JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Mikroklima a ukazatele energetické bilance různě obhospodařovaných ploch

Vedoucí bakalářské práce: doc. Ing. Jakub Brom, Ph.D.

Autor práce: Jiří Erben

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

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

Prohlášení autora

Student na tomto místě prohlašuje, že se jedná pouze o jeho dílo, předepsanou formulací: Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské – diplomové – rigorózní – disertační práce, a to v nezkrácené podobě. V úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných fakultou - 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.

Datum: **Podpis studenta:**

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
Fakulta zemědělská
Akademický rok: **2013/2014**

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení:	**Jiří ERBEN**
Osobní číslo:	**Z12018**
Studijní program:	**B4106 Zemědělská specializace**
Studijní obor:	**Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**
Název tématu:	**Mikroklima a ukazatele energetické bilance různě obhospodařovaných ploch**
Zadávající katedra:	**Katedra krajinného managementu**

Zásady pro vypracování:

Náplní bakalářské práce bude analýza rozdílů mikroklimatických charakteristik různých typů porostů s odlišným managementem v průběhu vegetační sezóny. Hodnocen bude zejména teplotní a vlhkostní režim a složky energetické bilance (radiační bilance, tepelné toky, Bowenův poměr apod.).
Práce bude zahrnovat následující části:
1. Vypracování literární rešerše problematiky mikroklimatu porostu s důrazem na vybrané typy porostů.
2. Seznámení se se studovanými lokalitami a praktické zvládnutí metodického postupu analýzy mikroklimatu.
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: **30 - 40 stran textu**

Forma zpracování bakalářské 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 bakalářské práce: **Ing. Jakub Brom, Ph.D.**
Katedra krajinného managementu

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

Termín odevzdání bakalářské práce: **15. dubna 2015**

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

L.S.

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

doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 17. března 2014

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu bakalářské práce doc. Ing. Jakubu Bromovi, Ph.D. za cenné rady, připomínky, za trpělivost a čas, který mi věnoval při průběžných konzultacích při vypracování mé bakalářské práce.

Za pomoc a podporu děkuji i své rodině.

Abstrakt

Předkládaná bakalářská práce se zabývá mikroklimatem a ukazateli energetické bilance dvou stanovišť s různými typy porostů (mokřad, pastvina) v průběhu vegetační sezóny. Byl sledován hlavně vlhkostní a teplotní režim a energetické toky v období - 1.4 – 30.9. 2014. Všechny hodnoty byly závislé na druhu vegetačního pokryvu a na typu a lokalizaci prostředí.

Analýza mikroklimatu byla prováděna na dvou lokalitách - na pastvině v povodí Mlýnského potoka a na mokřadním stanovišti v povodí Horského potoka. Obě lokality se nachází na pravobřeží lipenské nádrže.

Všechny potřebné meteorologické charakteristiky byly měřeny pomocí automatických meteorologických stanic. Hodnoceny byly ukazatele teplot a vlhkostí vzduchu a půdy, přijaté, odražené a celkové množství slunečního záření a charakteristiky tepelné bilance - albedo, Bowenův poměr, evaporativní frakce a tepelné toky.

Největší rozdíly byly znatelné mezi výškami 0,2 m a 2 m. Z hlediska relativní vlhkosti se hodnoty nejvíce lišily v 0,2 m tedy při povrchu porostu, kde byly rozdíly nejmarkantnější. Nejvyšší průměrná relativní vlhkost byla naměřena jak ve výšce 0,2 m tak ve 2 m na mokřadu.

Stejně jako relativní vlhkost tak i teplota vzduchu je závislá na výšce, ve které bylo měřeno. Zatímco ve výšce 2 m se hodnoty na obou stanovištích téměř nelišily, při povrchu porostu jsou rozdíly průkazné. Průměrné hodnoty teplot závisí na ročním období, ovšem největší amplitudy teplot dosahovaly lokality v červnu.

Teplota povrchu půdy se na mokřadu téměř neměnila, naopak na pastvině se její průběh velice podobal teplotám vzduchu při povrchu porostu. Teplota půdy ve 20 cm byla téměř stejná na obou stanovištích.

Z hlediska energetických toků bylo zjištěno, že nejvyšší tok latentního tepla výparu je na mokřadu. Zjevné (pocitové) teplo je zase vyšší na pastvině. Tok tepla do půdy je během ranních a nočních hodin větší na mokřadu a v průběhu dne zase na pastvině.

Klíčová slova: mikroklima, porost, mokřad, pastvina, teplota, vlhkost, energetická bilance.

Abstract

The present thesis deals with the microclimate and energy balance indicators of 2 habitats with different types of vegetation (wetland, pasture) during the growing season. Mainly moisture and temperature regime and energy fluxes were monitored in the period of– 1.4. to 30.9., 2014. All values were dependent on the type of vegetation, and the type and location of the environment.

Microclimate analysis was performed on two locations - in a pasture in the basin of Mlýnský stream and wetland habitat in the basin of Horský stream. Both sites are located on the right bank of the Lipno lake.

All the necessary meteorological characteristics were measured using automatic weather stations. Indicators of temperatures and humidity of soil and air, received, and the total amount of reflected sunlight and heat balance characteristics - albedo, Bowen ratio, evaporative fraction and heat flows were evaluated.

The biggest differences were monitored at heights, in which was measured. In terms of relative humidity, values most varied at canopy level, where the differences were noticeable. The highest mean relative humidity was measured at height of 0.2 m and 2 m on the wetland.

As relative humidity even air temperature is dependent on the height at which it was measured. While the height of 2 m, the values at both sites was almost identical, at the canopy level are differences significant. The average temperature values depend on the season, but the largest amplitude of the temperature reached the sites in June.

The surface temperature of the soil at the wetland was almost unchanged, contrary to pasture its course was similar to air temperatures series at the canopy level. The soil temperature at 20 cm was almost the same at both sites.

In terms of energy fluxes, it was found that the highest latent heat flux of evaporation was in wetland. Sensible heat flux was higher in the pasture. The flux of heat into the ground is bigger during the morning and evening hours on the wetland, however ground heat flux was higher in the pasture during the day.

Keywords: microclimate, vegetation, wetland, pasture, temperature, humidity, energy balance.

OBSAH

1. ÚVOD 9
2. CÍL PRÁCE 11
3. LITERÁRNÍ REŠERŠE 12
3.1 Mikroklima 12
3.1.1 Klima 12
3.1.2 Hydrologické poměry 13
3.1.3 Vlhkost vzduchu 18
3.1.4 Teplota vzduchu 20
3.1.5 Teplota půdy 23
3.1.6 Sluneční záření 24
3.2 Energetická bilance 28
4. EXPERIMENTÁLNÍ ČÁST 31
4.1 Experimentální lokality 31
4.2 Použité měřicí přístroje 32
4.3 Zpracování získaných dat 33
4.4 Statistická analýza 36
5. VÝSLEDKY 37
6. DISKUZE 53
7. ZÁVĚR 57
8. ZDROJE 58

1. ÚVOD

Mikroklima je klima oblasti o malém rozsahu, které je ovlivňováno faktory specifickými pro dané území (např. zastavěným územím, vodní plochou, porostem). Tyto faktory mají velký vliv na místní podmínky a mohou vést k odlišnému klimatu, které se vyskytuje třeba jen kilometr daleko od dané lokality. Například pokud se v oblasti vyskytuje velká vodní plocha, je tu i větší hodnota výparu a vlhkost, nebo jsou-li zde hustě vysázené rostliny, bude teplota vzduchu při povrchu nižší. Na mikroklimatických charakteristikách, nejvíce na teplotě a vlhkosti vzduchu, také závisí celková obyvatelnost krajiny, se kterou se zároveň rozvíjí množství zastavěných ploch. Zastavěné plochy výrazně mění místní a regionální klima a hydrologický režim území a to většinou negativně (Matejka, 1987). Mikroklima je také závislé na fázi dne a roku. Během zimního období nemusí být mikroklima oblasti tolik odlišné od okolního prostředí, ale naopak během letních dnů mohou být rozdíly například díky lokálnímu zvýšení nebo omezení výparu značně markantní. Studiem mikroklimatu stanovišť můžeme zjistit příčiny výkyvu hodnot, které jsou v daném podnebí či regionu běžné a tyto výsledky využít např. v zemědělství ke zlepšení výnosu porostů, v ochraně přírody, v hydrologii, anebo jen k lepšímu porozumění dějů v přírodě (Prošek a Rein, 1982).

Obrovský vliv na mikroklimatické charakteristiky má hlavně vegetace a ekosystémy, které obecně reagují na množství přicházející sluneční energie tím, že například tlumí vytváření teplotních rozdílů. Biosféra udržuje v dynamické rovnováze složení atmosféry a podílí se na utváření klimatu – tlumí vytváření teplotních extrémů. Funkci biosféry při utváření mikroklimatu je patrná při srovnání teplotních a vlhkostních výkyvů na poušti, kde vegetace téměř není a v tropickém deštném lese, ležícím v podobném zeměpisném pásmu.

