | 0,140     | 0,047     | 0,048     | 0,060     | 0,058     |
| $\tilde{x}$      | 0,447     | 0,673     | 0,454     | 0,453     | 0,413     | 0,463     |
| $x_{min}$        | 0,335     | 0,335     | 0,326     | 0,353     | 0,331     | 0,329     |
| $x_{max}$        | 0,680     | 0,722     | 0,569     | 0,597     | 0,636     | 0,573     |
| <i>D.kvartil</i> | 0,388     | 0,440     | 0,424     | 0,415     | 0,377     | 0,396     |
| <i>H.kvartil</i> | 0,512     | 0,712     | 0,486     | 0,483     | 0,474     | 0,495     |

### Vysvětlivky k tabulce

$\bar{x}$  ...aritmetický průměr daného roku,  $s$ ...směrodatná odchylka,  
 $\tilde{x}$  ...medián,  $x_{min}$ ...roční minimum,  $x_{max}$ ...roční maximum,  
*D.kvartil*...dolní kvartil, *H.kvartil*...horní kvartil.

**Tabulka 9** Srážkové úhrny v jednotlivých měsících a letech a popisné statistické charakteristiky srážkových úhrnů jednotlivých let.

| měsíc            | srážky [mm] |      |      |
|------------------|-------------|------|------|
|                  | 2009        | 2010 | 2011 |
| XI               | 47,9        | 45,1 | 55,1 |
| XII              | 41,6        | 59,9 | 77,3 |
| I                | 20,9        | 44,2 | 52,7 |
| II               | 72,2        | 37,2 | 24,4 |
| III              | 91,6        | 54,1 | 26,5 |
| IV               | 49,6        | 41,6 | 34,0 |
| V                | 156         | 121  | 92,4 |
| VI               | 243         | 97,4 | 96,9 |
| VII              | 141         | 155  | 90,7 |
| VIII             | 63,0        | 113  | 56,3 |
| IX               | 45,4        | 43,7 | 27,3 |
| X                | 74,8        | 17,9 | 57,4 |
| $\bar{x}$        | 2,88        | 2,28 | 1,92 |
| s                | 6,60        | 5,17 | 3,79 |
| $\tilde{x}$      | 0,30        | 0,30 | 0,10 |
| $x_{min}$        | 0,00        | 0,00 | 0,00 |
| $x_{max}$        | 73,0        | 70,5 | 27,2 |
| <i>D.kvartil</i> | 0,00        | 0,00 | 0,00 |
| <i>H.kvartil</i> | 2,80        | 2,70 | 1,90 |
| $\Sigma$         | 1046        | 830  | 691  |

**Vysvětlivky k tabulce**

$\bar{x}$  ...aritmetický průměr daného roku, s...směrodatná odchylka,  $\tilde{x}$  ...medián,  $x_{min}$ ...roční minimum,  $x_{max}$ ...roční maximum, *D.kvartil*...dolní kvartil, *H.kvartil*...horní kvartil,  $\Sigma$ ...úhrn srážek za daný hydrologický rok.