

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH**

**ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA**

Studijní program: N4101 Zemědělské inženýrství

Studijní obor: Agroekologie

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

## **DIPLOMOVÁ PRÁCE**

**Teplotně-vlhkostní režim a ukazatele energetické bilance různě  
obhospodařovaných ploch**

Vedoucí diplomové práce:

doc. Ing. Jakub Brom, Ph.D.

Konzultant diplomové práce:

doc. RNDr. Jan Pokorný, CSc.

Autor práce:

Bc. Jiří Šachl

Hůrky, 2017

## **PROHLÁŠENÍ**

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své diplomové práce, a to v nezkrácené podobě – elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

duben 2017

-----  
podpis

## ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Bc. Jiří ŠACHL, DiS.**  
Osobní číslo: **Z13453**  
Studijní program: **N4101 Zemědělské inženýrství**  
Studijní obor: **Agroekologie**  
Název tématu: **Teplotně-vlhkostní režim a ukazatele energetické bilance různě obhospodařovaných ploch**  
Zadávací katedra: **Katedra krajinného managementu**

### Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Náplní diplomové práce bude analýza teplotního a vlhkostního režimu a ukazatelů energetické bilance různě obhospodařovaných zemědělských ploch v průběhu vegetační sezóny ve vztahu k vývoji vegetačního krytu a hospodářským zásahům na těchto plochách. Teoretická část práce bude zaměřena na zhodnocení významu různých typů porostů v krajině a jejich managementu na utváření místního klimatu. V praktické části práce zaměřena na analýzu dat měřených ve vybraných porostech, zejména na analýzu teplotního a vlhkostního režimu porostů a na analýzu ukazatelů energetické bilance (např. Bowenův poměr, evaporativní frakce, relativní výpar). Výsledky budou hodnoceny v širších souvislostech klimatotvorné funkce krajiny.

Práce bude zahrnovat následující části:

1. Vypracování literární rešerše problematiky teplotního a vlhkostního režimu a energetické bilance porostů a s důrazem na jejich význam v utváření místního klimatu.
2. Zpracování metodických přístupů měření, popis studovaných lokalit a způsobů získávání dat.
3. Zpracování získaných dat a materiálů a jejich adekvátní statistické vyhodnocení.
4. Diskuse výsledků v širších souvislostech funkce různých typů vegetačního krytu a jeho stavu v krajině.

Rozsah grafických prací: **dle potřeby**  
Rozsah pracovní zprávy: **40 - 50 stran textu**  
Forma zpracování diplomové práce: **tištěná/elektronická**  
Seznam odborné literatury:

**DYKYJOVÁ, D. a kol. (1989):** Metody studia ekosystémů. Academia, Praha.  
**GEIGER, R., ARON, R. H., TODHUNTER, P. (2003):** The climate near the ground. 6th edition. Rowman & Littlefield Publishers, Inc., Lanham, Maryland.  
**HAVLÍČEK V. a kol. 1986:** Agrometeorologie. SZN n. p., Praha.  
**JONES H. G. 1992:** Plants and microclimate. 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.  
**KRAVČÍK, M., POKORNÝ, J., KOHUŤIAR, J., KOVÁČ, M. & TÓTH, E. (2007)** Voda pre ozdravenie klímy - Nová vodná paradígma. Municipalia, a.s., Košice.  
**MATEJKA, F., HUZULÁK, J. (1987):** Analýza mikroklímy porastu. VEDA, Nakladateľstvo SAV, Bratislava  
**RIPL, W. (2003):** Water: the bloodstream of the biosphere. Philosophical Transaction. The Royal Society of London B358: 1921-1934.


Vedoucí diplomové práce: **Ing. Jakub Brom, Ph.D.**  
Katedra krajinného managementu

Datum zadání diplomové práce: **17. března 2014**

Termín odevzdání diplomové práce: **30. dubna 2015**

  
prof. Ing. Miloslav Šoch, CSc., dr. h. c.  
děkan

JIHOČESKÁ UNIVERZITA  
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA  
studijní oddělení  
Studentská 13  
370 05 České Budějovice

  
doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.  
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 17. března 2014

## **PODĚKOVÁNÍ**

Děkuji doc. Ing. Jakubu Bromovi, Ph.D. za cenné rady, připomínky, metodické vedení práce a průběžné konzultace během vypracování mé diplomové práce. Dále doc. RNDr. Janu Pokornému CSc. za poskytnutí meteorologických dat souvisejících s touto prací. Rovněž děkuji pracovníkům katedry krajinného managementu Zemědělské fakulty JČU sekce laboratoř aplikované ekologie a firmě FIEDLER-MÁGR elektronika pro ekologii, za zapůjčení přístrojů potřebných při práci na pokusu. Za velkou trpělivost a podporu také děkuji i své báječné rodině, hlavně manželce a dceři, které mi byly velkou oporou.

## ABSTRAKT

Předkládaná diplomová práce si klade za cíl poznat a zhodnotit vliv vegetačního krytu na klima, především na úrovni mikroklimatu několika různých vegetačních porostů až na úrovni krajiny jako celku. Práce popisuje problematiku vlivu vegetačního krytu krajiny na energetické toky, především na přeměnu solární energie a vlivu na koloběh vody v krajině.

Byly sledovány teplotně-vlhkostní charakteristiky, energetické toky a jejich ukazatele (Bowenův poměr, evaporační frakce) několika vybraných typů porostů často se vyskytujících v zemědělské krajině (jetel luční – *Trifolium pratense* L., pšenice setá – *Triticum aestivum* L., brambor – *Solanum tuberosum* L., trvalý travní porost (TTP) - louka a mokřadní porost převážně s lučním porostem vysokých ostřic (např. *Carex acuta* L. a *Glyceria maxima* (Hartman.) Holmberg.) v průběhu vegetační sezóny.

Z výsledků vyplývá přímá závislost mezi hodnotami dopadajícího slunečního záření a množstvím energie přeměněné do latentního tepla výparu nebo na zjevné (pocitové) teplo, vyjádřené prostřednictvím evapotranspirace.

Vyhodnocením dat se potvrdily teoretické úvahy o vlivu vegetačního krytu na mikroklima ovlivňováním teploty a vlhkosti vzduchu ve svém okolí. Průběhy teplotně-vlhkostních charakteristik se lišily mezi sledovanými stanovišti, z čehož je patrné, že různé typy porostů ovlivňují mikroklima rozdílně. Dále lze z výsledků odvodit, že vyvinutá vegetace dobře zásobená vodou se významným způsobem podílí na koloběhu vody v krajině.

Klíčová slova: mikroklima, porost, evapotranspirace, Bowenův poměr.

## ABSTRACT

The aim of proposed thesis is identification and assessment of the impact of various types of vegetation cover on microclimate and local climate. The thesis study an issue of vegetation cover impact on the solar energy transformation, energy fluxes and an impact of vegetation cover on water cycle, mostly at the landscape level.

Temperature-humidity characteristics and energy fluxes and their indicators (Bowen ratio, evaporative fraction) were monitored during the growing season in common types of vegetation cover occurring in agricultural landscapes (red clover - *Trifolium pratense* L., common wheat - *Triticum aestivum* L., potatoes - *Solanum tuberosum* L. and permanent grassland (TTP) - meadow) and wetland with predominantly tall sedge vegetation (e.g. *Carex acuta* L., *Glyceria maxima* (Hartman). Holmberg.).

Results show a direct correlation between solar radiation and the amount of energy converted into latent heat of evaporation or sensible heat flux expressed through evapotranspiration.

The results of analyses confirmed the theoretical assumption that the vegetation cover significantly influences microclimate, e.i. air temperature and humidity both of itself and surrounding area. The temperature-humidity characteristics were significantly different in the monitored stands. From this findings is obvious that the different types of vegetation can affect local microclimate differently. Moreover, the results showed that the vegetation well stocked with water probably significantly affects the water cycle in the landscape.

Keywords: microclimate, plant cover, evapotranspiration, Bowen ratio.

# **OBSAH**

<b>1. ÚVOD</b>	9
<b>2. CÍL PRÁCE</b>	12
<b>3. LITERÁRNÍ PŘEHLED</b>	13
3.1 Energetická bilance povrchu	13
3.2 Transpirace a evapotranspirace	16
3.3 Metody určení evapotranspirace	17
3.4 Ukazatele energetické bilance	22
3.5 Funkce porostů	24
<b>4. METODIKA</b>	29
4.1 Charakteristika sledovaných lokalit	29
4.2 Použité měřicí přístroje	29
4.3 Metodika měření	30
4.4 Zpracování a vyhodnocení dat	30
<b>5. VÝSLEDKY</b>	32
5.1 Průběhy teplot na jednotlivých stanovištích	32
5.2 Průběhy vlhkostí na jednotlivých stanovištích	40
5.3 Ukazatele energetické bilance porostu	46
<b>6. DISKUZE</b>	49
<b>7. ZÁVĚR</b>	55
<b>8. POUŽITÁ LITERATURA</b>	58



# 1. ÚVOD

Zemědělsky obhospodařovaná půda zabírá jednu třetinu z celkové rozlohy světové souše. Další třetinu pokrývají lesy a zbývající třetinu tvoří ostatní plochy (zastavěné plochy, oblasti nevhodné pro zemědělství a vodní plochy). V České Republice zemědělské půdy tvoří přibližně polovinu (54 %) celkové rozlohy státu. Zemědělci a lesníci kromě výroby potravin, energetických a technických surovin plní svým hospodařením další důležité a nezastupitelné funkce jako je krajinaotvorba, určují množství a kvalitu povrchové a podzemní vody a významně ovlivňují klima, čímž vytvářejí nebo naopak narušují základní podmínky pro život. Přirozenou rovnováhu ekosystému a její udržování začal člověk narušovat odvodňováním močálů a žďářením/mýcením lesů už v dávných dobách. Vegetační kryt je jedním z hlavních činitelů mající vliv na klimatické a meteorologické charakteristiky. Jared Diamond (2008) ve své knize Kolaps popisuje vývoj a zánik velkých lidských civilizací následkem neuváženého zemědělského hospodaření a podceněním nebezpečí nevratných dějů s tím souvisejících.

Vegetace hraje významnou roli v energetické bilanci stanoviště (BROM 2008). Na povrch Země dopadá velké množství energie od Slunce. Bude-li tato energie odražena zpět do atmosféry nebo se využije efektivněji (např. na výpar), záleží na charakteru povrchu. Část příchozího slunečního záření se odráží zpět do atmosféry, část záření je pohlcena povrchem nebo částečně proniká do nižších vrstev povrchu, pokud je tento povrch pro energii záření propustný (voda, vegetační porost). Množství odraženého záření závisí na vlnové délce záření, na úhlu dopadu slunečních paprsků a na vlastnostech povrchu. Vegetace odráží 5-15% krátkovlnného slunečního záření, suchý povrch odráží 20-35% a čerstvý sníh až 90% dopadajícího záření (POKORNÝ et al. 2006). Vegetace má velký vliv na energetickou bilanci zemského povrchu. Díky transpiraci vegetace aktivně přeměňuje část příchozí sluneční energie do latentního tepla výparu (EISELTOVÁ et al. 2012). Pokud je krajina dobře zásobena vodou a je pokryta vegetací, podstatná část sluneční energie se spotřebovává na evapotranspiraci. Voda se vypařuje nejen z povrchu půdy (evaporace), ale každá rostlina má v listech průduchy, kterými vypařuje vodu přijímanou kořeny (transpirace). To je velmi důležité při tvorbě vodního cyklu (RIPL 2003).

Koloběh vody v krajině (vodní cyklus) lze rozlišovat na uzavřený a otevřený, někdy též označován jako malý nebo velký. Uzavřený koloběh vody je spjat s krajinou s dostatkem vody a vegetace. Voda, která se v průběhu dne odpaří, se po nočním poklesu teplot opět sráží a dopadá na povrch ve formě rosy, deště nebo mlhy. Voda tak zůstává v porostu a vsakuje se do půdy, kde je opakovaně využívána

rostlinami a obíhá tak v krátkém cyklu. Evapotranspirace tlumí přehřívání krajiny ve dne, v noci tlumí pokles teploty skupenské teplo, které se uvolňuje srážením vodní páry. Při výparu se totiž sluneční energie spotřebovává ( $0,7 \text{ kWh.l}^{-1}$ ) a při kondenzaci se opět uvolňuje (KLECZEK 2011). Krajina s uzavřeným vodním cyklem má vyrovnané teploty v čase (mezi dnem a nocí) i v prostoru (mezi místy) (POKORNÝ et al. 2006). Jsou zde častější a pravidelnější srážky, které udržují vysokou hladinu spodní vody. Díky tomu se zpomaluje mikrobiální aktivita v půdě a v odtékající vodě je rozpuštěno jen málo látek a zároveň se do ovzduší uvolňuje méně oxidu uhličitého.

Současnou zemědělskou krajinu charakterizuje otevřený koloběh vody. Pokud se zde odpaří nějaká voda, tak zde nekondenzuje, ale je rychle vynášena do vyšších vrstev atmosféry a díky proudění vzduchu se tato voda zanesle mimo lokální ekosystém. Voda z krajiny rychle odtéká, drobných lokálních srážek ubývá a srážky bývají nepravidelné. Období sucha střídají přívalové deště, které působí velké škody. Zvyšují se teplotní rozdíly v krajině. Pokud sluneční záření dopadá na vegetaci nedostatečně zásobenou vodou nebo na suchý povrch, tak se tento povrch ohřívá a následně je ohříván i vzduch v bezprostředním okolí, který stoupá vzhůru (ŠÍR et al. 2014). Větší část dopadající sluneční energie je přeměňována na zjevné teplo (extrémním příkladem jsou pouště).

Zemědělství v České Republice (ale i ve světě) je postaveno na pěstování několika málo druhů rostlin (např. pšenice, kukuřice), které byly původně vyšlechtěny ze stepních trav. Tyto obilniny nesnášejí zamokření, vyžadují stepní podmínky a půda kde se pěstují musí být proto odvodněna. Po druhé světové válce začalo velkoplošné systematické odvodňování krajiny (meliorace) (JŮVA 1957). Díky těmto rozsáhlým odvodněným plochám došlo k rychlému odtoku vody z luk a polí, čímž byla velmi oslabena schopnost krajiny vázat a zadržovat vodu (POŠTULKA 2007). Na tomto stavu se také podílí mohutné scelování pozemků, které bylo prováděno současně s melioracemi. Byly rozorávány a odstraňovány meze, remízky, mokřady a jiná rozptýlená zeleň. Důsledkem toho je snížená hladina podzemní vody a zásadní změna ve vodním režimu zemědělských půd. Půda je střídavě vysoušena a zaplavována, čímž dochází k rychlejšímu rozkladu organických látek, které okyselují půdu a jsou snadno při deštích vyplavovány. Tím dochází k eutrofizaci povrchových vod a k degradaci zemědělské půdy.

Člověk výrazně ovlivňuje svým hospodařením vodní bilanci v krajině a výsledkem této činnosti je otevřený koloběh vody, jehož následkem jsou průkazné změny klimatu (RIPL et al. 2007). Jak už bylo zmíněno dříve, lidé neustále více a více odvodňují krajinu. Mimo zemědělských ploch jsou odvodněny silnice, letiště a celá města, kde je dešťová voda odváděna kanalizací. Když porovnáme naši současnou krajinu s mapou stabilního katastru ze čtyřicátých let 19. století, můžeme

vidět, že v minulých sto padesáti letech se z krajiny ztratilo kolem padesáti procent trvalé vegetace nasycené vodou (KLECZEK 2011).

Protože zemědělství je velice závislé na počasí, mohou některé dopady změny klimatu, jako je dnes celosvětově tolik diskutované téma „globální oteplování“, být i pozitivní, například prodloužení vegetační doby a tím rozšíření pěstebních oblastí (MZE 2011). Většina klimatických změn však bude pravděpodobně velmi negativní (dlouhotrvající sucha, častější výskyt krupobití, přívalových dešťů a orkánů). Management krajiny hraje velkou roli v utváření klimatu (POŠTULKA 2007). Proto je pravděpodobně pro fungování krajiny nejdůležitější a člověk tak může prostřednictvím rekultivací mokřadů, zalesňováním, kosením, pastvou aj., ovlivňovat charakteristiku vegetačního krytu, hydrologii území a tím i disipaci solární energie. Návrat vody a funkční vegetace zpět do krajiny je podmínkou obnovy stability krajiny a základní ekologické funkce krajiny jako je uzavřený vodní cyklus, sekvestrace uhlíku, udržení úrodnosti půdy a zachování tak základního zdroje obživy. Obnovení ekologických funkcí je předpokladem pro zmírnění klimatických extrémů (POKORNÝ et al. 2006). Každé rostlinné společenstvo jež aktivně reguluje výdej vody při transpiraci, si vytváří vlastní mikroklima a může tak významně ovlivňovat klimatické podmínky stanoviště na regionální až globální úrovni (KRÉDL a kol. 2010).

## 2. CÍL PRÁCE

Vegetační kryt je jedním z mnoha významných faktorů podílejících se na tvorbě klimatu. Zároveň můžeme vliv vegetace rozdělit do několika směrů. Jedná se například o ovlivňování radiační bilance povrchu, hydrologického režimu krajiny a cyklu uhlíku.

Náplní této práce je poukázat na význam vegetačního krytu při tvorbě klimatu především z pohledu teplotního a vlhkostního režimu a ukazatelů energetické bilance různě obhospodařovaných zemědělských ploch v průběhu vegetační sezóny s důrazem na utváření místního klimatu.

Teoretická část práce je zaměřena na zhodnocení významu různých typů porostů v krajině a jejich managementu z hlediska disipace solární energie a tvorby mikroklimatu. Důležitou roli v disipaci solární energie hraje voda ve všech jejích skupenstvích. Latentní teplo vodní páry a pocitové teplo jsou ovlivňovány transpirujícími rostlinami. Transpirace, ale i jiné ukazatele energetické bilance povrchu nejsou většinou přímo měřitelné přístroji, anebo je to relativně složité. Dají se však dopočítat pomocí měřitelných fyzikálních veličin jako je např. teplota, vlhkost, globální radiace, rychlost větru apod. Část práce se proto věnuje popisu několika celosvětově nejpoužívanějších metod pro výpočet energetických toků v rostlinných společenstvech.

Cílem experimentální části je na základě vybraných metod výpočtů analyzovat data naměřená ve vybraných porostech (jetel luční, pšenice setá, brambor hlíznatý a trvalý travní porost - louka), zejména teplotní a vlhkostní režim porostů a ukazatele energetické bilance (např. Bowenův poměr a evaporativní frakce).

Výsledky jsou diskutovány v souvislosti s klimatotvornou funkcí krajiny a možnými následky změny klimatu na přirozenou rovnováhu energetických toků v krajině.

### 3. LITERÁRNÍ PŘEHLED

Krajina je tvořena z různých rostlinných společenstev, vodních ploch, ale také z budov a ploch bez vegetačního pokryvu vytvořených člověkem. Tyto i všechny ostatní části krajiny se podílejí na tvorbě klimatu. Jedním z nejdůležitějších faktorů ovlivňujících klima jsou právě rostlinná společenstva a jejich aktivní povrch, který je těsně spjat s energetickou bilancí soustavy povrch – atmosféra.

Z mnoha vesmírných těles jež lidstvo zná, je Země jediná, kde se běžně vyskytuje voda ve všech třech skupenstvích – pevném, kapalném a plynném. Při změně skupenství vody se váže nebo uvolňuje energie. energii pro tyto procesy dodává slunce v podobě slunečního záření. Díky tomu se sluneční energie “roznáší” (disipuje) přes koloběh vody, čímž se tlumí rozdíly teplot mezi místy i v čase a utváří se mírné klima vhodné pro život (POKORNÝ 2014).

Horní hranici atmosféry prochází plochou  $1 \text{ m}^2$  přibližně  $1400 \text{ W}$  sluneční energie (HAVLÍČEK a kol. 1986), tato hodnota v průběhu roku mírně kolísá. Střední roční intenzita je stanovena jako solární konstanta  $S_0$  a její hodnota je:

$$S_0 = 1367 \pm 7 \text{ W.m}^{-2}$$

Při průchodu atmosférou je pohlcena nejméně jedna třetina záření. Toto nastává vlivem absorpce, difúze a reflexe zejména díky vodní páře, ledovým krystalkům, aerosolům a prachovým částicím. Suma rozptýleného a přímého slunečního záření dopadajícího na vodorovnou plochu povrchu Země se označuje jako globální záření. Toto záření dopadající na vegetaci tvořenou nadzemními orgány rostlin je částečně pohlceno v rostlinných pletivech, částečně odraženo a část záření pletivy proniká. Mění se nejen intenzita, ale i spektrální složení pronikajícího záření. Většina slunečního záření má vlnovou délku v rozpětí  $0,3$  až  $3 \mu\text{m}$ , naproti tomu vyzařování Země má vlnové délky  $3$  až  $50 \mu\text{m}$ . Proto se sluneční záření značí jako krátkovlnné a vyzařování Země jako dlouhovlnné. Je to dáno tím, že Země má efektivní teplotu přibližně  $300 \text{ °K}$  a vydává záření s mnohem nižší intenzitou a většími vlnovými délkami než Slunce, které má teplotu přibližně  $6000 \text{ °K}$  (NOVÁK 1995).