Vegetační sezóna je doba, ve které mají rostliny nejpříznivější podmínky ke svému růstu a vývoji. Tato doba se mění se zeměpisnou šířkou a výškou. Každá rostlina a každý strom mají jinou vegetační dobu. Všeobecně ale v České republice, tedy v mírném pásu, trvá vegetační období 7-9 měsíců. Naproti tomu v polárních oblastech jen asi 1-3 měsíce, ve kterých jsou podmínky dostatečně přívětivé pro život a růst vegetace. Během vegetační

sezóny je typický výskyt určitých hodnot charakteristik, jako je třeba vlhkost vzduchu, teplota ovzduší, teplota půdy nebo například síla větru, které jsou primárními faktory pro rozvoj vegetace, a které při ideálních hodnotách zajišťují maximální produkci porostů. Tyto charakteristiky se nejvíce mění s nadmořskou výškou a zeměpisnou šířkou, ale také v mnohem menším rozsahu v podobě mikroklimatu oblasti (Havlíček, 1986).

Vývoj lidské společnosti je úzce svázán s úbytkem přírodních ploch a jejich nahrazením zastavěným územím, čímž člověk nevědomě mění klima planety a dochází tak k extrémním výkyvům počasí a k úhynu některých živočišných druhů. S větším počtem zastavěných území se mění odtokové poměry v oblastech, což má přímý vliv na množství srážek a teplotní režim. K zajištění vyrovnaných srážek je třeba zabezpečit stálý výpar regulovaný přírodou. Většinu území se ovšem člověk snaží odvodňovat, což se děje na úkor výparu a následně ubývá srážek. Pokud naopak zamezíme odtoku, zvýšíme výpar a doslova si „zasejeme déšť“. Díky studiu klimatu, mikroklimatu nebo energetické bilance, by se tyto výkyvy daly zmírnit, nebo dokonce obrátit v náš prospěch (Kravčík, 2007).

Vegetace hraje velkou roli v energetické bilanci Země. Energetická bilance Země nám značí, v ideálním případě, rovnovážnou výměnu energie mezi energií přijatou ze Slunce a vydanou zemským povrchem. Energie ze Slunce, která dopadne na zemský povrch, je buď odražena zpět do atmosféry, nebo je využita efektivněji na ohřev půdy, výpar nebo třeba na fotosyntézu. V obou případech je primárním činitelem vegetace, která přijatou energii absorbuje a využije, místo toho aby ji jen bez užitku odrazila zpět. Jestli se energie odrazí nebo vstřebá, záleží na odrazivosti (albedu) povrchu. Dopadne-li sluneční záření na povrch s vysokým albedem (vodní plochy) odrazí se většina zpět. Dopadne-li na porost například jetele, většina je absorbována a využita porostem (Jones, 1992).

2. CÍL PRÁCE

Cílem práce bylo zhodnocení mikroklimatu a ukazatelů energetické bilance různě obhospodařovaných ploch během vegetační sezóny. Rešeršní část této práce se soustředí na popis mikroklimatu a energetické bilance a na jejich ukazatele. Experimentální část se zabývá porovnáním mikroklimatu a energetické bilance dvou různých stanovišť.

3. LITERÁRNÍ REŠERŠE

3.1 Mikroklima

3.1.1 Klima

Klima je stav atmosféry na daném místě, které se neustále mění. Úplný klimatický systém zahrnuje celou planetu, ale díky různorodosti klimatických poměrů planety se dělí podle velikosti ovlivňovaného území na čtyři základní kategorie: makroklima, mezoklima, místní klima a mikroklima.

Makroklima je klima o velkém horizontálním rozsahu (stovky kilometrů), které charakterizuje podnebí kontinentů, podnebných pásů, oceánů a určuje rozmístění hlavních typů vegetace na Zemi. Vzniká vlivem interakce atmosféry a aktivního povrchu, jeho charakterem a antropogenní činností, a je podmíněno energetickou bilancí Země. Horní vertikální hranicí je tropopauza a dolní hranicí je výška, nad níž aktivní povrch již nepodmiňuje utváření mezoklimatu.

Mezoklima je klima oblastí o horizontálních rozměrech jednotek až desítek kilometrů, které je již výrazně ovlivňováno tvarem a využíváním oblasti. Mezoklima vzniká ovlivňováním aktivního povrchu Země například ekonomickou činností člověka, jeho staveb a měst, lokalizací jeho průmyslových oblastí, a povahou klimatu, v němž se mezoklima nachází. Horní hranicí mezosféry je výška mezi 1000 a 1500 metry, pro níž je typické turbulentní proudění vzduchu a cirkulace vzduchu. Dolní hranicí je pak aktivní povrch z čehož vyplývá, že tvar oblasti má velký vliv na rychlost proudění a tření vzduchu (Prošek a Rein, 1982).

Místní klima (topoklima) je reliéfové podnebí, které se vytváří nejen pod vlivem morfologie země a abiotických a biotických složek na ní, ale také vlivem místních mikroklimat, které se nachází v jeho oblasti. Horizontální rozměr topoklimatu může být různý, od desítek metrů až po několik kilometrů, jedná se totiž o klima roklin, údolí, kopců apod., které se značně odlišuje od podnebí rovin postrádající změnu klimatu vlivem vertikality. Místní klima se oblastí svojí působnosti řadí mezi mikroklima a mezoklima.

Mikroklima je podnebí o velmi malém horizontálním rozsahu až 1 kilometru, které se navíc nachází pod vlivem homogenního aktivního povrchu (les, louka, pole atd.). Vertikální hranice se liší v závislosti na charakteru aktivního povrchu, kde probíhá přeměna sluneční energie na tepelnou, a od kterého se sluneční záření v různých intenzitách odráží v závislosti na pokryvu, a na vyšších klimatických kategoriích. Mikroklima prostředí je možné měnit dle našich potřeb. Zatímco vytváření a udržení mikroklimatu ve vnitřních prostorech je relativně jednoduché, ve venkovských prostorech je to už problém, který se řeší spíše pasivními prostředky, jako je například pokryv městských oblastí vegetací, která dokáže v dostatečném množství ochladit atmosféru až o 3 °C. Změna využití krajiny je tedy jedním z hlavních faktorů změny mikroklimatu. (Středová a kol., 2011), (Bencheikh a Rchid, 2012).

3.1.2 Hydrologické poměry

Voda je jednou z nejrozšířenějších látek na zemi a je v neustálém pohybu. Existuje ve všech třech skupenstvích, pevném kapalném a plynném. Veškerá voda zabírá plochu o rozloze zhruba 316,49 miliónů km^2, což je asi 71 % zemského povrchu. 97,23 % vody je ovšem voda slaná tudíž pro člověka a rostliny nevyužitelná (Netopil, 1972; Plecháč, 1989). Takže jen zhruba 2,77 % je voda pitná a využitelná a zhruba 2/3 této vody obsahují ledovce a sněhové pokrývky hor. Veškerá voda, která není dlouhodobě vázaná v ledovcích, probíhá hydrologickým cyklem a poskytuje tak potřebnou vláhu pro rostliny, stromy, ornou půdu a všechny ostatní druhy vegetace. 2/3 této vody se vrací do oběhu pomocí evaporace a transpirace. Zbytek vody odteče vodními toky zpět do moří (Pinderhughes, 2004).

Podle Kravčíka a kol. (2007), voda existuje ve čtyřech prostředích – v mořích a oceánech, na pevninách, v atmosféře, a v živých organismech. Moře a oceány zachytávají většinu slunečního tepla, a proto plní významnou globální termoregulační funkci na naší planetě, a zabraňují tak fatálním výkyvům teplot, které by jinak znemožňovaly život na zemi. Voda na pevninách představuje 70 % světových zásob sladké vody, z čehož jen asi 0,0101 % celkové vody na zemi je voda viditelná např. v jezerech nebo řekách. Největší zásoby sladké vody na pevninách tvoří podzemní vody (0,685 %). Voda v atmosféře se

vyskytuje ve skupenství plynném (vodní páry), ve skupenství kapalném (vodní kapky), ale i ve skupenství pevném (sněhové vločky), a její množství je přibližně 0,001 % celkové vody. Toto množství je pro nás ovšem nezbytné, protože poskytuje nejen vláhu všem rostlinám na Zemi, ale plní také klíčovou lokální termoregulační funkci. Voda v živých organismech, tedy v lidech, zvířatech a rostlinách je nejméně zastoupenou složkou ze čtyř prostředí (0,00004 %), ovšem tou nejdůležitější z hlediska života na zemi. Obsah vody v lidském organismu je přibližně 60-70 %, podobně jako v rostlinách. Voda slouží v tělech živočichů k transportu látek, je však také zdrojem a rozpouštědlem živin a důležitým regulátorem tělesné teploty. V rostlinách je zase nezbytná pro jejich růst, a pro uskutečnění fotosyntézy. Krom jiných funkcí je jednou z nejdůležitějších činností rostlin regulace výparu vody, čímž podstatně zamezuje teplotním výkyvům, které by jinak zahubily nejenom je, ale postupně i všechen vyšší život na Zemi.

