

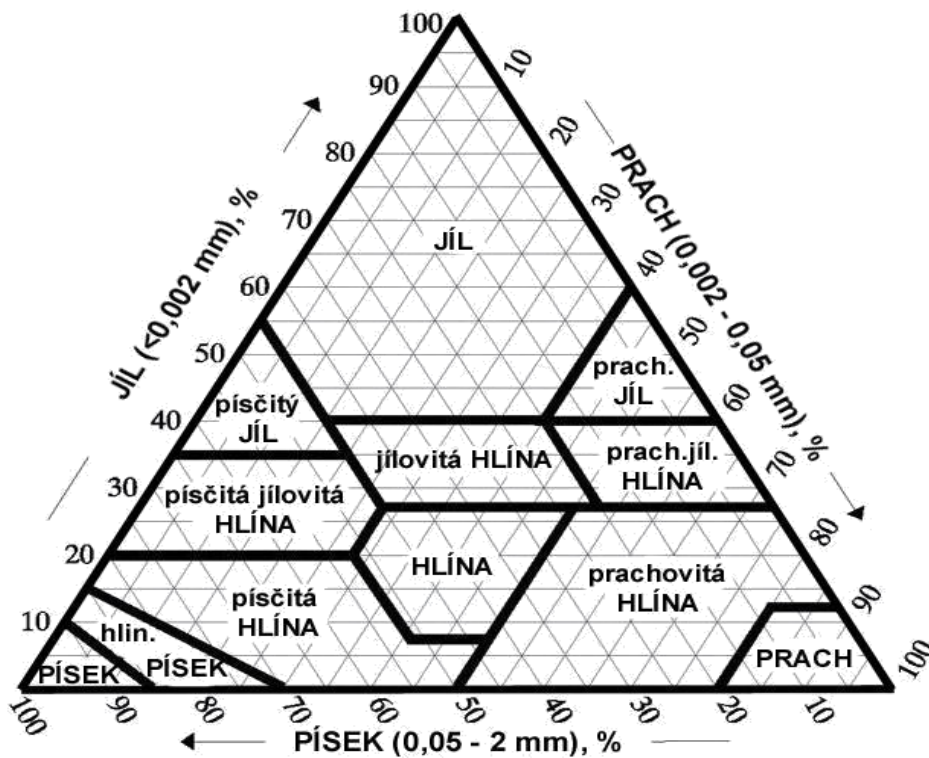
Tabulka 1: Klasifikace zrnitostních frakcí dle Kopeckého (Pavlů 2018)

	Frakce	Velikost (mm)	Kategorie
Jemnozern	Koloidní jíly	<0,0001	I. kategorie
	Fyzikální jíly	<0,002	
	Jemný prach	0,002-0,01	
	Prach	0,01-0,05	II. kategorie
	Práškový písek	0,05-0,1	III. kategorie
	Písek	0,1-2	IV. kategorie
Skelet	Hrubý písek	2-4	skelet
	Štěrk	4-30	
	Kamení	>30	

Velikosti částic 2 mm, která určuje základní rozdělení na jemnozern a skelet, byla zvolena zejména z důvodu, že částice větší než 2 mm už neumožňují kapilární pohyb vody a půdy tvořené převážně skeletem nejsou schopny vodu zadržovat. S klesající velikostí částic, roste míra zastoupení kapilárních pórů, nicméně rychlost proudění vody je stále velká. U frakcí menších než 0,01 mm, tedy u jemných prachů, se intenzivně začínají projevovat povrchové síly, kdy dochází k významnému kapilárnímu vztlínání a k zadržování vody. Tyto frakce jsou schopny na svůj povrch adsorbovat řadu látek, např. minerálních iontů – rostlinných živin, které jsou k povrchu částic poutány takovou silou, že nedochází k jejich vyplavování pryč, ale zároveň jsou i rostlinám snadno přístupné. Nejjemnější frakce o velikosti částic menší než 0,002 mm, tedy jíly, už jsou povrchové interakce s okolím velmi silné a pevně tak k sobě poutají minerální ionty i vodu. Rychlost proudění je tak velmi nízká. (Kutílek 1978)

Jednotlivé frakce se od sebe vzájemně často liší i svým složením. Písky a skelety jsou nejčastěji tvořeny křemeny a v menší míře živci. V prachových frakcích se mimo již zmíněné také objevují slídy. Nejmenší frakce jsou pak tvořeny jílovými minerály a oxidy hliníku, železa či manganu.

Dle zastoupení jednotlivých frakcí můžeme půdy dále dělit na půdní druhy. Zde je možné využít buď jednoduchou Novákovu klasifikaci anebo celosvětově užívaný trojúhelníkový diagram viz. Obrázek 1.



Obrázek 1: Trojúhelníkový diagram

Půdy s vyšším obsahem písku bývají někdy zjednodušeně označovány jako lehké a půdy s vysokým obsahem jílu jako půdy těžké. Z hlediska zemědělství jsou nejvýhodnější půdy s vyšším zastoupením prachu, jelikož těžké půdy jsou velmi složitě obdělávatelné a lehké půdy oproti tomu nejsou schopny zadržovat dostatek vody pro rostliny.

2.1.4 Struktura

Půdní částice však zřídka kdy najdeme v půdě jednotlivě izolované. Obvykle vytváří nejrůznější shluky, které označujeme jako půdní agregáty. Ty se mezi sebou mohou lišit velikostí, tvarem nebo vnitřním uspořádáním hmoty. Vzájemné prostorové uspořádání agregátů označujeme pojmem půdní struktura. (Schaetzl a Thompson 2015) Lehké štěrkovité a písčité hlíny půdní agregáty většinou nevytvářejí. Nejsnáze totiž agregáty vznikají z malých, koloidních, jílovitých a prachových částic, které jsou vzájemně poutány kohezními silami a vytváří tak mikroagregáty. Tyto celky se mohou dále shlukovat a vytvářet větší částice, které už ale nejsou vzájemně spojeny kohezními silami, ale tmelící schopností půdní organické hmoty, nejčastěji huminových látek. Huminové látky jsou typické svými velkými molekulami, které mají polární charakter, díky tomu mohou na sebe poutat různě nabitě částice, což vede ke vzniku větších

Ulmifikace a karbonizace

Na rozdíl od mineralizace tyto procesy probíhají zásadně v anaerobním prostředí a nedochází zde k úplnému rozkladu organických látek, ale rozložena je pouze část materiálu a zbylá organická hmota zůstává zachována.

Humifikace

Humifikace označuje postupný proces přeměny odumřelé organické hmoty na humusové látky. Do procesu humifikace se zapojuje řada půdních mikroorganismů, zejména bakterií a hub, které rozkládají organickou hmotu na jednodušší látky, které jsou následně řadou chemických reakcí střídavě v aerobních a anaerobních podmínkách resyntetizovány na velmi složité komplexní makromolekuly v různých stupních polymerace (Lehmann, Kleber, 2015). Dle stupně polymerace můžeme huminové látky rozdělovat na jednodušší fulvokyseliny, dále pak huminové kyseliny a následně na nejsložitější látky, které označujeme jako huminy. S rostoucí molekulovou hmotností roste obsah uhlíku, klesá obsah kyslíku a výrazně se snižuje míra rozpustnosti (Pavlů, 2018).

2.2 Půdní voda

Veškerou vodu obsaženou v půdě, vyjma krystalické vody vázané v hydrátech hornin, nazýváme vodou půdní nebo také půdní vlhkostí. Tato voda vyplňuje půdní póry a může být přítomna ve všech skupenských fázích, tedy v kapalně plynné i pevné.

Půdní voda má zcela zásadní roli pro koloběh vody a pro životní prostředí, kdy přítomnost vody v půdě je podmínkou pro veškerý život. Voda zajišťuje transport živin, mimo jiné se podílí na zvětrávání hornin, ovlivňuje teplotní režim a objemové změny půd. Půda také působí jako akumulární nádrž a přispívá k retardaci povrchového odtoku srážkové vody (Lin et al. 2005).

Množství vody v půdě je velmi proměnlivé, během roku značně kolísá v závislosti na srážkách, výparu, odtoku, transpiraci rostlin a volném výparu z povrchu (Kutílek, 1978).

2.2.1 Typy půdní vody

Půdní vodu můžeme dle své povahy rozdělovat na několik typů. Jedním z nich je **gravitační** půdní voda. Jedná se o vodu, která je v půdě vázána jen velmi slabými silami, vyskytuje se především v makropórech a vlivem převažujícího působení gravitační síly se pohybuje směrem dolů, kde může nakonec dosáhnout až podzemních vod.

Dalším typem půdní vody je voda **kapilární**, tedy taková, která v půdě pohybuje ve směru gradientu vlhkostního potenciálu nebo v případě existence rovnovážného stavu setrvává na svém místě. Kapilární voda je v půdě vázána vlivem povrchového napětí vody, adhezních a kohezních sil působících vzájemně mezi molekulami vody a povrchem půdních částic - tzv. kapilární interakce, ke kterým dochází především v mikropórech. Tento typ vody je velmi důležitý pro zásobování rostlin vodou (Gardner, 2000).

Ve chvíli, kdy má půda tendenci vysychat, dochází k rozšiřování a zvětšování pórů. To má za následek, že se dříve pevně vázaná voda v mikropórech uvolňuje, mění svůj charakter z vody kapilární na vodu gravitační a odtéká do hlubších vrstev půdy (Hillel, 2012).

Kromě gravitační a kapilární půdní vody, kdy se oba typy vyplňují půdní póry, popisujeme ještě vodu **adsorpční**. Tato voda nevyplňuje primárně půdní póry, ale vytváří velmi tenké vrstvy na povrchu půdních částic. Jedná se o nejpevněji vázaný typ půdní vody a pro rostliny je velmi obtížně dostupná.

2.2.2 Způsoby vyjádření půdní vody

Množství vody v půdě můžeme vyjadřovat řadou způsobů. Jedním z často využívaných způsobů je **hmotnostní vlhkost půdy (w)**. Jedná se o poměrné vyjádření hmotnosti vody m_w vůči hmotnosti pevné fáze půdy o nulové vlhkosti m_z . Za půdu s nulovou vlhkostí považujeme půdu vysušenou při 105 °C po dobu tří dnů. Vynásobíme-li výsledek 100, získáme procentní vyjádření množství vody v půdě na základě její hmotnosti.

$$w = \frac{m_w}{m_z}$$

Dalším často využívaným způsobem, jak vyjádřit množství vody v půdě je **objemová půdní vlhkost (Θ)**, kterou vypočítáme jako poměr objemu vody v půdě obsažené V_w a celkového objemu půdního vzorku V_s . Vynásobíme-li výsledek 100, získáme opět procentuální vyjádření množství vody v půdě, tentokrát na základě objemu.

$$\Theta = \frac{V_w}{V_s}$$

Tyto veličiny je možné mezi sebou vzájemně převádět s využitím hustoty dané půdy ρ_d a hustoty vody ρ_w dle vztahu:

$$\Theta = \frac{w * \rho_d}{\rho_w}$$

Kromě množství vody v půdě obsažené je při zkoumání hydraulických vlastností dané půdy také důležité znát **potenciál půdní vody φ** . Jedná se o jednu ze základních veličin, která popisuje energii, kterou je voda vázána v půdním prostředí, od čehož se dále odvíjí její pohyb v půdě. Díky znalosti potenciálu půdní vody je možné určit rychlost a směr proudění půdní vody. Voda proudí z míst s vyšším potenciálem do míst s nižším potenciálem, přičemž její rychlost je přímo úměrná velikosti gradientu potenciálů.

Celkový půdní potenciál se skládá z několika dílčích potenciálů. Jedním z nich je vlhkostní potenciál φ_w (často též označováno jako matricový potenciál), který závisí na struktuře půdy a velikosti pórů. Dalším je gravitační potenciál φ_g , tedy vliv působení gravitační síly na částice vody v půdě. Kromě dvou výše uvedených může mít na celkový půdní potenciál ještě vliv např. pneumatický potenciál φ_a , který uvažujeme v případě, kdy je tlak vzduchu v půdě odlišný od tlaku vzduchu nad volnou hladinou okolní půdní vody. Dále může být celkový potenciál ovlivněn osmotickým tlakem vzniklým na základě rozdílných koncentrací rozpuštěných látek v

půdě (tzv. osmotický potenciál φ_o), anebo působením vnějších sil na půdu (tzv. zátěžový potenciál φ_e). (Kutílek, 1978)

Celkový půdní potenciál získáme sečtením veškerých dílčích složek:

$$\varphi = \varphi_w + \varphi_g + \varphi_a + \varphi_o + \varphi_e$$

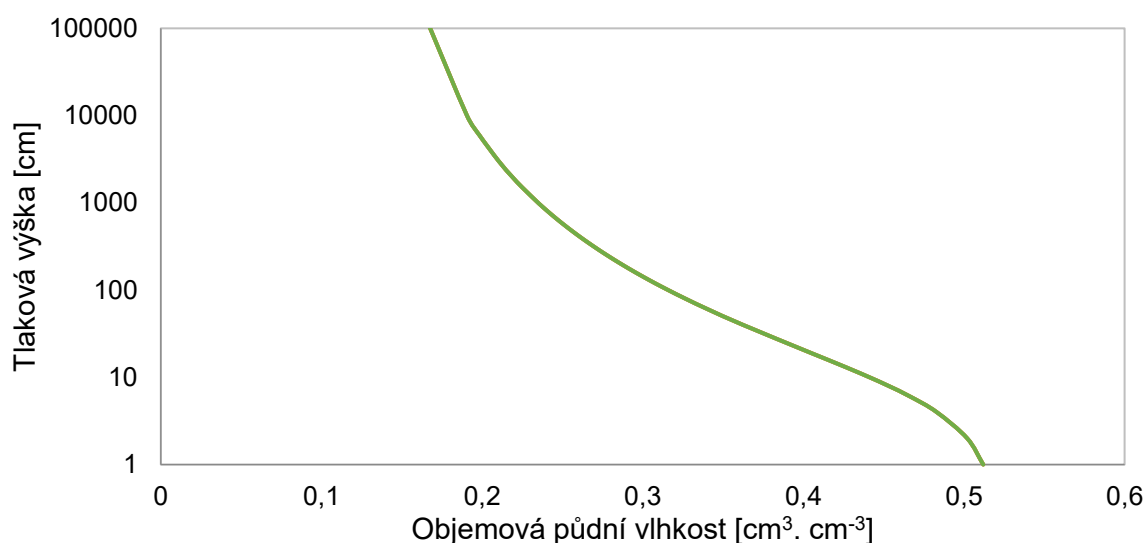
Půdní potenciál můžeme vyjadřovat v různých formách a jednotkách jako například energie na jednotkovou hmotnost [J/kg], jako sací tlak [Pa], anebo ve výškovém tvaru [m] (Marshall, 1996).

2.2.3 Hydraulické vlastnosti půdy

Hydraulické vlastnosti půdy jsou souborem charakteristik dané půdy, které ovlivňují pohyb, udržování a dostupnost vody v půdním prostředí. K tomu, aby bylo možné porozumět tomu, jak půda interaguje s vodou se často využívá retenční křivka a nasycená hydraulická vodivost.

Retenční křivka půdní vlhkosti

Graficky vyjádřený vztah mezi půdní vlhkostí a vlhkostrním potenciálem půdy nazýváme retenční křivka půdní vlhkosti (viz. Obrázek 2). Její průběh je unikátní pro každou půdu a je tedy nutné retenční křivku u vzorku vždy stanovit. Její průběh nelze přesně odhadnout, jelikož se odvíjí od více faktorů jako je např. zrnitost, struktura, minerální složení půdy, obsah organické hmoty a objemová hmotnost.



Obrázek 2: Příklad retenční křivky půdní vlhkosti

Princip retenční křivky půdní vlhkosti:

Vertikální osa (y) představuje půdní potenciál, počáteční hodnota jedna odpovídá nasyceným podmínkám, kdy jsou všechny póry půdy plné vody. Horní konec osy představuje suché podmínky.

Horizontální osa (x) představuje obsah vody v půdě vyjádřený jako podíl objemového obsahu půdy. Na pravém konci osy bývá 1 (tedy 100 %), což odpovídá nasyceným podmínkám, kdy je půda plně nasycena vodou.

Interpretace retenční křivky:

Nasycený stav (na křivce úplně vlevo) představuje situaci, kdy jsou póry půdy plné vody, a proto je půdní potenciál nula. Při této hodnotě je obsah vody v maximální možné úrovni. Směrem doleva na křivce klesá obsah vody při klesajícím půdním potenciálu. To ukazuje, jak půda postupně ztrácí vodu při klesající dostupnosti vody pro rostliny. (Gliński et al., 2011)

Nasycená hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost je veličina, která u pórovitých materiálů popisuje schopnost propouštět vodu. Nasycená hydraulická vodivost půd proudění vody přes půdní prostředí ve chvíli, kdy jsou veškeré půdní póry naplněny (nasyceny) vodou.

Jako fyzikální veličina je nasycená hydraulická vodivost (K) definována jako množství vody, které při jednotkovém gradientu projde jednotkovou plochou materiálu (půdy) za jednotkový čas při plném nasycení půdních pórů. Vyjadřujeme ji nejčastěji v jednotce m/s. (Schaetzl a Thompson 2015) Tento vztah je možné vyjádřit pomocí Darcyho zákona:

$$Q = -K * A * \frac{\Delta h}{L}$$

kde Q je objemový průtok vody, K je nasycená hydraulická vodivost, A je plocha kolmá na směr proudění, Δh je hydraulický gradient a L je délka vybraného segmentu ve směru průtoku.

Měření nasycené hydraulické vodivosti se provádí experimentálně na vzorcích materiálu, často v laboratoři, kde se simulují podmínky nasycení. Získané hodnoty jsou klíčové pro modelování proudění podzemní vody. Různé typy půd a hornin mají různé hodnoty nasycené hydraulické vodivosti, což ovlivňuje jejich schopnost propouštět vodu.

2.3 Měření půdní vody

Existuje celá řada způsobů a metod, kterými lze vyjádřit množství vody přítomné v půdě. Tyto metody můžeme rozdělovat dle několika kritérií, například dle místa měření na terénní a laboratorní metody, dále také na destruktivní metody, kdy dochází k rozrušení půdního profilu, a nedestruktivní, kde půdní profil zůstává zachován. Dalším kritériem je měřená veličina, podle které dělíme metody na přímé, kdy měříme přímo množství vody, anebo můžeme využít měření jiné fyzikální veličiny, která je množstvím vody v půdě významně ovlivněna (jako například vodivost, tepelná vodivost, permitivita, atd...). Na základě těchto měření můžeme půdní vlhkost dopočítat.

Podle způsobu vyjádření naměřené půdní vlhkosti můžeme metody dělit na gravimetrické, volumetrické a tenzometrické. Gravimetrické metody fungují na principu měření hmotnosti půdní vody. Volumetrické metody fungují na principu změny objemové vlhkosti v půdním vzorku a tenzometrické metody měří změnu potenciálů půdní vody, ke které dochází v důsledku změn vlhkosti. (Kutílek et al. 2000)

2.3.1 Gravimetrické metody

Jedná se o laboratorní, velmi přesnou a přímou destruktivní metodu měření půdní vlhkosti. Funguje principu měření rozdílu hmotnosti vzorku v původním stavu a po důkladném vysušení. Sušení probíhá v pecích za vysokých teplot, obvykle při 70–160 °C, po dobu několika dní. Zvolená teplota a délka sušení se odvíjí od množství vzorku a obsahu jílových a humusových materiálů ve vzorku. Po dosušení se vzorek znovu zváží a z rozdílu naměřených hodnot se odvodí původní půdní vlhkost vzorku (Kutílek et al. 2000).

2.3.2 Tenzometrické metody

Tenzometry

Tenzometr je přístroj, který se využívá pro terénní měření potenciálu půdní vody. Skládá se z porézního keramického tělíska, které je v kontaktu s půdou a skrze které dochází k přenosu vlhkosti do trubice naplněné vodou a manometru, který měří změnu podtlaku uvnitř trubice. Právě ze změny tlaku je možné pomocí retenční křivky půdní vlhkosti odvodit hodnotu půdní vlhkosti. Jedná se o velmi jednoduchou metodu měření, nicméně nedá se využívat pro měření vlhkosti ve větších hloubkách půdy a měření není možné využívat kontinuálně během celého roku, jelikož přes zimu by voda v trubici zamrzala. Často se využívá pro kontrolu a řízení závlah (Litschmann,2010).

Odporová metoda

Tato metoda využívá přímé závislosti vodivosti dané půdy na množství vody v ní obsažené. Tato závislost je částečně ovlivněná chemickým složením půdního roztoku a pevné minerální fáze. Metoda je také velmi citlivá na změny okolní teploty, kdy změna okolní teploty o 1 °C se ve výsledcích měření projeví stejným způsobem jako změna vlhkosti o 1 % (Kutílek, 1978).

Samotné měření probíhá pomocí dvou kovových elektrod, které jsou zabudovány v porézních sádrových bločcích, které zajišťují dokonalý kontakt elektrod s okolním substrátem a zároveň dokáží částečně eliminovat vliv chemického složení půdního roztoku. Nicméně kvůli přítomnosti sádrového bločku má měření touto metodou velmi dlouhou odezvu a není proto vhodné pro měření náhlých změn vlhkosti. Vzhledem k malému přírůstku vodivosti při vysokých vlhkostech není tento způsob měření rovněž vhodný pro měření vysokých hodnot vlhkosti. Na druhou stranu jedná se o jednoduchou, více méně bezúdržbovou, levnou a dostupnou metodu (Kutílek, 1978).