#### 3.1 ENERGETICKÁ BILANCE POVRCHU

Aktivní povrch disipuje dopadající energii na jednotlivé energetické toky, tzn. na ohřev povrchu, na tok latentního tepla výparu, na tok zjevného tepla, na tok tepla

do půdy a na energii potřebnou pro fotosyntézu (SOUKUPOVÁ 2009). Všechny tyto složky tvoří energetickou bilanci povrchu a tu lze vyjádřit rovnicí:

$$R_n = L \cdot E + H + G + P + J$$

$R_n$  – energetická bilance stanoviště [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$L$  – skupenské teplo výparu [ $J \cdot kg^{-1}$ ]

$E$  – evapotranspirace [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ]

$H$  – tok zjevného tepla [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$G$  – tok tepla do nebo z půdy [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$P$  – množství spotřeby energie na fotosyntézu [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$J$  – množství energie potřebné na ohřev porostu [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$LE$  – tok latentního tepla výparu [ $W \cdot m^{-2}$ ]

### **Tok latentního tepla výparu (LE)**

Tok latentního tepla výparu se skládá ze dvou složek: ze skupenského tepla výparu ( $L$ ) a z evapotranspirace ( $E$ ). Při výparu dochází k odtrhávání pohybujících se molekul z povrchu vody (ale i z ledu, půdy apod.). Na překonání vazebných sil mezi molekulami je potřeba energie. Spotřebovaná energie je nazývána latentní teplo výparu. Při výparu dochází ke spotřebě energie - povrch se ochlazuje. Množství energie spotřebované na výpar bývá obvykle největší položka v rovnici energetické bilance aktivního povrchu.

### **Tok zjevného tepla (H)**

Přenos zjevného tepla pomocí pohybu vzduchu se nazývá konvekce. Může probíhat pomocí proudění vzduchu nebo díky závislosti hmotnosti vzduchu na teplotě, kdy lehčí teplý vzduch stoupá vzhůru a těžší chladný vzduch klesá dolů.

### **Tok tepla do půdy (G)**

Povrch půdy může být ve dne zahříván přímými slunečními paprsky nebo turbulentním tokem tepla. Tak dochází k vzniku toku tepla do půdy. Naopak v noci bývá ochlazován, proto může tok tepla do půdy nabývat i záporných hodnot.

### **Energie potřebná na ohřev porostu (J)**

Spotřeba energie na ohřev porostu vyjadřuje kolik energie z čisté radiace se naakumuluje ve sloupci na jednotku plochy porostu. Hmotnost vegetace na jednotku plochy u jednotlivých rostlinných společenstev je rozdílná a proto i naakumulované teplo dosahuje různých hodnot.

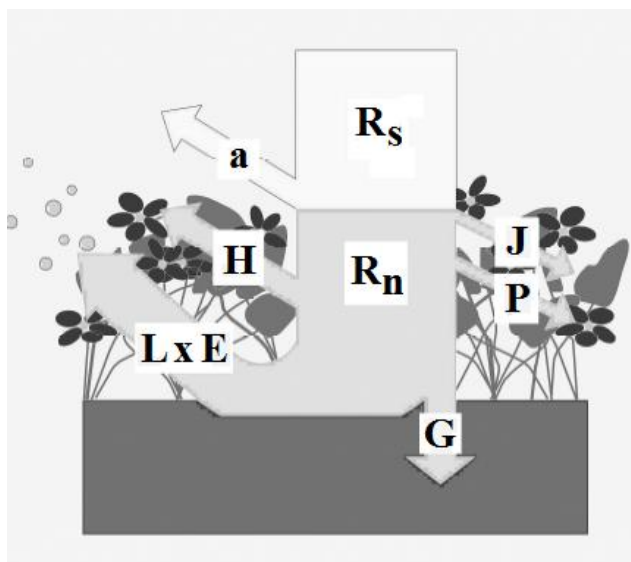
### **Energie spotřebovaná na fotosyntézu (P)**

Jedná se o energii spotřebovanou biochemickými procesy rostlin při přeměně slunečního záření na organické látky.

Jelikož složky  $P$  a  $J$  dosahují přibližně 1 – 2 % z celkové  $R_n$ , většinou se při výpočtech týkajících se energetické bilance vynechávají (BROM 2008).

Celková energetická bilance může nabývat jak kladných, tak i záporných hodnot. Ve dne a pro letní období je pozitivní, v noci a v zimním období je negativní. To je dáno tím, že ve dne většinou příjem sluneční energie převažuje nad efektivním vyzařováním zemského povrchu a bilance je kladná. V noci kdy slunce nesvítí, proto bilance klesá do záporných hodnot.

Graficky znázorněné složky energetické bilance znázorňuje obrázek č. 1.



**Obr. 1. Distribuce sluneční energie dopadající na povrch Země**

$R_s$  – globální záření,  $R_n$  – čisté záření,  $a$  – albedo (odražené záření),  $H$  – pocitové teplo,  $L \times E$  – skupenské teplo vypařování  $\times$  evapotranspirace (výpar z půdy a rostlin),  $G$  – tok tepla do půdy,  $J$  – akumulace tepla v biomase,  $P$  – spotřeba energie na fotosyntézu (Zdroj: KRAVČÍK a kol. 2007)

HAVLÍČEK (1986) i jiní autoři se shodují, že hlavní složky energetické bilance jsou základním klimatotvorným faktorem nejen v mikroklimatickém měřítku, ale i v měřítku globálním. Je to dáno tím, že v globálním měřítku je výpar vody do atmosféry spolu s kondenzací vodních par nejdůležitější součástí hydrologického cyklu. Celkový objem vody na Zemi je neměnný, ale voda samotná prochází neustále změnou skupenského stavu a tím se vytváří uzavřený globální cyklus výměny vody a tepla.

Hydrologický cyklus můžeme rozdělit na velký vodní cyklus a malý vodní cyklus, někteří autoři (např. KRAVČÍK a kol. 2010) toto rozdělení nazývají jako dlouhý a krátký vodní cyklus. Na malém území většinou probíhá malý vodní cyklus kdy voda, která se zde odpaří, zůstane na tomtéž místě např. ve formě srážek. Malý vodní cyklus má obrovský význam ve tvorbě místního klimatu. Je to z toho důvodu, že voda, která se zde v průběhu dne vypaří z aktivního povrchu, jednak sebou nese velké množství energie ve formě skupenského tepla, ale navíc slouží jako zásoba vody pro vypařující povrch. Vypařená voda v noci po ochlazení kondenzuje, dopadá v místě kde se vypařila ve formě deště, rosy nebo mlhy a tím předává teplo svému

okolí uvolněné při kondenzaci. Tímto dochází k vyrovnávání teplotních rozdílů v čase i prostoru (POKORNÝ 2014). Transpirace funguje jako homeostatický mechanismus, který brání meteorologickým a hydrologickým extrémům (ŠÍR a kol. 2003).

## 3.2 TRANSPIRACE A EVAPOTRANSPIRACE

### **Transpirace**

Transpirace je přenos vody obsažené v půdě přes rostlinu do atmosféry. Rostlina „nasává“ vodu pomocí kořenů a ta se poté může vypařit skrz kutikulu nebo skrz průduchy. Právě pomocí průduchů může rostlina regulovat výdej vody do atmosféry. Transpirace je důležitou součástí života rostlin, protože její hlavní funkcí je ochlazování rostlin a díky transpiračnímu proudu i získávání minerálních látek z půdy. Intenzita transpirace závisí různou měrou na jednotlivých částech systému půda-rostlina-atmosféra. Transpiraci ovlivňuje např. hustota a hloubka kořenů rostliny, množství dostupné vody v půdě pro rostliny, listová pokryvnost porostu, množství dopadajícího slunečního záření, vlhkost vzduchu aj. Jednotlivé druhy rostlin se vzájemně liší v intenzitě transpirace, což je způsobeno např. různým počtem a velikostí listů, počtem průduchů na jednotku plochy listu apod.

Při porovnání stejně velké plochy vodní hladiny se stejně velkou listovou plochou rostlin, bude se voda vypařovat mnohem rychleji z rostlin než z volné vodní hladiny. To je způsobeno mnohem větším relativním povrchem plochy listu rostliny, než má stejně velká plocha hladiny vody.

Pokud je vysoká relativní vlhkost vzduchu, nepřijímá vzduch již další vodní páru a možnost rostlin transpirovat je omezena. V tomto případě dochází k takzvané gutaci, kdy rostliny vydávají ze svých orgánů vodu kapalnou.

### **Evapotranspirace**

Voda se vypařuje nejen přes rostliny, ale také z povrchu půdy nebo z vodní hladiny. Tyto děje se nazývají evaporace. Oba dva procesy probíhají současně a označují se pojmem evapotranspirace. Rozlišujeme evapotranspiraci aktuální (skutečnou) a evapotranspiraci potenciální (maximální možnou). Definic potenciální evapotranspirace je velké množství. Jako první definoval potenciální evapotranspiraci Thornthwaite v roce 1948: je to „rozdíl mezi množstvím vody, které skutečně transpiruje nebo se vypařuje a které by mohlo transpirovat nebo se vypařovat, kdyby to bylo možné“. Jiná definice zní např. takto: „Potenciální evapotranspirace je maximální možná evapotranspirace, která může nastat v daných



klimatických a půdních podmínkách“ (KRAVKA 2009). Aktuální evapotranspirace udává, kolik vody se skutečně vypaří za daných (reálných) podmínek z rostlin a půdy současně. V reálných podmínkách převažuje většinou potenciální evapotranspirace nad aktuální a v podmínkách České Republiky převažuje transpirace nad evaporací (VYSOUDIL 1997). S evapotranspirací souvisí ještě jeden pojem a tím je intercepce. Je to výpar vody zachycené na povrchu rostlin při dešti nebo ve formě rosy. Intercepce může být až 4x větší než transpirace za stejných podmínek (PIVEC 2004). KRAVČÍK a kol. (2007) uvádějí průměrné hodnoty evapotranspirace pro naše podmínky 3 litry vody na 1 m<sup>2</sup> plochy za den. TLAPÁK a kol. (1992) mluví o 3 až 6 litrech vody za den z 1 m<sup>2</sup> pokrytého vegetací, ale z míst bez vegetace se může odpařit pouze 1 litr.

Na území s transpirující vegetací je vzduch nasycený vodní párou a ten je nasáván do míst, kde při kondenzaci vodní páry vznikl podtlak. Tomuto jevu říkáme biotická pumpa (MAKARIEVA, GORSHKOV 2007 a MAKARIEVA, GORSHKOV 2010). Odlesnění ve velkém měřítku způsobí prokazatelné snížení srážek (DIAMOND 2007). Biotická pumpa funguje nejen v lokálním, ale i v globálním měřítku. Podle MAKARIEVA a GORSHKOVA (2007) pouze kontinuální zalesnění vede k přesunu vody z oceánů (ve formě vodních par) až do středu kontinentů.

Protože evapotranspirace je jedna z nejdůležitějších složek hydrologického cyklu a zároveň energetické bilance povrchu (NOVÁK 1995), je důležité znát intenzitu evapotranspirace jednotlivých povrchů pro studium toků vody a energie v krajině a z důvodu správného hospodaření s vodou na úrovni agroekologie, krajinné ekologie apod.

### 3.3 METODY URČENÍ EVAPOTRANSPIRACE

Určit přesně velikost evapotranspirace je velice obtížné, protože může být ovlivněna mnoha faktory. V současnosti je velmi mnoho metod měření a výpočtu evapotranspirace, které se liší podle toho, pro jaký vypařující povrch (vodní hladina, povrch bez vegetace, povrch s vegetací apod.) jsou používány. Dále se také jednotlivé metody používají podle požadované přesnosti na určení výparu, ale také podle dostupnosti údajů potřebných pro výpočty. Metody zjištění evapotranspirace tedy můžeme dělit na metody přímé - měřicí a metody nepřímé - výpočetní. Přímé měření evapotranspirace bývá většinou spojené se značnými těžkostmi. Častěji se proto používají metody výpočetní, založené na měření relativně jednoduše měřitelných mikroklimatologických veličin, které nejvíce ovlivňují výměnu plynů mezi půdou, porostem a přiléhající vrstvou atmosféry. Největší vliv na

evapotranspiraci má intenzita sluneční radiace, teplota a vlhkost vzduchu, rychlost větru, vlastnosti porostu aj. Následně se ze zjištěných dat dopočítává evapotranspirace.

Pro přímé měření evapotranspirace se používají např. lyzometry, výparoměry, potometry, porometry, infraanalyzátory.

Pro výpočet evapotranspirace se používají různé metody, které lze rozdělit např. podle NOVÁKA (1995) na:

1. Metody vodní bilance systému ve kterém dochází k výparu
2. Mikrometeorologické metody, které jsou založené na analýze meteorologických prvků v přízemní vrstvě atmosféry. Patří sem např.: metoda turbulentní difúze, metoda energetické bilance, kombinovaná metoda
3. Metody založené na řešení empirických rovnic
4. Metody založené na řešení rovnic přenosu tepla a vody v porostu
5. Metody založené na řešení rovnic přenosu vody v kořenové zóně půdy
6. Metody určující transpiraci měřením intenzity proudění roztoku v xylému rostlin

Protože v praxi se používá velmi obsáhlá skupina výpočetních metod, jejichž popis by se nevešel do této práce, je zde uvedeno jen několik často používaných metod.

### **Metoda Penman-Monteithova**

Velké množství metod výpočtu evapotranspirace je založeno na rovnici potenciálního výparu z mokrého povrchu, kterou navrhl PENMAN (1948) a kterou lze zapsat ve tvaru:

$$E = \frac{[\Delta(R_n - G)] + (\gamma \lambda E_a)}{(\Delta + \lambda)}$$

kde:  $E$  – potenciální evapotranspirace [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ],  $\Delta$  – derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [ $\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$ ],  $R_n$  – radiační bilance vypařujícího povrchu [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ],  $G$  – tok tepla do půdy [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ],  $\gamma$  – psychrometrická konstanta [ $\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$ ],  $E_a$  – aktuální výpar z vodní hladiny [ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ].

Tato rovnice byla dále upravena Monteithem do tvaru:

$$LE = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

kde: LE – intenzita evapotranspirace [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],  $\Delta$  – derivace tlaku nasycené vodní páry [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $R_n$  – radiační bilance vypařujícího povrchu [ $\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ], G – tok tepla do půdy [ $\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],  $\rho_a$  – objemová hmotnost vzduchu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ],  $c_p$  – měrné teplo vzduchu [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $e_s$  – tlak nasycené vodní páry [ $\text{kPa}$ ],  $e_a$  – aktuální tlak vodní páry [ $\text{kPa}$ ],  $r_a$  – aerodynamický odpor (rezistence) [ $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ],  $r_s$  – odpor průduchů pro přenos vodní páry [ $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ].

### Metoda vodní bilance

Tato metoda je založena na bilanci vody obsažené v daném obsahu půdy a můžeme jí vyjádřit rovnicí:

$$V_F - V_i = P - I - O - E \pm Q$$

kde:  $V_F$  – obsah vody v půdě na konci časového intervalu [ $\text{m}^3$ ],  $V_i$  – obsah vody v půdě na začátku časového intervalu [ $\text{m}^3$ ], P – srážkový úhrn za daný časový interval na jednotku plochy povrchu půdy [ $\text{m}^3$ ], E – evapotranspirace za daný časový interval z jednotky plochy povrchu půdy [ $\text{m}^3$ ], I – intercepce [ $\text{m}^3$ ], O – povrchový odtok [ $\text{m}^3$ ], Q – Objem vody [ $\text{m}^3$ ].

### Metoda turbulentní difúze

Tato metoda kombinuje rovnici rozdělení rychlosti větru v přízemní vrstvě atmosféry a rovnici rozdělení vlhkosti vzduchu (NOVÁK 1995). Kombinací těchto rovnic dostáváme výraz:

$$E = \frac{\rho_a \kappa^2 [q(z_1) - q(z)] [u(z) - u(z_1)]}{[\ln(z/z_1)]^2}$$

kde: E – intenzita evapotranspirace [ $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ],  $\kappa$  – Karmánova konstanta,  $\rho_a$  – hustota vzduchu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ],  $z_1$ , z - výška měření nad vypařujícím povrchem v úrovni  $z_1$  a v úrovni z, q – vlhkost vzduchu, u – rychlost větru [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ].

### Metoda energetické bilance

Intenzita evapotranspirace se dá vypočítat také pomocí rovnice energetické bilance aktivního povrchu:

$$R_n = L \cdot E + H + G$$

kde:  $R_n$  – radiační bilance vypařujícího povrchu [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  $L$  – skupenské teplo výparu [ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ],  $E$  – evapotranspirace [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  $H$  – tok zjevného tepla [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  $G$  – tok tepla do půdy [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

### **Turcova metoda**

Další z často používaných rovnic pro výpočet potenciální evapotranspirace pro jednotlivé dny:

$$E_o = 0,013 \cdot (T / (T + 15)) \cdot (Q_o + 50)$$

kde:  $E_o$  – potenciální evapotranspirace [ $\text{cm}\cdot\text{den}^{-1}$ ],  $T$  – průměrná denní teplota vzduchu ve výšce 2 m [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $Q_o$  – průměrná denní intenzita globálního záření dopadající na vypařující povrch [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ].

### **Metoda Bowenova poměru**

Tato metoda vychází z rovnice energetické bilance a rozdílů turbulentního toku tepla a vlhkostí vzduchu ve dvou úrovních nad povrchem:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta t}{\Delta e}$$

kde:  $\beta$  - Bowenův poměr [-],  $LE$  – tok latentního tepla výparu [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  $H$  – tok zjevného tepla [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  $\gamma$  - psychrometrická konstanta [ $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ],  $\Delta t$  je rozdíl teplot ve 2 m nad porostem a na povrchu porostu [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $\Delta e$  je tlak vodní páry ve 2 m a na povrchu porostu [ $\text{kPa}$ ].

Hodnota aktuální evapotranspirace se pak vypočte z následující rovnice:

$$ETa = \frac{(Rn - G)}{L(1 + \beta)}$$

kde:  $ETa$  – aktuální evapotranspirace [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  $R_n$  – radiační bilance [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  $L$  – skupenské teplo výparu [ $\text{J}\cdot\text{g}^{-1}$ ],  $\beta$  – Bowenův poměr,  $G$  – tok tepla do půdy [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

### **Papadakisova metoda**

Tato metoda vychází ze znalosti tlaku nasycené vodní páry v závislosti na průměrných maximálních a minimálních teplotách. Tato metoda byla v minulosti pro svou jednoduchost také často používána a vychází ze vztahu:

$$ETP = 5,625 (e_{mx} - e_{mn})$$

kde:  $ETP$  – potenciální evapotranspirace [ $\text{mm}\cdot\text{měs}^{-1}$ ],  $e_{mx}$  – napětí nasycené vodní páry vypočítané z měsíčního průměru maximálních denních teplot vzduchu ve výšce

2 m nad povrchem [hPa],  $e_{mn}$  – napětí nasycené vodní páry vypočítané z měsíčního průměru minimálních denních teplot vzduchu ve výšce 2 m nad povrchem, od něhož byly odečteny 2 °C [hPa].

### Thornthweiteova metoda

Při použití této metody vycházíme pouze z průměrné měsíční teploty vzduchu. Díky tomu je tato metoda často používaná. Rovnice pro výpočet má tvar:

$$ETP = 1,6 \cdot (10 \cdot t / I)^a$$

kde: ETP – potenciální evapotranspirace [mm.měs<sup>-1</sup>], t – průměrná měsíční teplota [°C], I – teplotní index [-] vypočítaný z rovnice:

$$I = \sum_1^{12} (T_i / 5)^{1,51}$$

kde:  $T_i$  – dlouhodobá průměrná teplota vzduchu v i-tém měsíci v roce [°C],

$$a = (0.0675 \cdot I^3 - 7.71 \cdot I^2 + 1792 \cdot I + 47239) \cdot 10^{-5}$$

Minz a Walker upravili původní rovnici tak, že je možné vypočítat potenciální evapotranspiraci pro jednotlivé dny (ROŽNOVSKÝ, LITSCHMANN 2005):

$$ETP = 0.17 * (n_{max} / 12) * T_m$$

kde: ETP – potenciální evapotranspirace [mm.den<sup>-1</sup>],  $n_{max}$  – astronomicky možná délka slunečního svitu [h],  $T_m$  – průměrná denní teplota vzduchu [°C].

### Metoda podle Budyka a Zubenokové

Základem této metody je určení potenciální evapotranspirace podle rovnice navržené Budykem a aktuální evapotranspirace se potom vypočítá z empirické závislosti mezi tzv. poměrnou evapotranspirací  $E / E_o$  a vlhkostí půdy. Budykova rovnice:

$$E_o = \rho \cdot D \cdot (q_s - q)$$

kde:  $E_o$  – potenciální evapotranspirace [mm],  $\rho$  - hustota vzduchu [kg.m<sup>-3</sup>], D – součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce (2 m) neboli integrální koeficient difúze [m.s<sup>-1</sup>],  $q_s$ , q – měrná vlhkost vzduchu nasyceného vodní párou při teplotě vypařujícího povrchu a měrná vlhkost vzduchu ve výšce 2 m [kg.kg<sup>-1</sup>].

## Metoda stanovení potenciální evapotranspirace na základě sytostního doplňku

V roce 1962 Farský navrhl rovnici řešící vztah mezi spotřebou vody a sytostním doplňkem (ROŽNOVSKÝ, LITSCHMANN 2005):

$$E = 0,75 \cdot D$$

kde: E – celková vláhová potřeba, D – součet sytostních doplňků za celé vegetační období. V pozdějších letech byl koeficient 0,75 pomocí četných polních experimentů přizpůsoben pro jednotlivé porosty.

## 3.4 UKAZATELE ENERGETICKÉ BILANCE

### Bowenův poměr

Z výše uvedeného tvaru energetické bilance aktivního povrchu  $R=LE+H+G$  vyplývá, že zářivá energie ze slunce je přeměňována na tři zásadní toky energie: tok latentního tepla výparu, tok zjevného tepla a tok tepla do půdy. Dominantní jsou zde zejména toky zjevného tepla a latentního tepla výparu, jejichž poměr se nazývá Bowenův poměr  $\beta$  [-]. Ten nám charakterizuje interakce mezi povrchem a atmosférou a udává, že v případě  $\beta$  je menší než 1, je přítomna vegetace dostatečně zásobená vodou a větší část sluneční energie byla spotřebována na výpar. Je-li  $\beta$  větší než 1, znamená to povrch bez vegetace nebo vegetaci s nedostatkem vody a větší část sluneční energie se přeměnila na zjevné teplo.