Evapotranspirace – je celkový výpar, zahrnující produktivní výpar (transpirace) a neproduktivní výpar (evaporace).

Evaporace – je proces, při kterém se kapalina nebo pevná látka mění na plynnou. Přeměna z pevné na plynnou látku se také nazývá sublimace. Při tomto procesu se pevná látka přemění nejdříve na kapalnou a pak na plynnou. Látka se může vypařovat, pokud její molekuly mají dostatečnou energii pro přeměnu. Energii získávají buď ze slunečního záření, nebo z tepla atmosféry. Můžeme tedy tento proces nazvat termodynamický. Množství tepla potřebné k vypaření 1kg kapaliny se nazývá skupenské (latentní) teplo výparné. Abychom mohli evaporaci blíže specifikovat, musíme vědět, z jakého povrchu je kapalina vypařována. Podle Nováka (2012) existují 4 povrchy, ze kterých se může kapalina vypařit:

- **Povrch rostlin** – vypařování z povrchu rostlin se také nazývá jako vypařování vody zadržené intercepcí. Vypařuje se ta voda, kterou na sobě zachytí rostliny, většina zůstává na listech. Je to voda, která se na list dostane ve formě srážek nebo kondenzací rosy. Tento výpar nemůžeme považovat za transpiraci, protože při transpiraci do sebe rostlina vodu absorbuje kořeny a přemisťuje jí v sobě. Množství zachycené vody je závislé na ploše rostliny, hlavně na ploše listů a na jejich sklonu a také na druhu rostliny.

- **Vodní hladina -** výpar z vodní hladiny je nejjednodušším výparem, jelikož se při něm bere v potaz jen málo proměnných. Je charakterizován pouze teplotou vody a atmosférickými podmínkami (teplota vzduchu, vlhkost vzduchu aerodynamické podmínky) a její výpar je velmi vysoký. To je také dáno malým albedem vody a její schopností pohltit 90 % krátkovlnného záření.

- **Sníh a led –** výpar sněhu a ledu se skládá ze dvou procesů. Nejdříve se sníh i led zahřejí vlivem slunečního záření, až do té míry, kdy na nich vznikne tenká vrstvička vody, a až potom se tato voda vypaří. Tání sněhu je ovšem velice pomalé a to zejména při dlouhodobé pokrývce, protože sníh má vysoké albedo kolem 85 %, což znamená, že většina energie ze slunce se odrazí zpět do atmosféry. Při sublimaci se vyzařuje latentní teplo, a je vyšší než latentní teplo evaporace, protože se sublimace skládá z latentního tepla výparu a tání.

- **Oblasti postavené lidmi –** výpar z těchto oblastí je ovlivněn povrchem, ze kterého se voda vypařuje. Umělé povrchy (asfalt, beton) jsou většinou nepropustné a zabraňují tak vsaku vody do půdy a zvyšují povrchový odtok. Na rovných povrchách či v prohlubních se zadržuje voda, až do té doby, než se vypaří. Tyto povrchy mají během letních období vysokou teplotu, proto se srážky, které na ně dopadnou, velmi rychle vypaří.

Transpirace – je proces, při kterém dochází k transportu vody z půdy do rostliny, dále pak jejím tělem, ze kterého se nakonec vypaří do atmosféry. Rostlina přijme půdní vláhu kořeny a dopraví ji přes xylém (dřevní cévní svazek) do míst spotřeby (pro asimilační procesy). Zbytek vody, dopraví rostlina do listů, ze kterých se vypaří do atmosféry (Daly a kol., 2003). Novák (2012) a Daly a kol. (2003) se shodují na rozdělení transpirace na 4 části tzv. SPAS (soil-plant-atmosphere system):

- Transport vody z půdy do kořenů – kořeny rostlin si neberou vodu „vcelku“ ale pouze ty složky, které z ní potřebují. Soubor těchto složek se ovšem od běžně vody příliš neliší.

- Transport vody z kořenů rostlinou do listů – voda se v rostlině přemisťuje pomocí xylému, který má na rozdíl od kořenů, listů nebo buněčných stěn rostliny jen malý

odpor k toku vody. Proudění vody skrz rostlinu je ale také závislé na adhezi, kořenovém vztlaku nebo třeba tlakovému potenciálu. Voda tedy místo toho aby vytekla zpět z kořenů, nebo ze stonku, je hnána cestou menšího odporu do listů.

- Transport vodní páry z listů na jejich povrch – rostlina je na listech opatřena množstvím průduchů, které si sama podle potřeby otevírá nebo zavírá a reguluje tím výpar vody.
- Transport vodní páry z povrchu rostliny do atmosféry - Havlíček (1986) uvádí, že výpar z rostliny je závislý na vnitřních a vnějších faktorech. Mezi vnitřní faktory patří druh a stáří rostliny, obsah vody v buňkách a stavba jejích orgánů. Vnější faktory zahrnují hlavně atmosférické podmínky, chemické a fyzikální vlastnosti půdy a hustotu rostlinného pokryvu. Pokud je rostlina dobře zásobena vodou, bude výpar záviset spíše na atmosférických podmínkách, tedy na vnějších faktorech, při nedostatku vody zase na obsahu vody v buňkách, vnitřních faktorech.

Rostliny díky transpiraci ochlazují půdu a vzduch, a hlavně také regulují množství vody, které se může odpařit z půdy. Voda by se jinak z půdy vypařila velice rychle. Z tohoto tedy můžeme vyvodit, že velké množství rostlin v určité oblasti má významný vliv na její mikroklima (Oliver a Oliver, 1994).

3.1.2.1 Hydrologický cyklus

Podle Chahine (2007) se v hydrologickém cyklu koná největší pohyb látek na Zemi, a je také nejvýznamnějším a nejsložitějším klimatologickým, geografickým a meteorologickým faktorem planety. Hydrologický cyklus ovlivňuje klima planety například tím, že řídí výměnu tepla a vlhkosti mezi atmosférou a zemským povrchem, čímž ochlazuje nebo otepluje prostředí, nebo díky mrakům částečně zamezuje vstupu slunečního záření na povrch planety, která se tímto znatelně ochlazuje. I když je kontrolním faktorem pro evoluci Země a nezbytným prostředkem pro všechen život na Zemi, má člověk tendenci ho neustále měnit odlesňováním, hospodářskou činností nebo urbanizací. Člověk těmito činnostmi přispívá k odvodňování kontinentů, a to vede nejen k úbytku vody na pevninách, ale také k neustálému zvyšování hladiny moří a oceánů, což

bude mít později fatální následky. Hydrologický cyklus se dělí na dva cykly podle vzdálenosti, kterou urazí – malý vodní cyklus a velký vodní cyklus, někdy také nazývaný jako dlouhý a krátký vodní cyklus.

*Velký vodní cyklus j*e výměna vody mezi pevninou a oceány. Tato výměna probíhá díky povrchovým a podpovrchovým odtokům a samozřejmě také díky atmosférickým srážkám. Do atmosféry se podle Kravčíka a kol. (2007) vypaří ročně kolem 550 tisíc km^3 vody, z čehož 86 % se vypaří z moří a oceánů a jen 14 % z pevniny. Je ovšem zajímavé, že v podobě srážek nedopadne stejný poměr vody zpět. Kožnarová a Klabzuba (2009) v této souvislosti uvádějí, že do oceánu se vrací méně vody ve formě srážek ve srovnání s množstvím vypařeným (asi 76 % nad oceány a 24 % nad pevninou). Na pevniny připadá více vody ve srážkách ve srovnání s množstvím vody vypařené, takže moře a oceány vlastně zásobují pevninu vodou, a přebytek vody, který dopadne na pevninu je vyrovnáván povrchovým a podzemním odtokem. Srážky, které dopadnou na pevninu, mají 3 způsoby, jak se začlení zpět do hydrologického systému (Havlíček, 1986):

- vsáknou se do země a odtečou podzemním odtokem
- pomocí řek a potoků odtečou povrchovým odtokem zpět do moří a oceánů
- vstřebají je rostliny, a díky výparu je vrátí zpět do atmosféry

Aby se opět dosáhlo stejného množství vody v oceánech, jako bylo před výparem, musí pevnina pomocí srážek a odtoku vrátit stejné množství vody, kterou byla dotována z oceánů. Tento stav ovšem nikdy nenastane, vždy jsou zde alespoň minimální kladné, či záporné rozdíly. Jakékoli rozdíly, ať už jen minimální, působí velké problémy, pokud jsou dlouhodobé. Většinou jsou tyto rozdíly záporné, tedy že se pevnina odvodňuje, a to díky zásahu člověka, který svou činností zabraňuje vsakování vody do půdy, a tím pádem se zvyšuje její odtok do moří. Když se sníží množství vody vsáknuté do země, musí se snížit i půdní vlhkost a podzemní odtok. Sníží-li se půdní vlhkost, rostliny nedostávají potřebnou vláhu a uvadají, nebo se přinejmenším sníží jejich výpar. V konečném důsledku tedy odteče více vody do moří a oceánu, ale díky jejich velké ploše se téměř nezmění jejich výpar, což vede k stoupání hladin oceánů (Kravčík a kol., 2007).