2.3.3 Dielektrické metody

Vytvoříme-li v půdě slabší proměnné elektrické pole, můžeme následně měřit permitivitu daného půdního prostředí a dále pak odvodit relativní permitivitu dané půdy, což podíl permitivity prostředí a permitivity vakua. Získáme tak bezrozměrnou veličinu, která udává kolikrát je větší permitivita daného materiálu oproti permitivitě vakua. Relativní permitivita půdy se obvykle pohybuje v rozmezí 4-5, u vzduchu je rovna přibližně 1, nicméně u vody dosahuje přibližně hodnoty 81. Z této skutečnosti plyne, že relativní permitivita půdy je silně ovlivněna obsahem vody. Dielektrické metody využívají právě změnu relativní permitivity půdy pro určení obsahu vody v půdě (Lekshmi et al., 2014).

Kapacitní metoda

Základní princip kapacitní metody spočívá v srovnání doby nabíjení neznámého kondenzátoru, jehož dielektrikum tvoří půda, s dobou nabíjení referenčního kondenzátoru o známé kapacitě. Z naměřené doby nabíjení kondenzátoru se následně odvozuje relativní permitivita, která je poté použita k určení vlhkosti půdy. Sondy využívající kapacitní metodu se obvykle skládají ze dvou nebo více elektrod, které mohou mít tvar válců nebo tyčí. Pro správnou funkci těchto sond je často nezbytná kalibrace, která je specifická pro konkrétní typ půdy. Po zkalibrování je tato metoda poměrně velmi přesná, což je její nespornou výhodou. Navíc

kapacitní metoda umožňuje trvalý monitoring a nejsou s ní spojené tak vysoké pořizovací náklady jako např. u TDR (metoda blíže popsána níže). Tato metoda umožňuje také snímání vlhkosti ve více hloubkách současně. Na druhou stranu je více citlivá na výkyvy teplot, výskyty vzduchových bublin a dokáže snímat jen malý objem půdy, který se nachází v bezprostřední blízkosti sondy (Litschmann, 2010).

FDR – Frequency Domain Reflectometry

Tato metoda využívá principu odrazu elektromagnetického signálu při průchodu půdou. V rámci FDR jsou do půdy vloženy sondy s elektrodami, a následně je do těchto sond aplikován vysokofrekvenční elektromagnetický signál. Tento signál putuje přes půdu, a když narazí na změnu permitivity způsobenou obsahem vlhkosti, část signálu se odrazí zpět k elektrodám sondy. Měření změny frekvence odraženého signálu umožňuje odhadnout relativní permitivitu půdy, z čehož je následně odvozen obsah vlhkosti. FDR metoda umožňuje rovněž měření na různých hloubkách a je méně citlivá na elektrolyty v půdě ve srovnání s některými jinými metodami měření půdní vlhkosti (Evelt 2008).

TDR – Time Domain Reflectometry

Měření vlhkosti touto metodou je založeno na rozdílné rychlosti šíření elektromagnetického impulzu v různých typech prostředí. Měření se provádí pomocí dvou nebo tří hrotové elektrody, která generuje krátký elektromagnetický impulz, který putuje půdou. Když tento impulz narazí na změnu permitivity způsobenou obsahem vlhkosti, část signálu se odrazí zpět k sondě. Měření doby, kterou trvá, než se odražený signál vrátí k sondě, umožňuje odhadnout relativní permitivitu půdy, z čehož je opět možné získat informace o vlhkosti měřené půdy. Jedná se o velmi přesnou metodu, která navíc nevyžaduje kalibraci pro konkrétní půdu, nicméně je poměrně nákladná a není úplně vhodná pro měření v silně zasolených půdách. Pomocí této metody je také možné měřit elektrickou vodivost (Jones et al. 2002).

Fázový posun

Během průchodu elektromagnetické vlny určitou dráhou dochází k fázovému posunu, což znamená změnu fáze signálu oproti původně vyslanému signálu. Velikost tohoto fázového posunu je ovlivněna délkou dráhy vlny, její frekvencí a rychlostí šíření. Při stálé frekvenci a délce vlny vysílané zářičem je fázový posun signálu při průchodu půdou ovlivněn permitivitou dané půdy. Na základě míry fázového posunu je tedy možné odvodit permitivitu prostředí, čímž získáme informace o půdní vlhkosti. Tato metoda opět vyžaduje kalibraci na dané prostředí,

nicméně následně dosahuje velmi přesných výsledků i ve větších objemech měřené půdy. Navíc se jedná i o poměrně dostupnou metodu (Litschmann, 2010).

2.3.4 Radiometrické metody

Základním principem těchto metod je interakce radioaktivního záření s molekulami vody v půdě.

Neutronová metoda

Tato metoda využívá toho, že volné neutrony mají schopnost pronikat do půdy a interagovat s jádry atomů, zejména s vodíkovými jádry obsaženými ve vodě. Když neutrony narazí na atomy vody, mohou být absorbovány nebo rozptýleny. Při měření touto metodou je do půdy instalován zdroj emitující neutrony a detektor, který měří množství neutronů, které se vrátily nebo byly rozptýleny z půdy. Tato informace poskytuje odhad obsahu vody v půdě, protože větší obsah vody vede k vyšší absorpci neutronů. Výsledky takového měření jsou velmi přesné, nicméně je zde velké bezpečnostní riziko, z tohoto důvodu takové měřicí zařízení může obsluhovat jen speciálně vyškolený personál (Lekshmi et al. 2014).

2.3.5 Optické metody

Metody optického měření půdní vlhkosti využívají interakci světla s půdou nebo jejími částicemi, konkrétně principu změny dopadajícího a odraženého světla, s cílem odhadnout obsah vlhkosti. Tento přístup představuje neinvazivní a efektivní metodu monitorování vlhkosti povrchových vrstev půdy.

Princip polarizovaného světla

Tato metoda využívá schopnosti povrchové půdní vlhkosti polarizovat odrážející se světlo. Při vysílání nepolarizovaného paprsku a následném zachytávání odraženého, již polarizovaného, paprsku lze na základě měření roviny polarizace odvodit permitivitu dané půdy a následně její vlhkost (Lekshmi et al. 2014).

Spektroskopie v blízké infračervené oblasti

Tato analytická metoda využívá interakce elektromagnetického záření v blízkém infračerveném spektru s půdními částicemi. Princip fungování spočívá v tom, že molekuly v půdním vzorku absorbují specifická světelná spektra v NIR oblasti. Výsledné spektrální odezvy poskytuje informace o chemickém složení půdy, včetně obsahu vody. Tuto metodu lze využívat jak v laboratorním prostředí, tak ale i vzdáleně, například ve spojení s technologiemi dálkového

průzkumu země. Zde ale může být měření zásadně ovlivněno např. vegetačním pokryvem (Lekshmi et al. 2014).

2.4 Modelování půdní vody

Snahy o modelování půdní vody započaly již v polovině 20. století s prvními empirickými pokusy, nicméně zásadní rozvoj této disciplíny přišel až s nástupem počítačů, což dalo vzniku prvním numerickým modelům. Následovalo období rozvoje konceptuálních modelů, které se zaměřovaly na zjednodušení analýzy. Integrace s GIS v 70. a 80. letech posílila prostorovou dimenzi modelování. S technologickým pokrokem a neustálým rozvojem vědeckých poznatků za poslední desetiletí jsme dnes schopni vytvářet velmi komplexní a sofistikované modely, které jsou klíčovým nástrojem pro správu vodních zdrojů a další hydrologický výzkum (Shein E. V. et al. 2015).

Cílem tohoto modelování je vytváření matematických a numerických reprezentací hydrologických procesů v půdním prostředí, díky čemuž můžeme získat hlubší vhled do chování vody v půdě, umožnit předpovědi jejího toku a distribuce v různých podmínkách a optimalizovat řízení vodních zdrojů. Tento multidisciplinární přístup umožňuje analyzovat interakce mezi půdou, rostlinami a vodou, což je klíčové pro efektivní hospodaření s vodou. Existuje několik různých přístupů k modelování půdní vody, zahrnující fyzikální, konceptuální a black-box modely.

2.4.1 Fyzikální modely

Fyzikální modely, odvozené z hydrologických rovnic, poskytují detailní pohled na interakce mezi půdou, rostlinami a vodou, což umožňuje precizní simulace v různých podmínkách a s různými typy půd. Nicméně, jejich implementace je často náročná, vyžaduje rozsáhlé vstupní informace a detailní znalosti půdních procesů. Tyto modely označujeme jako tzv. „white box“ modely (DAŇHELKA 2003).

Fyzikální modely obvykle využívají výpočet v pravidelné mřížce (regular grid). Jde o princip, který rozděluje půdní prostředí na jednotlivé segmenty pravidelnou mřížkou, což dále umožňuje provádět matematické operace a jejich následnou analýzu v každém jednotlivém bodě mřížky. Takto získané diskrétní hodnoty je možné dále aproximovat a získat informace o průběhu sledovaného jevu v daném prostředí. Tato metoda je často používána pro simulaci proudění vody v půdě nebo analýzu rozptylu látek v půdě. Aplikace tohoto modelu ovšem vyžaduje velmi detailní vstupní data (Amerman C. R. a Monke C. R. 1977).

HYDRUS-1D

Příkladem fyzikálního modelu je numerický model Hydrus 1D. Tento model slouží k analýze a modelování hydrologických a půdních procesů, zejména k simulaci transportu půdní vody, tepla a látek v jednorozměrném prostoru (ve vertikálním směru) v nenasycené zóně mezi povrchem půdy a hladinou podzemní vody (Šimůnek et al. 2005).

Model HYDRUS numericky řeší Richardsovu rovnici pro proměnlivě nasycený proud vody. Richardsova rovnice v sobě kombinuje rovnici zákona zachování hmoty a Darcy-Buckinhamův zákon. Díky tomuto dosazení můžeme získat objemovou půdní vlhkost odečteme-li od toku půdní vody množství vody odebrané rostlinami.

$$\text{Zákona zachování hmoty:} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S$$

$$\text{Darcy-Buckinhamův zákon:} \quad q = -K_s(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right)$$

$$\text{Richardsova rovnice:} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) - S$$

kde: θ je obsah vody v půdě
 t je čas
 z je hloubka v půdě
 q je proudění v důsledku hydraulického gradientu
 S představuje odběr vody rostlinami
 $K_s(h)$ je nenasycená hydraulická vodivost
 h je tlaková výška kapaliny

Tento model neuvažuje vliv plynné fáze ani osmotický potenciál, a naopak předpokládá izometrické proudění, konstantní hustotu kapaliny nezávislou na koncentraci rozpuštěných látek a aplikovatelnost Darcyho zákona i při velmi malých a velkých rychlostech proudění (Kutílek a Nielsen, 1994).

Model umožňuje specifikovat řadu půdních vlastností, jako jsou hydraulické a tepelné vodivosti, retence vody a další, což umožňuje přesné simulace v různých půdních podmínkách a v různých režimech, včetně infiltrace, kapilárního pohybu a odparu.

Kromě verze modelu Hydrus-1D, který pracuje pouze s jednou prostorovou dimenzí, existují i odvozené komplexnější varianty modelu ve verzi 2D a 3D, které umožňují vytvářet pokročilé simulace s respektováním prostorových variací vlastností půdy.

2.4.2 Konceptuální modely

Konceptuální modely představují atraktivní alternativu, poskytující zjednodušený rámec pro analýzu půdní vody. Tyto modely neumožňují detailní prostorové rozlišení, složité fyzikální procesy a interakce v půdě. Tyto jevy převádí na základní prvky, což umožňuje snazší matematickou reprezentaci. S nižší náročností na vstupní data a kalibraci jsou tato modelová schémata často využívána pro širší měřítko analýz a predikcí na úrovni jako jsou povodí nebo regionální hydrologické modely. Avšak, vyžadují opatrnost při extrapolaci na specifické podmínky a mohou vykazovat omezenou schopnost zachytit detailní interakce v komplexních půdních systémech. Tyto modely také nazýváme tzv. „grey box“ modely.

Soil water balance module – Green–Ampt (SWBM-GA)

Příkladem konceptuálního přístupu může být model SWBM-GA, který slouží k modelování infiltrace vody do homogenní půdy s jednotným počátečním obsahem vody. Předpokladem zde je homogenní půda s konstantní hydraulickou vodivostí a konstantním počátečním obsahem vody. Tento model je vhodný pro simulaci jednotlivých dešťových jevů, zejména tam, kde nejsou výrazné vlivy evapotranspirace a nenasyceného gravitačního proudění. Výhodou modelu SWBM-GA oproti ostatním infiltračním modelům je skutečnost, že jeho parametry lze přímo odhadnout na základě klasifikace půdní textury (Brunner, 2020).

2.4.3 Black box modely

Black box modely nevychází z fyzikálních zákonů a jejich interpretací. Jsou schopny analyzovat vztahy v datech bez hlubší znalosti vnitřní struktury modelu. Nejčastěji vychází z empirického vztahu mezi vstupními a výstupními veličinami. Tyto modely jsou tak nazývány "black box" (černá skříňka), protože jejich fungování může být obtížné interpretovat nebo vysvětlit. Tyto modely jsou obvykle flexibilní, mohou být použity v různých půdních podmínkách a jsou schopny pracovat i s neúplnými daty. Jednou z hlavních nevýhod je nízká interpretovatelnost, nulová přenositelnost modelu z místa na místo a velmi omezená platnost mimo rozmezí kalibračních dat. Interní struktura modelu není snadno vysvětlitelná, což může být překážkou pro pochopení procesů v půdním prostředí. Jsou často využívány v předpovědních modelech povodí a v oblastech, kde je důležitá rychlá a přesná predikce půdní vody nebo kde chybí detailní znalost fyzikálních principů či je omezený zdroj dat.

2.5 Vliv rozpadu lesa na vodní režim krajiny

V posledních letech lze pozorovat vzrůstající intenzitu a četnost kůrovcových gradací v mnoha lesních oblastech po celém světě. Tento jev je primárně způsoben stále častějšími extrémními klimatickými podmínkami, jako jsou dlouhodobá sucha, výkyvy teplot, nedostatek srážek a vyšší frekvence extrémních meteorologických jevů. V důsledku kumulace těchto i dalších stresových faktorů dochází k celkovému oslabování lesních porostů, což následně může vést k rozsáhlým kůrovcovým kalamitám (Gandhi a Hofstetter 2021).

Postupné odumírání stromů přináší pokles celkové listové plochy lesního porostu, což následně vede k úbytku intenzity transpirace. Snížená transpirace postiženého porostu má za následek oslabení odvodu půdní vody do atmosféry. Tímto způsobem dochází k zadržení vody v půdě, neboť voda místo toho, aby byla uvolněna do ovzduší prostřednictvím transpirace, zůstává zachycena v půdní vrstvě (Bearup et al. 2014). Zároveň také klesá míra celkové intercepce, tedy míra ulpívání srážek na nadzemní části porostu, díky čemuž více srážek propadne až na zem, čímž ještě více sytí půdní vodu.

Na druhou stranu ztráta listové plochy vede i ke zvýšení toku energie směrem k povrchu. V důsledku ztráty jehlic totiž dochází k celkovému prosvětlování porostu a půda je více exponována slunečnímu záření, což navyšuje povrchovou teplotu a podporuje přirozený výpar z povrchu. Větší míra dopadajícího slunečního záření také může způsobit následné výraznější bujení bylinného patra, které díky své transpiraci opět začne vodu z půdy odvádět. Změny v celkové půdní vlhkosti jsou tak velmi variabilní, protože snížená transpirace z odumírání stromů a zvýšený přísun vody z dopadajících srážek může být kompenzováno zvýšenou transpirací podrostu a intenzivnějším výparem z volného povrchu země (Mikkelsen et al. 2013). Nedávná studie (Reed et al. 2018) ukázala, že porosty zasažené kůrovcem měly za čtyři vegetační období v průměru o 57 % vyšší vlhkost půdy, o 1,5 °C vyšší teplotu půdy a o 0,8 °C vyšší teplotu kmene stromů ve srovnání s nezasaženými porosty, z čehož lze usuzovat, že v tomto konkrétním případě převažoval vliv poklesu transpirace stromového patra, většího množství propadajících srážek na půdní vlhkost a zároveň vyšší míra slunečního záření způsobila vzrůst povrchové teploty půdy.

Kromě změn v množství půdní vlhkosti dochází v zasaženém porostu také k výrazným změnám chemismu půd a půdní vody. V důsledku probíhajícího rozkladu odumřelé hmoty dochází k mobilizaci velkého množství živin v rámci celého lesního ekosystému (Clow et al. 2011).

Vlivem zvýšeného množství srážek dopadajícího na povrch země se v závislosti na terénu mohou také významně měnit odtokové poměry v lokalitě. Jednak roste míra infiltrace do podzemních vod (Bearup et al. 2014a) a zároveň narůstá míra povrchového odtoku a s ním spojená i míra eroze půdy, což se může následně projevit na kvalitě vody ve vodních tocích (Becknell et al. 2016). To s sebou může přinést další změny ve vodních ekosystémech na úrovni lokálního povodí.

Rozpad lesa, ať už způsobený kůrovcovou kalamitou nebo jiným faktorem, má zjevně významný dopad na vodní režim krajiny. Tyto změny nesou s sebou komplexní důsledky, které ovlivňují hydrologii, biodiverzitu a udržitelnost vodních zdrojů. Specifické projevy těchto změn jsou extrémně individuální a závisí na řadě faktorů. Patří sem biotické podmínky, jako je druhové složení lesního porostu a odolnost vůči kůrovcovým škůdcům, a abiotické podmínky, například geologické podloží a klimatické podmínky v dané lokalitě.

Rychlost a stádium rozpadu lesního ekosystému také hraje klíčovou roli při determinaci dopadů na vodní režim. V počátečních stádiích rozpadu může docházet k rapidnímu uvolňování organických látek a živin z odumírajících stromů do půdy a vodních toků. To může ovlivnit chemické vlastnosti vody a živinový cyklus v ekosystému.

3 Cíle a hypotézy práce

Hlavním cílem této práce je zanalyzovat půdní vodní režim rozpadajícího se lesního ekosystému postiženého kůrovcovou kalamitou a porovnat ho s vodním režimem zdravé, nepostižené referenční lokality.

Na základě měřených a modelovaných dat bude sestavena vodní bilance pro obě lokality. Tato bilance zahrne všechny vstupy a výstupy vody v dané lokalitě. Porovnání vodních bilancí obou lokalit nám poskytne ucelený pohled na to, jak rozpad lesa ovlivňuje jeho půdní vodní režim.

Získané výstupy nám pomohou ověřit následující hypotézy, které byly pro účely tohoto výzkumu stanoveny.

Hypotéza o půdní vlhkosti

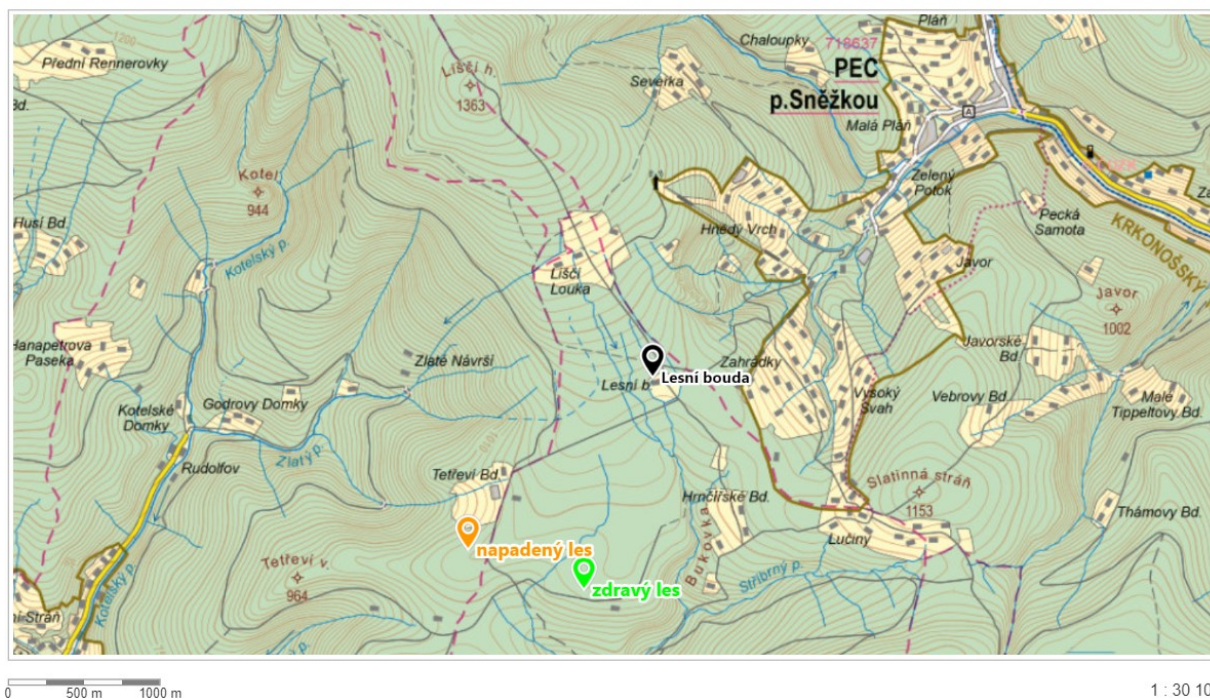
Ve zdravém porostu očekáváme nižší půdní vlhkost, z důvodu vyššího transpiračního toku zdravých stromů.