Bowenův poměr  $\beta$  můžeme tedy zapsat takto:

$$\beta = \frac{H}{LE}$$

kde:  $\beta$  - Bowenův poměr [-], LE – tok latentního tepla výparu [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ], H – tok zjevného tepla [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

Protože tok zjevného tepla je úměrný teplotnímu gradientu nad aktivním povrchem a stejně tak tok latentního tepla výparu je úměrný gradientu koncentrace vodní páry nad aktivním povrchem, můžeme Bowenův poměr vyjádřit pomocí výpočtu z gradientu teplota a tlaku vodní páry nad aktivním povrchem:

$$\beta = \gamma \frac{T_v - T_p}{e_v - e_p}$$

kde:  $\beta$  - Bowenův poměr [-],  $\gamma$  - psychrometrická konstanta [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $T_a$  - teplota vzduchu ve 2 m nad zemí [ $^\circ\text{C}$ ],  $T_c$  - teplota porostu [ $^\circ\text{C}$ ],  $e_a$  - tlak vodní páry ve 2 m nad zemí [ $\text{kPa}$ ],  $e_c$  - tlak vodní páry těsně nad porostem [ $\text{kPa}$ ].

Chceme-li použít Bowenův poměr jako ukazatel energetické bilance, musíme pro jeho správný výsledek splnit několik podmínek. Podle DUFFKOVÉ a BROMA (2012) musí být kolem místa měření a sběru mikrometeorologických dat homogenní porost na dostatečně velké ploše a stálost vertikálního turbulentního přenosu tepla a vodní páry. Nejobtížnější pro správný výpočet pomocí této metody je dostatečně přesné měření vlhkosti vzduchu (KOHUT 2003). Za deštivých nebo oblačných dnů, ale také ráno, večer a v nočních hodinách bývá spojitost gradientů teploty a vlhkosti vzduchu porušena a mohou se přibližovat nebo rovnat nule. Za těchto podmínek nejvíce záleží na přesnosti měřících přístrojů.

### Evaporativní frakce

Dalším ukazatelem energetické bilance stanoviště může být evaporativní frakce. Ta je vlastně podílem množství energie spotřebované na výpar a potřebné energie, dostupné na povrchu pro výpar a tok zjevného tepla:

$$EF = \frac{LE}{Rn - G}$$

kde: EF – evaporativní frakce [-],  $Rn - G$  je množství dostupné radiace pro výpar [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ], LE – tok latentního tepla výparu [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ].

Evaporativní frakce je reciprokou hodnotou Bowenova poměru a po úpravě s použitím Bowenova poměru můžeme vypočítat kolik procent dostupné energie se spotřebuje na skupenské teplo výparu. Vypočte se:

$$EF = \frac{1}{1 + \beta} \cdot 100$$

kde: EF – evaporativní frakce [%],  $\beta$  - Bowenův poměr [-].

### Tok latentního tepla výparu a evapotranspirace

Latentní teplo výparné můžeme vypočítat ze základní rovnice energetické bilance a Bowenova poměru:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta}$$

kde: LE – tok latentního tepla výparu [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ],  $Rn - G$  je množství dostupné radiace pro výpar [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ],  $\beta$  - Bowenův poměr [-].

Evapotranspiraci pak vypočteme na základě jednoduchého přepočtu:

$$E = \frac{LE}{L}$$

kde: E – výpar [mm], LE – tok latentního tepla výparu [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ], L – skupenské teplo výparu [ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ].

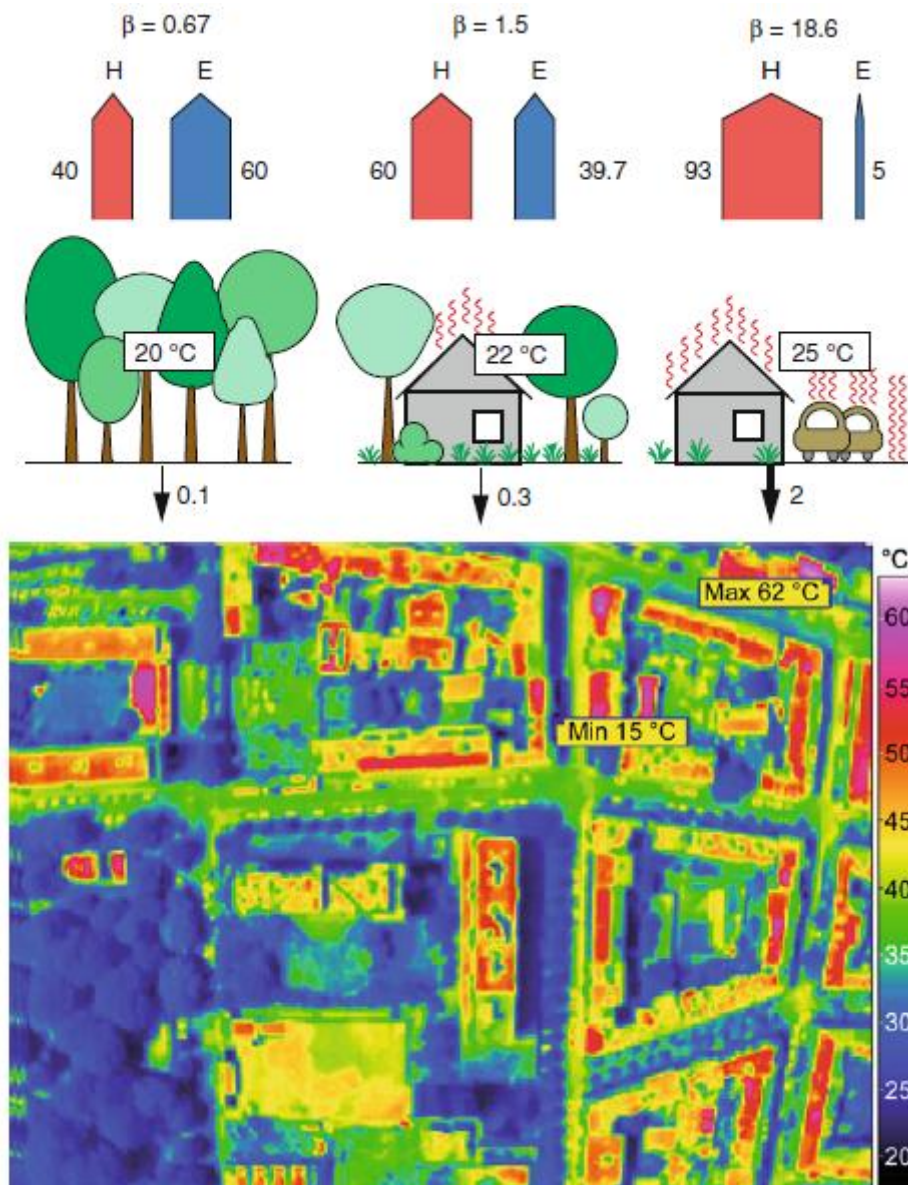
### 3.5 FUNKCE POROSTŮ

Podnebí je utvářeno působením mnoha fyzikálních procesů v atmosféře a na aktivním povrchu (přeměna slunečního záření, přenos a akumulace tepla, koloběh vody, atd.). Jedna z nejdůležitějších veličin figurujících ve tvorbě klimatu je sluneční energie. Na osud sluneční energie má vliv také mnoho různých faktorů. Sluneční energie dopadající na povrch Země se částečně odráží zpět a část je pohlcena povrchem. Poměr dopadajícího a odraženého záření se nazývá albedo. Energii přijatou povrchem můžeme rozdělit do čtyřech částí: zjevné teplo, latentní teplo výparu, teplo tekoucí do půdy a energie využitá vegetací. Rostlinné porosty plní mnoho důležitých funkcí (ekologickou, půdoochrannou, estetickou, produkční, apod.). Ovlivňují toky energií, toky látek a mnoho dalšího. Jednou z nejdůležitějších funkcí je tvorba klimatu, resp. mikroklimatu a vliv na koloběh vody. Z hlediska tvorby klimatu resp. vlastního mikroklimatu každého porostu je důležité, že transpirující rostliny přímo ovlivňují teplotu prostředí odběrem tepla potřebného na výpar vody.

Další funkcí porostů mající vliv na tvorbu klimatu je omezování a snižování rychlosti větru. Především lesy tvoří velkou překážku, kterou musí vítr prostoupit nebo obtéci, což má za následek vznik turbulencí a tím snížení rychlosti větru. Ale i nižší rostliny jako jsou zemědělské plodiny nebo trávník zvyšují aerodynamickou drsnost povrchu a tím opět ovlivňují rychlost proudění vzduchu. Snížení rychlosti proudění vzduchu mezi rostlinami je důležité mimo jiné tím, že omezuje neproduktivní výpar.

Mnoho publikovaných prací (např. CANNELL, JACKSON 1985) přináší tvrzení, že lesní porosty, pokud mají dostatek půdní vláhy, transpirují výrazněji více než-li zemědělské plodiny nebo travní porosty. Z toho lze vyvodit důležitost lesních porostů na tvorbu klimatu krajiny. Avšak neznamená to, že by ostatní vegetace hrála bezvýznamnou roli ve tvorbě klimatu.





**Obr. 2.** Vliv transpirace rostlin na okolní teplotu (Zdroj: BRESINSKY et al. 2013)

Na obrázku jsou tři příklady, kdy klesající množství zeleně má za následek rostoucí tok zjevného tepla  $H$ . V první třetině obrázku (nad infračervenou fotografií) převládá vegetace a více než polovina dopadající energie se spotřebuje na latentní teplo výparu  $E$  a vzduch je stále chladný. Bowenův poměr ( $\beta = H / E$ ) je  $< 1$  a tepelný tok do půdy, je zanedbatelný. V druhé třetině obrázku je vegetace řidší, což zvyšuje tok zjevného tepla  $H$ ,  $\beta > 1$  a ovzduší i půda se již zahřívají více. V poslední třetině obrázku díky absenci vegetace je tok zjevného tepla i tok tepla do půdy největší, zde se z celkové dopadající radiace přemění až 93 % na zjevné teplo. Infračervená fotografie městské zástavby s roztroušenou zelení a parkem v letním období znázorňuje, že v místech s vegetací je teplota mnohem nižší než v místech bez vegetace, kde některé povrchy dosahují až 62 °C.

## **Teplotní režim porostu**

Dopadající sluneční energie se částečně odrazí od povrchu planety zpět do atmosféry, část se spotřebuje na ohřev povrchu, část je vázána při fotosyntéze, část se uvolní ve formě tepla a část se spotřebuje na evapotranspiraci. Protože povrchy bez vegetace nemají možnost využít dopadající sluneční energii na odpar vody, tyto povrchy se rozpálí a ohřívá se od nich vzduch. Naproti tomu povrch s vegetací zásobenou vodou využije sluneční energii na transpiraci a nespotřebuje se tak na ohřev okolí.

Sluneční záření a teplo dostupné z okolí způsobují ohřívání rostlin. Pokud rostliny překročí určitou optimální teplotu – přibližně 25 °C reagují na přehřátí zvýšením transpirace (ŠÍR a kol. 2003). Při transpiraci se ochlazují nejen rostliny, ale také dochází ke snížení teploty v okolí rostlin. Důsledkem toho je skutečnost, že v letních slunečných dnech je např. na louce nebo v lese chladněji než ve městech s nedostatkem zeleně. Teplota vzduchu v porostu je nejvíce ovlivňována dopadající sluneční energií, výškou a hustotou porostu, tokem latentního tepla (při výparu a kondenzaci vodní páry), zásobou vody v půdě, rychlostí proudícího vzduchu, případně zjevným teplem transportovaným vzduchem z okolí (HAVLÍČEK a kol. 1986).

Vegetace má též vliv na teplotu ve svém okolí vytvářením tzv. zeleného stínu (STŘEDOVÁ 2011), čímž chrání půdu před přímými slunečními paprsky a tím reguluje její ohřev. Teplota půdy ovlivňuje velikost výparu vody z půdy.

## **Vlhkostní režim porostu**

Vlhkostní režim porostu je těsně spjat s energetickou bilancí povrchu, protože stejně jako teplotu porostu jej ovlivňuje dopadající sluneční energie a rostliny jej ovlivňují transpirací. Vlhkost vzduchu v porostu proto bývá většinou vyšší, než nad povrchem bez vegetace. Na vlhkost vzduchu v porostu má vliv také intercepce, kdy se voda vypařuje z povrchu rostlin. Jedná se o vodu srážkovou, zadržanou na povrchu rostlin při dešti, mlze apod. Vegetace, která má velkou zádržnou plochu (např. jehličnaté a listnaté lesy) může zadržet až 38 % srážek (ŽALUD 2010). Rovněž evaporace ovlivňuje vlhkost vzduchu uvnitř porostu. Vegetační kryt vytváří stín, a tím brání vodě, kterou půda obsahuje, aby se rychle a bez užitku evaporační vypařila do atmosféry.

Vlhkost vzduchu můžeme vyjádřit jako obsah vodní páry ve vzduchu. Maximální množství vodní páry kterou může vzduch pojmout závisí na teplotě vzduchu. Rozeznáváme absolutní a relativní vlhkost vzduchu:

- Absolutní vlhkost vzduchu – je hmotnost vodní páry v objemu 1 m<sup>3</sup> vzduchu. Značíme ji symbolem  $a$  (ve vzduchu, který není plně nasycen vodní párou). V nasyceném vzduchu se používá symbol  $A$ . Uvádí se v gramech vodní páry na 1 m<sup>3</sup> vzduchu (g.m<sup>3</sup>).
- Relativní vlhkost vzduchu – je stupeň nasycení vzduchu vodní párou a vyjadřuje schopnost vzduchu ještě přijmout další vodní páru. Značí se  $R_h$  a udávána se v procentech (%).

Relativní vlhkost vzduchu můžeme vypočítat podle následujících vzorců:

$$R_h = e / E \cdot 100 \quad [\%]$$

nebo

$$R_h = a / A \cdot 100 \quad [\%]$$

$e$  - tlak vodní páry v nenasyčeném vzduchu [kPa]

$E$  - tlak vodní páry v nasyceném vzduchu [kPa]

Tlak vodní páry – je základní hygrometrická veličina a používá se pro výpočet dalších vlhkostních charakteristik jako např. výše uvedená vlhkost vzduchu. Tlak vodní páry je udáván v kilopascálech (kPa) a vypočte se podle následujících rovnic:

$$E = 0,61121 \cdot \exp\left(\frac{17,502 \cdot T}{240,97 + T}\right)$$

$T$  – teplota vzduchu [°C]

$$e = \frac{E \cdot R_h}{100}$$

Na denní změny vlhkosti vzduchu v porostu má vliv přísun vodní páry do vzduchu transpirací a evaporací z půdy, popřípadě intercepce a odsun vodní páry do vyšších vrstev atmosféry díky vertikální výměně vzduchu. Se vzrůstající teplotou vzduchu roste i obsah vodní páry ve vzduchu.

Obsah vody v půdě dostupné pro rostliny má velký vliv na transpiraci rostlin. Pokud není v půdě dostatečná zásoba vody, potom ji rostlina nemůže využít k transpiraci, dochází k vodnímu stresu rostliny a transpirace se postupně snižuje

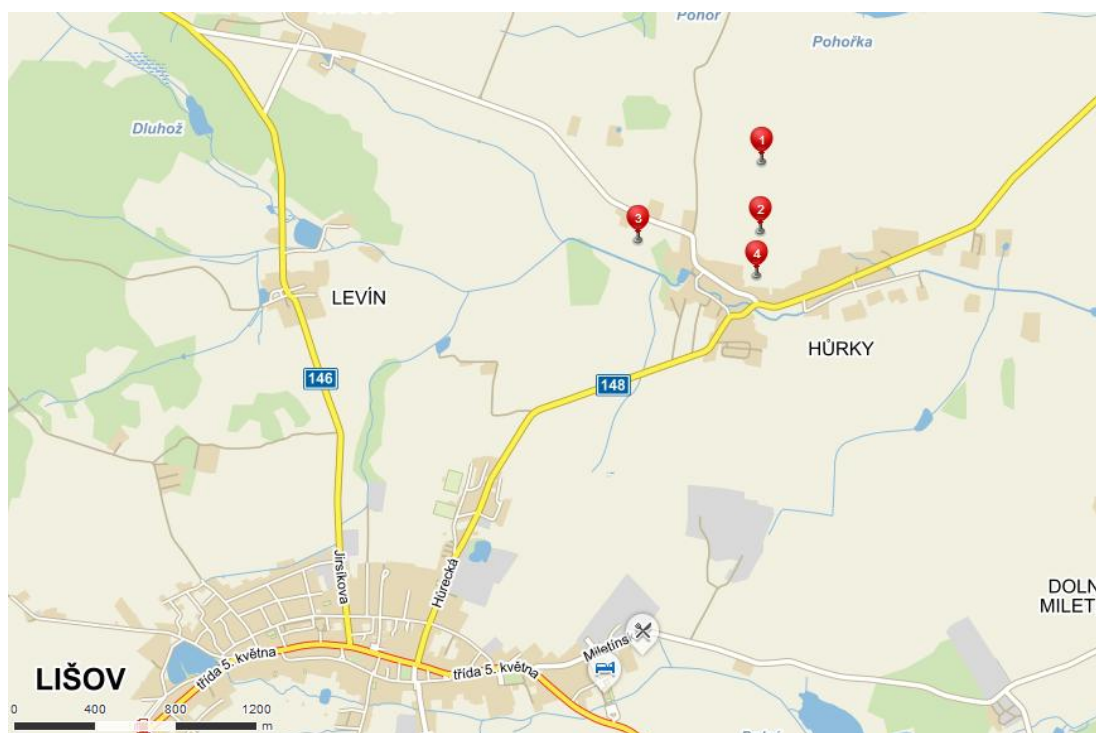
nebo téměř úplně zastavuje (JONES 1992) – přestane-li rostlina transpirovat, ať už z nedostatku vody nebo z jiného důvodu, uzavírá průduchy v listech, ale skrz průduchové štěrbinu a kutikulu dochází přesto k malému úniku vody (KRAMER, BOYER 1995).

## 4. METODIKA

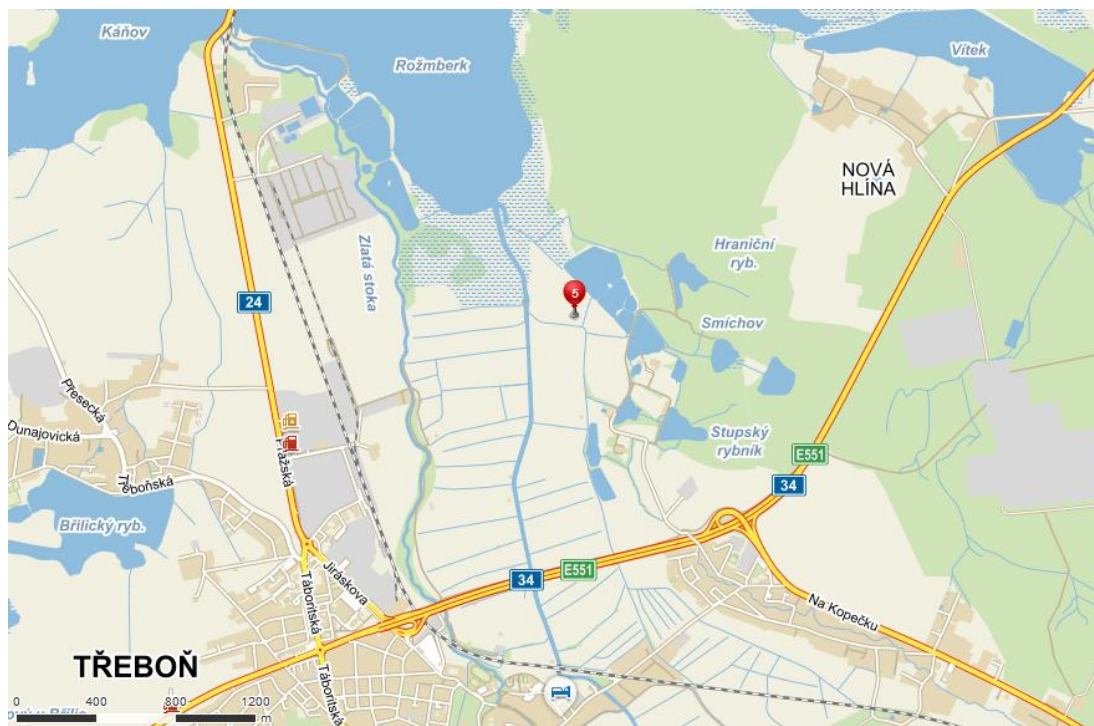
### 4.1 CHARAKTERISTIKA SLEDOVANÝCH LOKALIT

Experimentální plochy se nacházely v okolí Lišova a Třeboně (viz. Obr. 3 a Obr. 4), nacházející se na okraji Třeboňské pánve. Průměrná nadmořská výška je zde 457 m n.m. Podle agroklimatického členění patří lokality se zkoumanými porosty do oblasti mírně teplé a vlhké. Průměrné roční teploty jsou zde 6,5 až 7,5 °C. Průměrný roční úhrn srážek je 600 až 750 mm. Sledované lokality jsou srovnatelné svou nadmořskou výškou, expozicí a klimatickými podmínkami. Liší se především ve způsobu využití půdy.

Měření experimentálních údajů bylo prováděno v několika různých polních kulturách: v porostu jetele lučního (*Trifolium pratense* L.) – St. I., v trvalém travním porostu – St. II., v pšenici seté – ozimé (*Triticum aestivum* L.) – St. III., v bramborách (*Solanum tuberosum* L.) – St. IV. a na lokalitě Mokré Louky u Třeboně, což je mokřad ve výtopě rybníka Rožmberk zastoupený porostem vysokých ostřic (např. *Carex acuta* L. a *Glyceria maxima* (Hartman.) Holmberg.) – St. V. Tyto porosty mají různý charakter aktivního povrchu.