Malý vodní cyklus je cyklus malého, avšak neméně důležitého rozsahu. Jedná se o výměnu vody, která se vypaří nad pevninou a v podobě srážek vyprší nad tou samou

pevninou. Podrobněji lze říct, že voda vypařená z pevniny se díky mrakům dostane nad jinou část pevniny, kde spadne ve formě srážek. Část vody se pak povrchovým a podzemním odtokem dostane do oceánů, část vody se odpaří z vodních ploch, zejména z jezer a bažin a mokřadů, zpět do atmosféry a část zachytí půda a vegetace, kde se pak pomocí výparu začlení zpět do malého vodního cyklu (Oliver a Oliver, 1994). Podle Kravčíka a kol. (2007) dosahují průměrné roční srážky nad pevninou hodnoty 720 mm, z čehož jen 310 mm jsou srážky, které se nad pevninu dostanou z moří a oceánů pomocí velkého vodního cyklu. Z toho můžeme vyvodit, že zhruba 410 mm srážek jsou srážky pevninské, tedy obsažené v malém vodním cyklu. Zabraňuje-li člověk výparu a podporuje tím odtok vody z pevniny, připravuje se tak o velké množství srážek, nebo naopak, zabraňujeme-li odtoku, vyrábíme si tím déšť. Je tedy zřejmé, že vodní cykly mají velký vliv na tvorbu mikroklimatu.

3.1.3 Vlhkost vzduchu

Vlhkost vzduchu můžeme chápat buď jako obsah vodní páry ve vzduchu, nebo v širším pojetí jako stupeň nasycení vzduchu, a jeho schopnost přijímat další vodní páru. Vzduch dokáže pojmout jen určité množství vody, které se s narůstající teplotou zvyšuje. Vzdušná vlhkost se velice liší na různých místech celé planety, například v pralesech dosahuje vysokých hodnot a naopak na pouštích je velice malá, navíc se časem neustále mění (Kožnarová a Klabzuba, 2009). Podle Soukupové (2009) závisí vlhkost vzduchu na:

- výparu vody, který je největší z vegetace a na její kondenzaci v atmosféře
- jejím vertikálním transportu pomocí vzdušných proudů a konvekce
- horizontálním přenosu vlhkého vzduchu, který se vyměňuje se suchým

K popisu vlhkosti používáme několik takzvaných vlhkostních charakteristik.

Tlak vodní páry je spolu s **tlakem nasycené vodní páry** základní vlhkostní veličinou. Měří se v kilopascalech (1 kPa= 1000 Pa). Pro tlak vodní páry se používá symbol „**e“,** a určuje nám skutečné množství vodní páry v atmosféře. Pro tlak nasycené vodní páry se používá symbol „**E“** a určuje nám, kolik se vejde do atmosféry vody při současné teplotě. Buck (1981) uvádí, že pro výpočet nasycených vodních par lze použít Magnusovu rovnici:

$$E = 6{,}1121 \cdot \exp\left(\frac{17.502T}{240.97+T}\right)$$

T – teplota vzduchu (°C)

Pokud známe vypočítaný tlak nasycené vodní páry, a poměrnou (relativní) vlhkost, můžeme pomocí něj vypočítat tlak vodní páry:

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

Rh - relativní vlhkost vzduchu (%)

Vodní sytostní doplněk můžeme chápat jako množství vody, které je ještě třeba k úplnému nasycení vzduchu vodou. Označujeme ho písmeny „**VPD**“ nebo „**d**“. Rovnice se spočítá rozdílem nasycených a nenasycených vodních par a udává se v hPa.

$$d = E - e$$

Kožnarová a Klabzuba (2009) a Soukupová (2009) publikují, že **absolutní vlhkost vzduchu** je hmotnost vodní páry na jednotku vzduchu. Je také faktorem, který nám udává množství a míru výparu, a tím pádem i ztrátu vlhkosti půdy nebo rostlin. Nejpoužívanější jednotkou je g/m^3. Symbolem pro absolutní vlhkost vzduchu v nenasyceném prostředí je písmeno „**a**“ a v nasyceném „**A**“.

$$a = \frac{217T}{e}$$

Relativní (poměrná) vlhkost je nejpoužívanější a nejznámější charakteristikou vlhkosti vzduchu používanou v agrometeorologii, hydrologii i v životě občanů (Peixoto, 1996). Je dána poměrem mezi objemem par obsažených ve vzduchu a množstvím par, které by mohl vzduch obsahovat při stejné teplotě a tlaku. Relativní vlhkost se mění v závislosti na teplotě, jelikož i tlak je závislý teplotě. Z toho je tedy jasné, že se relativní vlhkost mění v průběhu roku i v průběhu dne. Udává se většinou v % nebo jako relativní hodnota.

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

Teplota rosného bodu je teplota, za které je vzduch nasycen vodou, kterou obsahuje. Aby teplota dosáhla rosného bodu, musí se ochladit na určitou teplotu. Čím je teplota menší tím se i zmenšuje možný obsah vody ve vzduchu a vzduch se tak při určité teplotě plně nasytí. Rozdíl mezi současnou teplotou a teplotou rosného bodu se nazývá deficit rosného bodu. Pokud je deficit rosného bodu překročen, začne přebytečná vlhkost kondenzovat, a vzniká tak na předmětech rosa či jinovatka.

Měrná vlhkost nám udává, jaké množství vody je v určitém množství vzduchu. Nejčastěji se měří gramy vodní páry na kilogram vzduchu. Označujeme ji symbolem „**x**“ a výpočet můžeme provést pomocí následující rovnice.

$$x = \frac{622\mathrm{e}}{(\mathrm{p} - 0{,}328\mathrm{e})}$$

p – tlak vzduchu

Kožnarová a Klabzuba (2009) ještě navíc jako vlhkostní charakteristiku uvádějí **vodní jímavost vzduchu**. Vodní jímavost vzduchu se moc neliší od sytostního doplňku, také se definuje jako množství vody, které je ještě třeba k úplnému nasycení vzduchu vodou, ovšem s tím rozdílem že se musí doplnit pomocí vodní páry. Z hlediska množství dosahuje vodní jímavost vzduchu menších hodnot, jelikož se vzduch při výparu velice ochlazuje, tudíž se do něho vejde méně vodní páry. Je dokázáno, že se výparem 1 gramu vody ochladí vzduch v oblasti o rozloze 1 m^3 o zhruba 2 ˚C. Značí se písmenkem „**j**“ a udává se v hPa.

3.1.4 Teplota vzduchu

Teplota vzduchu je meteorologický prvek, který nám udává schopnost vzduchu přijímat, uchovávat a vydávat tepelnou energii. Teplota vzduchu se neustále mění na každém místě v atmosféře. Hlavním zdrojem tepla je Slunce, které díky svému záření ohřívá atmosféru. Více než atmosféru však ohřívá zemský povrch. Ten by se dal považovat za zdroj tepla pro spodní část atmosféry (Soukupová, 2009). V ideálních podmínkách by se dalo tvrdit, že s rostoucí výškou klesá teplota. Ideální podmínky však nemohou nikdy nastat, kvůli neustálému proudění vzduchu, které je způsobeno teplotou zemského povrchu a tvarem zemského povrchu, který ovlivňuje výskyt a sílu větru. Díky

tvaru zemského povrchu musí vzduch také nuceně stoupat a klesat při přechodu hor. Teplota průměrně klesá o 0,65 ˚C každých 100 metrů výšky (adiabatický výškový gradient). Což opět platí pro ideální podmínky, které narušuje například nestabilní zvrstvení atmosféry. Může se také stát, že se teplota s rostoucí výškou zvyšuje, v tomto případě hovoříme o teplotní inverzi. Další příčinou jsou mořské proudy, které přenášejí obrovské množství vzduchu do jiných oblastí, které ochlazují nebo ohřívají (Klabzuba, 2009).