Hypotéza o teplotě půdy

Předpokládáme, že teplota půdy ve svrchní vrstvě půdního profilu zdravého porostu bude nižší, v důsledku vyššího zastínění, což brání přímému ohřívání půdy slunečním zářením.

4 Metodika

Ve spolupráci se správou Krkonošského národního parku byly v květnu roku 2022 vytipovány dvě lokality na území parku, na kterých dále popsany výzkum probíhal. U první z nich se očekávala masivní kůrovcová gradace v následujících letech a zároveň správa parku zde neplánovala proti rozvoji gradace zasahovat a lokalita byla ponechána přirozenému vývoji. Druhá lokalita byla vybrána jako referenční, s podobnou fyzicko-geografickou charakteristikou, ovšem zde se žádná gradace v nejbližších letech neočekávala. Na obou lokalitách byly vykopány tři půdní sondy a umístěna půdní čidla, kontinuálně měřící objemovou půdní vlhkost a teplotu, ve dvou hloubkách. Na každé lokalitě byly odebrány půdní vzorky pro následné stanovení hydraulických vlastností půdy. Dále zde byl proměřen leaf area index (LAI) a byl zaznamenán počet stromů v okolí čidel. Pro účely tohoto výzkumu nám byla poskytnuta meteorologická data od Výzkumného ústavu lesního hospodářství a myslivosti (VÚLHM), který dlouhodobě tato data měří u Lesní boudy, která je od vybraných lokalit vzdálena cca 1,7 km. Veškerá data za období od května 2022 do prosince 2023 byla následně využita pro vytvoření dvou hydropedologických modelů (pro každou lokalitu zvláště) prostřednictvím programu HYDRUS 1D. Díky výsledkům získaných z modelů bylo následně možné odpovědět na výzkumné otázky a lépe tak porozumět vodní bilanci v rozpadajícím se lese.



Mapa 1: Poloha sledovaných lokalit

4.1 Popis lokality

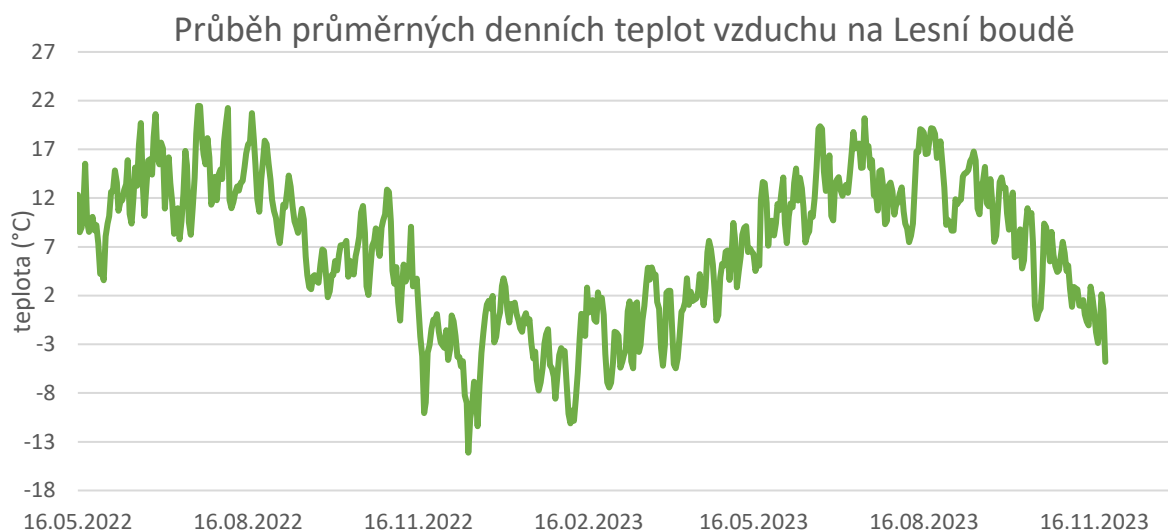
Zkoumané území se nachází v jižní části Krkonošského národního parku, cca 3 km severně od města Černý Důl. Vybraná kůrovcem napadená lokalita se nachází zde: 50.6651947N, 15.6927028E a zdravý referenční porost je od této lokality vzdálen přibližně 780 m vzdušnou čarou a leží zde: 50.6641339N, 15.7046575E. Situace je názorně zobrazena v mapě 1. Napadená lokalita se nachází ve 1027 m n.m. a je mírně severozápadně orientována. Zdravý porost se nachází ve 1025 m n.m. na jižním svahu.

4.1.1 Geologie a půda

Geologické podloží je v obou případech tvořeno velmi starými horninami z období svrchního proterozoika. Jedná se zejména o muskovcovitické ortoruly a grafitické svory. Na obou lokalitách najdeme půdy typické pro lesní porost. Na kůrovcové lokalitě se jedná o podzoly a ve zdravém lese jde o kryptopodzol. Půdní typy byly v obou případech identifikovány na základě dat z popisu vykopaných půdních sond, viz. obrázek 3.

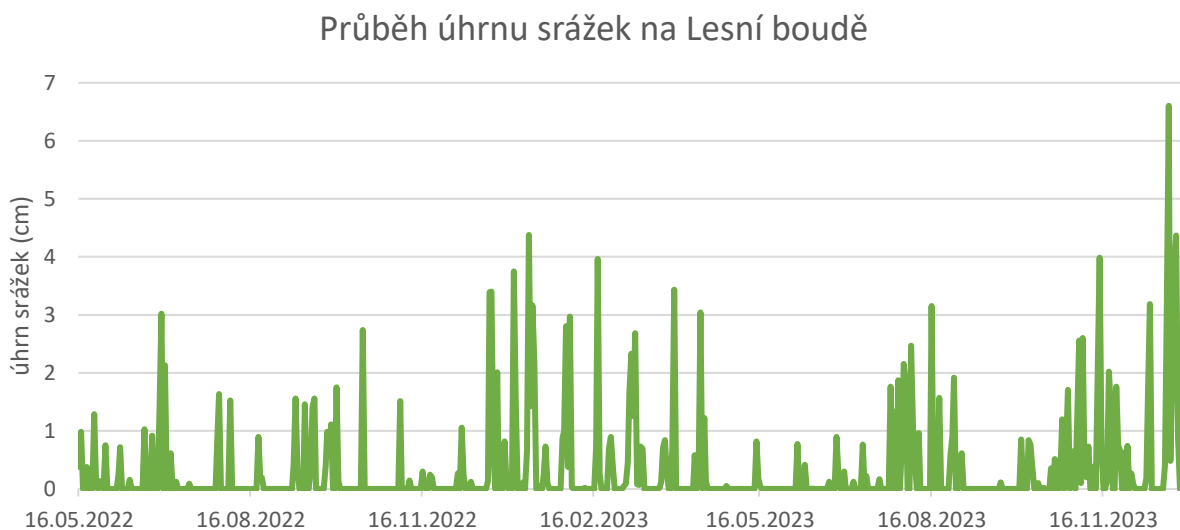
4.1.2 Klima

Průměrná roční teplota vzduchu, vypočítaná z dat nejbližší hydrometeorologické stanice v Peci pod Sněžkou s nejdelší řadou kontinuálního měření, která je od zkoumané lokality vzdálená cca 3,5 km a leží 824 m n.m., byla mezi lety 1993 a 2023 rovná 5,3 °C. V letech 2022-2023 byla průměrná denní teplota vzduchu naměřená touto stanicí 6,1 °C. Jednalo se tedy celkově o výrazně teplejší roky ve srovnání s třicetiletým klimatickým normálem. Pro účely výzkumu byla ale využita data denních teplot VÚLHM naměřená na Lesní boudě (1099 m n.m., vzdálenost od zkoumaných lokalit cca 1,7 km). Zde se data měří pouze poslední tři roky, není tak možné je porovnat tato s delší časovou periodou. Nicméně průměrná denní teplota vzduchu v období 5/22–12/23 zde byla 6,7 °C. Průběh průměrných denních teplot vzduchu v průběhu zkoumaného období je znázorněn v grafu 1. Jen pro srovnání ve stejném časovém období byla průměrná teplota vzduchu na stanici v Peci pod Sněžkou 7,8 °C.



Graf 1: Průběh průměrných denních teplot vzduchu na Lesní boudě

Dle dat z meteorologické stanice v Pece pod Sněžkou byl průměrný roční úhrn srážek v této lokalitě mezi lety 1993 a 2023 1335,9 mm. V roce 2022 to pak bylo 1037,2 mm a v roce 2023 1803,2 mm. Výzkum tedy probíhal ve srážkově podprůměrném a výrazně nadprůměrném roce. Pro účely modelování byla denní data srážek z Pece pod Sněžkou zkalibrována pomocí dat od VÚLHM, jejichž měření neprobíhalo kontinuálně po celou dobu našeho výzkumu a nebylo tak možné, tyto data využít. Nicméně na základě období, kdy byla dostupná data jak z Pece pod Sněžkou, tak z Lesní boudy, byl z dat odvozen lineární korekční koeficient, vyjadřující vliv nadmořské výšky, kterým se následně kontinuální datová řada srážek z Pece pod Sněžkou vynásobila a získaná data byla zanesena do modelu. Koeficient byl za období 6-11/2023 stanoven na 1,085 a tudíž navyšující množství srážek z Pece pod Sněžkou o 8,5 %. Rozložení srážek v období 5/22–12/23 je znázorněno na grafu 2.



Graf 2: Průběh úhrnu srážek na Lesní boudě

4.1.3 Hydrologie

Voda z obou lokalit je odváděna Rašelinovým potokem (ID vodního toku 10166491), který se dále vlévá do řeky Čistá. Lokality tak hydrologicky spadají právě do povodí řeky Čistá (číslo hydrologického pořadí: 1-01-01-0260-0-00). Jedná se o povodí čtvrtého řádu, které zaujímá plochu 12 km², jde tak o velmi malé povodí, které se nachází v horských pramenních oblastech. Dále pak lokalita spadá do povodí Labe. (ČHMÚ 2024)

4.1.4 Vegetační pokryv

Pro bližší popis vegetace byl kolem čidel v obou případech vytyčen čtverec o straně 50 m, uvnitř kterého byly sečteny veškeré stromy, byl určen jejich druh a změřen obvod kmene v prsní výšce. V obou případech, jak u napadené, tak u zdravé lokality se jedná o typickou horskou třtinovou smrčinu (dle katalogu biotopů se tedy jedná o biotop L9.1) s poměrně homogenní věkovou strukturou. U napadené lokality bylo identifikováno 102 zástupců smrku ztepilého (*Picea abies*) s průměrným obvodem kmene 79,2 cm. Žádné jiné druhy stromů se v místě nevyskytovaly. Několik smrků zde jeví známky různého stádia rozpadu, celkově se jednalo již o poměrně rozvolněný a prosluněný porost. Jednoznačně nejvýznamnějším zástupcem bylinného patra byla identifikována brusnice borůvka (*Vaccinium myrtillus*). Dále se na lokalitě vyskytovala řada zástupců trav, zejména třtina chloupkatá (*Calamagrostis villosa*) a metlička křivolaká (*Avenella flexuosa*). Hojným zástupcem mechového patra byl dvouhrotec chlumní (*Dicranum montanum*). Zdravá referenční lokalita se svým druhovým složením téměř nelišila od napadené lokality. Bylo zde identifikováno 94 zástupců smrku ztepilého (*Picea abies*) s průměrným obvodem kmene 103,7 cm. Celkově se jednalo o poměrně zdravý, zapojený, málo prosvětlený porost. Rozdíl v průměrné velikosti obvodu kmenů u napadené a zdravé lokality je pravděpodobně způsoben rozdílným stářím porostů, nicméně tuto informaci se nepodařilo ověřit. Dle vstupních informací od správy KRNAPu by se mělo ale jednat o identické, stejné staré porosty. Dalším možným vysvětlením by mohly být rozdílné okolní podmínky během vývoje stromů, jako je míra osvitů. Je možné, že porost na napadené lokalitě byl vysázen s větší hustotou a následně během vývoje stromů pravidelně prořezován. Tento způsob managementu způsobí, že stromy rostou intenzivně do výšky, netvoří tolik postranních větví a jejich kmeny jsou více válcového než jehlanovitěho charakteru. Pokud je ale porost vysázen s menší hustotou a stromy si tolik nekonkurují o světlo, rostou pomaleji do výšky, vytváří větší množství postranních větví a v mnohem větší míře dochází k druhotnému tloušťnutí dřeva u paty stromů. (Frouz a Frouzová, 2021)



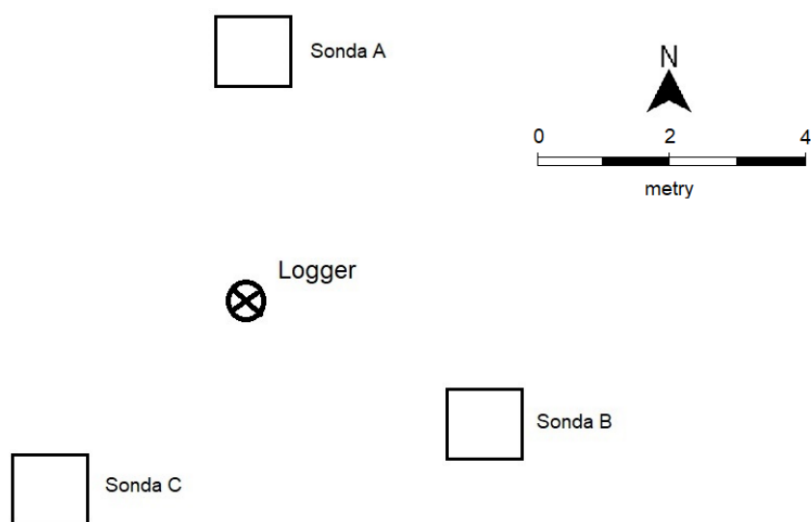
Obrázek 3: Fotodokumentace napadené lokality



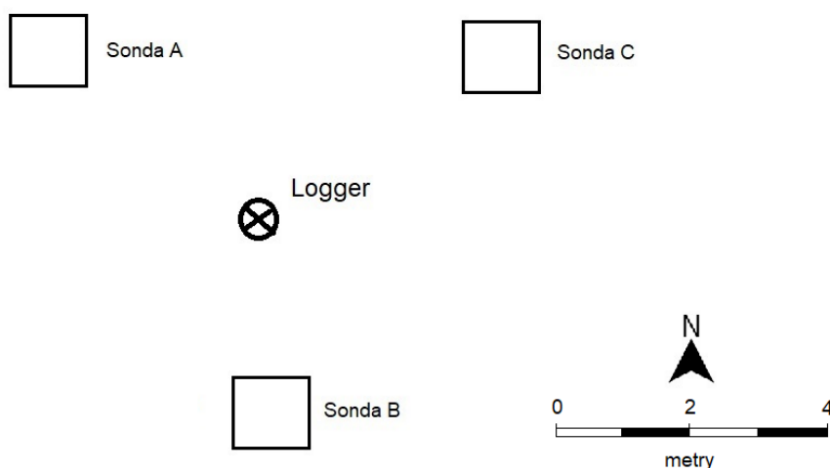
Obrázek 3: Fotodokumentace zdravé lokality

4.2 Měření půdní vlhkosti

Na obou lokalitách byly vykopány 3 půdní sondy přibližně do hloubky 40-50 cm. Následně byl popsán odhalený půdní profil a do nenarušených půdních horizontů Ahe a Bs/Bvs bylo vždy umístěno půdní čidlo Terros 11 (METER Group, USA) měřící objemovou půdní vlhkost a teplotu, vždy přibližně do hloubky 6 a 26 cm. Rozmístění půdních sond na obou lokalitách je znázorněno na obrázku 6 a 7.



Obrázek 5: Rozmístění půdních sond v napadeném lese



Obrázek 6: Rozmístění půdních sond ve zdravém lese

Ve zkoumaném období, tedy od 5/22 do 12/23 čidla každých 30 minut zaznamenávala data o půdní vlhkosti a teplotě, ta následně byla pomocí loggeru jednou den hromadně odesílána.

4.3 Stanovení PET

Metoda Priestley-Taylor pro výpočet potenciálního výparu (PET) je model, který kombinuje teplotní data s faktory, které odrážejí schopnost atmosféry podporovat výpar, jako je čistá dlouhovlnná radiační bilance, latentní teplo, saturační tlak vodní páry a sklon saturační křivky tlaku vodní páry. V rovnici je také využit koeficient α , který zohledňuje vliv místních podmínek. Obvykle se pohybuje v rozmezí 1,08 to 1,33. (Priestley a Taylor 1972)

Na základě předchozích výzkumů byla provedena kalibrace koeficientu regionální podmínky a pro výpočet PET v této práci tak byla použita rovnice v následujícím formátu s koeficientem α 1,15.

$$PET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(R_n - G)}{\lambda}$$

α : PriestleyTaylorův koeficient

Δ : sklon saturační křivky tlaku vodní páry (-)

γ : psychrometrická konstanta ($\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$)

R_n : radiační bilance ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$)

G : tok tepla do půdy ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$)

λ : skupenské teplo vypařování ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Jako vstupní data pro výpočet byla použita měřená data od VÚLHM.

4.4 Stanovení LAI

Index listové plochy (Leaf Area Index, LAI) je bezrozměrná hodnota, která vztahuje celkovou plochu listů na jednotku plochy zemského povrchu. Tento index se využívá pro posouzení produktivity rostlin a odhadu množství fotosynteticky aktivní biomasy, od čehož je možné odvodit fyziologický stav porostu. Vyšší hodnoty LAI vykazují hustší porosty, schopné větší intenzity fotosyntézy.

Pro měření LAI byla zvolena metoda měření přístrojem LAI-2000 Plant Canopy Analyzer. Jedná se o nepřímou pozemní optickou metodu měření LAI, založenou na principu Labert-Beerova zákona. Výsledné hodnoty se získávají na základě porovnání vlnových délek slunečního záření naměřených pod monitorovaným porostem s referenčním měřením mimo porost.

Měření LAI probíhalo 23.7.2022 v brzkých ranních hodinách, protože ranní světlo je méně intenzivní a má nižší úhel slunečních paprsků, což minimalizuje riziko odlesků a stínů, které by mohly ovlivnit měření, navíc ráno bývá více rozptýleného světla díky větší vlhkosti vzduchu, což pomáhá k dosažení rovnoměrnějšího osvětlení.

Metodika měření vycházela z využití dvou přístrojů. Jeden kontinuálně zaznamenával referenční hodnoty radiace mimo les na otevřeném prostranství. Druhý byl využit pro záznam radiace pod lesním porostem. Na každé lokalitě došlo k měření radiace pod lesním porostem na 50 bodech v pravidelné síti v obdélníku 20x45 m. Vzdálenost mezi body byla 5 m. Ke každému měření pod porostem bylo přiřazeno časově nejbližší měření z otevřené plochy. LAI bylo měřeno ve výšce přibližně 1,2 metru nad zemí.

4.5 Stanovení hydraulických vlastností půdy

Za účelem vytvoření retenční křivky půdní vlhkosti bylo při hloubení půdních sond odebráno celkem 24 půdních vzorků o objemu 100 cm³. Z každé půdní sondy (viz Obr. 6) byly odebrány čtyři vzorky, po dvou z každého minerálního horizontu. Dohromady tedy bylo odebráno 12 půdních vzorků z každé lokality. Další zpracování vzorků probíhalo již v laboratorních podmínkách.

Na každém z šesti vzorků byla provedena čtyři nezávislá měření pomocí přístroje Sandbox 08.01 od firmy Eijkelkamp. Přístroj byl nastaven tak, že na vzorky byl aplikován tlak v rozsahu od pF 0 (téměř plná saturace) do pF 2 (-100 hPa) podle standardní metody doporučené výrobcem (Eijkelkamp, 2019). Hodnota pF 2 byla vybrána jako odhad polní kapacity.

Následně byly všechny vzorky přeneseny do kaolinového tanku (pF 2,7). Pro rozsah sacího tlaku od -1000 hPa do -5000 hPa (pF 3 až pF 3,7) byl použit extraktor s keramickou deskou 5 Bar 1600 (Soil Moisture), opět podle standardní metodiky (Soilmoisture 2008) a to po dobu zhruba dvou měsíců. K měření obsahu vody v půdě při -15 barech (pF 4.,8, což odpovídá bodu permanentního vadnutí) byl použit WP4C Dewpoint PotentialMeter od společnosti METER Group dle metody (Campbell 2020).

Naměřená data byla dále využita pro tvorbu retenční křivky půdní vlhkosti. Pro výpočet retenční křivky byl použit model (van Genuchten 1980), který je definován následující rovnicí:

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

kde: $\theta(\psi)$ je vlhkost půdy při daném matricovém potenciálu ψ

θ_r je reziduální vlhkost půdy

θ_s je nasycená vlhkost půdy

α , n , a m jsou parametry křivky, které ovlivňují její tvar, přičemž α je parametr související s inverzní hodnotou vzduchové vstupní potenciální hodnoty, n je parametr tvaru křivky, a m je také parametr tvaru, který je spojen s n vztahem $m=1-1/n$ pro zajištění, že $\theta(\psi)$ se blíží θ_s při ψ k 0.

4.6 HYDRUS-1D

Pro lepší porozumění půdního vodního režimu na zkoumaných lokalitách bylo nezbytné získat informace o míře odtoku půdní vody do podloží a o výparu ze svrchní vrstvy půdy. Za tímto účelem bylo vytvořen hydropedologický model, který byl na základě měřených dat půdní vlhkosti kalibrován tak, aby bylo dosaženo co nejpřesnějších výsledků.