Obr. 3. Přehledová mapa s vyznačením zájmového území. 1 - St.I. jetel, 2 - St.II. TTP, 3 - St.III. pšenice, 4 - St.IV. brambory (Zdroj: Mapy.cz)



Obr. 4. Přehledová mapa s vyznačením zájmového území. 5 – St.V. mokřad (Zdroj: Mapy.cz)

## 4.2 POUŽITÉ MĚŘÍCÍ PŘÍSTROJE

Ve sledovaných lokalitách byly instalovány datalogery pro kontinuální záznam teploty a vlhkosti vzduchu, teploty půdy, srážek a globální radiace. Byly použity přístroje R3121 a L0141 (fa. COMET) a M4016 (fa. FIEDLER AMS s.r.o.). Teploty byly měřeny pomocí odporových čidel PT100 (fa. FIEDLER AMS s.r.o.) s chybou měření nepřesahující 0,1°C v rozsahu od -20°C do +50°C. Pro měření relativní vlhkosti vzduchu byla použita čidla RVT11 (fa. FIEDLER AMS s.r.o.) s deklarovanou přesností měření lepší než 1,8% v rozsahu od 10 do 90% RV a do 4% ve zbývajícím měřicím rozsahu od 0 do 100% RV. Srážky byly měřeny pomocí srážkoměru MR2 (fa. METEOSERVIS v.o.s.) se zachytnou plochou 200 cm<sup>2</sup> s přesností měření ± 1% ze zachycených srážek při intenzitě do 20 mm/hod, ± 2% při intenzitě do 60 mm/hod a ± 10% při intenzitě do 200 mm/hod. Pro měření globální radiace byl použit pyranometr CMP3 (fa. KippZonen) jehož přesnost je lepší než 5% v teplotním rozsahu od -10 °C do +40 °C.

## 4.3 METODIKA MĚŘENÍ

Měřené mikroklimatické charakteristiky vybraných porostů byly sledovány v roce 2012 během vegetačního období. Z naměřených dat byl vybrán časový úsek od 1.5.2012 do 10.9.2012, který byl nejkompaktnější z hlediska chybějících hodnot.

V ostatních měsících docházelo u některých měřících přístrojů k výpadkům, které by mohly zkreslit vyhodnocované údaje. Instalované dataloggery zaznamenávaly hodnoty měřených veličin potřebných pro výpočty energetické bilance porostů automaticky v 15 minutových intervalech. Měření teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu probíhalo ve dvou úrovních: při povrchu porostu (umístění čidel v této výšce bylo v průběhu experimentu korigováno v závislosti na růstu porostu) a ve výšce 2 m nad zemí. Teploty půdy byly měřeny při povrchu půdy a v hloubce 10 cm pod povrchem půdy. Srážkoměr a pyranometr byly umístěny ve výšce 2 metry nad zemí.

#### 4.4 ZPRACOVÁNÍ A VYHODNOCENÍ DAT

Získaná data z měřících přístrojů byla nejprve filtrována. Hodnoty, které se výrazně lišily od ostatních, byly vyřazeny a nahrazeny substitucí sousedním číslem nebo aritmetickým průměrem sousedních čísel. Odlehlé hodnoty mohly vzniknout při manipulaci s přístroji (stahování dat, korekce výšky čidel) nebo náhodnou chybou měřících přístrojů. Filtrování dat i následné statistické zpracování bylo provedeno v programu MS Excel. Pro statistickou analýzu byly naměřené hodnoty upraveny aritmetickým průměrem do hodinových a denních kroků. Pro hodnocení závislosti porostů a jejich teplotně-vlhkostních charakteristik byly použity statistické metody: jednocestná analýza variance ANOVA a dvouvýběrový F-test.

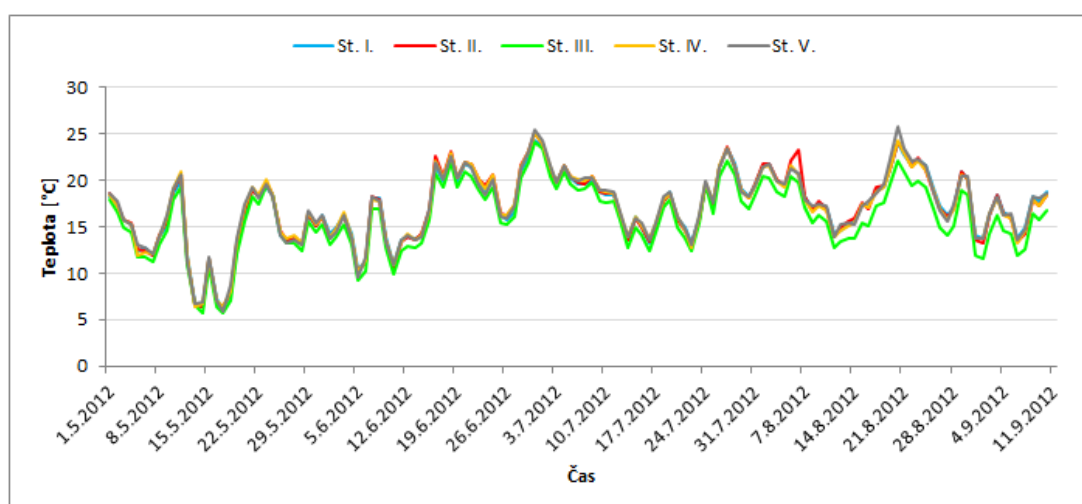
## 5. VÝSLEDKY

### 5.1 PRŮBĚHY TEPLOT NA JEDNOTLIVÝCH STANOVIŠTÍCH

Průběhy teplot v období od 1. 5. do 10. 9. zaznamenané na jednotlivých stanovištích ve čtyřech hladinách vertikálního profilu porostu udávají grafy 1 až 4.



Graf 1. – Průběh teplot na povrchu porostu na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad) během sledovaného období – denní průměry.

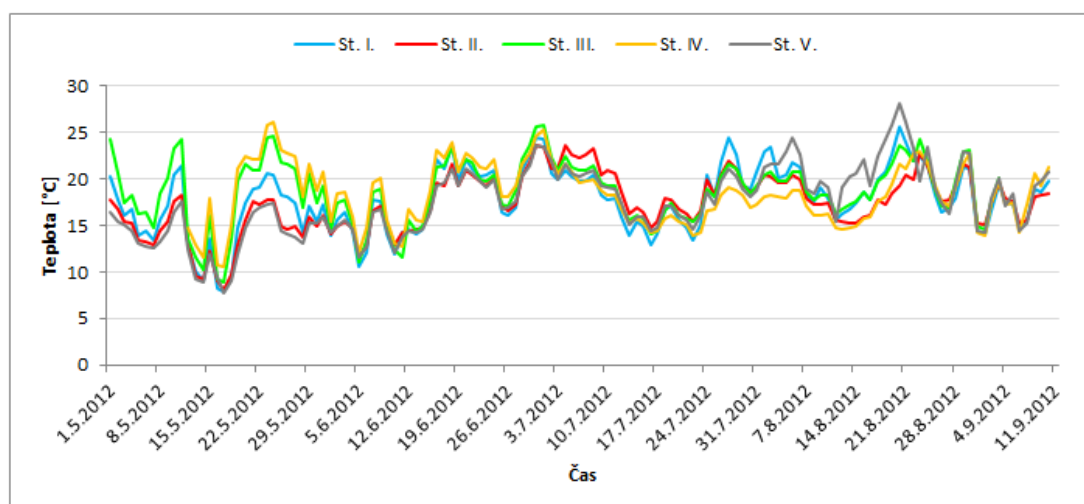


Graf 2. – Průběh teplot 2 m nad povrchem půdy na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad) během sledovaného období – denní průměry.

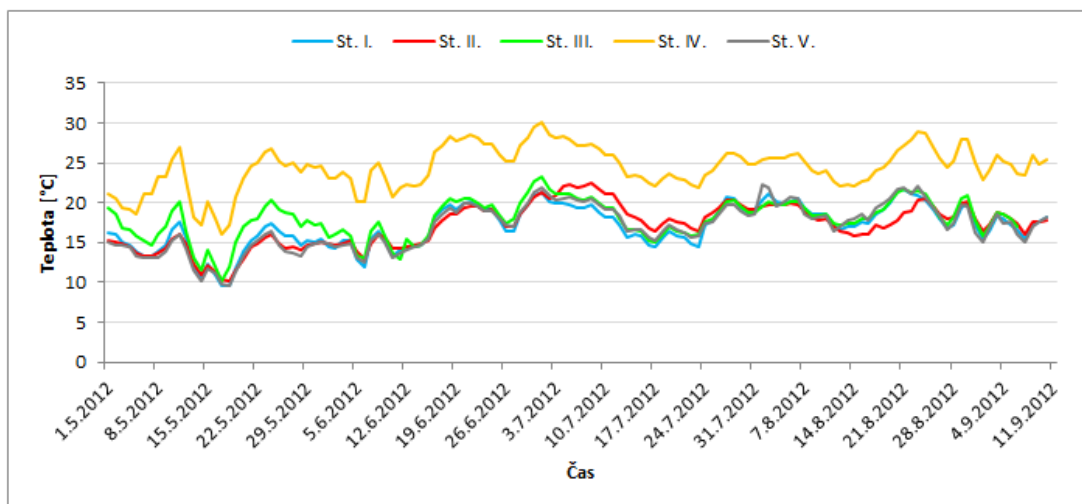


Na grafech 1 a 2 jsou uvedeny průměrné teploty ve výšce 2 m nad povrchem půdy a na povrchu porostu a je patrné, že v těchto výškových hladinách se jednotlivé stanoviště výrazně neliší. Nepatrně nižší hodnoty po celé sledované období od 1.5.2012 do 9.10.2012 jsou na stanovišti III. v úrovni 2 m nad povrchem půdy.

Z analýzy naměřených teplot je patrné, že nejnižší zahřívání povrchu porostu v období od 1.5.2012 do 9.10.2012 bylo na stanovišti St. I. v porostu jetele a pro úroveň 2 m nad povrchem půdy byly zjištěny nejnižší hodnoty na stanovišti St. III. v porostu pšenice. Nejvyšší průměrné teploty povrchu porostu v období od 1.5.2012 do 9.10.2012 byly zjištěny na stanovišti brambor - St. IV. V úrovni 2 metrů nad povrchem půdy byla v tomto období zjištěna nejvyšší průměrná teplota vzduchu v mokřadním porostu – St. V. Z údajů o směrodatné odchylce vyplývá, že nejvyšší rozkolísanost hodnot vykazuje teplota povrchu půdy, konkrétně stanoviště St. V. Naopak nejmenší rozkolísanost vykazuje stanoviště St. III. u teploty 0,1 m pod povrchem půdy.



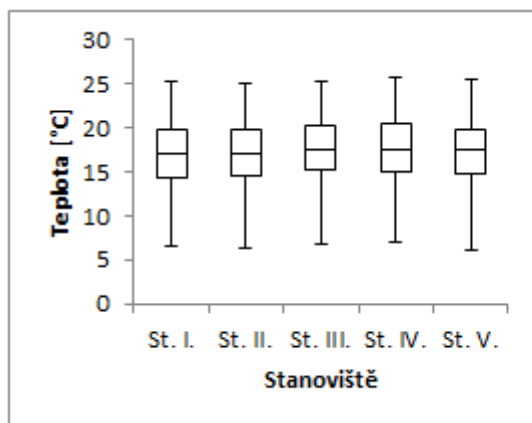
**Graf 3. – Průběh teplot na povrchu půdy na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetele, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad) během sledovaného období – denní průměry.**



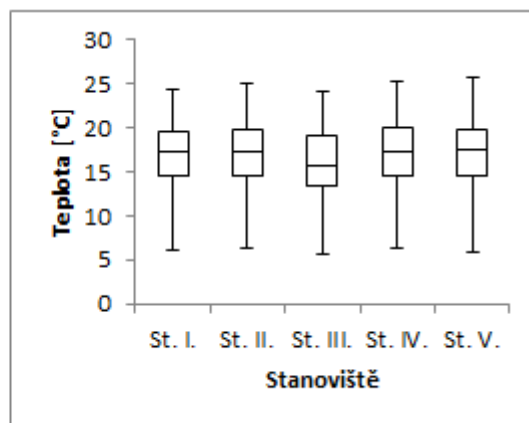
**Graf 4. – Průběh teplot 0,1 m pod povrchem půdy na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad) během sledovaného období – denní průměry.**

Nejnižší průměrná teplota povrchu půdy v období od 1.5.2012 do 9.10.2012 byla zjištěna na stanovišti TTP - St. II. a nejvyšší na stanovišti St. III. – pšenice. V úrovni 0,1 metru pod povrchem půdy byla v tomto období zjištěna nejnižší průměrná teplota na stanovištích St. I. a St. V. – jetel a mokřad. Nejvyšší průměrná teplota půdy v hloubce 0,1 m pod povrchem půdy byla naměřena v období od 1.5.2012 do 9.10.2012 na stanovišti s porostem brambor – St. IV.

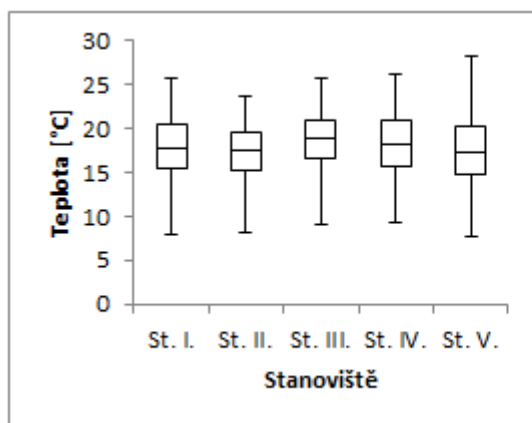
Rozdíly v průměrných teplotách jednotlivých stanovišť jsou graficky znázorněny pomocí boxplotů (Graf 5 až 8), které udávají rozdíl minimálních a maximálních teplot, medián a kvartily.



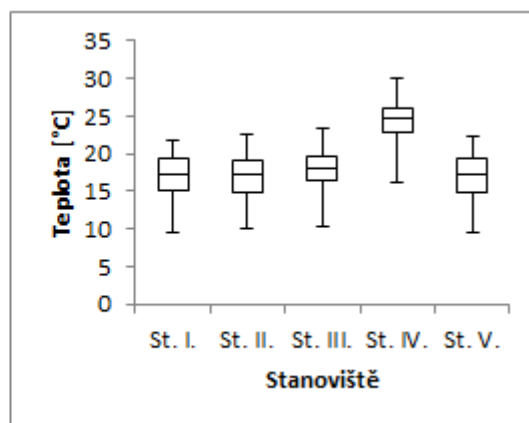
**Graf 5. - Rozbor chodu teplot. Graf zachycuje rozdíl mezi minimální a maximální teplotou, medián a kvartil na povrchu porostu od 1.5.2012 do 10.9.2012 pro jednotlivá stanoviště (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad).**



**Graf 6. - Rozbor chodu teplot. Graf zachycuje rozdíl mezi minimální a maximální teplotou, medián a kvartil 2 m nad povrchem půdy od 1.5.2012 do 10.9.2012 pro jednotlivá stanoviště (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad).**



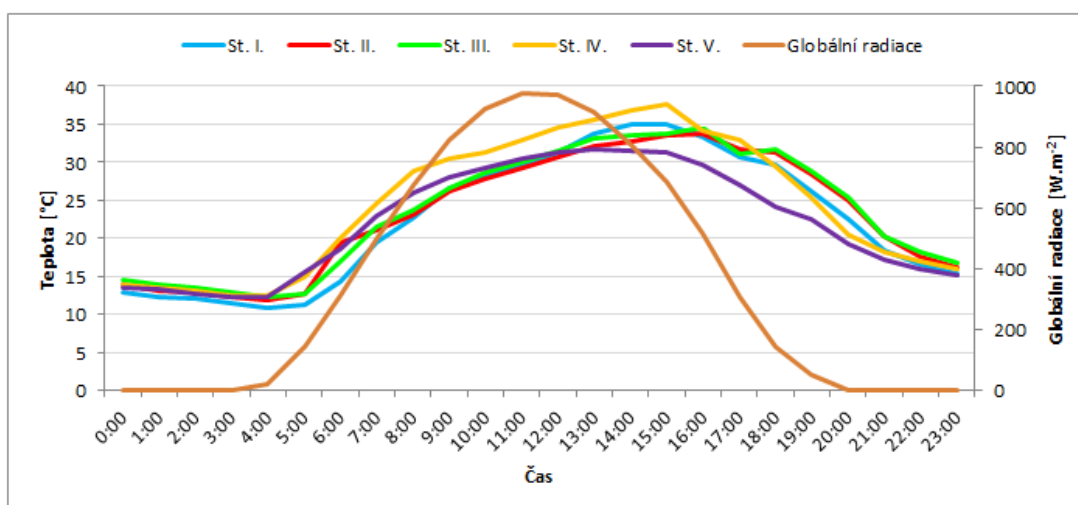
**Graf 7. - Rozbor chodu teplot.** Graf zachycuje rozdíl mezi minimální a maximální teplotou, medián a kvartil na povrchu půdy od 1.5.2012 do 10.9.2012 pro jednotlivá stanoviště (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad).



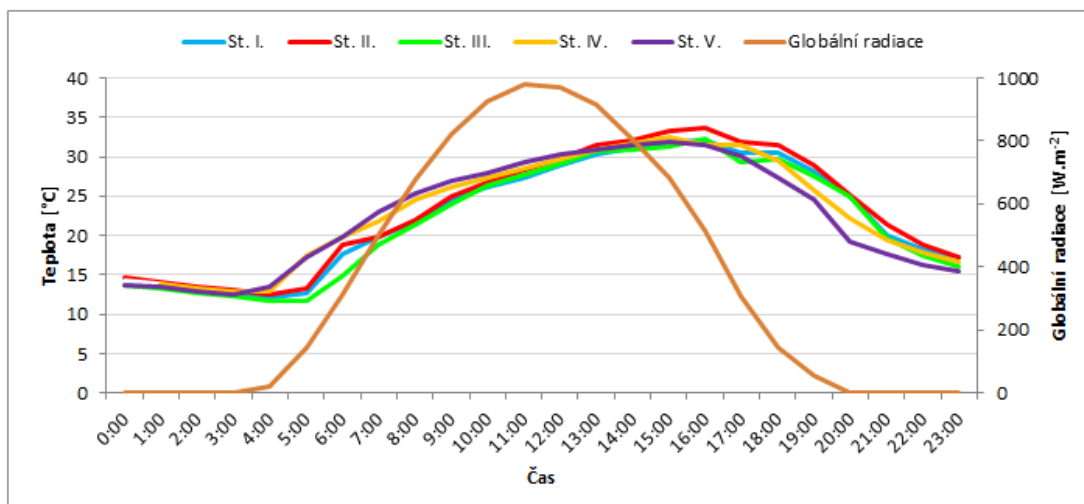
**Graf 8. - Rozbor chodu teplot.** Graf zachycuje rozdíl mezi minimální a maximální teplotou, medián a kvartil 0,1 m pod povrchem půdy od 1.5.2012 do 10.9.2012 pro jednotlivá stanoviště (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad).

Pro lepší představu o vlivu jednotlivých stanovišť na denní chod teplot byl náhodně vybrán jeden jasný slunečný den bez srážek, kdy se nejvíce projeví rozdíly v přeměně sluneční energie do jednotlivých toků energetické bilance stanoviště. Z tohoto důvodu byl proveden rozbor naměřených teplot v průběhu dne 18. 6. 2012. Průběh denního chodu teplot ve všech měřených úrovních znázorňují grafy 9 až 12. Na grafech je kromě teploty navíc přidána globální radiace z téhož dne, pro lepší znázornění závislosti teploty na slunečním záření.

Nejvyšší průměrná teplota povrchu porostu dne 18.6.2012 byla zjištěna v porostu brambor na stanovišti St. IV. Nejnižší průměrnou teplotu povrchu porostu 18.6.2012 dosáhl porost jetele na stanovišti St. I.

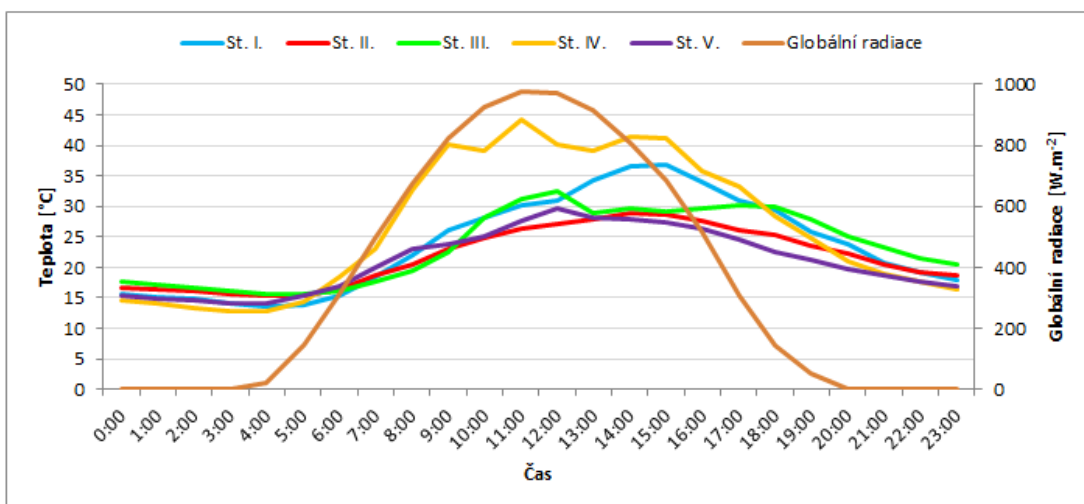


**Graf 9. – Průběh teplot na povrchu porostu na jednotlivých stanovištích 18. 6. 2012 – hodinové průměry.** St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. - mokřad.