Jones (1992) tvrdí, že teplota je jedním z hlavních faktorů ovlivňující vývoj rostlin, ovlivňuje totiž rychlost jejich metabolických procesů i rychlost jejich vývoje. Většina rostlin dokáže přežít teploty o velkém rozsahu od 89 ˚C do -58 ˚C, některé jako třeba kaktusy na pouštích ještě větší (70 ˚C). Rozsah teplot, ve kterých dokáží produktivně žít je ovšem o dost menší, okolo 0 ˚C – 40 ˚C. Do maximální výšky dorostou za ještě přísnějších podmínek, které záleží na druhu rostliny, prostředí a na současném vzrůstu. Pokud teplota přesáhne hodnotu, u většiny rostlin 40 ˚C, dochází k jejímu pomalému poškozování. Zastaví se syntéza běžných proteinů a nastoupí syntéza speciálních proteinů, určených pro velké teploty. V důsledku toho se také poškodí buňky narušením jejich membrány, což má za následek průsak tekutin. Může také dojít k úhynu buněk. Pokud bude teplota menší než 10 ˚C, může docházet k poškození chladem. To se běžně stává tropickým a subtropickým rostlinám, které nejsou na chlad zvyklé. Při takto nízkých teplotách dochází k potlačení růstu, reprodukce nebo k úplné smrti buňky nebo organismu. Při teplotách pod bodem mrazu dochází k poškození mrazem. Rostliny, které žijí v proměnlivém nebo chladném počasí se dokáží adaptovat na teploty nižší než je bod mrazu, a dokáží ho přežít bez větší újmy. Rostliny, které se nemají šanci adaptovat, umrzají. Voda v buňkách zmrzne a rostliny umírají na dehydrataci (Jones, 1992).

Denní chod teploty vzduchu je závislý na slunečním záření, kdy je zemský povrch přes den ohříván absorpcí slunečních paprsků, a zároveň je ochlazován vyzařováním tepla do atmosféry a dále pak do vesmíru. Přes noc je vzduch čistší, méně vlhký a absorbuje méně záření než přes den a také pomalu vychládá. Proto můžeme tvrdit, že vzduch je nejchladnější těsně před východem slunce a nejteplejší kolem 15 – 16 hodiny, kdy je intenzita jeho vyzařovaného tepla největší (Blair, 1916). Klabzuba (2009) navíc dodává, že se denní rozpětí teplot (amplituda) zmenšuje s rostoucí zeměpisnou šířkou a výškou, a

zvětšuje se s rostoucí vzdáleností od oceánu, kdy může dosáhnout i více než 20 ˚C v údolních polohách. Denní chod teplot se také odvíjí od aktuálního počasí. Pokud je zamračeno, prostupují sluneční paprsky přes mraky hůře, a také se teplo mnohem hůř dostává zpět do atmosféry a do vesmíru. Při větrném počasí je denní amplituda o dost menší, protože vzduch neustále cirkuluje a nestíhá se od zemského povrchu dostatečně ohřát či ochladit. Nad oceány je denní chod teplot vzduchu téměř neznatelný, protože oceán má velkou plochu a svou teplotu skoro nemění. Nejvyšší teploty však dosahuje kolem 12 – 13 hodiny (Blair, 1916).

Roční chod teploty vzduchu je základní charakteristikou pro popis klimatu určitého místa. Roční chod teploty vzduchu se mění podle toho, kolik sluneční energie dopadne na zemský povrch a jak ho tato energie ohřeje. Během roku zaznamenáváme na většině území teplotní maximum v červenci a teplotní minimum v lednu.

Dle Soukupové (2009) ovlivňuje roční chod teplot vzduchu:

- zeměpisná šířka – čím větší je zeměpisná šířka, tím větší je roční amplituda teplot.
- vzdálenost místa od moře – čím blíže je místo k moři tím menší je roční amplituda teplot. Teplotní amplituda moře je totiž velice malá.
- nadmořská výška – čím větší je nadmořská výška, tím menší je roční amplituda teplot, i když jen o velice málo.
- tvar povrchu země – v údolích je vyšší roční i denní amplituda teplot než na vrcholcích hor.

Nesporný vliv na teploty vzduchu má i vegetace a ekosystémy, které obecně reagují zpětnovazebně na množství přicházející sluneční energie tak, že tlumí vytváření teplotních rozdílů. S nástupem jara, začíná v mírném pásmu vegetační sezóna a rostliny využívají sluneční energii k tvorbě biomasy a na evapotranspiraci. Biosféra udržuje v dynamické rovnováze složení atmosféry a podílí se na utváření klimatu – tlumí vytváření teplotních extrémů. Funkci biosféry při utváření klimatu je patrná při srovnání teplotních výkyvů na poušti, kde vegetace téměř není a v tropickém deštném lese, ležícím v podobném zeměpisném pásmu.

3.1.5 Teplota půdy

Teplota půdy má velký význam na vývoj a růst rostlin a na biochemické a biologické procesy probíhající v půdě. Hlavním zdrojem tepla pro půdu je sluneční energie. Teplota půdy se mění v závislosti na zdánlivé poloze Slunce na obloze, tj. na geometrii slunečního záření, to nám určuje denní chod teploty půdy. Roční chod teploty půdy je zase určen oběhem naší planety kolem slunce, a s tím spojené střídání ročních období (Klabzuba, 2009). Hloubka půdy, ve které zaniká denní amplituda teplot, je u nás mezi 40 a 100 cm, a ve které roční je 15 až 30 m. Když mluvíme o teplotě půdy, zajímají nás hlavně 2 charakteristiky:

- tepelná kapacita půdy – má velký vliv na ohřívání půdy. Je to schopnost půdy zadržovat nebo pohlcovat teplo. Vyjadřuje, jaké množství tepla potřebujeme k ohřátí určitého objemu půdy o 1 ˚C. Toto teplo můžeme vypočítat pomocí vztahu:

$$Q = m \cdot c \cdot \Delta T$$

  m – hmotnost určitého objemu půdy

  c – měrná tepelná kapacita půdy ($J^{-1} \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)

  $\Delta T = T_2 - T_1$, kde T_1 je počáteční a T_2 konečná teplota půdy

  Čím větší je tepelná kapacita půdy, tím se půda pomaleji ohřívá. Tepelná kapacita půdy také závisí na vlhkosti půdy, čím vyšší je vlhkost půdy, tím pomaleji se půda zahřívá.

- tepelná vodivost půdy – je schopnost vést a rozvádět teplo v půdě. Je to množství tepla, které projde během 1 sekundy přes 1 cm^2 půdy o tloušťce 1cm při tepelném spádu 1 ˚C. Je závislá na mineralogickém složení, vlhkosti, zrnitosti a struktuře půdy (Dykyjová, 1989). Tepelná vodivost se vypočte pomocí vzorce:

$$\mathrm{Q} = \lambda \cdot \mathrm{S} \frac{\Delta T}{\mathrm{d}} \cdot \tau$$

  τ – čas (sec)

  S – plocha (cm^2)

d – hloubka (cm)

λ - součinitel tepelné vodivosti (W·m.K)

ΔT – rozdíl teplot na vzdálenost d

Teplota půdy závisí na několika faktorech jako třeba na vlhkosti půdy, výšce a teplotě sněhové pokrývky, vegetačním krytu a struktuře půdy.
(Havlíček, 1986) uvádí dva stavy promrzání:

- polozmrzlá půda – nastává, je-li rovnovážný stav heterogenního systému voda – led - půda.
- tvrdě zamrzlá půda – nastává, dojde-li díky zamrzání vody v půdních pórech ke zvětšení objemu půdy. U nás půda zamrzá až do hloubky 1 m, z tohoto důvodu je nezámrzná hloubka 1,2 m a veškeré vodovodní potrubí se musí dávat pod tuto hloubku, aby se vlivem mrazu neroztrhalo.

V místech kde je průměrná roční teplota nižší, než 0 ˚C se vyskytuje věčně zmrzlá půda neboli permafrost. Ve větších hloubkách se udržuje trvalý permafrost a na povrchu se jen v létě obnoví na krátký čas vegetace. Permafrost se vyskytuje hlavně na severní polokouli a v severovýchodní Asii.

3.1.6 Sluneční záření

Sluneční záření nebo také radiace je šíření elektromagnetické energie prostorem. Hlavním zdrojem slunečního záření je slunce, které svou zářivou energii získává tzv. proton-protonovým cyklem přeměny vodíku na helium. Slunce je považováno za obnovitelný zdroj, jelikož se jeho zásoby vodíku za stálého výkonu vyčerpají až za 5 – 6 miliard let. Přímé sluneční záření se v průběhu roku mění a to díky neustále se měnící poloze Země od Slunce. Nejvíce záření země přijímá v lednu (1,412 $kW.m^{-2}$) a nejméně začátkem července, kdy je Země od Slunce nejdál (1,321 $kW.m^{-2}$) (Havlíček, 1986). Roční tok energie Slunce na Zem je okolo 180 000 TW. Z této celkové energie se 30 % odrazí zpět do vesmíru jako krátkovlnné záření, 23 % se podílí na výparu při koloběhu vody a 47 % se vyzáří jako tepelné záření (dlouhovlnné záření) (Jirka, 1999). Slunce vyzařuje záření o všech vlnových délkách, ale s odlišnou intenzitou. Jako hranice vlnových délek využitelných člověkem se považují hodnoty 170 nm až 4000 nm (Havlíček, 1986).