Pro výpočet chybějících veličin byl zvolen model HYDRUS 1D (Šimůnek et al. 2008), který je schopen simulovat jednorozměrný pohyb vody, tepla a případně rozpuštěných látek ve variabilně nasycených porézních půdách. Hloubka modelovaného půdního profilu byla stanovena na 50 cm. Profil byl rozdělen v hloubce 10 a 20 cm do tří vrstev, odpovídajících vrstvě nadzemního humusu a půdnímu horizontu Ahe a Bvs. Do modelu byly zaneseny parametry daných půdních horizontů získaných z měření půdní retenční křivky. Pro výpočty byl zvolen dual-porosity model (Gerke a van Genuchten 1993). Jako horní okrajové podmínky vodního toku byly zvoleny atmosférické okrajové podmínky s povrchovým odtokem se vstupem PET a LAI s extinkčním koeficientem 0,75. Dolní okrajové podmínky byly nastaveny na volný odtok.

Do modelu byla vnesena data denních srážek, teplot vzduchu, PET, LAI a hydraulické parametry půdy (viz. tabulka 2).

Tabulka 2: Půdní parametry pro sestavení retenční křivky

	Napadený les		Zdravý les	
	Ahe	Bs/vs	Ahe	Bvs
θ_r	0,138	0,200	0,101	0,179
θ_s	0,520	0,496	0,531	0,587
α	0,173	0,181	0,236	0,304
n	1,267	1,317	1,194	1,237
m	0,210	0,241	0,163	0,192

Další veličiny, jako např. nasycená hydraulická vodivost nebo intercepce, byly na základě variantních simulací kalibrovány tak, aby bylo dosaženo co nejmenšího RMSE a model se tak co nejvíce přibližoval skutečnosti.

4.7 Statistické analýzy

4.7.1 RMSE

RMSE (Root Mean Square Error) je metrika používaná pro měření rozdílů mezi hodnotami předpovězenými modelem a pozorovanými hodnotami, které se snaží model predikovat. Tento statistický ukazatel vyjadřuje standardní odchylku reziduí (predikčních chyb). Rezidua jsou měřítkem toho, jak daleko jsou skutečné hodnoty od těch modelových.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}$$

kde: n je počet pozorování
 y_i jsou skutečné hodnoty
 \hat{y}_i jsou modelem předpovězené hodnoty

Nižší hodnoty RMSE znamenají menší rozdíly mezi předpovězenými a skutečnými hodnotami, což ukazuje na větší přesnost modelu.

4.7.2 Kruskal-Wallisův test

Kruskal-Wallisův test (Kruskal a Wallis 1952) je ne-parametrický statistický test používaný k ověření, zda existují statisticky významné rozdíly mezi dvěma nebo více skupinami nezávislé proměnné. Tento test je obdobou jednofaktorové analýzy rozptylu (ANOVA), ale na rozdíl od ANOVA nevyžaduje normalitu distribuce závislých proměnných.

Testová statistika je vypočtena na základě sumy hodnotí pro každou skupinu. Pokud máme k skupin a N_i pozorování v i-té skupině, pak testová statistika H je vypočtena takto:

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{i=1}^C \frac{R_i^2}{n_i} - 3(N+1)$$

kde: C = počet tříd
 n_i = počet pozorování v i-té třídě
 N = počet pozorování ve všech třídách
 R = součet pořadí v i-té třídě

Hodnota H je porovnána s kritickým hodnotou z tabulky distribuce chi-kvadrát s $k-1$ stupni volnosti, kde k je počet skupin. Pokud je H vyšší než tabulková hodnota, zamítáme nulovou hypotézu.

Výpočet Kruskal-Wallisůva testu byl v této práci využit k otestování vzájemné variability naměřených dat půdní vlhkosti a teploty v rámci jednotlivých lokalit. Pro výpočet testu byl zvolen program RStudio. Pomocí stejného programu byly vypočítány i další popisné statistiky. Všechny testy byly provedeny s hladinou významnosti 5 %.

4.7.3 Mann-Whitneyův pořadový test

Mann-Whitneyův U test, také známý jako Wilcoxonův test hodnotních součtů, je ne-parametrický statistický test používaný k porovnání dvou nezávislých proměnných. Stejně jako v případě Kruskal-Wallisůva testu tento test nevyžaduje normální rozdělení dat.

Namísto použití skutečných hodnot se data dle vzrůstající hodnoty řadí a přiřazují se jim hodnotní čísla. Nejnižší hodnota dostane hodnot 1, druhá nejnižší hodnota 2, a tak dále. Pokud se hodnoty opakují, přiřadí se jim průměrná hodnota. Pro každý vzorek se dále vypočítá součet hodnotí minus teoretický součet hodnotí, který by odpovídal předpokladu, že neexistuje mezi vzorky statisticky významný rozdíl. Na základě porovnání těchto výsledků s tabulkovými hodnotami je možné buďto potvrdit nebo zamítnout nulovou hypotézu.

Pomocí tohoto testu je možné nejen ověřit, zdali existuje statisticky významný rozdíl mezi skupinami, ale zároveň je možné ověřit, jestli hodnoty dat z první skupiny jsou statisticky významně vyšší nebo naopak nižší, než jsou hodnoty dat ze skupiny druhé.

Pro výpočet Mann-Whitneyůva U testu byl v této práci rovněž zvolen program RStudio.

5 Výsledky

V následující kapitole jsou uvedena zpracovaná data a výsledky z veškerých provedených měření.

5.1 Hydraulické vlastnosti půdy

Po vykopání půdních sond na kůrovcem napadené lokalitě byl odhalený půdní horizont (viz. obrázek 8) popsán a do půdních horizontů E_p (A_{he}) a B_s/B_{vs} v odpovídající hloubce bylo umístěno půdní čilo. Detailní popis půdních horizontů, jejich uspořádání a mocnost je uvedena v tabulce 3. Na základě tohoto popisu byl určen typ půdy na této lokalitě jako podzol.

Sonda A



Sonda B



Sonda C



Obrázek 7: Fotodokumentace půdních sond na napadené lokalitě

Tabulka 3: Popis půdních horizontů na napadené lokalitě

Sonda A Čidla Terros 11 v hloubkách 6 cm a 26 cm		
půdní horizont	mocnost	popis
O _i	+12 – 15 cm	Opadanka
O _f	+3 – 12 cm	Drť
O _h	+0 – 3 cm	Měl
A _h	0 – 3 cm	Zvlněný, tmavý
E _p (A _{he})	3 – 15 cm	Světlý (okrový), písčitohlinitý, skeletovitost 10 %
B _s /B _{vs}	15 – 34 cm	Písčitý písčitohlinitý, skeletovitost 10 %
B/C	34 – 43 cm	Přechodný, písčitohlinitý hlinitopísčitý, skeletovitost 30 %
C	43 – 64 cm	Hlinitopísčitý, skeletovitost 40 %
Sonda B Čidla Terros 11 v hloubkách 6 cm a 26 cm		
půdní horizont	mocnost	popis
O _l , O _f	+10 – 16 cm	Střídání O _l a O _f vlivem pedoturbace
O _h	+0 – 10 cm	Měl
A _h	0 – 3 cm	Humusový podpovrchový, písčitohlinitý
E _p (A _{he})	3 – 7 cm	Světlý (okrový), písčitohlinitý, skeletovitost 10 % štěrku
B _s /B _{vs}	7 – 36 cm	Přechod místy B _{vs} a B _s díky pedotubaci písčitý písčitohlinitý, skeletovitost 10 %
B/C	34 – 90 cm	Přechodný, písčitohlinitý hlinitopísčitý, skeletovitost 30 %
Sonda C Čidla Terros 11 v hloubkách 5 cm a 24 cm		
půdní horizont	mocnost	popis
O _l , O _f	+11 – 17cm	Opadanka, drť
O _h	+0 – 11 cm	Měl
A _h	0 – 3 cm	Humusový podpovrchový, písčitohlinitý
E _p	3 – 10 cm	Ochuzený, písčitohlinitý, skeletovitost 10 %
B _s /B _{vs}	10 – 43 cm	Přechod místy B _{vs} a B _s díky pedotubaci písčitý písčitohlinitý, skeletovitost 10 %
B/C	43 – 45 cm	Přechodný, písčitohlinitý hlinitopísčitý, skeletovitost 30 %

Stejný postup byl aplikován také v případě zdravé lokality. Půdní sondy byly zdokumentovány, viz. obrázek 9 a podrobně popsány viz. tabulka 4. Na základě tohoto popisu byl určen typ půdy na této lokalitě jako kryptopodzol.

Sonda A



Sonda B



Sonda C



Obrázek 8: Fotodokumentace půdních sond na zdravé lokalitě

Tabulka 4: Popis půdních horizontů na zdravé lokalitě

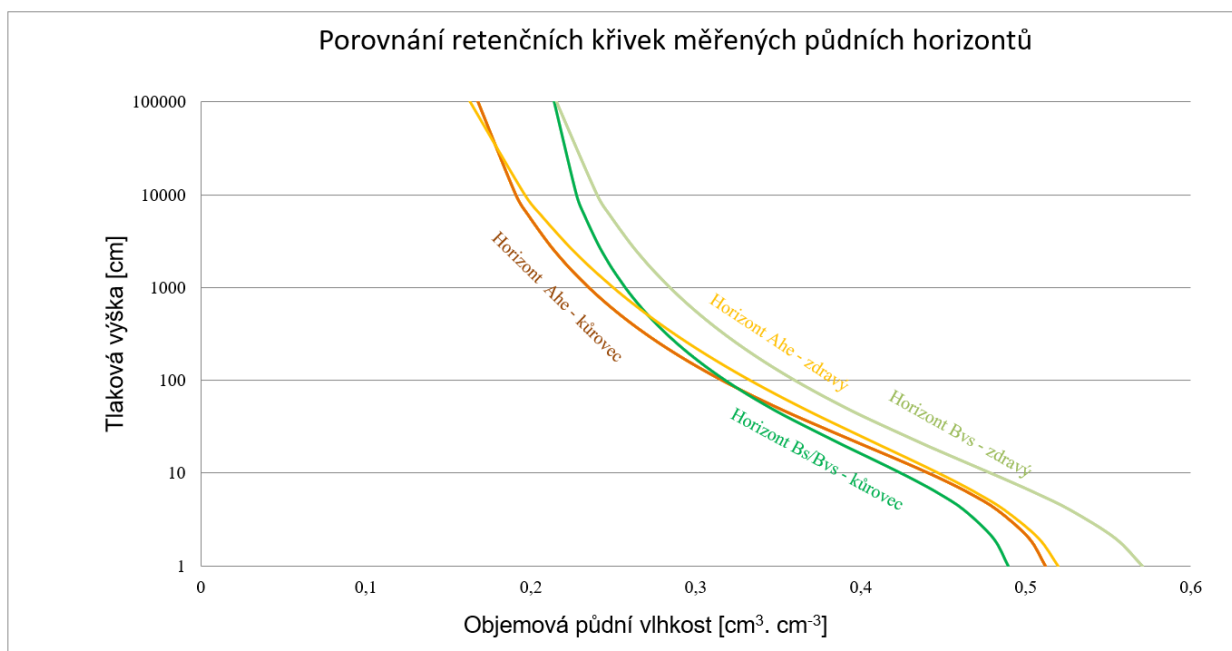
Sonda A		
Čidla Terros 11 v hloubkách 6 cm a 27 cm		
půdní horizont	mocnost	popis
O_l, O_f	+6 – 9 cm	Opadanka, drt [*]
O_h	+0 – 6 cm	Měl
A_{he}	0 – 8 cm	Světlý, ochuzený
B_{vs}	8 – 44 cm	Seskvioxidický, rezivý, písčitohlinitý, 10 % šterku, skeletovitost 40 %
B/C	44 – 47 cm	Přechodný, písčitohlinitý hlinitopísčítý, skeletovitost 50 %
C	>47 cm	Substrát, > 50 % skeletovitost
Sonda B		
Čidla Terros 11 v hloubkách 6 cm a 26 cm		
půdní horizont	mocnost	popis
O_l, O_f	+5 – 10 cm	Opadanka, drt [*]
O_h	+0 – 5 cm	Měl
A_{he}	0 – 13 cm	koloidy ochuzený humózní horizont
B_{vs}	13 – 46 cm	Seskvioxidický, rezivý, písčitohlinitý, 10 % šterku, skeletovitost 40 %
B/C	>46 cm	Přechodný, písčitohlinitý hlinitopísčítý, skeletovitost 50 %
Sonda C		
Čidla Terros 11 v hloubkách 3 cm a 21 cm		
půdní horizont	mocnost	popis
O_l, O_f	+8 – 14 cm	Opadanka, drt [*]
O_h	+0 – 8 cm	Měl
A_{he}	0 – 5 cm	koloidy ochuzený humózní horizont
B_{vs}	5 – 26 cm	Seskvioxidický, rezivý, písčitohlinitý, 10 % šterku, skeletovitost 40 %
B/C	>26 cm	Přechodný, písčitohlinitý hlinitopísčítý, skeletovitost 50 %

Následným laboratorním zpracováním odebraných vzorků a důkladným proměřením, byly získány hydraulické vlastnosti obou měřených půdních horizontů na obou lokalitách. Tyto parametry (viz. tabulka 4) byly využity pro sestavení retenčních křivek půdní vlhkosti dle (van Genuchten 1980).

Tabulka 5: Půdní parametry pro sestavení retenční křivky

	Napadený les		Zdravý les	
	Ahe	Bs/vs	Ahe	Bvs
θ_r	0,138	0,200	0,101	0,179
θ_s	0,520	0,496	0,531	0,587
α	0,173	0,181	0,236	0,304
n	1,267	1,317	1,194	1,237
m	0,210	0,241	0,163	0,192

θ_r je reziduální vlhkost půdy, θ_s je nasycená vlhkost půdy, α , n , a m jsou parametry křivky



Graf 3: Retenční křivky měřených půdních horizontů na obou lokalitách

Z porovnání jednotlivých retenčních křivek (graf 3) je patrné, že měřené půdy mají rozdílné hydraulické vlastnosti, což je nutné zohlednit při tvorbě hydropedologického modelu. Půda ve zdravém lese je schopná při stejných sacích tlacích zadržet větší množství vody než na lokalitě napadané kůrovcem. Rozdíly ve svrchním horizontu jsou po celé retenční křivce rozloženy relativně rovnoměrně Ahe a jsou od 0,5 % do 2,0 %. Ve spodním Bvs horizontu jsou rozdíly v množství zadržené vody až do 8,2 % s maximem blízko saturace a postupným poklesem k 1,2 % u bodu vadnutí.

5.2 LAI

Měřením leaf area indexu byly červenci 2022 získány následující průměrné hodnoty s uvedenými směrodatnými odchylkami:

LAI zdravý les: $7,34 \pm 0,53$

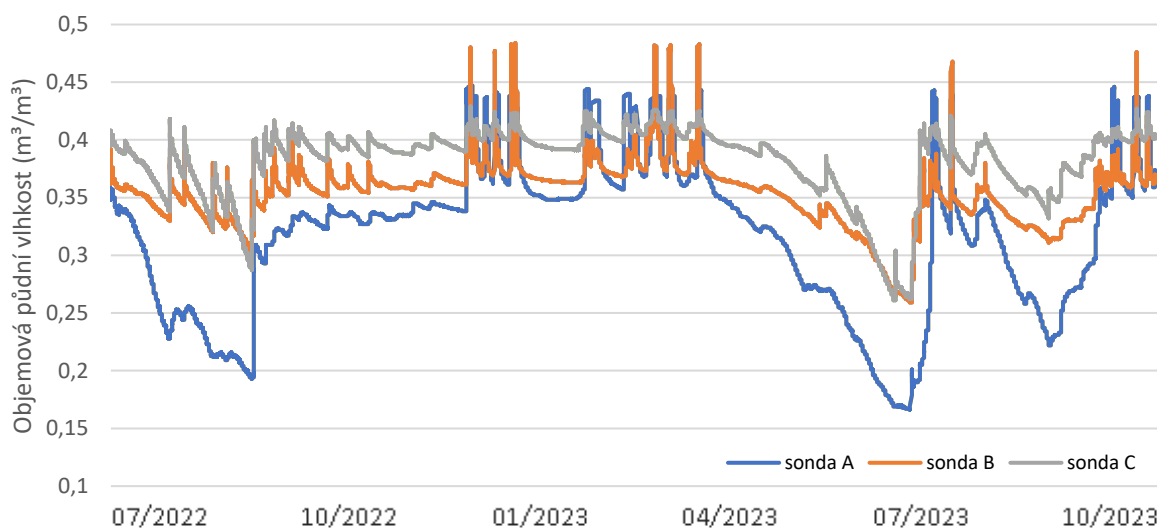
LAI napadený les: $6,28 \pm 0,66$

Vyšší hodnota LAI zdravého porostu značí větší listovou plochu, což může být indikátorem lepšího zdravotního stavu stromů, zároveň nižší hodnota LAI napadeného lesa odráží sníženou listovou plochu kvůli poškození nebo odumírání větví a listů napadených stromů. Dá se očekávat, že v případě postupující kůrovcové gradace a zvyšujícího se počtu odumírajících stromů, bude hodnota LAI napadeného porostu klesat a rozdíl mezi lokalitami bude stále výraznější.

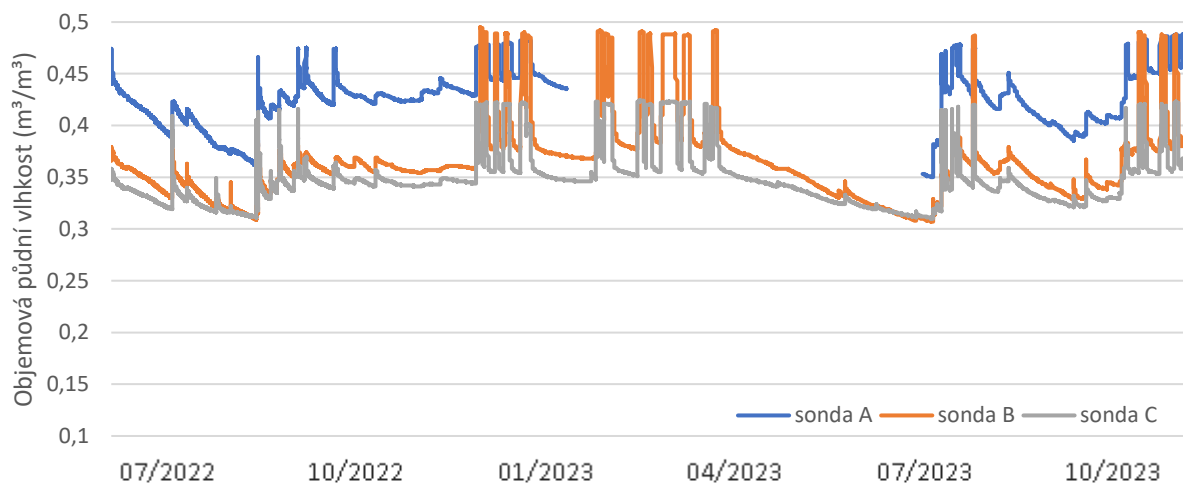
5.3 Měřená vlhkost půdy

Na níže uvedených grafech 3-6 je znázorněn výsledný průběh půdní vlhkosti naměřené jednotlivými čidly v půdním horizontu A_{he} a B_s/B_{vs} na obou lokalitách. Čidla sice byla na lokality umístěna již v polovině května roku 2022, nicméně pro následné hodnocení jsme se rozhodli využít časový úsek až od 1. července daného roku, jelikož z počátku měření chvíli trvalo, než došlo ke konsolidaci půdního profilu v okolí čidel a měření se ustálilo. Dále tedy bylo pracováno s daty za období 07/2022-12/2023.

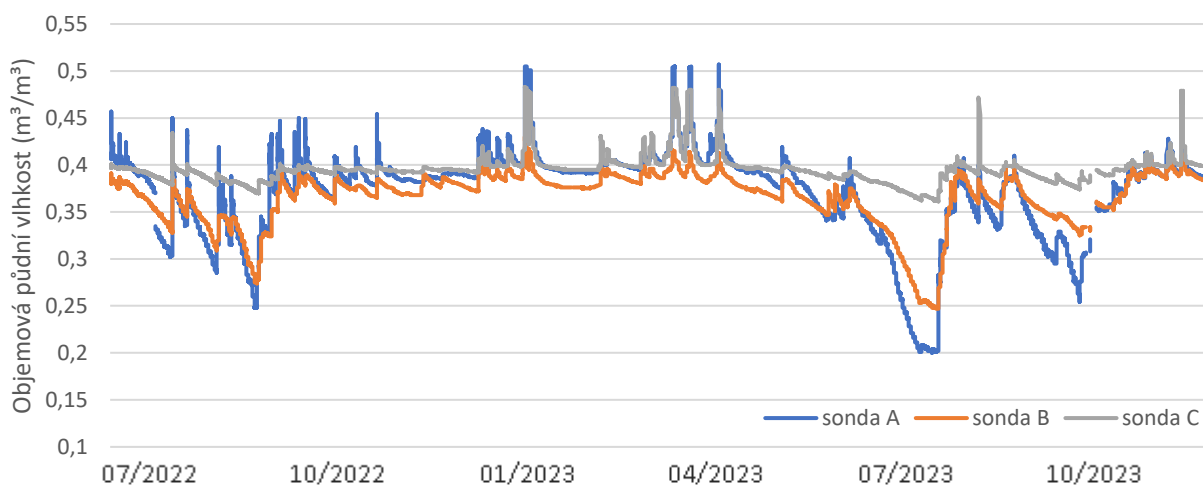
V důsledku technických problémů je místy kontinuita dat z jednotlivých měření přerušena. Důvodem byl nejčastěji padající předmět (větev, kus ledu nebo sněh), který vytrhnul port daného čidla z loggeru, což přerušilo měření. Nicméně nikdy nedošlo k situaci, kdy by bylo v provozu pouze jedno čidlo z dané vrstvy na dané lokalitě.