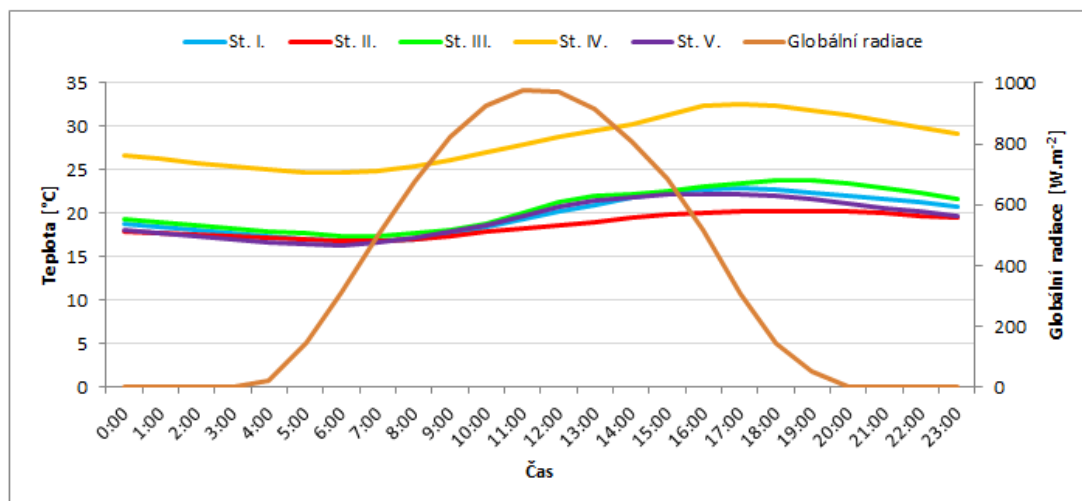
**Graf 10. – Průběh teplot 2 m nad povrchem půdy na jednotlivých stanovištích 18. 6. 2012 – hodinové průměry. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. - mokřad.**

Nejvyšší průměrná teplota 2 m nad povrchem půdy dne 18.6.2012 byla zjištěna v porostu TTP na stanovišti St. II. Nejnižší průměrná teplota 2 m nad povrchem půdy stejného dne byla naměřena na stanovišti St. III. – pšenice.



**Graf 11. – Průběh teplot na povrchu půdy na jednotlivých stanovištích 18. 6. 2012 – hodinové průměry. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. - mokřad.**

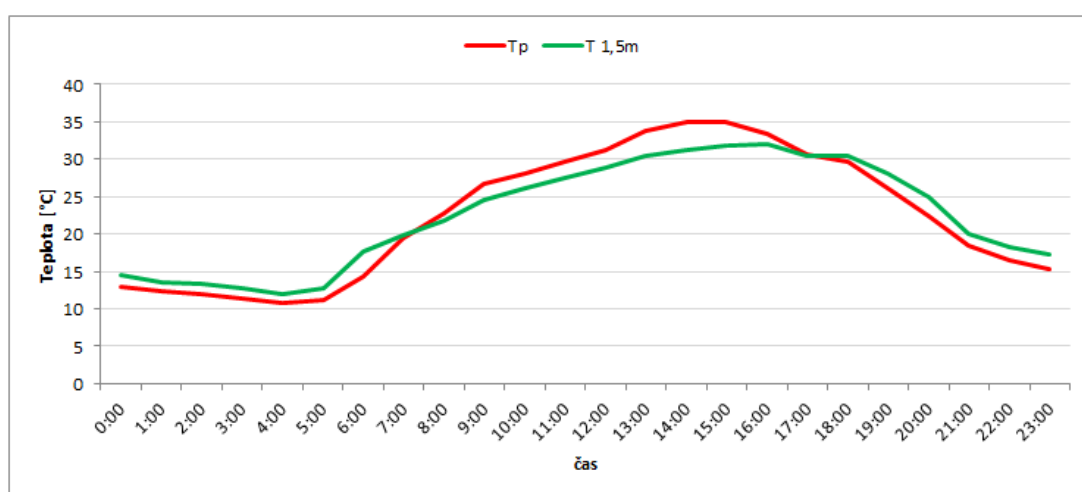
Nejvyšší i nejnižší průměrná teplota povrchu půdy 18.6.2012 byla naměřena na stanovišti St. IV. – brambory.



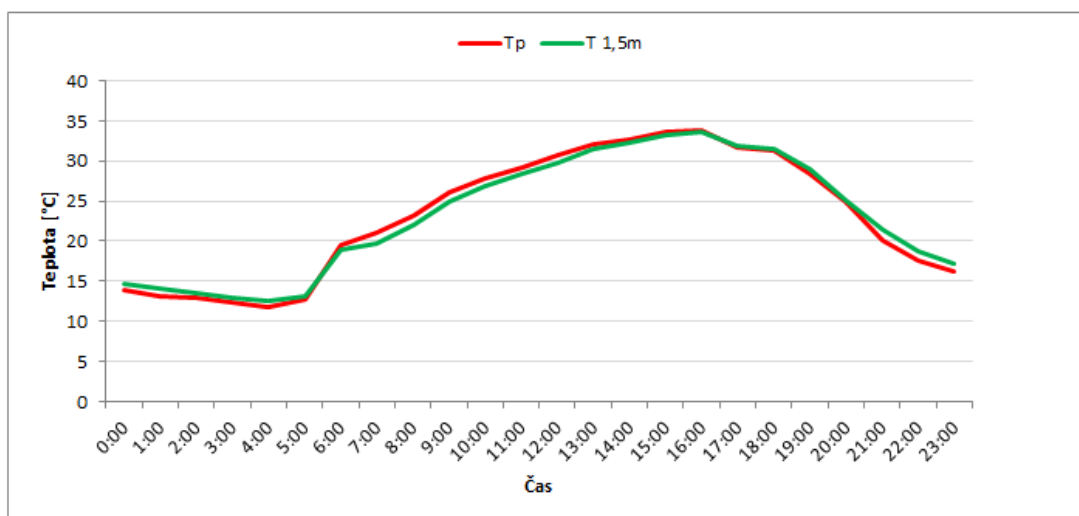
**Graf 12. – Průběh teplot 0,1 m pod povrchem půdy na jednotlivých stanovištích 18. 6. 2012 – hodinové průměry. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. - mokřad.**

Nejvyšší průměrná teplota 0,1 m pod povrchem půdy 18.6.2012 byla naměřena na stanovišti St. IV. – brambory a nejnižší průměrná teplota v této úrovni stejného dne byla naměřena na stanovišti St. V. – mokřad.

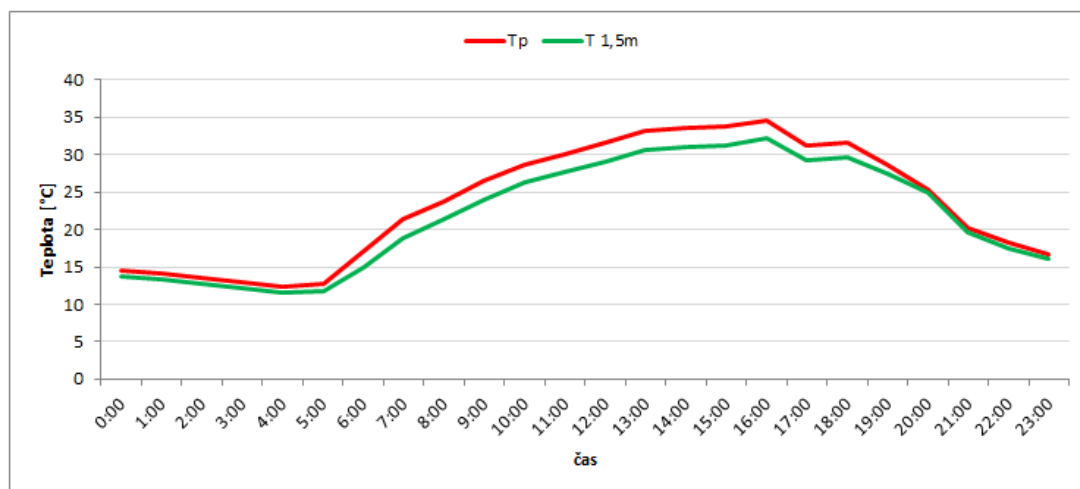
Pro detailnější rozbor vlivu porostu na teplotu jsou zde graficky znázorněny hodinové chody teplot (viz. Graf 13 až 17) na jednotlivých stanovištích dne 18. 6. 2012 zachycené vždy ve dvou úrovních – v úrovni porostu a 2 m nad povrchem půdy.



**Graf 13. – Průběh teplot povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. I. (jetel) dne 18. 6. 2012.**

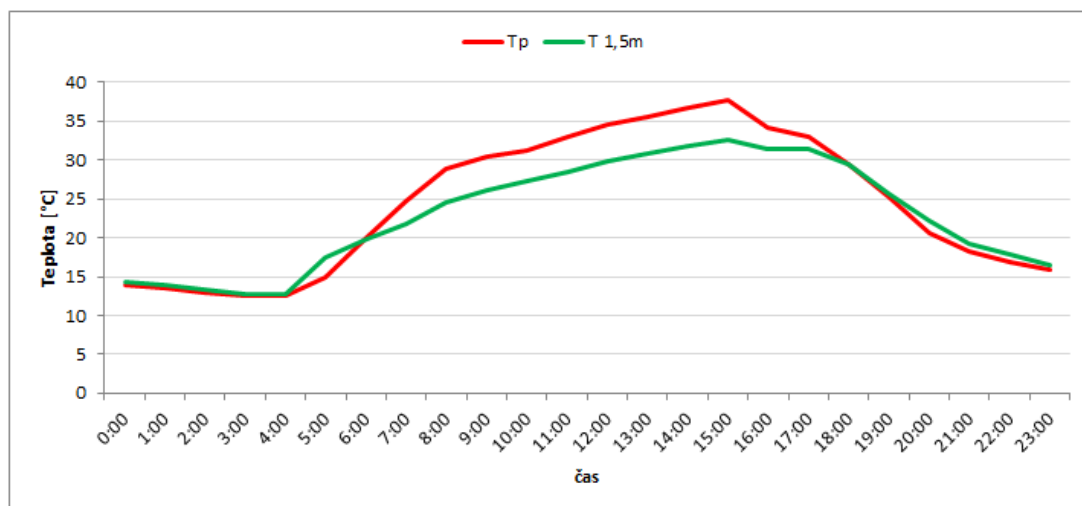


Graf 14. – Průběh teplot povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. II. (trvalý travní porost) dne 18. 6. 2012.

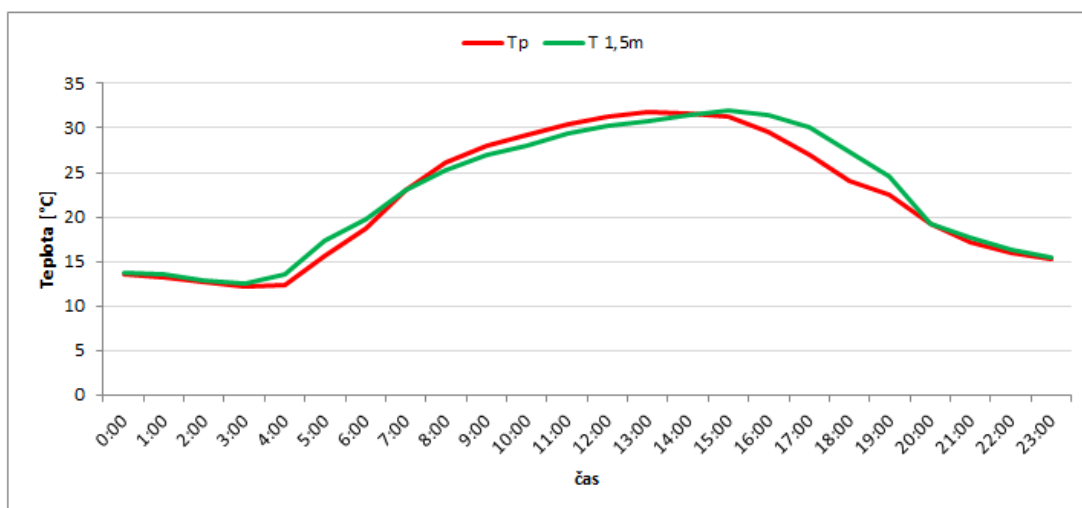


Graf 15. – Průběh teplot povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. III. (pšenice) dne 18. 6. 2012.

Na grafech 13 až 17 je vidět, že teplota povrchu porostu ve světlé části dne byla na všech stanovištích vyšší než teplota vzduchu ve 2 metrech nad povrchem půdy.

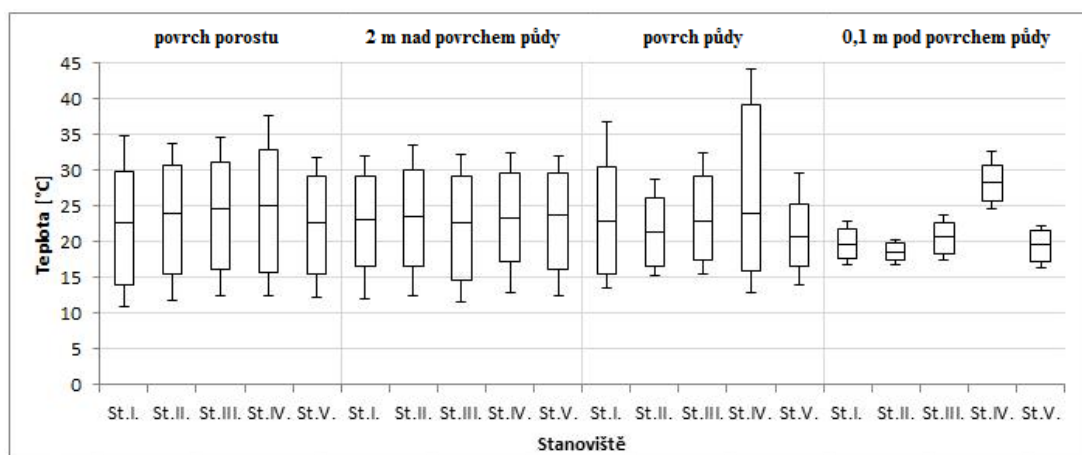


**Graf 16. – Průběh teplot povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. IV. (brambory) dne 18. 6. 2012.**



**Graf 17. – Průběh teplot povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. V. (mokřad) dne 18. 6. 2012.**

Rozbor naměřených hodnot ze dne 18. 6. 2012 je znázorněn grafem ve formě boxplotů (Graf 18.).



**Graf 18. - Rozbor chodu teplot. Graf zachycuje rozdíl mezi minimální a maximální teplotou, medián a kvartil na povrchu porostu, 2 m nad povrchem půdy, na povrchu půdy a 0,1 m pod povrchem půdy dne 18. 6. 2012. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad.**

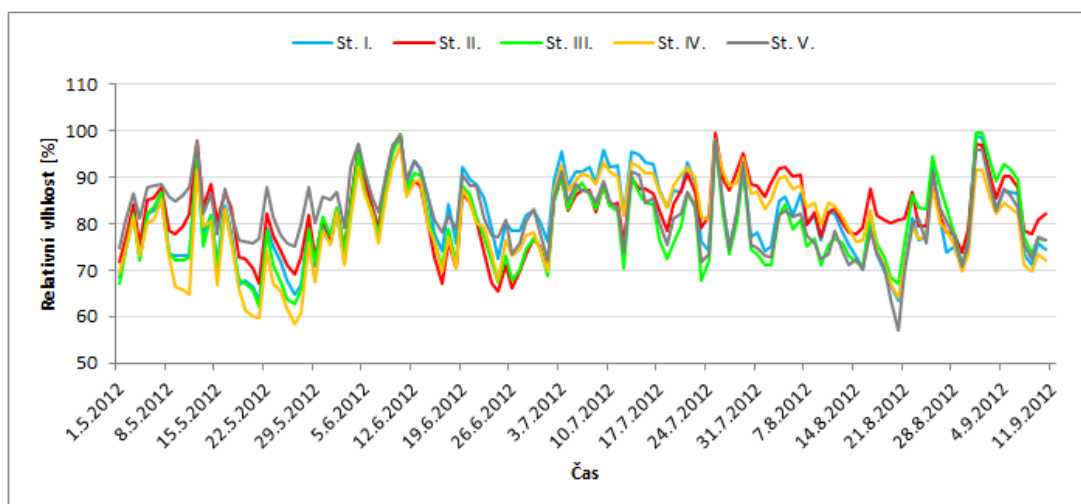
Statistickou analýzou byl zjištěn prokazatelný vliv jednotlivých stanovišť na chod teplot povrchu porostů za celé sledované období od 1.5.2012 do 10.9.2012 (ANOVA,  $F = 123,8598$ ;  $df = 133$ ;  $p < 0,001$ ). Také v případě statistické analýzy rozdílnosti charakteristik teploty půdy stanovišť byla zjištěna statisticky významná odlišnost stanovišť (ANOVA,  $F = 460,0166$ ;  $df = 133$ ;  $p < 0,001$ ).

## 5. 2 PRŮBĚHY VLHKOSTÍ NA JEDNOTLIVÝCH STANOVIŠTÍCH

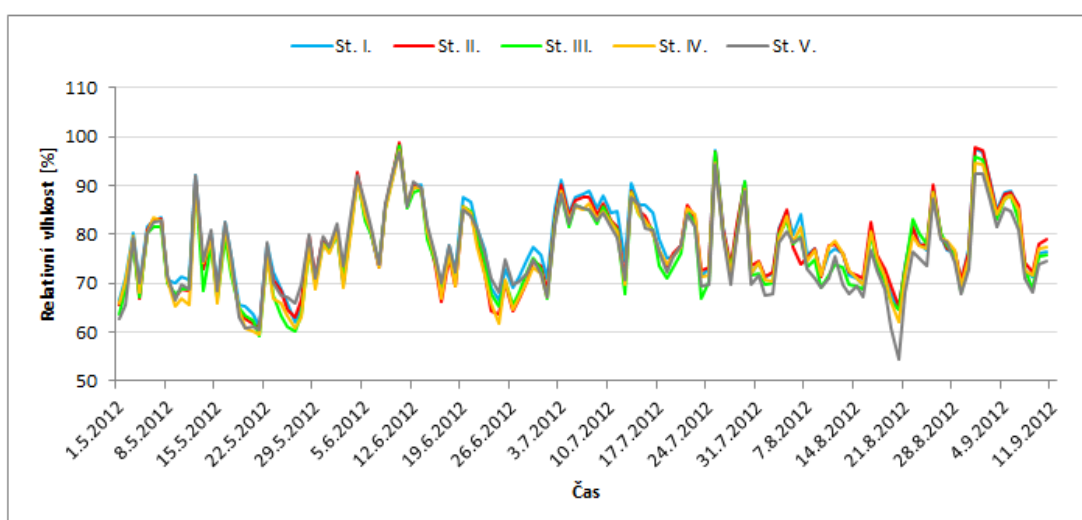
Průběhy relativních vlhkostí vzduchu v období od 1.5. do 10. 9. zaznamenané na jednotlivých stanovištích v úrovni porostu a 2 m nad povrchem půdy udávají grafy 19 a 20. Z grafů je patrné, že hodnoty vlhkostí v úrovni 2 m nad povrchem půdy jsou u všech stanovišť téměř shodné. Větší rozkolísanost mezi stanovišti je u vlhkostí měřených v úrovni porostu, což lze připisovat transpiraci rostlin, kdy ve větších výškách nad porostem už dochází k rozptýlení a odnosu vodní páry prouděním vzduchu apod.

Z grafů 19 a 20 je patrné, že průběh relativních vlhkostí vzduchu v období od 1.5.2012 do 9.10.2012 byl více vyrovnaný v úrovni 2 m nad povrchem půdy než v úrovni povrchu porostu.



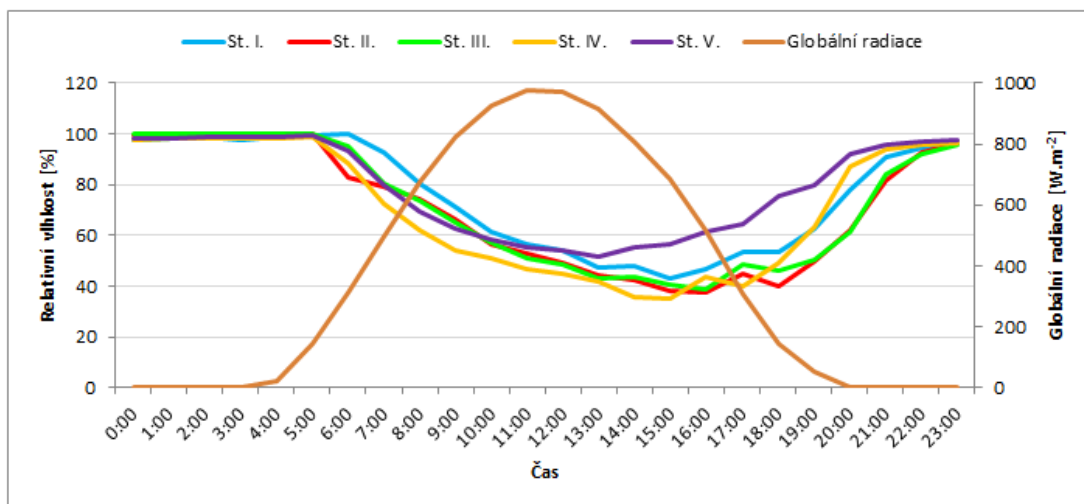


**Graf 19.** – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad) během období od 1.5.2012 do 10.9.2012 – denní průměry.