Spektrum slunečního záření (každý zdroj udává jiné rozmezí):

- ultrafialové záření (100-385 nm) – i když má ultrafialové záření malé spektrální rozpětí, je nesmírně důležité pro všechny živé organismy.
  UVA- převážná část UV záření je pohlcována ozónovou vrstvou (100-280 nm)
  UVB- menší část (285-315nm) je částečně pohlcena nebo rozptýlena v atmosféře
  UVC- jen poměrně malé spektrum (315-385 nm) dopadá na zemský povrch, kde ovlivňuje organismy a rostliny.
  V posledních letech se díky činnosti člověka a to hlavně průmyslové činnosti zmenšuje ozonová vrstva, což má za následek zvýšení množství UV záření dopadajícího na zemský povrch. Více UV záření zahřívá atmosféru a má neblahý vliv na biosféru (Foyo-Moreno, 1998).
- viditelné záření (385-780 nm) – je to elektromagnetické záření, které je schopno vyvolat reakci v lidském oku. Světlo je jednou z nejvýznamnějších složek elektromagnetického spektra, jelikož díky němu získávají organismy informace o světě kolem nich. Viditelné světlo se také nazývá světelné spektrum, kde se vyskytují jednotlivé barvy a jim jsou přiřazeny určité intervaly vlnových délek.
- infračervené záření (760 nm – 0,3 mm) – je to tepelná složka elektromagnetického záření, díky níž se šíří teplo a to i vakuem. Je ovšem využitelné i v komunikaci. Infračervené záření je naopak od viditelného světla jen minimálně zadržované atmosférou. Má také velmi významný vliv na růst rostlin a to konkrétně na jejich prodlužovací fázi (Havlíček, 1986).
- mikrovlny (0,03 mm – 1 m) – v elektromagnetickém spektru spadají mezi rádiové vlny a infračervené záření, vlastnosti ovšem přebírá od obou. Mohou sloužit pro bezdrátový přenos dat (Wi-Fi) stejně tak jako vyrábět teplo (mikrovlnná trouba). Dnes je již používáme téměř ve všech odvětvích – komunikace, obrana, meteorologie, průmysl (Gupta, 1976).

Základní zákony záření

Ve fyzice existují určitá pravidla týkající se záření, která nám udávají změny energie nebo třeba množství vyzářené energie:

- *Planckův vyzařovací zákon* – těleso nemůže vyzařovat nebo pohlcovat energii v libovolném množství, ale nespojitě po kvantech. Obsah energie je nepřímo úměrný vlnové délce záření a přímo úměrný jeho frekvenci (Matejka, 1987).

$$E = h \cdot \frac{c}{\lambda} = h \cdot v$$

E – energie ($J.s^{-1}$)

h – Planckova konstanta ($6{,}63 \times 10^{-34}$ J x s^{-1})

c – rychlost světla (3×10^{8} m x s^{-1})

λ - vlnová délka (nm)

v – frekvence záření (Hz)

- *Wienův zákon* – S rostoucí teplotou zářiče se jeho vlnová délka (frekvence) zmenšuje, a naopak (Poulek a kol., 2010).

$$\lambda \max = \frac{b}{T}$$

λ - vlnová délka

b – Wienova konstanta (2,8978 mm x K)

T – teplota tělesa (K)

- *Stefan – Boltzmannův zákon* – intenzita vyzařování tělesa je přímo úměrná čtvrté mocnině termodynamické teploty a je závislé na povrchové teplotě (Cox, 1970). Pro absolutně černé těleso platí:

$$I = \sigma \cdot T^4$$

I – celková intenzita záření (podíl výkonu a plochy) ($W.m^{-2}$)

σ - Stefan – Boltzmannova konstanta – $5{,}67*10^{-8}$ $W.m^{-2}K^{-4}$

T – teplota (K)

V případě reálných těles hraje významnou roli emisivita tělesa, která vyjadřuje jeho schopnost energii vyzařovat.

Formy slunečního záření

Sluneční záření, které je základním zdrojem energie pro všechny procesy v atmosféře a na zemi, můžeme rozdělit na několik částí, které uvádí např. Bednář (2003).

- přímé sluneční záření – je svazek rovnoběžných paprsků, které se pohybují mezi okem pozorovatele a sluncem. Měří se kolmo k jejich dopadu na zemský povrch.
- rozptýlené (difúzní) sluneční záření – vzniká rozptýlením přímého slunečního záření v atmosféře díky částečkám (ledové krystalky, kapky vody, aerosolové částice) nebo plynu, které se v ní vyskytují. Nebýt slunečního záření, viděli bychom oblohu jako černou se silně zářícím sluncem i během dne. Díky difúznímu slunečnímu záření se přímé sluneční záření zeslabuje a část je ho absorbována v atmosféře. Difúzi podléhá záření o všech vlnových délkách, nejvíce však paprsky krátkých vln, které ale zase není téměř vůbec pohlcováno (Schneider, 1984).
- insolace – množství přímého slunečního záření dopadající na určitou jednotku horizontálně orientované plochy za jednotku času. Používá se spíše insolace než přímé sluneční záření, jelikož zemský povrch není vodorovný. Vypočítáme jí díky vztahu:

$$I' = I \cdot sin\alpha$$

I′ - insolace ($W.m^{-2}$)
I – intenzita přímého slunečního záření ($W.m^{-2}$)
α – úhlová výška slunce nad obzorem

- globální sluneční záření – je součtem celkového slunečního záření (difúzního a insolace) dopadajícího na zemský povrch. Ve dne je jeho hodnota nejvyšší a v noci se blíží nule.
- odražené sluneční záření – sluneční záření dopadlé na zemský povrch se z velké části odrazí zpět do atmosféry. Odrazivost zemského povrchu nazýváme albedo, které je definováno jako poměr odraženého a dopadlého slunečního záření. Největší albedo má sníh popřípadě led (70-90 %). Země jako celek odráží zhruba 20-30 % záření.

Do charakteristik slunečního záření patří také solární konstanta. Je to tok sluneční energie vně zemské atmosféry, procházející plochou 1 m^2 za 1 sekundu při kolmém dopadu paprsků, ve střední vzdálenosti od slunce. Její hodnota je 1,37 $kW.m^{-2}$, ale intenzita slunečního záření se může v průběhu roku lišit až o 3,5 % své hodnoty, díky excentricitě planety.

Z celkového záření, které doletí k atmosféře, se dostane zhruba polovina k zemskému povrchu v podobě přímého slunečního záření, které je buď pohlceno, nebo odraženo zpět do atmosféry, 19 % projde atmosférou ve formě difúzního záření, 12 % absorbuje atmosféra selektivně a 9,5 % neselektivně, zbytek se vyzáří zpět do prostoru. Za ideálních podmínek bez oblačnosti by k zemskému povrchu dorazilo asi 69 % všeho záření, jelikož se však na většině míst země vyskytuje oblačnost, která pohlcuje zhruba polovinu záření, dopadá na zemský povrch asi jen 33 % celkového záření (Schneider, 1984).

3.2 Energetická bilance

Energetická bilance nám značí, poměr mezi energií přijatou a vydanou. Tento poměr může být buď pozitivní, negativní anebo rovnovážný. Celková energetická bilance neustále fluktuuje. V denním a letním čase je pozitivní a v nočním a zimním je negativní. V konečném důsledku je vždy za delší období rovna nule. Kdyby nebyla, došlo by k výrazným změnám klimatu. Energetickou bilanci můžeme rozdělit na radiační bilanci a tepelnou bilanci (Havlíček, 1986).

Radiační bilance zemského povrchu - Hlavním zdrojem energie pro rovnici energetické bilance je slunce, to zásobí zemský povrch krátkovlnným zářením. Část tohoto záření odrazí země zpět do atmosféry bez absorpce (20 % mraky, 6 % atmosféra, 4 % zemský povrch), zbytek pohltí zemský povrch a atmosféra. Ty ho po přeměně na teplo vyzáří zpět do vesmíru ve formě dlouhovlnného záření. Tento parametr nabývá kladných hodnot, okolo 30 % (planetární albedo), kvůli odraženému záření. (Strahler, 2011). Raschke a Bandeen (1970) uvádějí vzorec pro radiační bilanci (Q):

$$Q = S – R – E$$

S – záření dopadající na zemský povrch

R – odražené sluneční záření

E – dlouhovlnné záření vyzářené zemským povrchem do vesmíru

Tepelná bilance zemského povrchu – Aktivní povrch je definován jako přechodná vrstva mezi povrchem země a atmosférou, kde dochází k nepřetržité přeměně zářivé energie na tepelnou, a kde probíhá jejich výměna. Tato výměna je umožněna hlavně díky proudění vzduchu a vody. Podle Vysoudila (1997) se teplo obsažené v aktivní vrstvě transportuje do atmosféry díky:

- turbulentnímu toku tepla z nebo k aktivnímu povrchu
- kondenzaci kdy se prostředí ohřívá a výparu kdy se prostředí ochlazuje
- dlouhovlnnému záření, které zemský povrch vysílá do vesmíru
- pohybu tepla mezi podložím aktivního povrchu a atmosférou

Dle rovnice energetické bilance aktivního povrchu by se ztráty a příjmy energie aktivního povrchu měli rovnat nule. Hodnoty jednotlivých prvků jsou dány hlavně počasím a fází dne:

$$R_n = H + LE + G$$

R_n – celková čistá radiace

H – turbulentní tok zjevného (pocitového) tepla

LE – tok latentního tepla výparného

G – tok tepla v podloží aktivního povrchu

Tok zjevného tepla - tok zjevného tepla je turbulentní, přenos tepla mezi aktivním povrchem a atmosférou. Velkou roli zde tedy hraje proudění vzduchu. Zjevné teplo můžeme pochopit jako teplo resp. energii potřebnou na změnu teploty vzduchu. (Strahler, 2011).