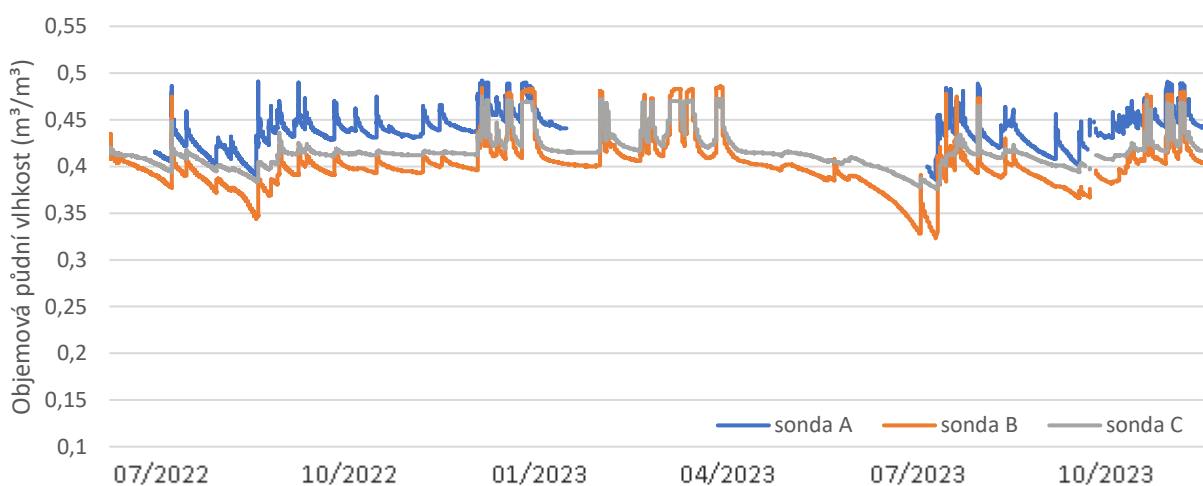
Graf 4: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu A_{he} na napadené lokalitě



Graf 5: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu B_s/B_{vs} na napadené lokalitě



Graf 6: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu A_{he} na zdravé lokalitě



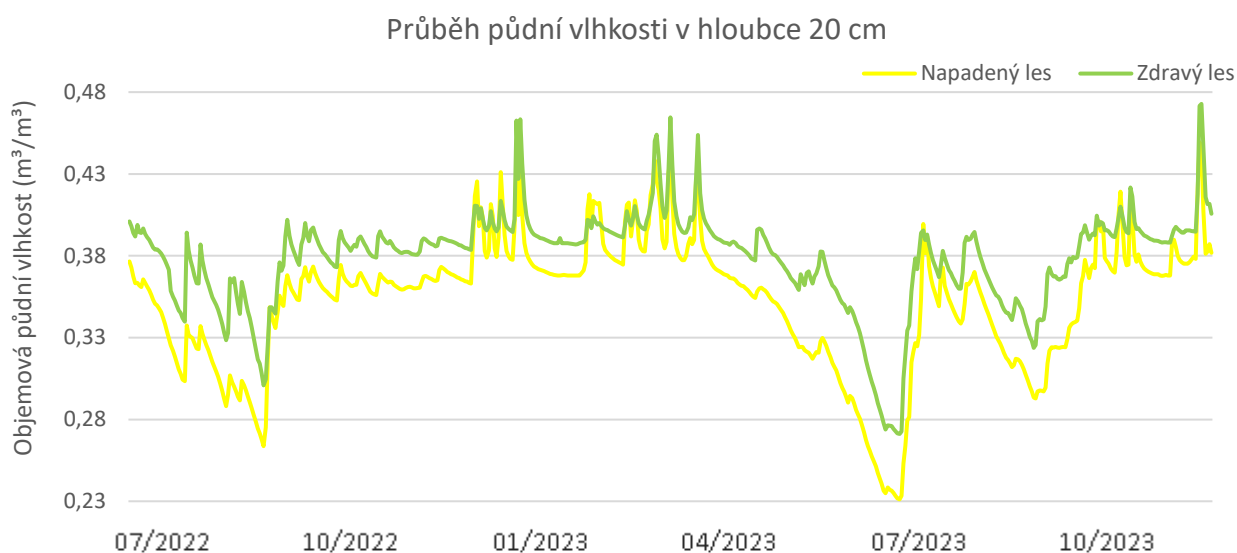
Graf 7: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu B_{vs} na zdravé lokalitě

Z výše uvedených grafů 4-7 je patrné, že existuje výrazný rozdíl v naměřených hodnotách objemové půdní vlhkosti v rámci jednoho půdního horizontu jak u napadené lokality, tak i v rámci zdravého lesa. Variabilita proto byla ověřena pomocí Kruskal-Wallisova testu, Jehož výsledky vykazující velmi vysokou chí-kvadrátovou statistiku a p-hodnotu menší než $2.2e^{-16}$ (viz. tabulka 4) jasně ukazují, že existuje výrazný statistický rozdíl naměřené půdní vlhkosti napříč měřenými místy jak v rámci kůrovcové lokality, tak i ve zdravém lese.

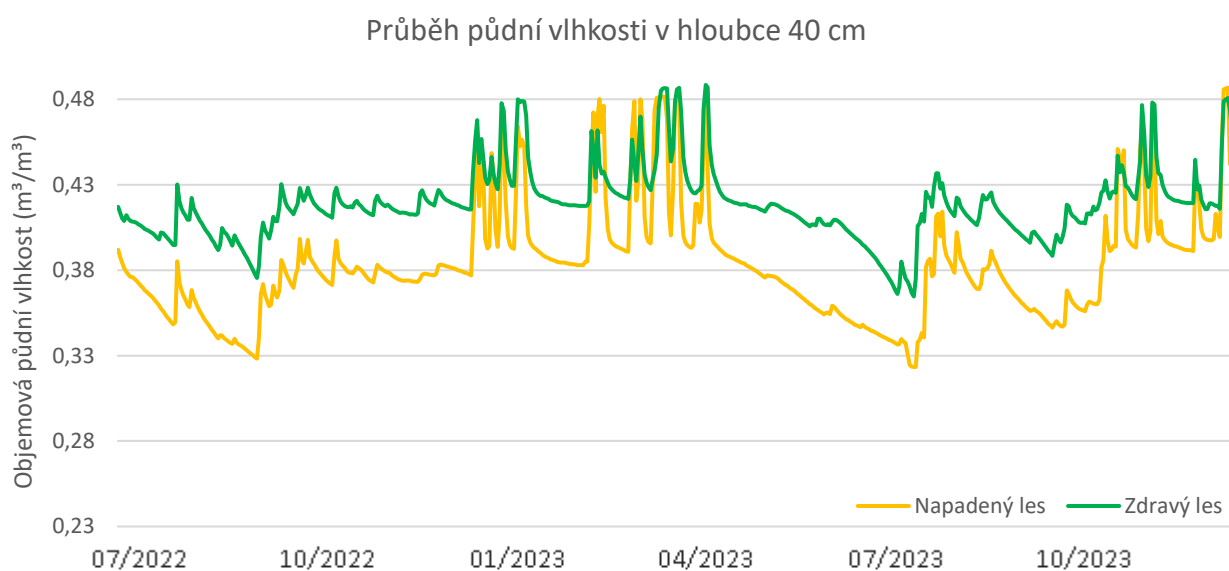
Tabulka 6: Výsledky hodnocení variability naměřených hodnot půdní vlhkosti v rámci jednotlivých lokalit

	Půdní horizont A_{he}	Půdní horizont B_s/B_{vs}
Napadený les	chi-squared = 39644, df = 2, p-hodnota $<2.2e^{-16}$	chi-squared = 50825, df = 2, p – hodnota $<2.2e^{-16}$
Zdravý les	chi-squared = 26775, df = 2, p – hodnota $<2.2e^{-16}$	chi-squared = 26788, df = 2, p – hodnota $<2.2e^{-16}$

Pro další výpočty byly využity denní průměry půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond a následně z těchto hodnot byla vypočítána celková denní průměrná půdní vlhkost v obou půdních horizontech dané lokality. Tyto hodnoty dále sloužily pro porovnání napadené a zdravé lokality. Pro zjednodušení následné práce s daty byla měření označena hloubkou umístěného čidla (včetně nadzemní vrstvy humusu), nikoliv názvem půdního horizontu.



Graf 8: Porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 20 cm napadené a zdravé lokality



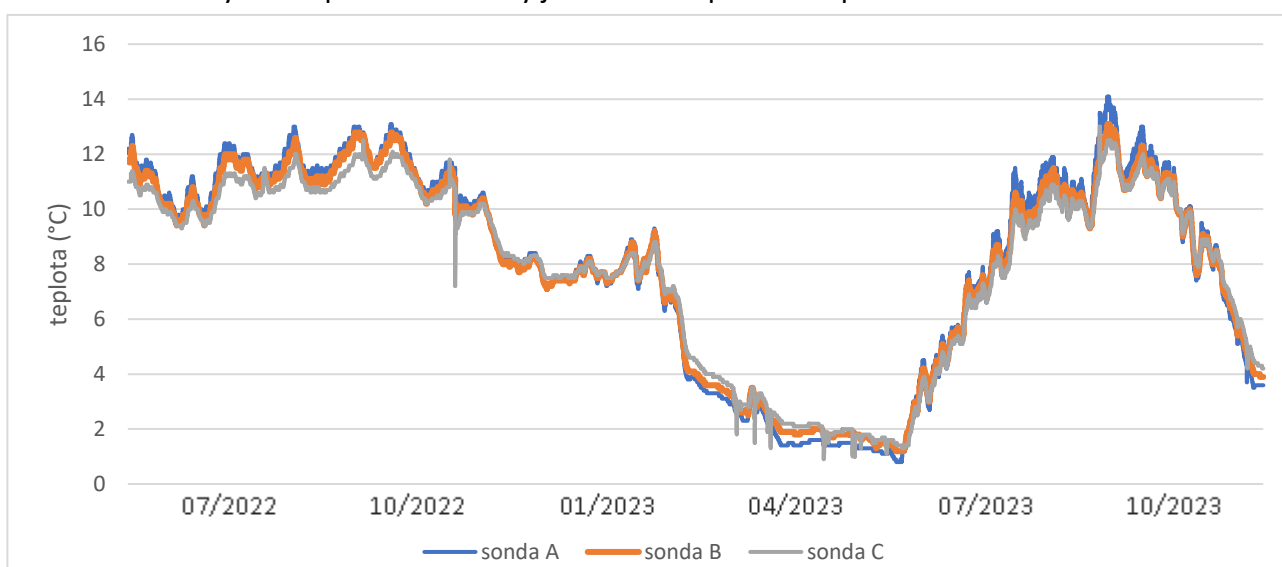
Graf 9 Porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 40 cm napadené a zdravé lokality

Z obou výše uvedených grafů 8 a 9 je zřejmé, že ve zdravém porostu byla naměřena výrazně vyšší půdní vlhkost než v půdě napadeného porostu. Tato skutečnost byla potvrzena i pomocí Mann-Whitneyův U testu, který byl použit v prvním kroku k otestování, zdali v datech existuje statisticky významný rozdíl. Zde p-hodnota vyšla $<2,2e^{-16}$, což jednoznačně ukázalo, že

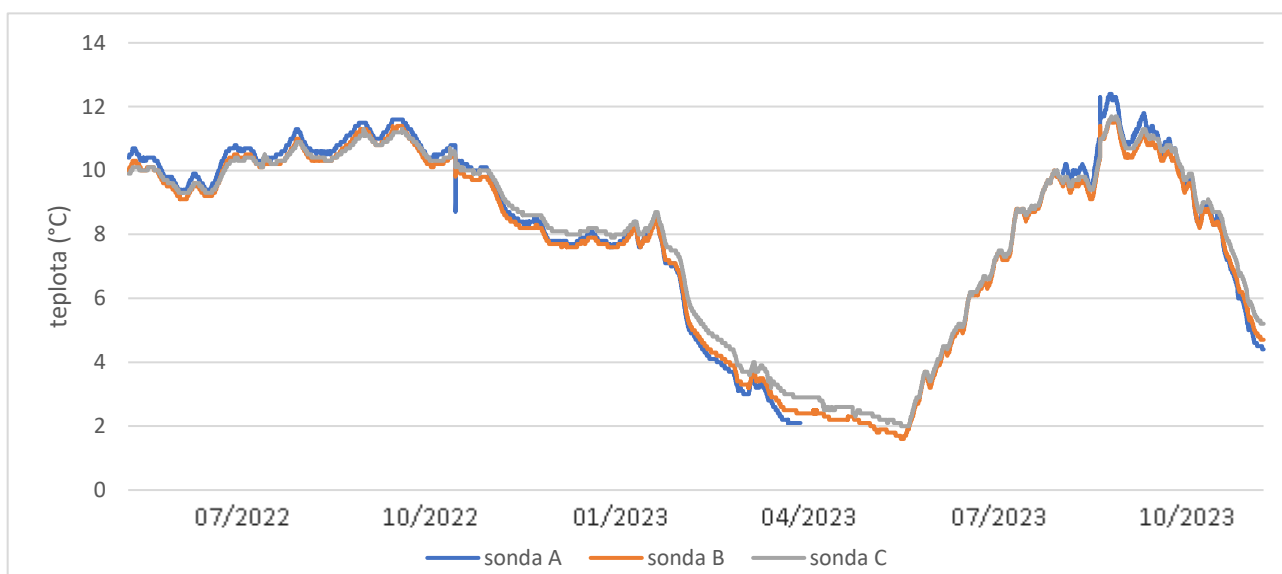
se datové soubory liší. Následně byla testována hypotéza, že v kůrovcem zasaženém porostu je nižší půdní vlhkost. Zde vyšla opět p-hodnota $<2,2e^{-16}$, lze tedy jednoznačně říci, že naměřená data půdní vlhkosti z kůrovcem zasaženého porostu jsou statisticky významně nižší než ze zdravého lesa. Testy byly provedeny pro obě zkoumané hladiny. Výsledek byl v obou případech identický.

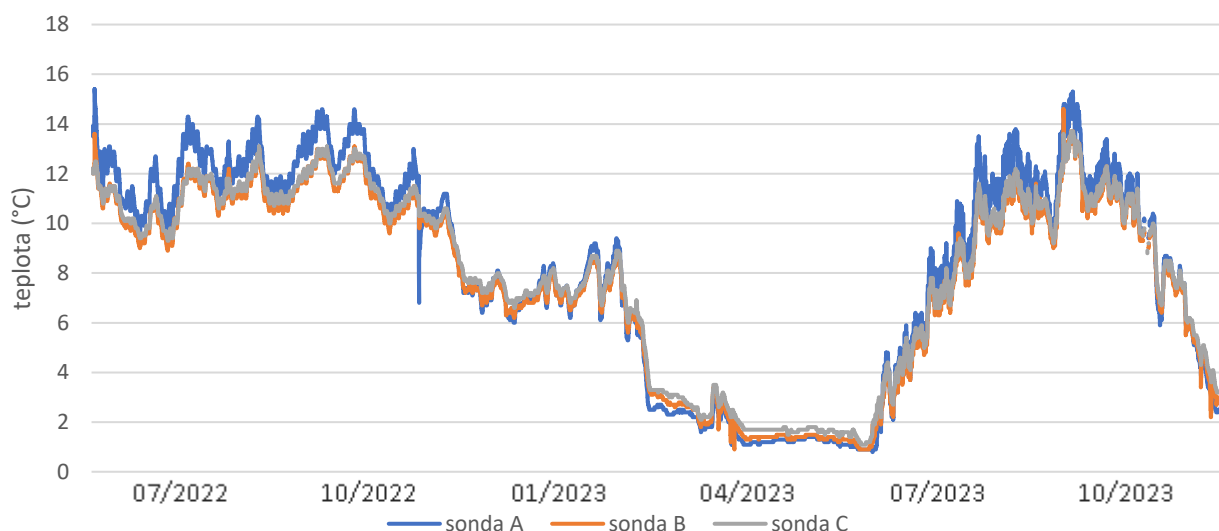
5.4 Měřená teplota půdy

Stejně jako v případě dat z měření půdní vlhkosti, byla v prvním kroku vyhodnocena variabilita naměřených dat půdní teploty na jednotlivých lokalitách napříč půdními sondami. Data byla v prvním kroku zobrazena v grafech a následně byla míra jejich variability statisticky ověřena. Ze stejných technických důvodů, jako v případě měření půdní vlhkosti, je místy kontinuita datových řad přerušena. Vždy jsou ale k dispozici alespoň 2 ze 3 měření.

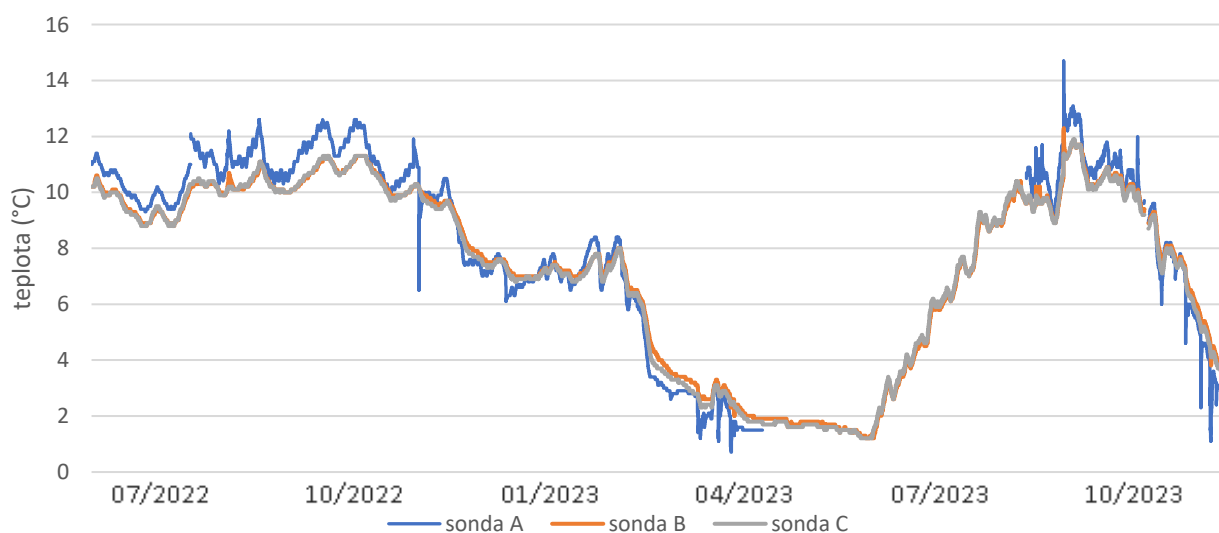


Graf 10: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Ahe na napadené lokalitě





Graf 12: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Ahe na zdravé lokalitě



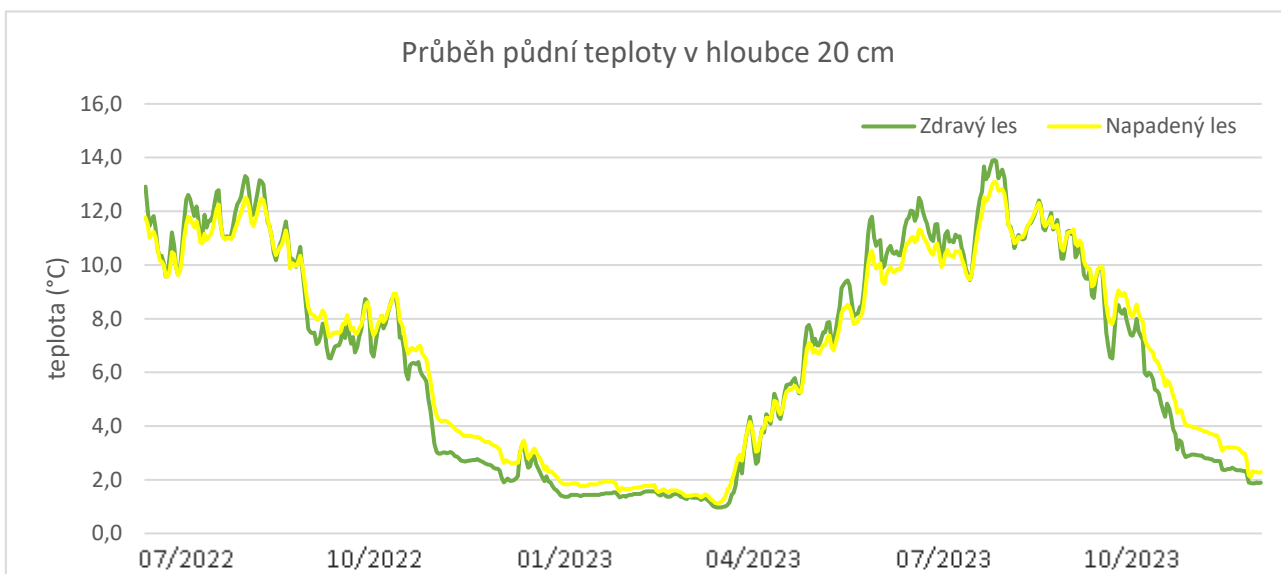
Graf 13: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Bvs na zdravé lokalitě

Z výše uvedených grafů 10-13 je patrné, že existuje rozdíl v naměřených hodnotách půdní teploty v rámci jednoho půdního horizontu jak u napadené lokality, tak i v rámci zdravého lesa. Nicméně tento rozdíl není tak výrazný, jak tomu bylo u měřených hodnot půdní vlhkosti. Variabilita byla i v tomto případě ověřena pomocí Kruskal-Wallisova testu, jehož výsledky vykazující vyšší chí-kvadrátovou statistiku a p-hodnotu menší než $2.2e^{-16}$ (viz. tabulka 7) jasně tak ukazují, že existuje výrazný statistický rozdíl naměřené půdní teploty napříč měřenými místy jak v rámci kůrovcové lokality, tak i ve zdravém lese.