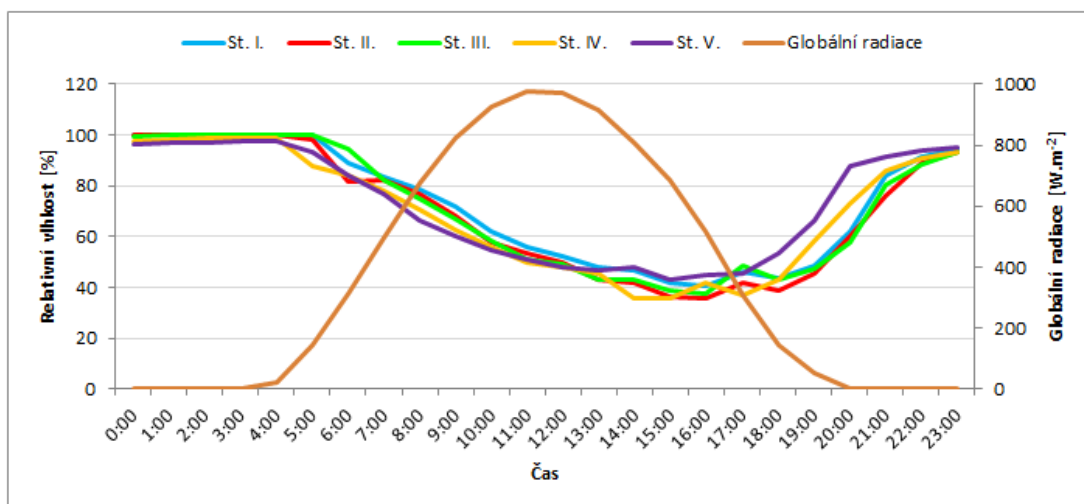


**Graf 20.** – Průběh relativních vlhkostí vzduchu 2 m nad povrchem půdy na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad) během období od 1.5.2012 do 10.9.2012 – denní průměry.

Pro přesnější rozbor teplotně-vlhkostních charakteristik byl vybrán jasný slunečný den, jak již bylo zmíněno výše a na grafech 21 a 22 je zobrazen denní chod relativních vlhkostí vzduchu ze dne 18. 6. 2012 na jednotlivých stanovištích. Stejně jako na grafech teploty zde byla přidána globální radiace pro lepší představu o závislosti vlhkosti z transpirujících povrchů na příkonu sluneční energie.

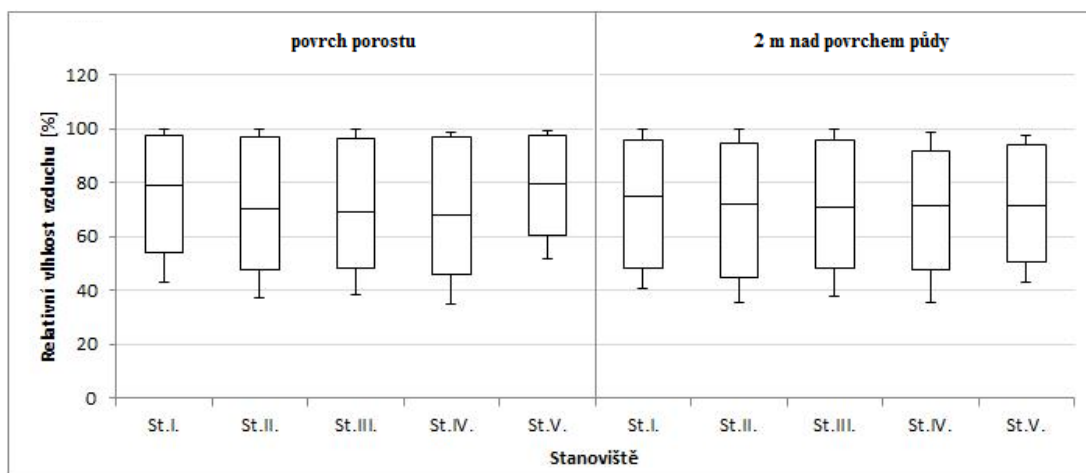


**Graf 21.** – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu na jednotlivých stanovištích 18. 6. 2012 – hodinové průměry. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad.

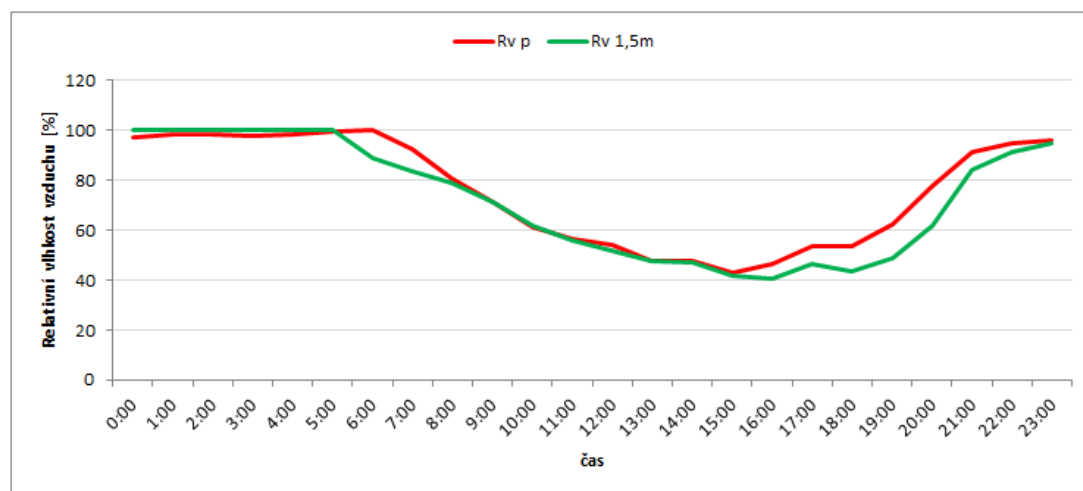


**Graf 22.** – Průběh relativních vlhkostí vzduchu 2 m nad povrchem půdy na jednotlivých stanovištích 18. 6. 2012 – hodinové průměry. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad.

Rozbor chodu relativních vlhkostí vzduchu ze dne 18. 6. 2012 v úrovni porostu a 2 m nad povrchem půdy znázorňuje formou boxplotů graf 23. Na grafech 24 až 28 jsou znázorněny hodinové chody vlhkostí vzduchu ze dne 18. 6. 2012 také ze všech pozorovaných stanovišť.

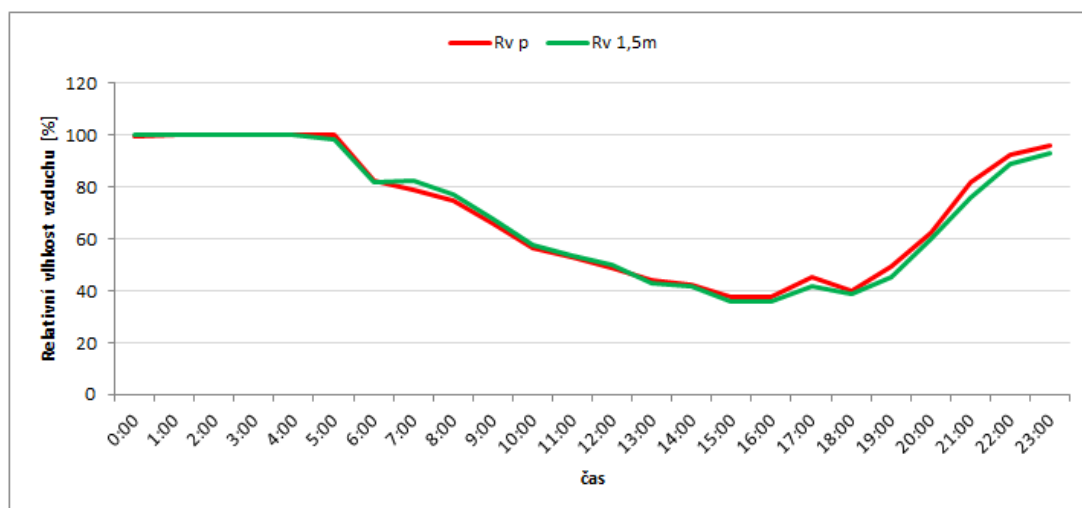


**Graf 23. - Rozbor chodu relativních vlhkostí vzduchu. Graf zachycuje rozdíl mezi minimální a maximální teplotou, medián a kvartil na povrchu porostu a 2 m nad povrchem půdy dne 18. 6. 2012. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad.**

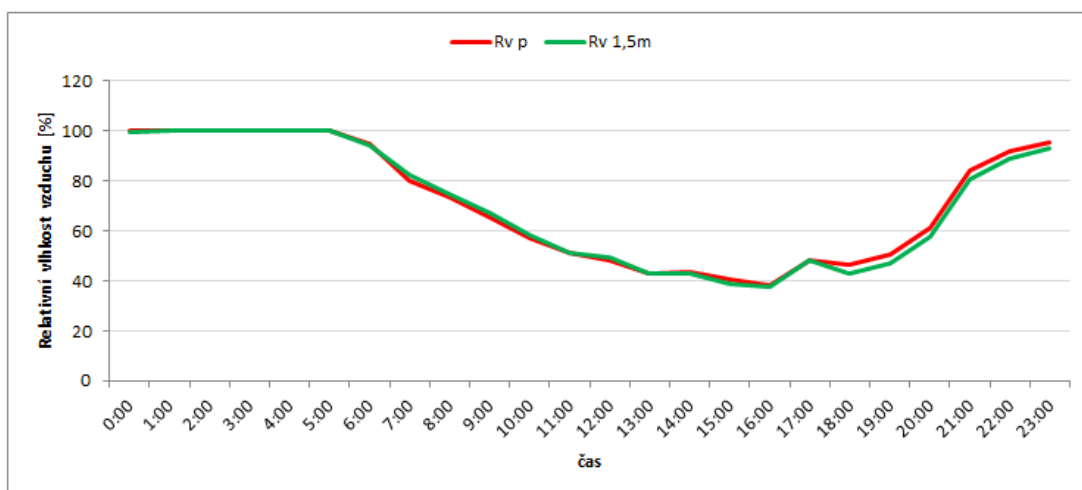


**Graf 24. – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. I. (jetel) 18. 6. 2012.**

Na stanovišti St. I. byla relativní vlhkost vzduchu v úrovni povrchu porostu v ranních hodinách vyšší než ve 2 m nad povrchem půdy. Přibližně od osmé hodiny ranní začala vlhkost porostu kopírovat křivku vlhkosti ve 2 m nad povrchem půdy a po 15 hodině odpolední byla vlhkost povrchu porostu opět vyšší než ve 2 m nad zemí. Od půlnoci do šesté hodiny ranní byly obě vlhkosti přibližně stejné.



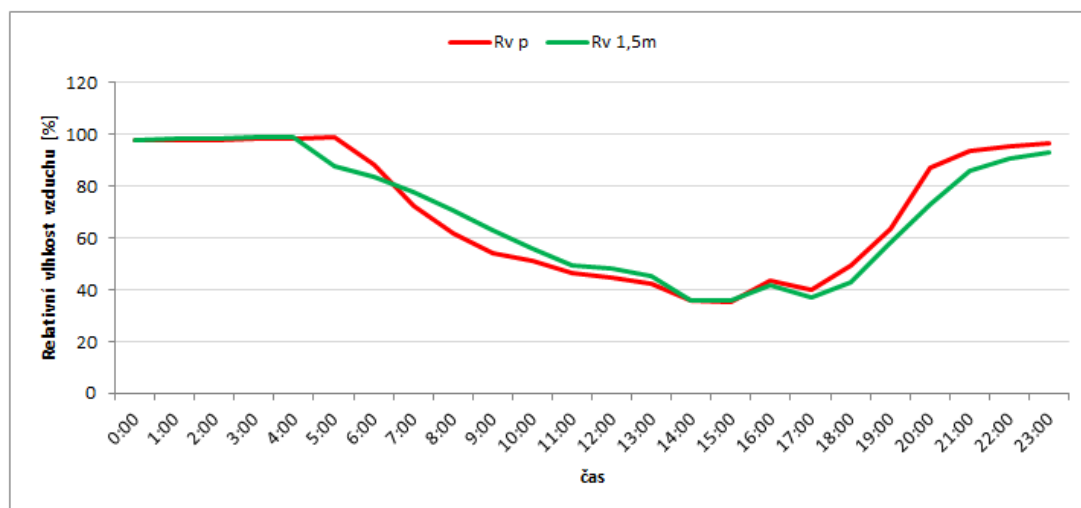
**Graf 25. – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. II. (TTP) 18. 6. 2012.**



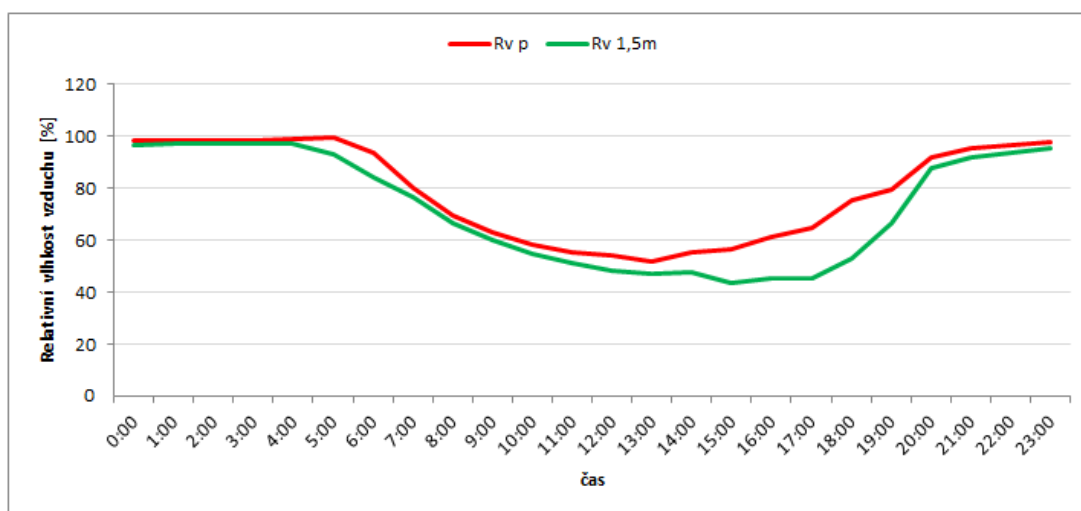
**Graf 26. – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. III. (pšenice) 18. 6. 2012.**

Na stanovištích St. II. – TTP a St. III. – pšenice byly relativní vlhkost vzduchu v úrovni povrchu porostu i relativní vlhkost vzduchu ve 2 metrech nad zemí ve dne i v noci téměř stejné.

Průběh relativních vlhkostí vzduchu na stanovišti brambor – St. IV. se podobá průběhu vlhkostí na stanovišti St. I. – jetel s tím rozdílem, že vlhkost v úrovni povrchu porostu na St. IV. byla od sedmé hodiny ranní do čtrnácté hodiny odpolední výrazně nižší než vlhkost v úrovni 2 metry nad zemí, zatímco na St. I. byly obě vlhkosti v tuto dobu téměř stejné.



**Graf 27. – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. IV. (brambory) 18. 6. 2012.**



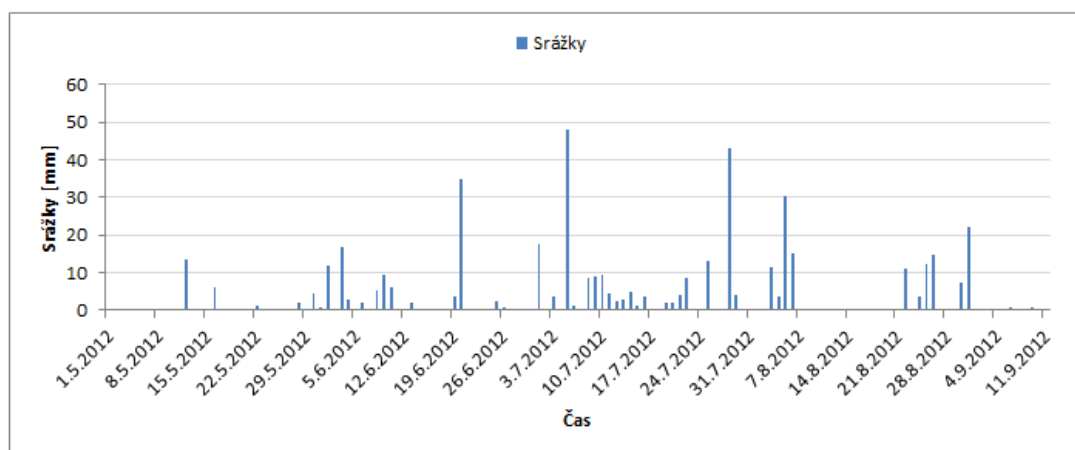
**Graf 28. – Průběh relativních vlhkostí vzduchu na povrchu porostu a v úrovni 2 m nad povrchem půdy na stanovišti St. V. (mokřad) 18. 6. 2012.**

Na stanovišti St. V. – mokřad byla relativní vlhkost vzduchu při povrchu porostu po celý den i v noci vyšší než vlhkost ve 2 metrech nad povrchem půdy.

Při porovnání vlhkostí vzduchu porostu a vlhkostí vzduchu 2 m nad povrchem půdy u jednotlivých stanovišť pomocí dvouvýběrového F-testu pro rozptyl byla statisticky prokázána rozdílnost. V případě St. I.  $F = 0,878$ ;  $F_{krit} = 0.496$ , St. II.  $F = 0,977$ ;  $F_{krit} = 0.496$ , St. III.  $F = 0,984$ ;  $F_{krit} = 0.496$ , St. IV.  $F = 1,138$ ;  $F_{krit} = 0.496$  a St. V.  $F = 0,741$ ;  $F_{krit} = 0.496$ .

Vodní bilance stanoviště, vodní stres rostlin ani jiné podobné charakteristiky, které by nám více řekli o dostupnosti vody pro transpiraci rostlin nebyly počítány neboť nebyly měřeny všechny veličiny potřebné pro výpočet. Byly měřeny pouze

dešťové srážky, proto jsou v grafu 29 uvedeny denní sumy za zkoumané období alespoň pro hrubou představu o zásobenosti stanovišť vodou.



Graf 29. – Úhrn denních sum dešťových srážek během celého sledovaného období.

### 5. 3 UKAZATELE ENERGETICKÉ BILANCE POROSTU

Na základě změřených hodnot teplot a vlhkostí ve sledovaných porostech byl vypočítán Bowenův poměr. Pomocí Bowenova poměru můžeme porovnávat průběh rozdělení sluneční energie na tok pocitového tepla a tok latentního tepla výparu. Tato metoda je založena na gradientech teplot vzduchu a tlaku vodních par měřených ve dvou výškách.

Nejprve byl vypočítán tlak vodní páry ve vzduchu podle vzorce:

$$e = \frac{E \cdot Rh}{100}$$

kde:  $e$  – tlak vodní páry ve vzduchu [kPa],  $Rh$  – relativní vlhkost vzduchu [%],  $E$  – tlak vodní páry pro nasycený vzduch při dané teplotě [kPa], který vypočítáme podle vzorce:

$$E = 0,61121 \cdot \exp\left(\frac{17,502 \cdot T}{240,97 + T}\right)$$

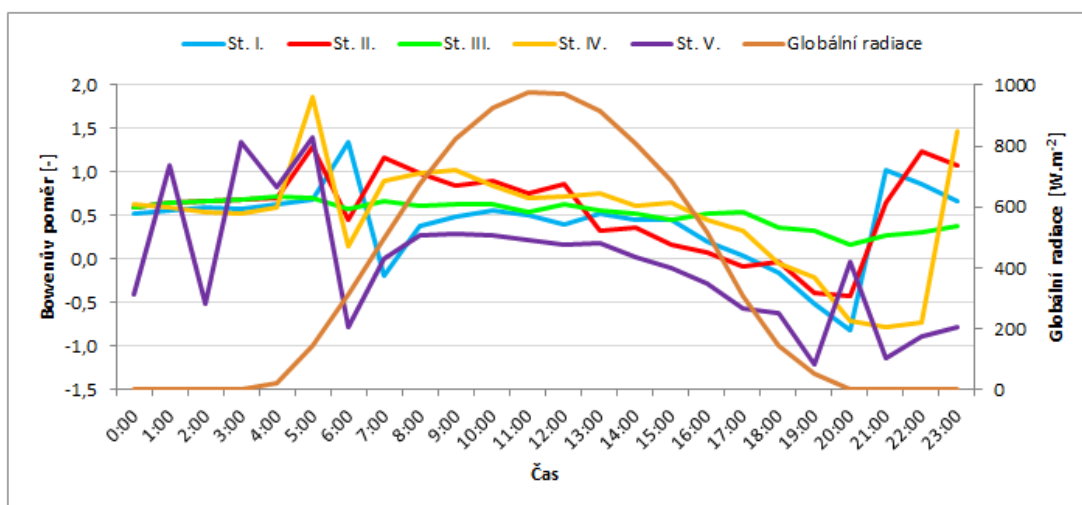
kde:  $E$  – tlak vodní páry pro nasycený vzduch při dané teplotě [kPa],  $T$  – teplota vzduchu [°C]. Hodnoty  $E$  stejně jako hodnoty  $e$  byly počítány pro každou měřenou

úroveň zvlášť. Po výpočtu tlaku vodních par ve vzduchu pro obě úrovně můžeme dosadit tyto hodnoty do vzorce:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{T_a - T_c}{e_a - e_c}$$

kde:  $\gamma$  – psychrometrická konstanta ( $\gamma = 0,066$  [kPa.°C<sup>-1</sup>]),  $T_a - T_c$  je rozdíl teplot 2 m nad povrchem půdy a na povrchu porostu [°C] a  $e_a - e_c$  je rozdíl tlaku vodní páry [kPa] v těchto výškách.

Na grafu 30 je znázorněn hodinový průběh hodnot Bowenova poměru ze dne 18. 6. 2012.



**Graf 30.** Hodinový průběh hodnot Bowenova poměru dne 18. 6. 2012. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad.