Tok tepla v zemském podloží – tok tepla závisí na fyzikálních vlastnostech substrátu a také na druhu podloží. Množství tepla, které proteče podložím, je přímo úměrné jeho vodivosti a závisí také na teplotě, která se s hloubkou mění. Substráty

nacházející se v zemském podloží mají různou tepelnou vodivost, takže se s různými druhy půdy, jejich strukturou a vlhkostí mění i intenzita toku tepla. Nejvyšší vodivost mají půdy s vysokým obsahem vody s minimem pórů se vzduchem a s nízkým obsahem humusu. V denních hodinách (nejvíce kolem 9-10 hodiny) se přesouvá teplo z aktivního povrchu do podloží (pozitivní energetická bilance) a v nočních hodinách naopak (negativní energetická bilance). Podobné je to i za ročního chodu teplot, kdy pozitivní energetická bilance nastává v letním období a negativní v zimním, jinými slovy v létě zemský povrch teplo spíše přijímá a v zimě spíše vydává. Toto všechno je navíc modifikováno oblačností, vegetačním krytem půdy nebo třeba sněhovou pokrývkou (Netopil, 1984).

Teplo spojené s přeměnou vody – je hlavním důvodem pro atmosférickou cirkulaci a hraje hlavní roli při oběhu vody. Toto teplo se uvolňuje nebo spotřebovává při fázových přeměnách vody, jako třeba při kondenzaci, výparu a zmrznutí vody, tání sněhu nebo sublimaci ledových částeček. Při výparu se spotřebovává měrné skupenské teplo vypařování, čímž se okolí ochlazuje. Při kondenzaci a desublimaci vody se prostředí otepluje (Tao a kol., 2009).

4. EXPERIMENTÁLNÍ ČÁST

4.1 Experimentální lokality

Studované biotopy pastvina (Mlýnský potok - obr. 1) a mokřad (Horský potok - obr. 2) byly vybrány v okrese Český Krumlov v katastru obce Přední Výtoň, která leží u hranic s Rakouskem. Oblast se nachází ve zvlněné krajině Jižních Čech, která se nachází zhruba 6 km od Lipna. Tato oblast patří do Chráněné krajinné oblasti Šumava. Podle geomorfologického členění spadá řešené území do Hercinského systému, Šumavské podprovincie a Šumavské hornatiny. Průměrná nadmořská výška je zde 765 m.n.m. Vzhledem k agroklimatickému členění patří lokalita do oblasti mírně chladné a vlhké. Průměrné roční teploty jsou zde 5-6 °C. Průměrný roční úhrn srážek je 800-900 mm. Z geomorfologického členění půd se zde nacházejí pseudogleje luvické a modální, kambizemě oglejené, středně těžké se sklonem k dočasnému zamokření (Procházka a kol., 1999).

V těsné blízkosti registračních stanic na Mlýnském a Horském potoku se nevyskytují žádné velké vodní plochy, které by výrazně mohly svým výparem ovlivňovat měřené údaje. Nejbližší vodní plocha je Lipenská nádrž vzdálená cca 6 km.

Experimentální údaje byly získány na dvou různých porostech a to na pastvině a mokřadu. Jedná se o stanoviště lišící se charakterem aktivního povrchu. V oblasti Mlýnského potoka se vyskytují především rostliny - srha říznačka (*Dactylis glomerata*), psárka luční (*Alopecurus pratensis)*, řebříček obecný (*Achillea millefolium)*, lipnice luční *(Poa pratensis)* nebo svízel povázka (*Galium mollugo*). V oblasti Horského potoka jsou především rostliny s větší tolerancí k vlhkosti – ostřice černá (*Carex nigra),* rašeliník (*Sphagnum)*, blatouch bahenní (*Caltha palustris*), violka bahenní (*Viola palustris*) (Hakrová, 2003).

Obr. 1. Povodí Mlýnského potoka

Obr. 2. Niva Horského potoka

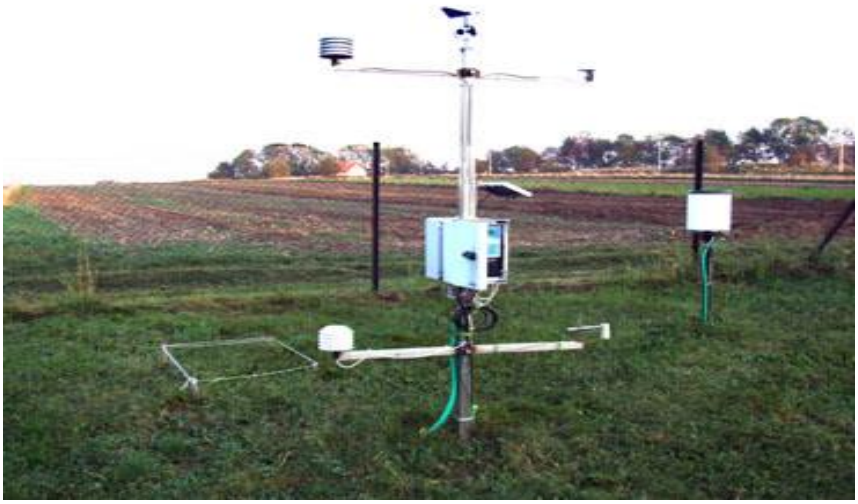
4.2 Použité měřicí přístroje

Pro měření na obou stanovištích – Mlýnském a Horském potoku, byly využity automatické meteorologické stanice Fiedler–Mágr elektronika pro ekologii, ČR (viz Obr. 3). Stanice zaznamenávaly teplotu a relativní vlhkost vzduchu ve 2 m a v 0.2 m nad povrchem (čidla T+RV, přesnost ± 0,1 °C, resp. 2 %), teplotu povrchu půdy, v 0.1 m a 0.2 m pod povrchem (čidla Pt 100, přesnost 0,1 °C), objemovou vlhkost půdy (Virrib, přesnost ± 1 % obj.) a celkovou čistou radiaci netradiometrem NR Lite (Kipp&Zonen, přesnost ±

10 %) v intervalu 15 minut. Dopadající a odražená krátkovlnná radiace byla měřena čidly CM3 Kipp&Zonen. Záznamník Fiedler-Mágr M4016.

Data jsou denně ukládána do serverové databáze. Použita byla data měřená od začátku dubna do konce září 2014.

Během období, ve kterém bylo měřeno, působily různé klimatické faktory (vítr nebo oblačnost), a také lidské faktory (manipulace s přístroji), které mohly ovlivnit data snímané přístroji, ty se pak na grafech projevovaly jako příliš vysoké nebo příliš nízké hodnoty.



Obr. 3. Meteorologická stanice Fiedler-Mágr elektronika pro ekologii

4.3 Zpracování získaných dat

Data byla nejprve předzpracována filtrací a odstraněním odlehlých a chybných hodnot, které mohly být způsobeny manipulací s čidly, náhodnými chybami čidel, při stahování dat, či jinými chybami. Chybové hodnoty byly nahrazeny aritmetickým průměrem sousedních hodnot. Upravená data byla použita pro výpočet ukazatelů energetické bilance – albeda, Bowenova poměru, toku latentního tepla výparu, toku zjevného tepla, toku tepla do půdy a evaporativní frakce.

Albedo bylo vypočteno jako poměr globální radiace odražené a globální radiace dopadající. Tepelné toky byly odvozeny metodou Bowenova poměru na základě výpočtu rovnice tepelné bilance (viz str. 29).