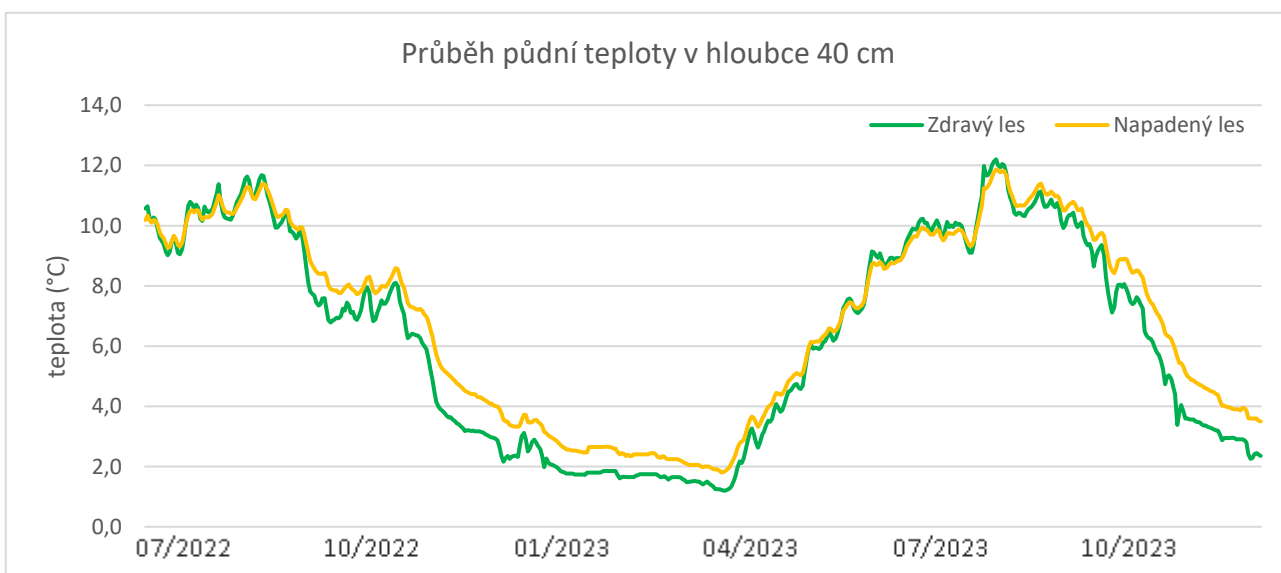
Tabulka 7: Výsledky hodnocení variability naměřených hodnot půdní teploty v rámci jednotlivých lokalit

	Půdní horizont A_{he}	Půdní horizont B_s/B_{vs}
Napadený les	chi-squared = 264.64, df = 2, p-hodnota $<2.2e^{-16}$	chi-squared = 2777.2, df = 2, p – hodnota $<2.2e^{-16}$
Zdravý les	chi-squared = 553.46, df = 2, p – hodnota $<2.2e^{-16}$	chi-squared = 3680.7, df = 2, p – hodnota $<2.2e^{-16}$

Nicméně variabilita získaných dat z jednotlivých půdních sond na jednotlivých lokalitách v případě půdní teploty není tak výrazná, jak tomu bylo u půdní vlhkosti. Důvodem může být to, že půdní teplota není přímo ovlivněna hydraulickými vlastnostmi půdy, které se mohou výrazně lišit lokalitu od lokality, což pravděpodobně způsobilo vyšší variabilitu dat měření půdní vlhkosti. Půdní teplotu však mohou hydraulické vlastnosti půdy ovlivňovat nepřímo, jelikož hydraulické vlastnosti půdy mají vliv na půdní vlhkost a množství vody v půdě může zásadním způsobem ovlivňovat půdní teplotu.



Graf 14: Porovnání průběhu půdní teploty v hloubce 20 cm napadené a zdravé lokality



Graf 15: Porovnání průběhu půdní teploty v hloubce 40 cm napadené a zdravé lokality

Z obou výše uvedených grafů 14 a 15 je zřejmé, že na napadené lokalitě byla naměřena vyšší půdní teplota než v případě zdravého lesa. Tento rozdíl je zřejmý zejména v zimním období v hloubce 40 cm, nicméně v letním období rozdíl téměř zaniká. Na grafu 14 tento rozdíl tak výrazně patrný není. Skutečnost, zdali mezi lokalitami opravdu existuje statisticky významný

rozdíl, byla ověřena pomocí Mann-Whitneyův U testu. U testu v hloubce 40 cm p-hodnota vyšla 0,00142, což je méně než obvyklá hranice signifikance 0,05. To znamená, že zamítáme nulovou hypotézu, která tvrdí, že mezi skupinami není žádný rozdíl, datové soubory se tak od sebe liší. Následně byla testována hypotéza H_1 , že v kůrovcem zasaženém porostu je vyšší půdní teplota. Zde vyšla p-hodnota 0,00071, lze tedy jednoznačně říci, že naměřená data půdní teploty v hloubce 40 cm z kůrovcem zasaženého porostu jsou statisticky významně vyšší než ze zdravého lesa. Průměrná půdní teplota však na obou lokalitách v této hloubce vyšla totožně 6,8°C. Tato nesrovnalost může být způsobena tím, že Mann-Whitneyův U test data hodnotí na základě mediánů, které se od hodnot aritmetického průměru mohou lišit.

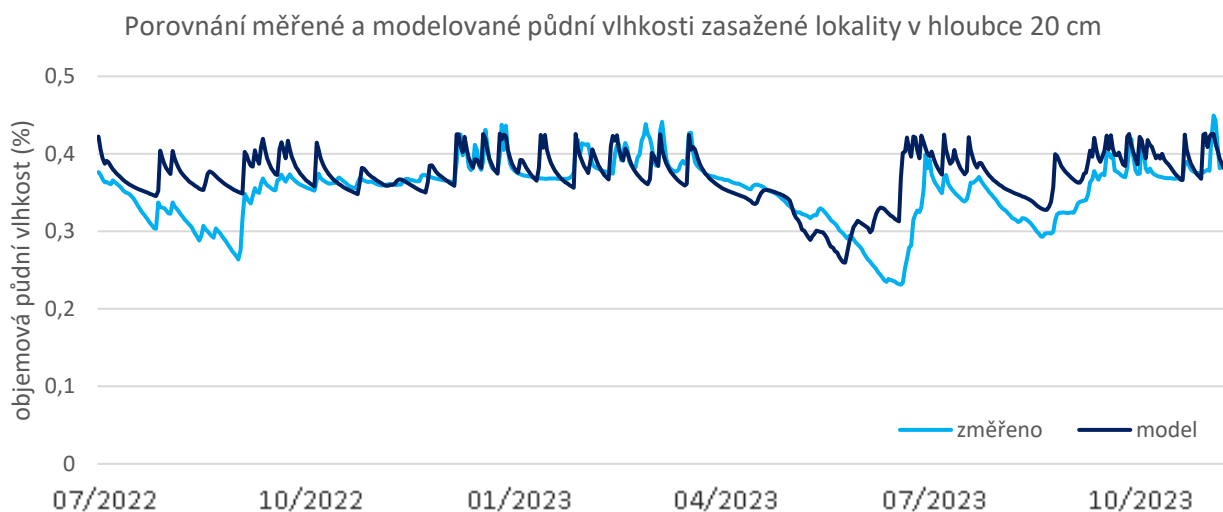
Stejným způsobem byla otestována i hladina 20 cm. Při tomto testu jsme získali p-hodnotu 0,3681, což je nad běžnou hranici signifikance 0,05. To znamená, že test nepotvrdil statisticky významný rozdíl mezi datovými skupinami z napadené a zdravé lokality. Nelze tak s jistotou tvrdit, že se data z naměřené a zdravé lokality z hloubky 20 cm vzájemně významně liší. V tomto případě se ale liší hodnoty aritmetických průměrů, kdy průměrná půdní teplota napadené lokality byla 6,7°C a u zdravého lesa to bylo 6,3°C.

5.5 Hydropedologický model

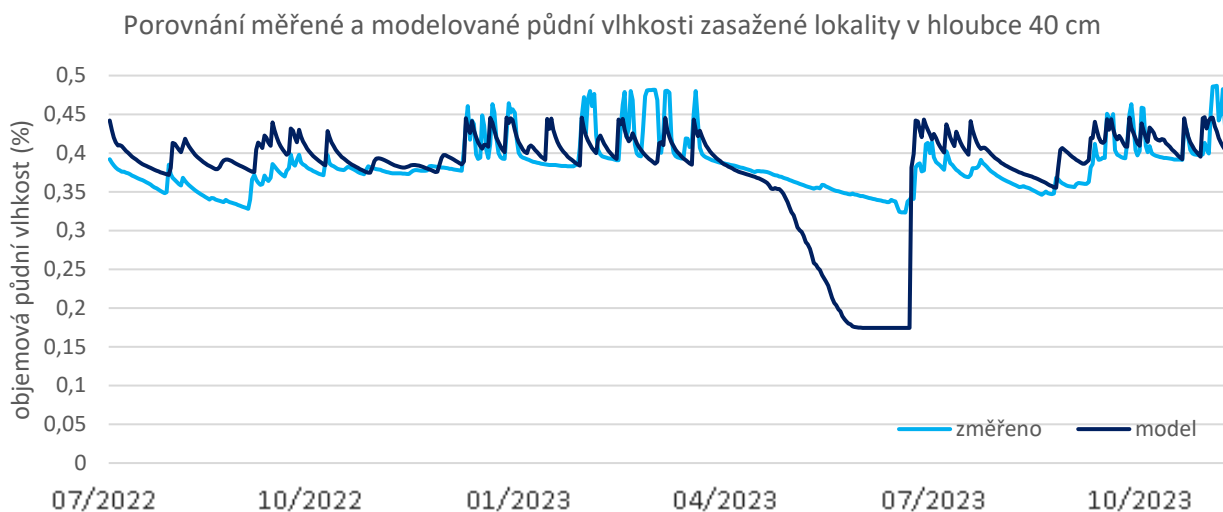
Po vytvoření hydropedologického modelu napadeného lesa bylo provedeno několik variantních a kalibračních výpočtů ve snaze dosáhnout co možná nejpřesnějších výsledků v porovnání se skutečně naměřenými hodnotami. Věrohodnost modelu byla následně ověřena pomocí statistiky RMSE, kdy porovnáním naměřených a namodelovaných hodnot objemové půdní vlhkosti napadené lokality v hloubce 20 cm jsme dosáhli celkové hodnoty RMSE 3,68 %. V hloubce 40 cm to pak bylo 5,42 %. Následně byl vytvořen druhý hydropedologický model pro zdravou lokalitu, který byl opět několikrát variantně kalibrován. Výsledná přesnost byla opět zvalidována pomocí RMSE, kdy pro hloubku 20 cm celkové RMSE vyšlo 3,77 % a pro hloubku 40 cm pak 5,44 %. Tyto hodnoty nepřesnosti modelů byly vyhodnoceny jako uspokojivé a takto nastavené modely byly využity k dopočítání chybějících neměřených hodnot výparu a perkolace, což následně umožnilo porovnání vodní bilance napadené a zdravé lokality. Naměřené hodnoty půdní vlhkosti v porovnání s výsledkem z modelů u obou lokalit v hloubce 20 i 40 cm jsou zobrazeny na následujících grafech 16-19.

Nejhorší výsledky byly zaznamenány během přísušků v roce 2023. Tento nesoulad může být způsoben nepřesným odhadem potenciální evapotranspirace (PET) a zároveň přílišnou reakcí modelu na srážky. Tento problém je zvláště patrný u půdní vlhkosti v hloubce

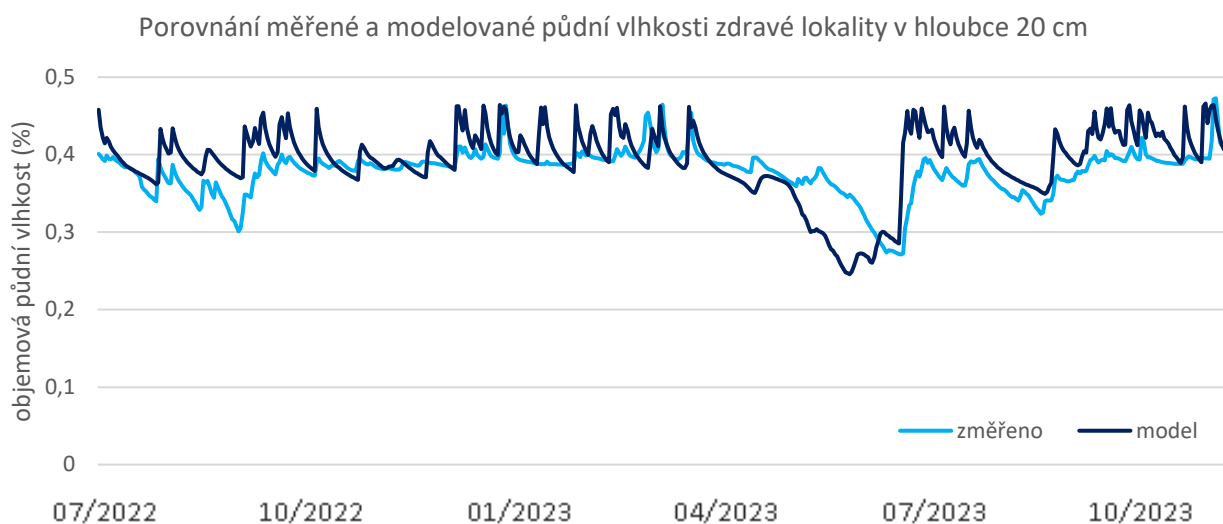
20 cm, kde naměřené hodnoty ukazují menší změny po srážkách. Tato diskrepance může být způsobena nedostatečným zohledněním nadložního humusu, což je z hlediska modelování složitá vrstva, pro kterou je téměř nemožné získat přesné parametry.



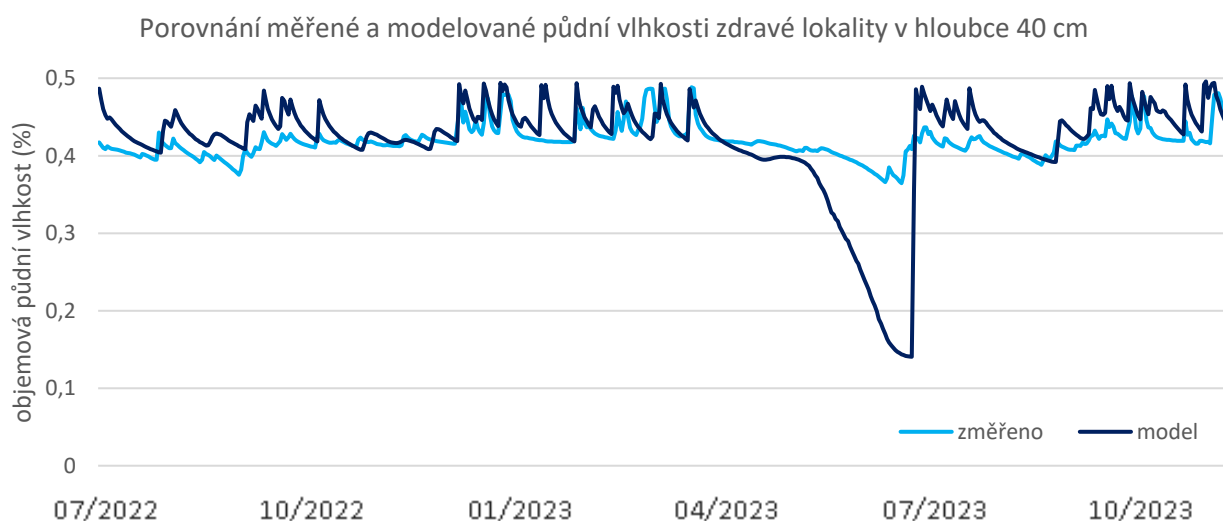
Graf 16: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti napadeného porostu v hloubce 20 cm



Graf 17: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti napadeného porostu v hloubce 40 cm



Graf 18: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti zdravého porostu v hloubce 20 cm

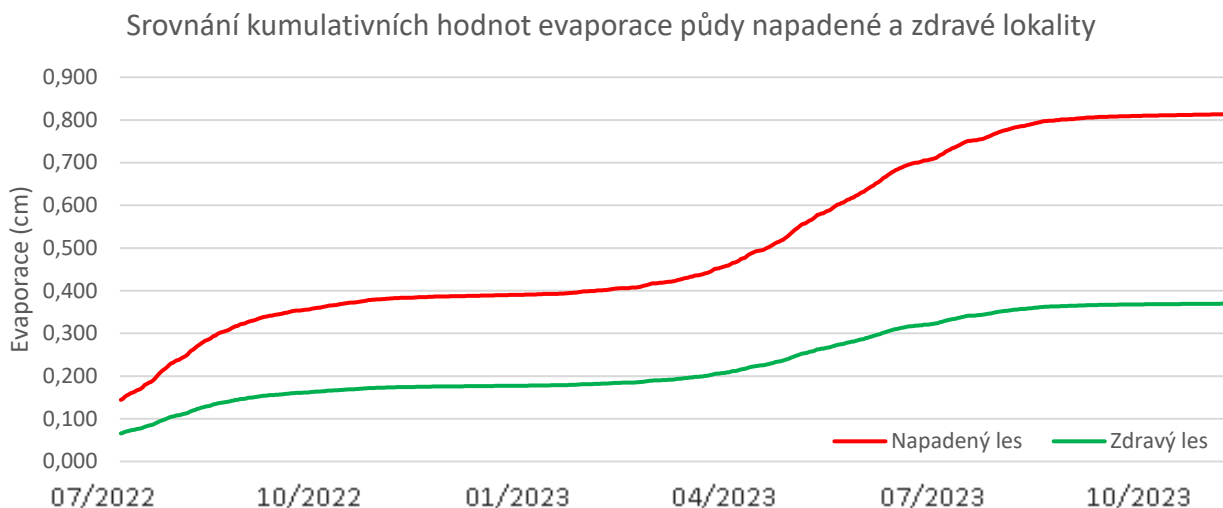


Graf 19: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti zdravého porostu v hloubce 40 cm

5.5.1 Evaporace a transpirace

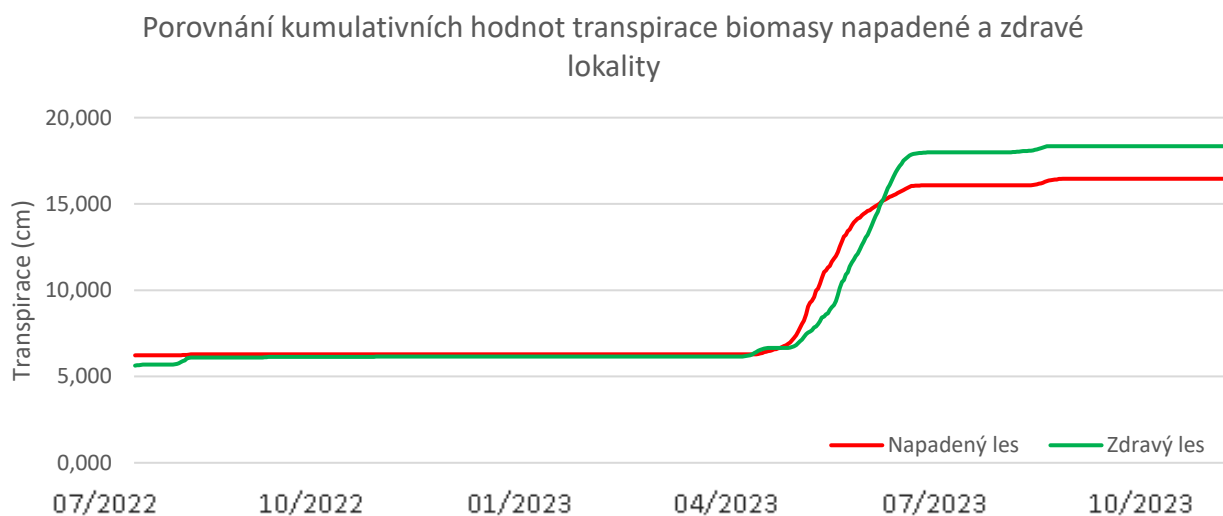
V prvním kroku byla vyhodnocena volná evaporace vody z povrchu půdy do atmosféry. Její průběh je zobrazen na níže uvedeném grafu 20. Zde je již patrný výrazný rozdíl mezi napadenou lokalitou a zdravým porostem.

Pro ověření byl použit Mann-Whitneyův U test, který prokázal, že hodnoty potenciální evapotranspirace napadené lokality se neliší statisticky významně od potenciální evapotranspirace zdravého lesa (p-hodnota 0,4207 je výrazně vyšší než obvyklá hladina významnosti 0,05).