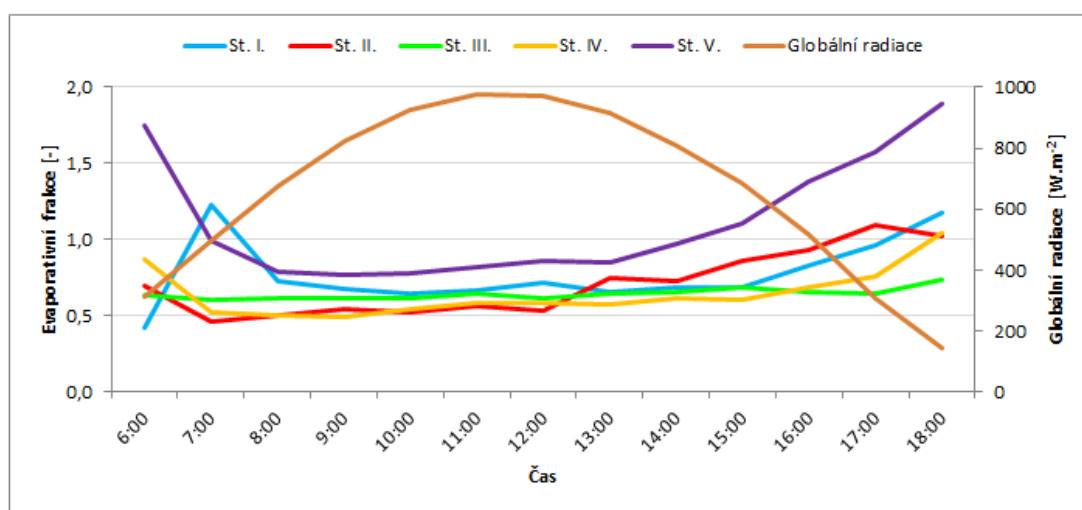
Nejnižší hodnota Bowenova poměru 18.6.2012 byla zjištěna v mokřadním společenstvu na stanovišti St. V. a nejvyšší hodnota byla vypočítána pro stanoviště brambor – St. IV.

**Tab. 1.** Průměrné hodnoty Bowenova poměru dne 18. 6. 2012 doplněné o směrodatné odchylky, medián, minima a maxima na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad).

	Stanoviště	Průměr [-]	Medián [-]	Minimum [-]	Maximum [-]	Směrodatná odchylka [-]
Bowenův poměr [-]	St.I.	0,30	0,42	-0,19	0,55	0,26
	St.II.	0,53	0,56	-0,09	1,16	0,44
	St.III.	0,56	0,55	0,36	0,66	0,09
	St.IV.	0,66	0,71	-0,04	1,02	0,30
	St.V.	0,00	0,09	-0,59	0,29	0,30

Další ukazatel energetické bilance počítaný v této práci byla evaporativní frakce, která nám ukazuje poměr množství energie spotřebované na výpar a potřebné energie dostupné na povrchu porostu pro výpar a tok pocitového tepla.

Z grafu 30 je patrné, že v ranních i večerních hodinách a v noci je metoda Bowenova poměru nejvíce náchylná k vzniku chyb. Důvodem je izotermální zvrstvení atmosféry a vyrovnaný profil vlhkosti v porostu a nad ním. Vypočítané hodnoty evaporativní frakce můžeme vidět na grafu 31. Z důvodu lepší čitelnosti grafu zde není vykreslen hodinový průběh hodnot z celého dne 18. 6. 2012, ale jen část kdy globální radiace dosahovala alespoň 200 W.m<sup>-2</sup>.



Graf 31. Hodinový průběh hodnot Evaporativní frakce dne 18. 6. 2012. St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad.

Nejnižší hodnota Evaporativní frakce dne 18.6.2012 byla na stanovišti brambor - St. IV. a nejvyšší hodnota byla vypočítána pro stanoviště St. V. – mokřad.

Tab. 2. Průměrné hodnoty evaporativní frakce dne 18. 6. 2012 doplněné o směrodatné odchylky, medián, minima a maxima na jednotlivých stanovištích (St. I. - jetel, St. II. - TTP, St. III. - pšenice, St. IV. - brambory, St. V. – mokřad).

	Stanoviště	Průměr [-]	Medián [-]	Minimum [-]	Maximum [-]	Směrodatná odchylka [-]
Evaporativní frakce [-]	St.I.	0,80	0,70	0,64	1,23	0,21
	St.II.	0,71	0,65	0,46	1,10	0,22
	St.III.	0,64	0,65	0,60	0,73	0,04
	St.IV.	0,63	0,59	0,50	1,04	0,15
	St.V.	1,07	0,92	0,77	1,89	0,36



## 6. DISKUZE

Mikroklima lze definovat jako soubor meteorologických dějů probíhajících většinou v malé oblasti, které jsou ovlivňovány stejnorodým aktivním povrchem (GEIGER et al. 2003). Z toho plyne, že všechna rostlinná společenstva si vytváří vlastní mikroklima. Soubor dějů, které zde probíhají závisí na energetické bilanci soustavy aktivní povrch – atmosféra.

Cílem této práce bylo ukázat na pěti vybraných druzích porostů, že vegetační kryt ovlivňuje tvorbu mikroklimatu a zároveň ověřit předpoklad, že teplotně-vlhkostní charakteristiky porostu bude mít mokřadní společenstvo z důvodu větší zásoby dostupné vody pro transpiraci rostlin odlišné než ostatní porosty pěstované na orné půdě v dřívějších dobách odvodněné systematickou trubkovou drenáží.

Z naměřených dat můžeme vidět, že nejnižší průměrnou teplotu povrchu porostu za zkoumané období od 1.5.2012 do 10.9.2012 mělo stanoviště St. I. - jetel (16,9 °C) a nejvyšší průměrnou teplotu povrchu porostu za to samé období mělo stanoviště St. IV. - brambory (17,6 °C). To je rozdíl o 0,7 °C.

Nejnižší průměrná teplota ve výškové hladině 2 m nad povrchem půdy za měřené období od 1.5.2012 do 10.9.2012 byla zjištěna na stanovišti St. III. - pšenice (16,0 °C) a nejvyšší na stanovišti St. V - mokřad . (17,1 °C). Na stanovištích St. I., St. II., St. IV. a St. V. byla průměrná teplota měřená 2 m nad povrchem půdy téměř shodná, kdy rozdíl nepřesahoval 0,2 °C. U porostu pšenice na stanovišti St. III. byl tento rozdíl až 1,2 °C. KRÉDL et al. (2011) při zkoumání teplotního zvrstvení v porostech pšenice došli k závěru, že ve výšce 2 m nad porostem už neměla pšenice téměř žádný vliv na teplotu vzduchu. Proto takto velký rozdíl zjištěný na stanovišti St. III. v této práci nelze připsat vlivu porostu pšenice, ale spíše vnějším vlivům jako je odnos tepla prouděním vzduchu nebo jiným vlivům. K tomuto závěru došli i PROŠEK a REIN (1982), kteří tvrdí, že proudění vzduchu má na teplotu 2 m nad porostem větší vliv než porost samotný a udržuje tak teploty přibližně na stejných hodnotách.

Pokud porovnáme teploty porostu s teplotami 2 m nad povrchem půdy za celé měřené období, zjistíme, že stanoviště St. I. - jetel, St. II. - TTP a St. V. - mokřad měly průměrnou hodnotu teploty povrchu porostu nižší než byla teplota měřená ve výšce 2 m nad povrchem půdy. Zbylé porosty na stanovištích St. III. - pšenice a St. IV. - brambory měly za měřené období průměrné teploty porostu vyšší než byla teplota 2 m nad povrchem půdy. Z toho by se dalo usuzovat na lepší dostupnost vody u porostů na stanovištích s nižší průměrnou teplotou, neboť rostliny mohly více transpirovat a ochlazovat tak svůj povrch než rostliny na ostatních stanovištích, které měly vody nedostatek a více se ohřívaly. K podobným výsledkům došel i BROM (2004) ve své studii ve které porovnával teplotní poměry zrašelinělé louky, mezofilní

pastviny a vrbové porosty. Ve své práci dospěl k závěrům, že vlivem nedostatečného zásobení porostu louky i pastviny vodou docházelo ke snížení evapotranspirace pastevní a luční vegetace a tím k většímu rozkolísání teplot povrchu porostu a 0,15 m pod povrchem půdy než tomu bylo u vrbových porostů, které byly lépe zásobené vodou a mohly tak lépe vyrovnávat teploty svého povrchu transpirací.

Podíváme-li se na další výsledky mého pokusu zjistíme, že největší rozdíly teplot ukázalo měření teplotního chování stanovišť v úrovni povrchu půdy a 0,1 m pod povrchem půdy, což je důsledek rozdílných typů povrchů na jednotlivých stanovištích. Nejnižší průměrná teplota povrchu půdy za měřené období od 1.5.2012 do 10.9.2012 byla naměřena na stanovišti trvalého travního porostu - St. II. (17,4 °C) a nejvyšší na stanovišti s porostem pšenice - St. III. (18,7 °C) a na stanovišti brambor - St. IV (18,6 °C). Což je rozdíl o 1,3 °C.

Nejnižší průměrná teplota měřená v hloubce 0,1 m pod povrchem půdy za měřené období od 1.5.2012 do 10.9.2012 byla naměřena téměř shodně na stanovištích St. I. – jetel (17,0 °C), St. II. – TTP (17,1 °C) a St. V. – mokřad (17,0 °C). Nejvyšší průměrná teplota měřená v hloubce 0,1 m pod povrchem půdy za měřené období od 1.5.2012 do 10.9.2012 byla zjištěna na stanovišti brambor - St. IV. (24,4 °C) kde se lišila od ostatních stanovišť téměř o 7,3 °C.

Toto vysoké kolísání hodnot teploty povrchu půdy a 0,1 m pod povrchem půdy i zjištěné vyšší průměrné teploty u povrchu půdy a 0,1 m pod povrchem půdy ve srovnání s teplotou porostu nebo teplotou 2 m nad povrchem půdy je možné vysvětlit několika teoriemi. Pokud není porost dostatečně hustý, tzn. listová pokrývnost je nízká, pronikají sluneční paprsky až na holou půdu a ohřívají ji. Půda nedokáže aktivně regulovat svou teplotu tak jako rostliny a proto u ní dochází k přeměně sluneční energie na zjevné teplo ve větší míře než u vegetace. Další možností v souvislosti s nízkou listovou pokrývností je tepelně izolační vlastnost porostu, kdy jednak porost tvoří ve dne stín a v noci brání vyzařování tepla z půdy, čímž se také vyrovnávají amplitudy mezi dnem a nocí. Jinou možností je nedostatečná vlhkost půdy. Obsah vody v půdě ovlivňuje tepelnou kapacitu a tepelnou vodivost půdy a suchá půda má větší teplotní amplitudy než půda vlhčí (DUFFKOVÁ 2004).

Na grafech 9 až 12 je patrná závislost teplot v každé měřené výškové hladině na příkonu sluneční energie. Pro přesnější vyhodnocení závislosti teplotních charakteristik na jednotlivých porostech byl vybrán jasný slunečný den beze srážek, kdy se nejvíce projeví disipace sluneční energie.

Porovnáním amplitud denního chodu teplot porostů na grafu 9 zjišťujeme, že teploty porostu začaly stoupat mezi pátou a šestou hodinou ranní stejně jako se začala zvyšovat globální radiace po východu slunce. Teploty i sluneční záření rostly úměrně až do přibližně dvanácté hodiny polední, kdy globální radiace dosáhla maxima. Teploty dále rostly a dosáhly maxima přibližně se čtyřhodinovým

zpožděním. Přestože sluneční záření dosahuje maxima kolem poledne, teplota vzduchu roste ještě nějaký čas poté, co sluneční intenzita klesá. To je způsobené tepelnou setrvačností. Přímé sluneční záření vzduch ohřívá jen nepatrně a vzduch se tak nejvíce zahřívá tepelnou výměnou s okolím. Energie pohlcená povrchem z části ohřívá vzduch ve své blízkosti a částečně se v povrchu akumuluje. Teplota povrchu proto ještě roste i při klesající intenzitě slunečního záření. Později povrch pomaleji chladne, díky vyzařování naakumulované energie. Rostlinné povrchy se chladí transpirací a nedosahují proto tak vysokých teplot jako třeba betonové plochy nebo budovy ve městech.

Z grafů 13 až 17 můžeme vidět, že teplota porostu u všech stanovišť byla z větší části dne vyšší než teplota 2 metry nad povrchem půdy. Nejvyšší rozdíly byly naměřeny u porostů na stanovištích St. I., St. III. a St. IV. Téměř shodné teploty porostu jen nepatrně vyšší v porovnání s teplotou 2 m nad povrchem byly na stanovištích St. II. a St. V. Takovýto teplotní projev stanovišť přisuzují např. tomu, že na stanovišti St. I. byl pěstován jetel, který byl koncem května pokosen a píče byla odvezena. Do 18. 6. porost nestačil plně znovu obrůst a navíc porost byl jednoletý, tzn. že se ještě nestačil dostatečně rozrůst, aby i po pokosení tvořil souvislý hustý koberec. Větší část sluneční radiace pak prošlo skrz porost až na holou půdu, zde se přeměnila ve zjevné teplo, které následně přispělo k ohřevu porostů. Na stanovišti St. III. byla pěstována ozimá pšenice. Tento porost byl v den měření již dobře zapojen, proto vyšší teplotu porostu přisuzují spíše nedostatečné transpiraci rostlin z důvodu malé zásoby vody v půdě. Pozemek St. III. je mírně skloněn k jižní straně. To může mít za následek rychlejší odtok povrchové vody ze srážek a menší infiltraci do půdy i rychlejší odtok podpovrchové vody a tím menší zásobu dostupné vody pro evapotranspiraci v porovnání s ostatními stanovišti. Na stanovišti St. IV. byly pěstovány brambory. Ty se pěstují jako širokořádková plodina a v den měření nebyl zápoj porostu plně homogenní, takže mohlo docházet k ohřevu porostu z důvodu jako na stanovišti St. I. Navíc se brambory pěstují v tzv. hrůbkách, kdy větší část kořenů je v hrůbku a celková délka kořenů je kratší než u rostlin jako je jetel, pšenice apod. (HABERLE a kol. 2015). Také vysychání a oteplování hrůbku je rychlejší a intenzivnější než je tomu u půd bez hrůbků. Stanoviště St. II. je trvalý travní porost, který byl založen již před více než 6-ti lety a proto je velmi dobře zapojen a kořenový systém má také plně vyvinut. Z tohoto důvodu předpokládám, že tento porost má více dostupné vody pro transpiraci a lépe se tak dokázal ochladit než porosty na stanovištích St. I., III. a IV. Stanoviště St. V. je mokřadní společenstvo, z čehož se dá soudit na větší zásobu vody v půdě a z toho plynoucí lepší chlazení porostu, proto se také dokázal tento porost lépe chladit ve srovnání se stanovišti St. I., St. III. a St. IV.

K podobným závěrům došel např. i RYSZKOWSKI (2002), který poukazuje na odlišné chování krajiny, která je složena z různých typů vegetačních porostů. RYSZKOWSKI (2002) popisuje výzkum OLEJNIKA a kol., kteří zkoumali pomocí metod Eddy kovariance a metody Bowenova poměru energetickou bilanci několika typů krajín. Jedna ze zkoumaných krajín měla větší zastoupení lesních porostů (50 % les, 20 % obilniny, 30% louka) v jiné převládaly obilniny (80 % obilniny, 20 % řádkové kultury) a poslední byla nejrozmanitější z hlediska zastoupených druhů porostů (30 % les, 15 % louka, 10 % řádkové kultury, 45 % obilniny). Z hlediska teplotně-vlhkostních charakteristik se tyto tři zkoumané části krajiny chovali velmi odlišně. Souhrnně lze říci, že nejsušší část krajiny kde převládaly obilniny se přehřívala z důvodu nedostatečné transpirace, naproti tomu část krajiny kde byl les zastoupen z 50 % vykazovala nejnižší teploty. Je to z toho důvodu, že stromy mají větší a hlubší kořenový systém než zemědělské plodiny a proto mohou čerpat vodu z mnohem větších hloubek. Také listovou pokrývnost na metr čtvereční mají větší, čímž dosahují vyšších hodnot transpirace a lépe mohou regulovat svou teplotu i teplotu svého okolí. Jsou tu samozřejmě i další vlivy jako například intercepční výpar, který je u lesů významnější než u bylinných porostů PIVEC (2004).

Z grafů 19 a 20 je vidět průběh relativních vlhkostí vzduchu pro jednotlivá stanoviště za měřené období od 1.5. do 10. 9. Vezmeme-li v úvahu, že vliv porostů na vlhkost v úrovni 2 m nad povrchem půdy (Graf 20) je z důvodu odnosu vodních par advekcí a prouděním vzduchu zanedbatelná (ŽALUD 2010), svádělo by to k předpokladu, že vlhkost bude na všech stanovištích v této výšce přibližně stejná. Z výsledků vidíme, že i v této výšce jsou mezi stanovišti drobné rozdíly, i když ne tak patrné jako v úrovni porostu. Je to způsobeno tím, že přes snahu vybrat co nejvíce podobná stanoviště (vyjma St. V.) se tato stanoviště přeci jen mírně liší. Např. sklon půdy není u všech stanovišť stejný, proudění vzduchu, vlhkost vzduchu i teplotu vzduchu může ovlivnit i blízkost lesa vzdáleného cca 300 metrů od jednoho ze stanovišť nebo i blízkost zastavěné části obce. Na grafu 19 jsou vidět větší rozdíly vlhkostí vzduchu měřeného v úrovni porostu než v úrovni 2 m nad zemí (Graf 20), což je způsobeno zejména transpirací rostlin, ale i evaporací z půdy. Protože na každém stanovišti jsou zastoupeny jiné druhy rostlinných společenstev, můžeme předpokládat, že každý druh ovlivňuje své mikroklima jinou intenzitou jak je patrné z různých průběhů vlhkosti na grafu.

Podíváme-li se na grafy 24 až 28 vidíme, že vlhkost vzduchu v úrovni porostu i 2 m nad povrchem půdy se v nočních hodinách shodně blížila ke stu procentům. V ranních a večerních hodinách byla téměř na všech stanovištích vlhkost v úrovni porostu vyšší než 2 m nad povrchem půdy. V dopoledních a odpoledních hodinách se vlhkosti v obou úrovních téměř shodovaly. Výjimku tvořilo stanoviště St. V. Dalo by se předpokládat, že pokud rostliny transpirují, bude vlhkost vzduchu v jejich

bezprostřední blízkosti podstatně vyšší nežli 2 m nad povrchem půdy. Zde tomu tak nebylo. To lze přisoudit tomu, že na stanovištích St. I až St. IV. mohla sice probíhat evapotranspirace, ale ne v takové míře, jak by mohla pokud by především transpirace porostů nebyla ničím limitována (např. vodou). Tato situace však mohla být také způsobena zvyšující se konvekcí v poledních hodinách, která odváděla vlhkost od povrchu rostlin rychleji, než ji výpar stačil kompenzovat (ŽALUD 2010). Stanoviště St. V. mělo vlhkost porostu vyšší v průběhu celého dne i v noci. Důvodem mohl být charakter stanoviště, kdy St. V. je mokřadní společenstvo a je zde předpoklad dostatku vody pro transpiraci i evaporaci a ani advekce nedokázala odnést vypařenou vodu rychleji než probíhala evapotranspirace.

Na základě naměřených hodnot byly vypočítány ukazatele energetické bilance Bowenův poměr a evaporativní frakce. Metoda Bowenova poměru je poměrně jednoduchou metodou, založenou na gradientech teploty vzduchu a vlhkosti vzduchu ve dvou úrovních. Nepřesnosti této metody však mohou vzniknout při izotermii, tzn. v případě, kdy rozdíly teplot v obou měřených úrovních i rozdíly vlhkostí v obou úrovních se blíží nule (DUFFKOVÁ 2005). Tyto problémy nastávají většinou při oblačných či deštivých dnech, ale i ráno, večer a v noci. Proto pro grafické znázornění byl vybrán slunečný den bez oblačnosti. Hodnoty Bowenova poměru jsou znázorněny v grafu 30. Je zde znázorněn průběh z celého dne, tzn. od půlnoci 18. 6. do půlnoci následujícího dne a na grafu je jasně patrné velké kolísání v ranních, večerních a nočních hodinách z důvodu, který byl popsán výše. Přibližně od osmé hodiny ranní se hodnoty na všech stanovištích ustalují díky zvýšenému příkonu sluneční radiace a tím i zvyšování rozdílů teplot a vlhkostí mezi měřenými úrovněmi.

Podle průměrných hodnot Bowenova poměru ze dne 18. 6. Znázorněné v tabulce 4 můžeme konstatovat, že více jak polovina dopadající solární energie byla přeměněna na latentní teplo výparu. Nejvyšší průměrnou hodnotu dosáhl porost brambor (0,66) na stanovišti St. IV. a naopak nejnižší mokřadní porost (0,00) na stanovišti St. V. Tím se potvrdil předpoklad, že mokřad bude v přeměně globální radiace na latentní teplo výparu díky lepší dostupnosti vody pro výpar úspěšnější než zemědělské plodiny pěstované na odvodněných půdách za předpokladu průměrných srážek, kdy voda na odvodněných půdách rychle odteče, čímž se sníží dostupnost vody pro rostliny. Z literárních údajů a vědeckých prací vyplývá, že evapotranspirace mokřadních porostů je ve většině případů vyšší než evapotranspirace zemědělsky obhospodařované krajiny (např. HESSLEROVÁ et al. 2013).