Graf 20: Srovnání evaporace půdy napadené a zdravé lokality

Z výsledků výpočtu transpirace zdravého a napadeného porostu je rovněž patrný rozdíl mezi lokalitami, kdy transpirace zdravého lesa je celkově za jedno vegetační období vyšší v porovnání s napadeným porostem. Roční průběh vypočtených kumulativních hodnot transpirace je zobrazen na grafu 21.



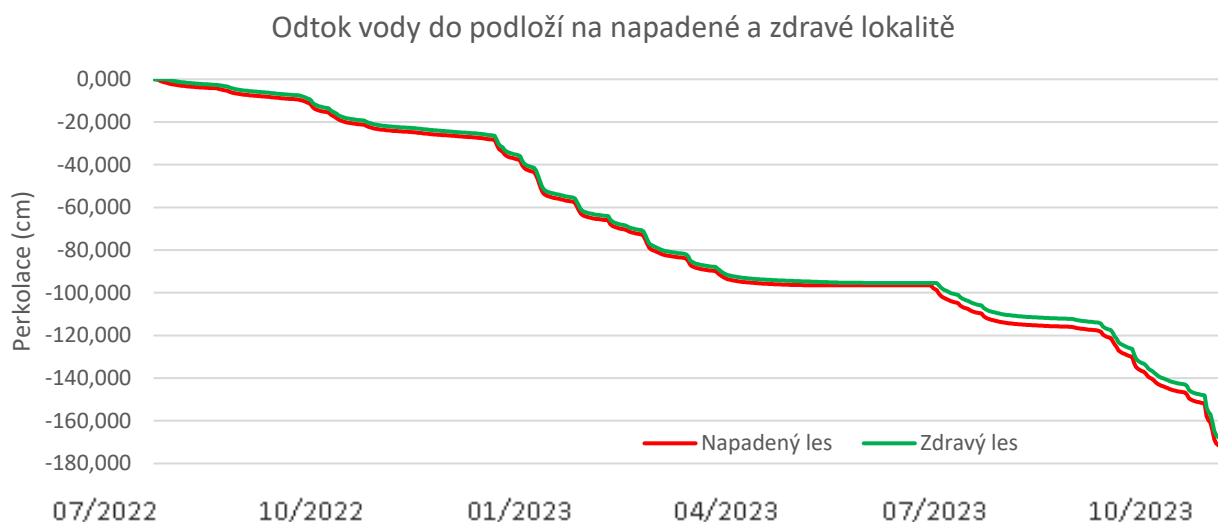
Graf 21: Srovnání transpirace biomasy napadené a zdravé lokality

5.5.2 Perkolace

Další modelovanou veličinou byla perkolace, tedy odtok vody půdním prostředím do podloží. Stejně jako v případě evaporace a transpirace se jedná o ztrátu vody z půdy, nebo výstup z vodní bilance. Nicméně voda v tomto případě není odváděna do atmosféry, ale do hlubších vrstev půdy. Proto bývá zvykem ji uvádět s opačným znaménkem. Nicméně záleží na úhlu pohledu, jestli tento tok hodnotíme jako výstup při hodnocení půdní vody anebo vstup

z pohledu podzemní vody. Nicméně v absolutní hodnotě je tato veličina porovnatelná s evaporací nebo s transpirací.

Získaná kumulativní data míry odtoku půdní vody do podloží za celé sledované období jsou zobrazena v grafu 22. Rozdíl mezi napadenou a zdravou lokalitou jak v ročním průběhu, tak i v celkovém množství vody, která tímto způsobem z lokalit odtéká, je zcela minimální. Blíže bude rozebráno v následující kapitole 5.5.3 Celková vodní bilance.



Graf 22: Srovnání míry odtoku vody do podloží napadené a zdravé lokality

5.5.3 Celková půdní vodní bilance

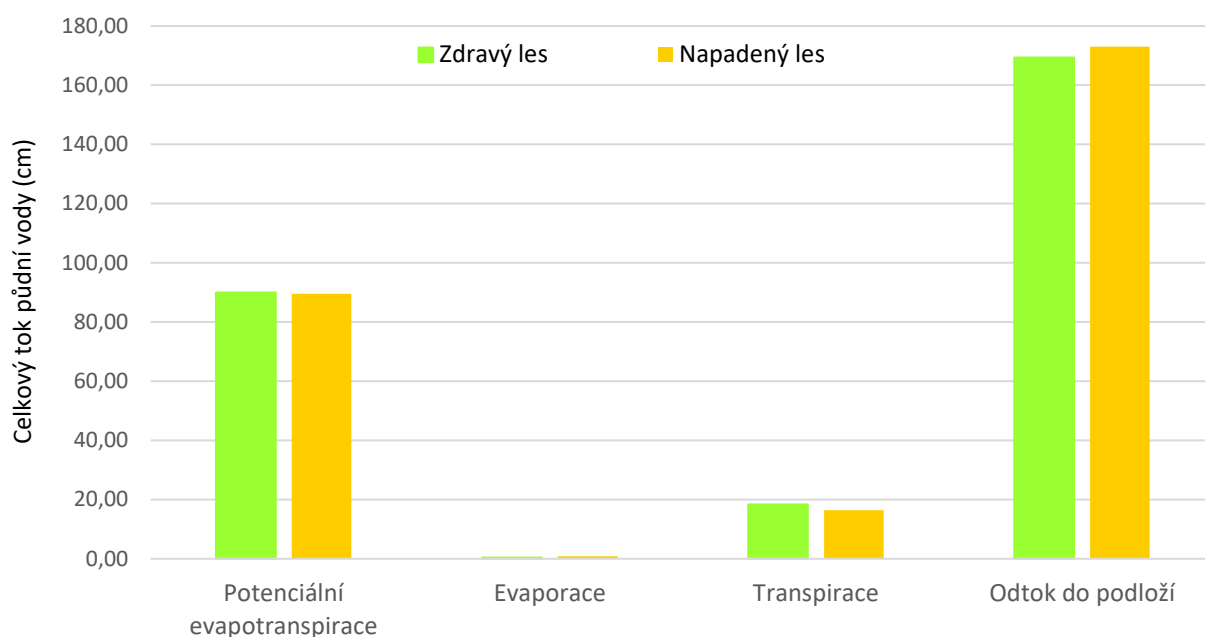
Obecně se dá celková půdní vodní bilance lokality rozdělit na vstupy a výstupy. Vstupy v našem případě představovaly pouze atmosferické srážky, které uvažujeme pro obě lokality totožné. Celkový úhrn srážek během sledovaného období 07/2022-12/2023 činil 185,3 cm.

Na straně výstupů pak uvažujeme evaporaci, transpiraci biomasy a odtok do podloží. Povrchový odtok sice byl nastavením modelu umožněn, nicméně k němu nikdy nedošlo, proto není dále uvažován. Sumy vypočítaných hodnot jednotlivých toků půdní vody pro obě lokality jsou uvedeny v tabulce 8 a graficky znázorněny na grafu 23.

Tabulka 8: Celkové hodnoty vstupů a výstupů do vodní bilance za monitorované období

	Potenciální evapotranspirace (cm)	Evaporace (cm)	Transpirace (cm)	Odtok do podloží (cm)	Celkové výstupy (cm)	Vstupy (atmosferické srážky) (cm)	Bilance (cm)
Zdravý les	89,9	0,4	18,3	169,3	188,1	185,3	-2,8
Napadený les	89,6	0,8	16,5	173,1	190,3	185,3	-5,0

Výstupy vodní bilance napadené a zdravé lokality za období 07/2022-12/2023



Graf 23: Výstupy vodní bilance napadené a zdravé lokality za období 07/2022-12/2023

Jak z tabulky, tak z grafu je patrné, že rozdíl mezi napadenou lokalitou a zdravým porostem není v celkovém měřítku příliš výrazný. Rozdíl jednotlivých veličin byl statisticky ověřen. Za tímto účelem byl použit Mann-Whitneyův U test.

Test prokázal, že evaporace napadené lokality se statisticky významně liší od zdravé lokality (s p-hodnotou $<2,2e^{-16}$). Následně tedy byla otestována hypotéza, že hodnoty evaporace napadené lokality jsou vyšší než hodnoty zdravého lesa. Tato hypotéza byla potvrzena (s p-hodnotou $<2,2e^{-16}$) a je tedy možné říci, že evaporace napadené lokality je statisticky významně vyšší než evaporace půdy zdravého porostu.

Stejný postup byl aplikován i v případě hodnocení transpirace. Test prokázal, že hodnoty transpirace napadeného lesa a zdravého lesa se od sebe liší (s p-hodnotou $1.781e^{-11}$). Následně tak byl proveden i druhý test, který ale nepotvrdil hypotézu, že by transpirace zdravého porostu byla statisticky významně vyšší. Tento výsledek je pravděpodobně ovlivněn krátkým vyhodnocovaným obdobím. Největší rozdíl v transpiraci dle dat vzniká během jarního a časně letního období. Nicméně toto období je v našem měření zastoupeno pouze jednou. Po zbytek roku už k zásadním změnám v transpiraci nedochází. Zvolený statistický test pracuje na základě mediánů, proto výraznému skoku během krátkého období nemusel přiřadit váhu.

V praxi však z dlouhodobého hlediska k rozdílům ve vodní bilanci pravděpodobně docházet bude.

Posledním testovaným souborem dat byl odtok do podloží. Zde byl pomocí test prokázán statisticky významný rozdíl mezi napadenou a zdravou lokalitou, nicméně p-hodnota v tomto případě vyšla 0,04449, což je přesně hodnota obvyklé hranice významnosti 0,05. Druhý test potvrdil, že odtok půdní vody do podloží v napadeném lese je větší, než tomu tak je v lese zdravém (p-hodnota 0,02225).

Testování dat ukázalo, že nejvýznamnější rozdíl mezi napadeným a zdravým porostem vykazují hodnoty evaporace, kdy tedy v napadeném porostu evaporace probíhá intenzivněji. Evaporace však má celkově nejmenší podíl na celkových výstupech. V případě zdravého lesa to bylo pouze 0,2 %, u napadeného porostu pak 0,4 %. Její vliv je tak téměř zanedbatelný.

Výpočty modelu ukázaly, že celková hodnota transpirace je vyšší u zdravého porostu, byť statistický test to neprokázal. Celková suma transpirace vyšla vyšší ve prospěch zdravého porostu. Tento trend dává smysl i v kontextu naměřených hodnot LAI. Transpirace se na odvodu vody z napadené lokality podílela z 8,6 % a ve zdravém porostu to bylo 9,8 %.

Celkově nejvyšší podíl ve výstupech měl v obou případech odtok do podloží. Ten se u napadené lokality podílel na odvodu vody z 90,9 % a u zdravé lokality z 90,0 %. Statistické testy sice potvrdily, že existuje mezi toky statisticky významný rozdíl, nicméně výsledky testů se velmi blížily obvyklé hranici významnosti.

Pro zhodnocení celkové půdní vodní bilance byly namodelované výstupy odečteny od celkového srážkového úhrnu. Výsledek bilance -2,8 cm v případě zdravého porostu a -5,0 cm u napadené lokality značí lehký deficit v obou případech.

6 Diskuze

Navzdory našim očekáváním nedošlo během sledovaného období k tak významnému propuknutí kůrovcové gradace. Rok 2023 byl nadprůměrně srážkově bohatý, což významně podpořilo obranyschopnost stromů, které díky dostatku vláhy byly pravděpodobně schopny produkovat dostatek mízy a obraných mechanismů (Krokene, 2015) a proti napadení kůrovcem tak účinněji bojovat. Rozdíly mezi lokalitami ve výsledku nebyly tak výrazné, jak se očekávalo a potenciál zmonitorovat průběh dynamického nástupu kůrovcové gradace a jeho dopadů na půdní vodu tak nebyl zcela naplněn.

I přes řadu technických problémů, kdy byla měření několikrát narušena se ale díky instalování 3 sad čidel na každé lokalitě podařilo získat kompletní datovou sadu, kterou bylo následně možné vyhodnotit. Při ověřování variability naměřených dat jak půdní vlhkosti, tak teploty v obou monitorovaných hladinách, byla prokázána vysoká variabilita dat a to i navzdory tomu, že se jednotlivé sondy nachází cca 6 m od sebe. Díky vyšší variabilitě naměřených dat tak máme lepší představu o stavu lokality. Samozřejmě pro ucelenější a komplexnější přehled by bylo vhodné na lokalitu umístit více půdních sond a čidel.

Výsledky ukázaly, že na napadené lokalitě byla naměřena celkově nižší půdní vlhkost než ve zdravém porostu, a to jak v hloubce 20 cm, tak i v hloubce 40 cm. To je zcela opačný trend, než který byl zaznamenán v řadě studií, zabývajících se touto problematikou (Reed et al. 2018), (Bearup et al. 2014b), (Knowles et al. 2023) a než který jsme očekávali. Naše hypotéza předpokládala nižší půdní vlhkost ve zdravém porostu, z důvodu vyššího transpiračního toku zdravých stromů. Potenciálních příčin tohoto jevu může být vícero. V první řadě na povrch půdy napadené lokality díky rozvolněnějšímu odumírajícímu porostu dopadá více slunečního záření, které zvyšuje teplotu povrchové vrstvy půdy a následně podporuje evaporaci. Z výsledků modelování víme, že to je sice pravda a že evaporace napadené lokality byla opravdu vyšší než ve zdravém lese, ale dle vypočítané půdní vodní bilance na obou lokalitách také víme, že evaporace měla na celkovou vodní bilanci zcela minimální vliv. Takto nízké hodnoty evaporace jsou pravděpodobně ale způsobeny ne zcela ideální konstrukcí modelu, který má obvykle tendenci evaporaci podhodnocovat. Vzhledem k absenci měřených dat evaporace však není možné tuto chybu eliminovat. V jiné studii (Florjancic et al. 2023), zabývajících se touto problematikou, bylo prokázáno, že evaporace z povrchu může představovat až 1/3 výparu z lesa a je tak srovnatelná s hodnotami intercepci či transpirace.

Dalším možným vysvětlením rozdílu v půdní vlhkosti by mohla být vyšší evapotranspirace bylinného patra, které obvykle s postupným rozpadem lesa a větší dostupností slunečního záření začíná bujet. Nicméně v našem případě ještě nebyl napadený les v této fázi rozpadu a nebyl zaznamenán významný rozdíl jak v druhovém složení, tak i ve fyziologickém stavu bylinného patra napříč lokalitami. Skutečná příčina vyšší půdní vlhkosti ve zdravém lese byla odhalena po dokončení laboratorního měření hydraulických vlastností odebraných půdních vzorků. Byť byla snaha při rozmisťování půdních sond vybrat místa s co možná nejpodobnějším půdním prostředím, není možné zajistit naprostou shodu veškerých parametrů. Měření ukázala, že půdy na jednotlivých lokalitách vykazují rozdílné hydraulické vlastnosti viz. tabulka 5, což se dále promítlo do tvaru retenčních křivek viz. graf 1. Půdy na zkoumaných lokalitách tak měly každá jinou schopnost samy o sobě zadržovat vodu, což se promítlo do měření půdní vlhkosti, kdy zdravá lokalita, díky svým půdním vlastnostem, je celkově vlhčí oproti zdravé referenční lokalitě.

Ve výsledku tak můžeme zamítnout naši první hypotézu, jelikož měření potvrdila pravý opak, a to to, že v kůrovcem napadeném lese byla vyšší půdní vlhkost než ve zdravém porostu, ale důvodem není v tomto případě vliv transpiračního toku zdravých stromů, ale rozdílné hydraulické vlastnosti půdy.

Po zhodnocení dat z měření půdní teploty rovněž nebyla zcela naplněna naše očekávání. Naše hypotéza předpokládala, že teplota půdy ve svrchní vrstvě půdního profilu zdravého porostu bude nižší, v důsledku vyššího zastínění, což brání přímému ohřívání půdy slunečním zářením. Z grafu 13 a 14, kde je zobrazen průběh půdních teplot na obou monitorovaných lokalitách v obou hloubkách, je patrné, že v letním období mezi lokalitami není téměř znatelný rozdíl. Změna nastává v zimním období, zejména u teplot v hloubce 40 cm, je půdní teplota napadené lokality vyšší než u zdravého porostu. Tento rozdíl je pravděpodobně způsoben přítomností většího množství sněhu na povrchu půdy napadeného lesa, kdy sníh funguje jako teplotní izolant a udržuje tak v půdě stálejší teplotu. Nicméně provedené statistické testy, pracující s mediány, nepotvrdily statisticky významnou rozdílnost mi ve svrchní vrstvě půdy. V hloubce 40 cm pak testy potvrdily, že teplota daného půdního horizontu na napadené lokalitě je vyšší. Výpočet aritmetického průměru ukázal, že svrchní vrstva půdy napadené lokality byla o 0,4°C teplejší v porovnání se zdravou lokalitou. Tento rozdíl není v porovnání s pracemi, zabývajícími se podobnou tematikou např. (Reed et al. 2018), tak

výrazný. Důvodem je pravděpodobně velmi pomalý rozvoj kůrovcové gradace a nedostatečná rozvolněnost a prosvětlenost porostu.

Hydropedologický model nám pomohl objasnit toky půdní vody na jednotlivých lokalitách a jejich význam pro celkovou půdní vodní bilanci. Ukázalo se, že vezmeme-li v úvahu rozdílné hydraulické vlastnosti půdy na jednotlivých lokalitách, větší rozdíly mezi lokalitami se téměř anulují. Jako signifikantně odlišná se ukázala evaporace, která byla u napadené lokality výrazně vyšší, avšak na celkovou vodní bilanci nemá téměř žádný vliv. Vliv transpirace se také neukázal jako zcela zásadní. Na výstupech vodní bilance se transpirace podílela jen z cca 9 %. Vzhledem ke krátkému časovému úseku monitoringu nebyl prokázán statisticky významný rozdíl v transpiraci zdravé a napadené lokality. Nicméně vzhledem k sezónnímu průběhu transpirace je velmi pravděpodobné, že v dlouhodobém měřítku se rozdíl transpirace projeví. Pokud dojde v budoucnu k výraznějšímu rozvoji kůrovcové gradace a rozpad lesa bude nadále pokračovat, rozdílnost a vliv transpirace ve vodní bilanci se bude jen zvyšovat.

Jako nejvýznamnější tok půdní vody se ukázal odtok vody do podloží, který se na výstupech podílel přibližně z 90 %. Statistické analýzy potvrdily, že v napadeném prostu byl odtok do podloží větší, než tomu bylo v případě zdravého lesa, nicméně tento rozdíl byl téměř na hranici významnosti. V teoretickém případě, kdyby v napadeném lese opravdu došlo, k masivnímu úhynu stromů a k výraznému poklesu transpirace, nahromaděná půdní vlhkost by pravděpodobně opravdu vyvolala zvýšený odtok vody do podloží. Nicméně v našem případě k takové situaci nedošlo a celková vodní bilance na obou lokalitách byla velmi podobná.

Výsledná celková vodní bilance vyšla -2,8 cm v případě zdravého porostu a -5,0 cm u napadené lokality, což je téměř zanedbatelný deficit. Ten může být způsoben nepřesností modelovaných hodnot a kalibrovaných dat srážkových úhrnů. Zároveň v praxi pravděpodobně na povrch půdy u napadené lokality dopadá více srážek vzhledem k větší míře rozvolnění porostu a defoliaci, která má za následek menší míru intercepce a více srážek tak může dopadat na zemský povrch. Pro přesné stanovení bilance by tak bylo nutné srážky měřit přímo v rámci monitorovaných lokalit. Další teoretickou nepřesností, která mohla ovlivnit výslednou bilanci je fakt, že sběr dat pro účel této práce, byl ukončen k 31.12.2023, což neodpovídá hydrologickému roku. V této době byla na lokalitách pravděpodobně přítomna vrstva sněhu, která byla započítána ve formě srážek, nicméně do půdy už tyto srážky nestihly vstoupit a v modelu tak mohly být zahrnuty jen velmi obtížně.

7 Závěr

V kontextu současné klimatické změny a stále častějšího úhynu lesních ekosystémů způsobených napadením kůrovcem, roste význam porozumění důsledků rozpadu lesů na půdní vodní režim zasažených lokalit. V širším měřítku totiž tyto změny mohou mít významný vliv na vodní bilanci celého povodí.

V této práci byla porovnána půdní vodní bilance rozpadajícího se lesního ekosystému, právě v důsledku napadení kůrovcem, s referenčním zdravým lesním porostem. Navzdory očekávání výsledky měření půdní vlhkosti v kůrovcem napadeném lese a v referenčním zdravém lese v období 7/2022–12/2023 prokázaly, že půdní vlhkost zdravého porostu byla významně vyšší, než tomu bylo u napadené lokality. Příčinou však nebyla změna v transpiračním toku, ale rozdílné hydraulické vlastnosti půdy na jednotlivých lokalitách. Po zohlednění této skutečnosti ve vytvořené hydropedologickém modelu nebyl výsledný rozdíl mezi lokalitami patrný. Tento fakt je pravděpodobně způsoben nedostatečným rozvojem kůrovcové gradace a pomalejším úhynem stromů, než bylo očekáváno. Výsledný rozdíl mezi lokalitami tak nebyl tak signifikantní. Nicméně výsledky nepotvrdily naši hypotézu, která ve zdravém porostu předpokládala nižší půdní vlhkost, z důvodu vyššího transpiračního toku zdravých stromů.

Výsledky měření půdní teploty také neprokázaly zcela jednoznačný rozdíl mezi lokalitami. Očekávali jsme, že teplota půdy ve svrchní vrstvě půdního profilu zdravého porostu bude nižší, v důsledku vyššího zastínění, což brání přímému ohřívání půdy slunečním zářením. Rozdíl průměrných hodnot teploty svrchní vrstvy půdy sice ukázal, že půda na napadené lokalitě byla o 0,4°C teplejší, nicméně statistický test pracující na základě mediánů nepotvrdil, že by rozdíl byl statisticky významný. Důvodem je zejména roční průběh teplot, kdy viditelné rozdíly nastávají pouze v zimním období. Po zbytek roku rozdíl patrný není. Tím pádem není možné naši druhou hypotézu potvrdit, ale ani zamítnout. Aby bylo možné hypotézu jednoznačně potvrdit, bylo by nezbytné získat data z delšího časového úseku a ideálně z vícero ucelených vegetačních období, díky čemuž by pak pravděpodobně bylo dosaženo signifikantního rozdílu mezi lokalitami.

Data získaná na základě hydropedologického modelu prokázala, že významný rozdíl mezi lokalitami nastává u celkové evaporace, která je u napadeného porostu signifikantně vyšší, nicméně na celkovou vodní bilanci má naprosto zanedbatelný vliv. Změny v transpiraci napadeného a referenčního porostu následný test nevyhodnotil jako statisticky významné,

nicméně z dlouhodobého hlediska, navíc pokud by došlo k rozvoji gradace kůrovce, by změny v transpiraci významné pravděpodobně byly. Nejzásadnější význam však v půdní vodní bilanci na obou lokalitách měl odtok vody do podloží, který se na celkových výstupech podílel přibližně z 90 %. Jelikož však nebyla prokázána významná změna v celkové půdní vlhkosti v důsledku úhynu porostu, byl v případě míry odtoku půdy do podloží zaznamenán jen malý rozdíl na hranici významnosti 0,05, kdy u napadené lokality se odtok podílel na odvodu vody z 90,9 % a u zdravé lokality z 90,0 %.

Zaznamenané celkové rozdíly v celkové vodní bilanci jsou obecně velmi malé nebo v případě evaporace ne příliš významné. Očekávaný rozdíl v půdních teplotách rovněž nebyl patrný po celou dobu sledovaného období. Důvodem je velmi pomalý a málo intenzivní rozvoj kůrovcové gradace, který nezpůsobil tak výrazné změny ve struktuře lesního ekosystému, které by pak následně významně ovlivnily půdní vodní režim. Naše měření však kontinuálně pokračují a naším cílem je monitoring minimálně ještě jednoho vegetačního období v roce 2024. Velmi brzký nástup jara a teplotně nadprůměrný začátek roku by mohl vést k vyšší aktivitě kůrovců, což by mohlo mít za následek vyšší úhyn stromů, nicméně tento jev by se pravděpodobně na změnách v půdním vodním režimu projevil až v následujících letech. Pro důkladné porozumění změnám ve vodním režimu půd napadených lokalit je tak zcela zásadní lokality monitorovat v co možná nejdelších časových úsecích.

8 Bibliografie

- AMERMAN C. R. A MONKE C. R., 1977. SOIL WATER MODELING II: ON SENSITIVITY TO FINITE DIFFERENCE GRID SPACING. *AMERICAN SOCIETY OF AGRICULTURAL AND BIOLOGICAL ENGINEERS, ST. JOSEPH, MICHIGAN.*
- BEARUP, L., R., MAXWELL, D. CLOW A ET AL., 2014A. HYDROLOGICAL EFFECTS OF FOREST TRANSPIRATION LOSS IN BARK BEETLE-IMPACTED WATERSHEDS. *NATURE CLIMATE CHANGE.*
- BEARUP, LINDSAY A., REED M. MAXWELL, DAVID W. CLOW A JOHN E. MCCRAY, 2014B. HYDROLOGICAL EFFECTS OF FOREST TRANSPIRATION LOSS IN BARK BEETLE-IMPACTED WATERSHEDS. *NATURE CLIMATE CHANGE 2014 4:6* [ONLINE]. **4(6)**, 481–486 [VID. 2024-04-28]. ISSN 1758-6798. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1038/NCLIMATE2198
- BECKNELL, J.M., H.H., POWERS, R.M., HUBBARD, C., GANGODAGAMAGE, C.M., ROWE, D.G., MARKS A M. MURPHY, 2016. ECOHYDROLOGIC IMPACTS OF BARK BEETLE-INDUCED TREE MORTALITY ON MOUNTAIN WATERSHEDS.
- BRUNNER GARY W., 2020. *HEC-RAS RIVER ANALYSIS SYSTEM HEC-RAS HYDRAULIC REFERENCE MANUAL.* 2020.
- CAMPBELL, G.S., 2020. *QUICK AND EASY DETERMINATION OF THE -15 BAR (PERMANENT WILT) WATER CONTENT OF SOILS WITH THE WP4C.* 2020.
- CLOW, DAVID W., CHARLES RHOADES, JENNIFER BRIGGS, MEGAN CALDWELL A WILLIAM M. LEWIS, 2011. RESPONSES OF SOIL AND WATER CHEMISTRY TO MOUNTAIN PINE BEETLE INDUCED TREE MORTALITY IN GRAND COUNTY, COLORADO, USA. *APPLIED GEOCHEMISTRY* [ONLINE]. **26(SUPPL.)**. ISSN 08832927. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/J.APGEOCHEM.2011.03.096
- ČHMÚ, 2024. *VODOHOSPODÁŘSKÝ INFORMAČNÍ PORTÁL VODA* [ONLINE] [VID. 2024-04-21]. DOSTUPNÉ Z: [HTTPS://VODA.GOV.CZ/?PAGE=ROZVODNICE-4-RADU&VIEWS=ZOBRAZEN%C3%AD-VRSTEV](https://voda.gov.cz/?page=rozvodnice-4-radu&views=zobrazen%C3%AD-vrstev)
- DAÑHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., & ZEULÁK, J., 2003. *POSOUZENÍ VHODNOSTI APLIKACE SRÁŽKO-ODTOKOVÝCH MODELŮ S OHLEDEM NA SIMULACI POVODŇOVÝCH STAVŮ PRO LOKALITY NA ÚZEMÍ ČR.* PRAHA: ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA.

- DUCHAUFOR R., 2012. *PEDOLOGY: PEDOGENESIS AND CLASSIFICATION* [ONLINE] [VID. 2023-10-23].
- EIJKELKAMP, ROYAL, 2019. *SANDBOX FOR PF-DETERMINATION MEET THE DIFFERENCE USER MANUAL*.
- EVETT, S. R., HENG, L. K., MOUTONNET, P., & NGUYEN, M. L., 2008. *FIELD ESTIMATION OF SOIL WATER CONTENT: A PRACTICAL GUIDE TO METHODS, INSTRUMENTATION, AND SENSOR TECHNOLOGY*.
- FLORIANCIC, MARIUS G., SCOTT T. ALLEN, RAPHAEL MEIER, LUCAS TRUNIGER, JAMES W. KIRCHNER A PETER MOLNAR, 2023. POTENTIAL FOR SIGNIFICANT PRECIPITATION CYCLING BY FOREST-FLOOR LITTER AND DEADWOOD. *ECOHYDROLOGY* [ONLINE]. **16**(2), E2493 [VID. 2024-04-29]. ISSN 1936-0592. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1002/ECO.2493
- FROUZ JAN A FROUZOVÁ JAROSLAVA, 2021. *APLIKOVANÁ EKOLOGIE*.
- GANDHI A HOFSTETTER, 2021A. *BARK BEETLE MANAGEMENT, ECOLOGY, AND CLIMATE CHANGE*.
- GANDHI, KAMAL J.K. A RICHARD HOFSTETTER, 2021B. *INTRODUCTION: BARK BEETLES, MANAGEMENT, AND CLIMATE CHANGE* [ONLINE]. B.M.: ELSEVIER [VID. 2024-04-29]. ISBN 9780128221457. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/B978-0-12-822145-7.00005-2
- GARDNER CATRIONA MK, ET AL., 2000. *SOIL AND ENVIRONMENTAL ANALYSIS: PHYSICAL METHODS, REVISED, AND EXPANDED - KEITH A. SMITH - KNIHY GOOGLE* [ONLINE] [VID. 2023-11-26].
- GENUCHTEN, M. TH. VAN, 1980. A CLOSED-FORM EQUATION FOR PREDICTING THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF UNSATURATED SOILS. *SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA JOURNAL* [ONLINE]. **44**(5), 892–898 [VID. 2024-04-27]. ISSN 1435-0661. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.2136/SSSAJ1980.03615995004400050002X
- GERKE, H. H. A M. T. VAN GENUCHTEN, 1993. A DUAL-POROSITY MODEL FOR SIMULATING THE PREFERENTIAL MOVEMENT OF WATER AND SOLUTES IN STRUCTURED POROUS MEDIA. *WATER RESOURCES RESEARCH* [ONLINE]. **29**(2), 305–319 [VID. 2024-04-24]. ISSN 1944-7973. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1029/92WR02339
- HILLEL DANIEL, 2012. *SOIL AND WATER: PHYSICAL PRINCIPLES AND PROCESSES*.

- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2022. LAND–CLIMATE INTERACTIONS. IN: *CLIMATE CHANGE AND LAND* [ONLINE]. B.M.: CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, S. 131–248. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1017/9781009157988.004
- JAN GLIŃSKI, JOSEF HORABIK A JERZY LIPIEC, 2011. *ENCYCLOPEDIA OF AGROPHYSICS*. B.M.: SPRINGER DORDRECHT.
- JOHNSON, D., JOHNSON A D., 1998. A UNIVERSAL DEFINITION OF SOIL. *QUINT* [ONLINE]. **51–52**, 6–7 [VID. 2023-09-30]. ISSN 10406182. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/S1040-6182(98)90184-7
- JONES, SCOTT B., JON M. WRAITH A DANI OR, 2002. TIME DOMAIN REFLECTOMETRY MEASUREMENT PRINCIPLES AND APPLICATIONS. *HYDROLOGICAL PROCESSES* [ONLINE]. **16**(1), 141–153 [VID. 2024-02-18]. ISSN 1099-1085. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1002/HYP.513
- KNOWLES, JOHN F., NELS R. BJARKE, ANDREW M. BADGER, MAX BERKELHAMMER, JOEL A. BIEDERMAN, PETER D. BLANKEN, MARIO BRETFFELD, SEAN P. BURNS, BRENT E. EWERS, JOHN M. FRANK, JEFFREY A. HICKE, LEANNE LESTAK, BEN LIVNEH, DAVID E. REED, RUSSELL L. SCOTT A NOAH P. MOLOTCH, 2023. BARK BEETLE IMPACTS ON FOREST EVAPOTRANSPIRATION AND ITS PARTITIONING. *SCIENCE OF THE TOTAL ENVIRONMENT* [ONLINE]. **880**, 163260 [VID. 2024-04-28]. ISSN 0048-9697. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/J.SCITOTENV.2023.163260
- KROKENE, PAAL, 2015. CONIFER DEFENSE AND RESISTANCE TO BARK BEETLES. *BARK BEETLES: BIOLOGY AND ECOLOGY OF NATIVE AND INVASIVE SPECIES* [ONLINE]. 177–207 [VID. 2024-04-28]. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/B978-0-12-417156-5.00005-8
- KRUSKAL, WILLIAM H. A W. ALLEN WALLIS, 1952. USE OF RANKS IN ONE-CRITERION VARIANCE ANALYSIS. *JOURNAL OF THE AMERICAN STATISTICAL ASSOCIATION* [ONLINE]. **47**(260), 583–621 [VID. 2024-04-29]. ISSN 1537274X. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1080/01621459.1952.10483441
- KUTÍLEK MIROSLAV, 1978A. *VODOHOSPODÁŘSKÁ PEDOLOGIE*. PRAHA: STÁTNÍ NAKLADATELSTVÍ TECHNICKÉ LITERATURY.
- KUTÍLEK MIROSLAV, 1978B. *VODOHOSPODÁŘSKÁ PEDOLOGIE*. PRAHA: STÁTNÍ NAKLADATELSTVÍ TECHNICKÉ LITERATURY.

- KUTÍLEK, MIROSLAV A DONALD R. NIELSEN., 1994. *SOIL HYDROLOGY: TEXBOOK FOR STUDENTS OF SOIL SCIENCE, AGRICULTURE, FORESTRY, GEOECOLOGY, HYDROLOGY, GEOMORPHOLOGY AND OTHER RELATED DISCIPLINES*. B.M.: CATENA VERLAG.
- KUTÍLEK, MIROSLAV, KURÁŽ VÁCLAV A CÍSLEROVÁ MILENA., 2000. *HYDROPEDOLOGIE* . 10. VYD. B.M.: ČVUT.
- LEHMANN, JOHANNES A MARKUS KLEBER, 2015. *THE CONTENTIOUS NATURE OF SOIL ORGANIC MATTER* [ONLINE]. 3. PROSINEC 2015. B.M.: NATURE PUBLISHING GROUP. ISSN 14764687. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1038/NATURE16069
- LIN, H., J. BOUMA, L. P. WILDING, J. L. RICHARDSON, M. KUTÍLEK A D. R. NIELSEN, 2005. *ADVANCES IN HYDROPEDOLOGY. ADVANCES IN AGRONOMY* [ONLINE]. **85**, 1–89 [VID. 2023-11-26]. ISSN 00652113. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/S0065-2113(04)85001-6
- LITSCHMANN TOMÁŠ RNDR., 2010. MĚŘENÍ PŮDNÍ VLHKOSTI. IN: .
- MARSHALL, T.J., HOLMES, J.W., ROSE, C.W., 1996. *SOIL PHYSICS*. B.M.: CAMBRIDGE: CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, .
- MIKKELSON, KRISTIN M., LINDSAY A. BEARUP, REED M. MAXWELL, JOHN D. STEDNICK, JOHN E. MCCRAY A JONATHAN O. SHARP, 2013A. BARK BEETLE INFESTATION IMPACTS ON NUTRIENT CYCLING, WATER QUALITY AND INTERDEPENDENT HYDROLOGICAL EFFECTS. *BIOGEOCHEMISTRY* [ONLINE]. **115**(1–3), 1–21 [VID. 2024-04-29]. ISSN 1573515X. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1007/S10533-013-9875-8/TABLES/2
- MIKKELSON, KRISTIN M., LINDSAY A. BEARUP, REED M. MAXWELL, JOHN D. STEDNICK, JOHN E. MCCRAY A JONATHAN O. SHARP, 2013B. *BARK BEETLE INFESTATION IMPACTS ON NUTRIENT CYCLING, WATER QUALITY AND INTERDEPENDENT HYDROLOGICAL EFFECTS* [ONLINE]. 1. ŘÍJEN 2013. B.M.: KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS. ISSN 1573515X. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1007/S10533-013-9875-8
- NETHERER, SIGRID, BERND PANASSITI, JOSEF PENNERSTORFER A BRADLEY MATTHEWS, 2019. ACUTE DROUGHT IS AN IMPORTANT DRIVER OF BARK BEETLE INFESTATION IN AUSTRIAN NORWAY SPRUCE STANDS. *FRONTIERS IN FORESTS AND GLOBAL CHANGE* [ONLINE]. **2**, 465067 [VID. 2024-04-29]. ISSN 2624893X. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.3389/FFGC.2019.00039/BIBTEX

- PAVLŮ LENKA, 2018. *ZÁKLADY PEDOLOGIE A OCHRANY PŮDY*. PRVNÍ. B.M.: ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE. ISBN 9788021328761.
- PRIESTLEY, C H B A R.J. TAYLOR, 1972. *ON THE ASSESSMENT OF SURFACE HEAT FLUX AND EVAPORATION USING LARGE-SCALE PARAMETERS*.
- REED, DAVID E., BRENT E. EWERS, ELISE PENDALL, JOHN FRANK A ROBERT KELLY, 2018. BARK BEETLE-INDUCED TREE MORTALITY ALTERS STAND ENERGY BUDGETS DUE TO WATER BUDGET CHANGES. *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY* [ONLINE]. **131**(1–2), 153–165. ISSN 14344483. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1007/S00704-016-1965-9
- RILLIG, MATTHIAS C. A DANIEL L. MUMMEY, 2006. MYCORRHIZAS AND SOIL STRUCTURE. *NEW PHYTOLOGIST* [ONLINE]. **171**(1), 41–53 [VID. 2023-11-11]. ISSN 0028646X. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1111/J.1469-8137.2006.01750.X
- SHEIN E. V., S V AVER'YANOV, A D VORONIN A A I GOLOVANOV, 2015. *PHYSICALLY BASED MATHEMATICAL MODELS IN SOIL SCIENCE 713*.
- SCHAETZL, RANDALL J. A MICHAEL L. THOMPSON, 2015. *SOILS: GENESIS AND GEOMORPHOLOGY*. SECOND EDITION. B.M.: CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS. ISBN 978-1-107-01693-4.
- SOILMOISTURE, 2008. RESOURCE_INSTRUCTIONS_0898-1600_1600 5 BAR PRESSURE PLATE EXTRACTOR. **12**.
- SUSHA LEKSHMI, S. U., D. N. SINGH A MARYAM SHOJAEI BAGHINI, 2014. A CRITICAL REVIEW OF SOIL MOISTURE MEASUREMENT. *MEASUREMENT* [ONLINE]. **54**, 92–105 [VID. 2024-02-18]. ISSN 0263-2241. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.1016/J.MEASUREMENT.2014.04.007
- ŠIMŮNEK, JIRÍ, MARTINUS TH. VAN GENUCHTEN A MIROSLAV ŠEJNA, 2008. DEVELOPMENT AND APPLICATIONS OF THE HYDRUS AND STANMOD SOFTWARE PACKAGES AND RELATED CODES. *VADOSE ZONE JOURNAL* [ONLINE]. **7**(2), 587–600 [VID. 2024-04-29]. ISSN 1539-1663. DOSTUPNÉ Z: DOI:10.2136/VZJ2007.0077
- ŠIMŮNEK, VAN GENUCHTEN A SEJNA, 2005. *THE HYDRUS-1D SOFTWARE PACKAGE FOR SIMULATING THE ONE-DIMENSIONAL MOVEMENT OF WATER, HEAT, AND MULTIPLE SOLUTES IN VARIABLY-SATURATED MEDIA*.

9 Seznam obrázků

Obrázek 1: Trojúhelníkový diagram	5
Obrázek 2: Příklad retenční křivky půdní vlhkosti	10
Obrázek 3: Fotodokumentace zdravé lokality	26
Obrázek 4: Fotodokumentace napadené lokality	26
Obrázek 5: Rozmístění půdních sond ve zdravém lese	27
Obrázek 6: Rozmístění půdních sond v napadeném lese	27
Obrázek 7: Fotodokumentace půdních sond na napadené lokalitě	33
Obrázek 8: Fotodokumentace půdních sond na zdravé lokalitě.....	34

10 Seznam tabulek

Tabulka 1: Klasifikace zrnitostních frakcí dle Kopeckého (Pavlů 2018)	4
Tabulka 2: Půdní parametry pro sestavení retenční křivky	30
Tabulka 3: Popis půdních horizontů na napadené lokalitě	34
Tabulka 4: Popis půdních horizontů na zdravé lokalitě.....	35
Tabulka 5: Půdní parametry pro sestavení retenční křivky	35
Tabulka 6: Výsledky hodnocení variability naměřených hodnot půdní vlhkosti v rámci jednotlivých lokalit	38
Tabulka 7: Výsledky hodnocení variability naměřených hodnot půdní teploty v rámci jednotlivých lokalit	41
Tabulka 8: Celkové hodnoty vstupů a výstupů do vodní bilance za monitorované období.....	47

11 Seznam grafů

Graf 1: Průběh průměrných denních teplot vzduchu na Lesní boudě	24
Graf 2: Průběh průměrných srážek na Lesní boudě.....	24
Graf 3: Retenční křivky měřených půdních horizontů na obou lokalitách	36
Graf 4: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Ahe na napadené lokalitě	37
Graf 5: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Bs/Bvs na napadené lokalitě	37
Graf 6: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Ahe na zdravé lokalitě	38
Graf 7: Variabilita půdní vlhkosti jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Bvs na zdravé lokalitě	38

Graf 8: Porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 20 cm napadené a zdravé lokality.....	39
Graf 9: Porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 40 cm napadené a zdravé lokality.....	39
Graf 10: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Ahe na napadené lokalitě	40
Graf 11: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Bs/Bvs na napadené lokalitě	40
Graf 12: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Ahe na zdravé lokalitě	41
Graf 13: Variabilita půdní teploty jednotlivých půdních sond v půdním horizontu Bvs na zdravé lokalitě.....	41
Graf 14: Porovnání průběhu půdní teploty v hloubce 20 cm napadené a zdravé lokality.....	42
Graf 15: Porovnání průběhu půdní teploty v hloubce 40 cm napadené a zdravé lokality.....	42
Graf 16: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti napadeného porostu v hloubce 20 cm	44
Graf 17: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti napadeného porostu v hloubce 40 cm	44
Graf 18: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti zdravého porostu v hloubce 20 cm.....	45
Graf 19: Validace modelu s naměřenými daty půdní vlhkosti zdravého porostu v hloubce 40 cm.....	45
Graf 20: Srovnání evaporace půdy napadené a zdravé lokality	46
Graf 21: Srovnání transpirace biomasy napadené a zdravé lokality	46
Graf 22: Srovnání míry odtoku vody do podloží napadené a zdravé lokality	47
Graf 23: Výstupy vodní bilance napadené a zdravé lokality za období 07/2022-12/2023	48