Evaporativní frakce jakožto další ukazatel energetické bilance stanoviště měla přibližně od šesté hodiny ranní do osmnácté hodiny večerní poměrně vyrovnaný průběh (viz. Graf 31) na všech stanovištích. Téměř po celou tuto dobu vykazovalo stanoviště St. V. (mokřad) nejvyšší hodnoty. Nejnižší průměrnou hodnotu dosáhlo

stanoviště brambor - St. IV. (0,63) a jen nepatrně vyšší byla tato hodnota na stanovišti s porostem pšenice - St. III. (0,64). Stanoviště St. V. (mokřad) dosáhlo nejvyšší denní průměrné hodnoty ze všech stanovišť (1,07). Při porovnání všech stanovišť lze konstatovat, že největší část z dostupné energie byla spotřebována na výpar na mokřadním stanovišti - St. V. a nejmenší část v porostu brambor – St. IV. K podobným závěrům dospěli i DUFFKOVÁ a BROM (2012), kteří zkoumali na několika rozdílných územích pomocí vodního stresu vegetace vymezení infiltračních oblasti (oblasti kde infiltrující srážky mohou být využity na doplnění hladiny podzemní vody). V jejich metodice je vidět, že nejvyšších hodnot evaporativní frakce dosahovala území bez vodního stresu, tzn. s vegetací dostatečně zásobenou vodou pro výpar.

## 7. ZÁVĚR

V teoretické části této práce je vysvětleno jak transpirující vegetace ovlivňuje klima ve svém bezprostředním okolí tím, že přeměňuje část dopadající energie sluneční radiace na latentní teplo výparu. Z mnoha vědeckých prací, ale i z vlastních měření prezentovaných v této práci lze konstatovat, že vegetace pokrývající zemský povrch a voda jsou hlavními faktory ovlivňujícími rozdělení energie ze Slunce na jednotlivé složky energetické bilance krajiny, čímž výrazně ovlivňují nejen místní klima, ale i hydrologický cyklus v globálním měřítku.

V praktické části této práce byla popsána provedená experimentální měření a interpretovány zjištěné výsledky. Měření byla prováděna za účelem zjistit, má-li vegetační povrch vliv na mikroklima, případně zdali některé ze zkoumaných druhů porostů ovlivňuje mikroklima více než ostatní zkoumané porosty (v této práci to byly převážně kulturní rostliny nejvíce využívané v zemědělství). Transpirace respektive evapotranspirace je důležitá hodnota, jejíž znalost je základním předpokladem pro pochopení vlivu zemědělství na klima krajiny a na její vodní a energetickou bilanci. Mnoho vědeckých prací bylo zaměřeno na zkoumání evapotranspirace různých porostů a jejich ovlivňování mikroklimatu (např. MATEJKA a kol. 2003, LITSCHMANN a HADAŠ 2003, STŘEDOVÁ 2011 nebo RYSZKOWSKI 2002). Zjištění hodnot evapotranspirace je však náročné na měření veličin potřebných pro výpočet (nejen z hlediska množství potřebných mikroklimatologických veličin, ale i z hlediska přesnosti a cenové náročnosti jednotlivých měřících přístrojů) a proto v této práci bylo cílem pokusit se dokázat vliv porostů na mikroklima pouze pomocí teplotně vlhkostních charakteristik porostů.

Průběh teplot na grafech 9 až 12 velmi dobře koresponduje s příkonem sluneční energie. Hodinový chod teplot vzduchu na stanovištích je více podobný ve výšce 2 m nad povrchem půdy ve srovnání s chodem teplot povrchu porostu na grafu 9. To dokazuje, že porosty mohou ovlivňovat mikroklima ve svém okolí a je také možno soudit na různou míru vlivu jednotlivých porostů na teplotu svého povrchu. Více patrný rozdíl teploty porostu a teploty vzduchu 2 m nad povrchem půdy je patrný z grafů 13 až 17. Také z grafů 11 a 12 (hodinový průběh z 18. 6.) je patrný rozdíl vlivu stanovišť na teplotu povrchu půdy a 0,1 m pod povrchem, kdy nejvyrovnanější chod s nejnižšími amplitudami měli stanoviště St. II. (louka) a St. V. (mokřad).

Mezi stanovišti byly zjištěny významné rozdíly v chodu vlhkostí vzduchu. Měření ukázala nejmenší rozdíly vlhkostí 2 m nad povrchem půdy, což je patrně jako u teplot 2 m nad povrchem půdy důsledek promíchávání vzduchu advekcí a prouděním vzduchu. Jinak tomu bylo u vlhkostí při povrchu porostu, kde se

jednotlivá stanoviště významně lišila. Funkci porostů ukazují grafy 24 až 28, které zobrazují chod vlhkostí na jednotlivých stanovištích v průběhu jasného letního dne (18. 6.), kdy se stejně jako u teplot projevily rozdíly mezi dvěma měřenými výškami nejvýrazněji. Nejvyšší průměrná vlhkost porostu byla naměřena na stanovišti St. V., což opět potvrzuje předpoklad, že mokřad dosahuje vyšších hodnot evapotranspirace než odvodněná krajina z důvodu vyšší zásoby vody. Protože pokud je nedostatek vody, rostliny omezují transpiraci (BRANT 2009).

Po dopadu sluneční radiace na zemský povrch se část této energie odrazí zpět a část se transformuje do dalších energetických toků jako např. latentní teplo výparu nebo zjevné teplo. Energetické toky na jednotlivých stanovištích vykazují rozdílný charakter. Poměr zjevného tepla ku latentnímu teplu výparu udává Bowenův poměr. Ten byl počítán pro vybraný slunečný den (18. 6.), kdy je tato metoda výpočtu nejpřesnější a jeho hodnoty byly v průměru nejnižší na stanovišti St. V. (mokřad) a nejvyšší v porostu brambor na stanovišti St. IV. Což znamená, že spotřeba energie na evapotranspiraci byla v souladu s předpokladem nejvyšší v mokřadu, přesto lze konstatovat, že na všech stanovištích byla přeměněna více jak polovina z přijaté energie na latentní teplo výparu. Z grafu 30 je patrný pokles Bowenova poměru, který začal v ranních hodinách na všech stanovištích kromě St. I. - jetel, kde pokles začal až v odpoledních hodinách. Nejrychlejší pokles byl zaznamenán na stanovištích St. II. - TTP a St. V. - mokřad. Na ostatních stanovištích nebyl pokles tak výrazný.

Průběh evaporativní frakce ze dne 18. 6. je poměrně vyrovnaný jak je vidět z grafu 31. V průměru dosahoval po celý den nejvyšších hodnot mokřadní porost na stanovišti St. V. (1,07). Nejnižší hodnotu dosáhl porost brambor na stanovišti St. IV. (0,63). To znamená, že na stanovišti St. IV. se spotřebovalo na výpar více než 60 % potřebné energie dostupné na povrchu, přestože stanoviště St. IV. vykazovalo více přijaté energie přeměňované na zjevné teplo v porovnání s ostatními stanovišti.

Jako shrnutí lze konstatovat, že přestože jsou v předkládané práci prezentovány jednoleté výsledky, lze na základě jejich analýzy potvrdit vliv porostů na tvorbu mikroklimatu a dále, že samotný druh porostu ovlivňuje mikroklima ve svém okolí různou měrou.

Struktura krajiny a její obhospodařování podstatně ovlivňuje její funkci, což má vliv na klimatické podmínky a energetický i ekologický režim krajiny. Jedním z nevlivnějších faktorů je vegetace. Mnoho autorů uvádí (GEIGER 2003, RIPL 2003, aj.), že funkční vegetace je důležitá pro tvorbu mikroklimatu a pro koloběh vody díky ovlivňování teploty porostu, vlhkosti porostu a teploty půdy. V dnešní krajině zaujímají velkou část zemědělsky obhospodařované plochy a zastavěné oblasti, které ovlivňují ekologickou stabilitu krajiny. V dřívějších dobách byly kvůli kulturním plodinám odvodňovány velké části krajiny. Navíc tyto plodiny mají zcela



specifický vliv na mikroklima ve srovnání např. s lesní krajinou. Zemědělské kultury před zasetím až do vzcházení a také po sklizni netranspirují, jejich mikroklima se neliší od mikroklimatu černého úhoru (SAPOŽNIKOVOVÁ 1952), čímž nechladí krajinu a ta se přehřívá. Naproti tomu lesy „fungují“ nepřetržitě. Přehřívající se krajina bez vegetace je náchylná ke ztrátě vody, ale patří sem i jiné negativní důsledky jako je zvýšená eroze půdy, ztráta živin aj. Proto je důležité znát funkci porostů a jejich vliv na mikroklima.

## 8. POUŽITÁ LITERATURA

BRANT, V., PIVEC, J., KROULÍK, M. *Evapotranspirační nároky porostů obilnin v oblastech s nedostatkem srážek*. Ekologické dny, mezinárodní vědecká konference, Stará Lesná, 20. – 22. september 2009.

BRESINSKY, A., KÖRNER, C., KADEREIT, J., W., NEUHAUS, G., SONNEWALD, U. *Strasburger's Plant Science, Including Prokaryotes and Fungi*. Berlin: Springer-Verlag, 2013. p. 1302. ISBN 978-3-642-15518-5.

BROM, J. *Porovnání teplotních poměrů zrašelinělé louky, mezofylní pastviny a vrbových porostů na pravobřeží Lipna*. Collection of Scientific Papers, Faculty of Agriculture in České Budějovice, Series for Crop Sciences 21., 2004 (2): 77-81.

BROM, J. *Úloha vegetace v kulturní krajině ve vztahu k disipaci sluneční energie: disertační práce*. České Budějovice: Jihočeská univerzita, zemědělská fakulta, 2008. 159 s. Školitel doc. RNDr. Jan Pokorný, CSc.

BROM, J., PROCHÁZKA, J., REJŠKOVÁ, A. *Evaluation of Functional Properties of Various Types of Vegetation Cover Using Remotely Sensed Data Analysis*. Soil & Water, 2009, Res., 4, (Special Issue 2): S49–S58. Dostupné na: [https://www.researchgate.net/researcher/53597662\\_Alzbeta\\_Rejskova](https://www.researchgate.net/researcher/53597662_Alzbeta_Rejskova).

CANNELL, M., G., R., JACKSON, J., E. *Attributes of trees as crop plants*. Kendal: Titus Wilson & Son Ltd, 1985. p. 595. ISBN 0-904282-83-X.

DIAMOND, J. *Kolaps. Proč společnosti přežívají či zanikají*. Praha: Academia, 2008. 752 s. ISBN 978-80-200-1589-1.

DUFFKOVÁ, R., BROM, J. a kol. *Určení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace na základě dálkového průzkumu Země a pozemních měření*. 1. vydání. Metodika. Praha: VÚMOP Praha, 2012. 64 s. ISBN 978-80-87361-15-3.

DUFFKOVÁ, R., KUČERA, J. *Metodika analýzy vodního stresu travního porostu. Seminář „Evaporace a evapotranspirace“*. Sborník příspěvků z mezinárodní konference. Brno, 23. března 2005. ISBN 80-86690-24-5.

DUFFKOVÁ, R., PETERKOVÁ, J., KVÍTEK, T. *Vliv rozdílného využívání lučního porostu na teplotu půdy*. Sborník z konference „Aktuality šumavského výzkumu II“, Srní, 4. - 7. října 2004. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 2004. 318 s. ISBN 978-80-23943-25-2.

EISELTOVÁ, M., POKORNÝ, J., HESSLEROVÁ, P. and RIPL, W. *Evapotranspiration – A Driving Force in Landscape Sustainability*. In: *Evapotranspiration – Remote Sensing and Modeling*, Ayse Irmak (ed.). Croatia: InTech, 2012. p. 514. ISBN 978-953-307-808-3.

FUCHS, M., TANNER, C., B. *Error analysis of Bowen ratios measured by differential psychrometry*. In: *Agricultural Meteorology*, Volume 7, 1970, p. 329-334

GEIGER, R., ARON, ROBERT H., TODHUNTER, P. *The Climate near The Ground*. 6th ed. Inc. Maryland: Rowman & Littlefield Publishers, 2003. p. 584. ISBN 0-7425-1857-4.

GOMBOŠ, M., PAVELKOVÁ, D. *Vplyv podzemnej vody na vyparovanie vody z pôdy*. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2012. Ročník 13, č. 1. Str. 46-53.

HABERLE, J., VLČEK, V., KOHUT, M., STŘEDA, T. DOSTÁL, J., SVOBODA, P. *Bilance a určení dostupné zásoby vody v kořenové zóně plodin*. *Metodika pro praxi*. Výzkumný ústav rostlinné výroby, v.v.i., 2015. Str. 36. ISBN 978-80-7427-173-1.

HAVLÍČEK, V. a kol. *Agrometeorologie*. 1. vydání. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1986. 264 s.

JONES, HAMLIN G. *Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology*. 2nd ed. Cambridge University Press, 1992. p. 428. ISBN 0-521-42524-7.

JŮVA, K. *Odvodňování půdy*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1957. 532 s.

KLECZEK, J. (ed). *Voda ve vesmíru, na zemi, v životě a v kultuře*. Praha: Radioservis, 2011. 672 s. ISBN 978-80-86212-98-2.

KOHUT, M. *Vybrané metody výpočtu evaporace a evapotranspirace*. Sborník abstraktů a CD ROM z konference “Mikroklima porostů”, Brno, 26. 3. 2003. Brno: Česká bioklimatologická společnost v nakl. ČHMÚ, 2003. ISBN 80-86690\_05-9. Str. 172-186.

KRAMER, P., J., BOYER, J., S.: *Water relations of plants and soils*. San Diego: Academic Press, 1995. p 496. ISBN 0-12-425060-2.

KRAVČÍK, M., KOHUTIAR, J., KOVÁČ. M. a kol.: *Voda bez hranic – Vodou ku klimatickej stabilite regiónov*. 1. vydání. Košice-Myslava: MVO L’udia a Voda, 2010. 231 s. ISBN 978-80-89089-96-3.

KRAVČÍK, M., POKORNÝ, J., KOHUTIAR, J., KOVÁČ, M., TÓTH, E. *Voda pre ozdravenie klímy - Nová vodná paradígma*. 1. vydání. Košice: Municipalia, a.s., 2007. 95 s. ISBN 978-80-969766-5-2.

KRAVKA, M. a kol. *Základy lesnické a krajinářské hydrologie a hydrauliky*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2009. 114 s. ISBN 978-80-7375-338-2.

KRÉDL, Z., STŘEDA, T., POKORNÝ, P., KMOCH M. *DIFFERENCES OF RELATIVE AIR HUMIDITY IN SELECTED STAND SITES*. MendelNet 2010 – Proceedings of International Ph.D. Students Conference. Mendel university in Brno. Faculty of Agronomy, BRNO 2010. 1016 s. ISBN 978-80-7375-453-2.

KRÉDL, Z., STŘEDA, T., POKORNÝ, R., KMOCH M., 2011. *Tepelné zvrstvení v porostech pšenice a řepky*. In: Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí (H. Středová, J. Rožnovský, T. Litschmann eds.), Mendelova univerzita v Brně, Česká bioklimatologická společnost, Český hydrometeorologický ústav, Skalní Mlýn 2.- 4.2. 2011, sborník konferenčních příspěvků, CD-ROM. ISBN 978-80-86690-87-2.

LITSCHMANN, T., HADAŠ, P. *Mikroklima vybraných porostních stanovišť*. Seminář "Mikroklima porostů". Sborník abstraktů a CD ROM z konference "Mikroklima porostů", Brno, 26. 3. 2003. Brno: Česká bioklimatologická společnost v nakl. ČHMÚ, 2003. Str. 59 – 65. ISBN 80-86690\_05-9.

LITSCHMANN, T., DOLEŽAL, P., HAUSVATE, E. *Nový přístup k vyhodnocování vlhkostně-teplotních podmínek při pěstování brambor: Půdní a zemědělské sucho*. Sborník abstraktů z mezinárodní konference, Kutná Hora. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2016. 582 s. ISBN 978-80-87361-55-9.

MAKARIEVA, A., M., GORSHKOV, V., G. *Biotic pump: Condensation, atmospheric dynamics and climate*. International Journal of Water, Vol. 5, No. 4, 365-385. 2010.

MAKARIEVA, A., M., GORSHKOV, V., G. *Biotic pump of atmospheric moisture as hydrological cycle on land*. Hydrology and Earth System Sciences, 11, 1013-1033. 2007.

MATEJKA, F., HURTALOVÁ, T., ROŽNOVSKÝ, J. *Vplyv porastov pol'ných plodín na sezónnu dynamiku pôdnej vlhkosti*. Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed): „Bioklimatologie současnosti a budoucnosti“, Křtiny 12. – 14.9.2005, ISBN 80-86690-31-08.

MATEJKA, F., ROŽNOVSKÝ, J., HURTALOVÁ, T., JANOUŠ, D. *Súčasný stav a perspektívy výskumu mikroklimy rastlinných porastov*. Sborník abstraktů a CD

ROM z konference “Mikroklima porostů”, Brno, 26. 3. 2003. Brno: Česká bioklimatologická společnost v nakl. ČHMÚ, 2003. ISBN 80-86690\_05-9. Str. 1-14.

MZE, kolektiv autorů. *Zemědělství a změna klimatu*. Praha: MZE, 2011. 28 s. ISBN 978-80-7084-932-3. Dostupné na: [www.eagri.cz](http://www.eagri.cz).

NOVÁK, V. *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*. 1. vydání. Bratislava: VEDA, 1995. 260 s. ISBN 80-224-0409-8.

PENKA, M. *Transpirace a spotřeba vody rostlinami*. 1. vydání. Praha: Academia, 1985. 256 s.

PENMAN, H. L. “*Natural evaporation from open water, bare soil and grass*”. Royal Society of London, 1948. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 193, No. 1032, p. 120-145.

PIVEC, J. *Sezónní a denní variabilita složek energetické bilance v lužním lese*. Praha: Naděžda Skleničková, 2004. 71 s. ISBN 80-903206-6-X.

POKORNÝ, J. *Hospodaření s vodou v krajině – funkce ekosystémů*. Ústí nad Labem: Univerzita J. E. Purkyně, 2014. 105 s. ISBN 978-80-7414-885-9.

POKORNÝ, J., ŠÍMA, M., REJŠKOVÁ, A., BROM, J. *The Role of Vegetation in Water Cycling and Energy Dissipation*. Conference: Proceedings of the 1st Natural Sequence Farming Workshop. Bungendore, Australia 2006. Dostupné také z: [https://www.researchgate.net/researcher/53597662\\_Alzbeta\\_Rejskova](https://www.researchgate.net/researcher/53597662_Alzbeta_Rejskova).

POŠTULKA, Z. *Voda a zemědělství. Zemědělství a jeho vliv na vodní poměry v krajině*. Informační list. Brno: Hnutí DUHA, 2007. 6 s. Dostupné také z: [www.hnutiduha.cz](http://www.hnutiduha.cz).

PRAŽÁK, J., ŠÍR, M., TESAŘ, M., 1994: *Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture*. Journal of Hydrology, 162, 409–427.

PROŠEK, P., REIN, F. *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. 1. vyd. Praha: SPN, 1982, 237 s.

REJŠKOVÁ, A., ČÍŽKOVÁ, H., BROM, J., POKORNÝ, J. *Transpiration, evapotranspiration and energy fluxes in a temperate wetland dominated by Phalaris arundinacea under hot summer conditions*. ECOHYDROLOGY. 2012. Ecohydrol. 5, 19-27. ISSN: 1936-0592.

RIPL, W., POKORNÝ, J., EISELTOVÁ, M. & RIDGILL, S., 1996: *Holistický přístup ke struktuře a funkci mokřadů a jejich degradaci*. In: Obnova jezerních

ekosystémů – holistický přístup, Eiseltová M. (ed.) *Wetlands international Publication* č. 32: 16-35.

RIPL, W., POKORNÝ, J., and SCHEER, H. *Memorandum on climate change: The necessary reforms of society to stabilize climate and solve energy issues*. 2007. Dostupné také z: <http://www.aquaterra-berlin.de>.

RIPL, W. *Water: the bloodstream of the biosphere*. *Philosophical Transaction of Royal Society of London B Biol Sci*. 2003. Vol. 358(1440): 1921-1934.

ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (ed.). *Seminář „Evaporace a evapotranspirace“*. Sborník příspěvků z mezinárodní konference. Brno, 23. března 2005. ISBN 80-86690-24-5.

ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T., STŘEDA, T., STŘEDOVÁ, H. (eds.). *Vláhové poměry krajiny*. 1. vydání. Sborník příspěvků z mezinárodní konference. Praha: ČHMÚ, 2012. 167 s. ISBN 978-80-86690-78-0.

RYSZKOWSKI, L. (ed). *Landscape Ecology in Agroecosystems Management*. Boca Raton: CRC Press, 2002. p. 384. ISBN 0-8493-0919-0.

SAPOŽNIKOVOVÁ, S., A. *Mikroklima a místní klima*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství Brázda, 1952. 268 s.

ŠÍR, M., TESAŘ, M., LICHNER, L., CZACHOR, H. *The effect of grass transpiration on the air temperature*. *Biologia*, 2014, section Botany. 69/11: 1570—1576. ISSN: 1336-9563.

SOUKUPOVÁ, J. *Atmosférické procesy (základy meteorologie a klimatologie)*. 4. vydání. Praha: ČZU Praha, 2009. 201 s. ISBN 978-80-213-1895-3.

STŘEDOVÁ, H. a kol. *Mikroklima a mezoklima měst, mikroklima porostů*. 1 vydání. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2011. 102 s. ISBN 978-80-86690-90-2

ŠÍR, M., TESAŘ, M., LICHNER, L., SYROVÁTKA O., 2003: *Autoregulace hydrologického cyklu [Self-control of hydrological cycle]*. In: *Functions of energy and water balances in bioclimatological systems*, ŠIŠKA B. et al. (eds)

TLAPÁK, V., ŠÁLEK, J., LEGÁT, V. *Voda v zemědělské krajině*. 1. vydání. Praha: Zemědělské nakladatelství Brázda, 1992. 320 s. ISBN 80-209-0232-5.

VYSOUDIL, M. *Meteorologie a klimatologie pro geografy*. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého, 1997. 233 s. ISBN 80-7067-773-2.

ŽALUD, Z. *Bioklimatologie – vysokoškolská skripta*. Brno: Mendelova univerzita, 2010. 139 s. ISBN 978-80-7375-492-1.