Bowenův poměr byl vypočten na základě teplotního a vlhkostního gradientu podle rovnice:

$$\beta = \frac{H}{\mathrm{LE}} = \gamma \frac{T_z - T_{zp}}{e_z - e_{zp}}$$

kde γ je psychrometrická konstanta (kPa.°C^{-1}), T_z a T_{zp} jsou teploty pro jednotlivé výškové úrovně (°C) a e_z a e_{zp} je tlak vodní páry pro jednotlivé výškové úrovně (kPa). Tlak vodní páry pro jednotlivé výškové úrovně byl vypočten podle rovnice:

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

kde E je tlak nasycených vodních par (kPa) a Rh je relativní vlhkost vzduchu (%). Pro výpočet tlaku nasycených vodních par byl použit vzorec:

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

kde T je teplota vzduchu v určité výšce (°C). Psychrometrická konstanta pro výpočet Bowenova poměru byla vypočtena na základě vztahu:

$$\gamma = \frac{c_p \cdot p_a}{L \cdot 0.622}$$

kde c_p je měrná tepelná kapacita vzduchu (1012 Jkg^{-1}K^{-1}), p_a je hustota vzduchu ve 2 m (kg.m^{-3}) a L skupenské teplo výparu ve 2 m (J.kg^{-1}). Pro výpočet psychrometrické konstanty bylo nutné vypočíst hustotu vzduchu ve 2 m pomocí vzorce:

$$\rho_a = \frac{353{,}4}{T_z + 273}$$

kde T_z je teplota v určité výšce (°C). A dále bylo nutno určit skupenské teplo výparu ve 2 m podle rovnice:

$$L = 2501 - 2.3723 \cdot Tz$$

Bowenův poměr vyjadřuje poměr mezi toky pocitového tepla H a latentního tepla výparu LE. **Tok latentního tepla výparu** (W.m^{-2}) byl vypočten podle rovnice:

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

kde *Rn* je celková čistá radiace (W.m^{-2}), β je Bowenův poměr (W.m^{-2}) a *G* tok tepla do půdy (W.m^{-2}). **Tok tepla do půdy** (W.m^{-2}) byl vypočten vztahem:

$$G = k \frac{Tp_0 - T_h}{z_2 - z_1}$$

kde Tp_0 je teplota povrchu půdy (°C), T_h je teplota půdy ve 20 cm (°C), z_2 je hloubka půdy (0,2 m), z_1 je hloubka půdy (0 m), a *k* je tepelná vodivost půdy pro určitý druh podloží (W.m^{-2}). Tepelná vodivost půdy byla získána ze vzorce:

$$k = -6{,}953 * \theta^2 + 7{,}805 * \theta + 0{,}244$$

θ je objemová vlhkost půdy · 0,01.

Tok zjevného tepla (W.m^{-2}) byl vypočten úpravou rovnice energetické bilance:

$$H = Rn - LE - G$$

Poslední vypočtenou charakteristikou byla **evaporativní frakce** (%), která je reciprokou hodnotou k hodnotě Bowenova poměru a vypočetla se vtahem:

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

Na základě sledovaných a měřených veličin byly hodnoceny měsíční průměry a amplitudy hodnot, které byly počítány jako průměr denních rozdílů minimálních a maximálních hodnot. Následně bylo vybráno 6 dnů, z nichž každý reprezentoval průběh dějů v daný měsíc – 1.4., 22.5., 7.6., 19.7., 28.8., 17.9. Charakteristikou, podle které byly vybírány jednotlivé dny pro každý měsíc byla dopadající globální radiace, respektive její průběh v daném dni. Cílem bylo vybrat reprezentativní slunný den pro každý sledovaný měsíc, kdy dochází k maximálnímu projevu studovaných dějů.

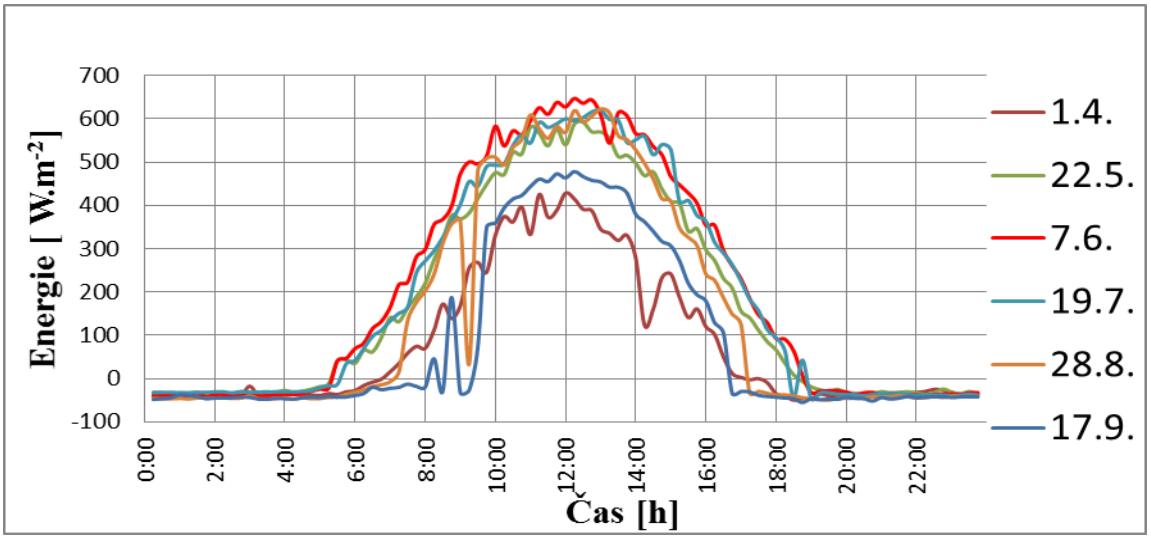
4.4 Statistická analýza

Pro porovnání datových řad ze sledovaných lokalit byl použit Studentův párový t-test. Pro větší přehlednost byly vytvořeny grafy, jak pro měsíční tak pro reprezentativní denní hodnoty, které znázorňují rozdíly hodnot mezi jednotlivými stanovišti (Horský vs. Mlýnský). Z těchto grafů můžeme vyčíst, jak velké jsou rozdíly mezi oběma stanovišti.

5. VÝSLEDKY

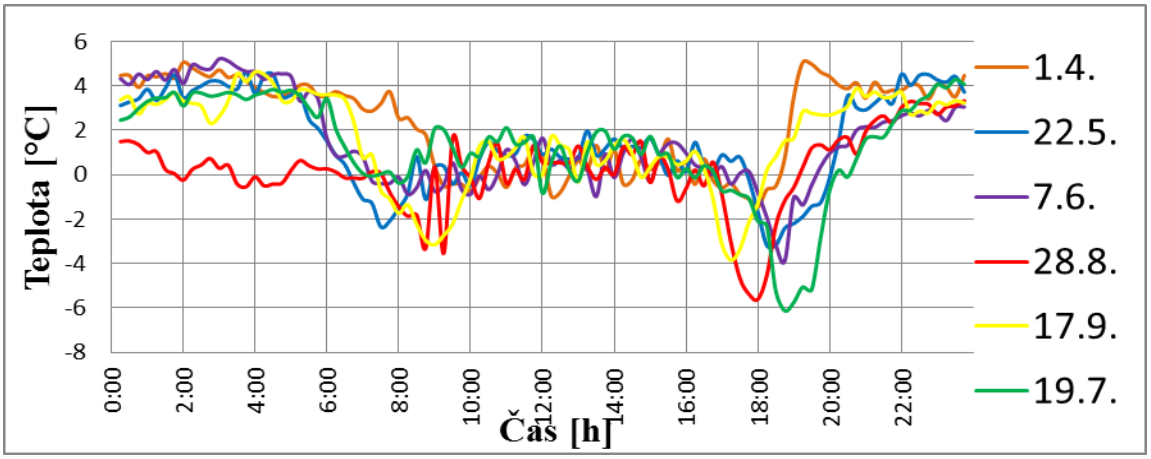
Z analýzy vyšlo najevo, že se obě stanoviště navzájem významně liší, a to zejména v teplotách a vlhkostech vzduchu a půdy.

První charakteristikou, podle které se zároveň také vybíraly jednotlivé dny pro každý měsíc, byla celková čistá radiace dopadající na měřicí přístroj. Na grafu 1 můžeme vidět, že 1. dubna byla zjištěna nejmenší intenzita dopadajícího globálního záření, poté se jeho intenzita zvětšovala, až do 7. června kdy dosáhla nejvyšších hodnot, poté opět klesala.



Graf 1. Průběh celkové čisté radiace mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

Jednou z nejdůležitějších charakteristik je teplota vzduchu ve 2 m nad zemí. V grafu (graf 2) je znázorněn průběh rozdílu teplot. Z tohoto grafu (graf 2) můžeme vyčíst, že nejvíce se od sebe liší teploty 1. dubna a 22. května a to až kolem 4 °C během ranních a nočních hodin. Naopak od 8 do 18 hodiny jsou teploty téměř stejné. Nejmenších hodnot dosahuje průběh teplot 17. srpna, kdy se rozdíly převážnou část dne neliší o více než 1 °C.



Graf 2. Rozdíl denních teplot pastviny a mokřadu ve 2 m nad zemí v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

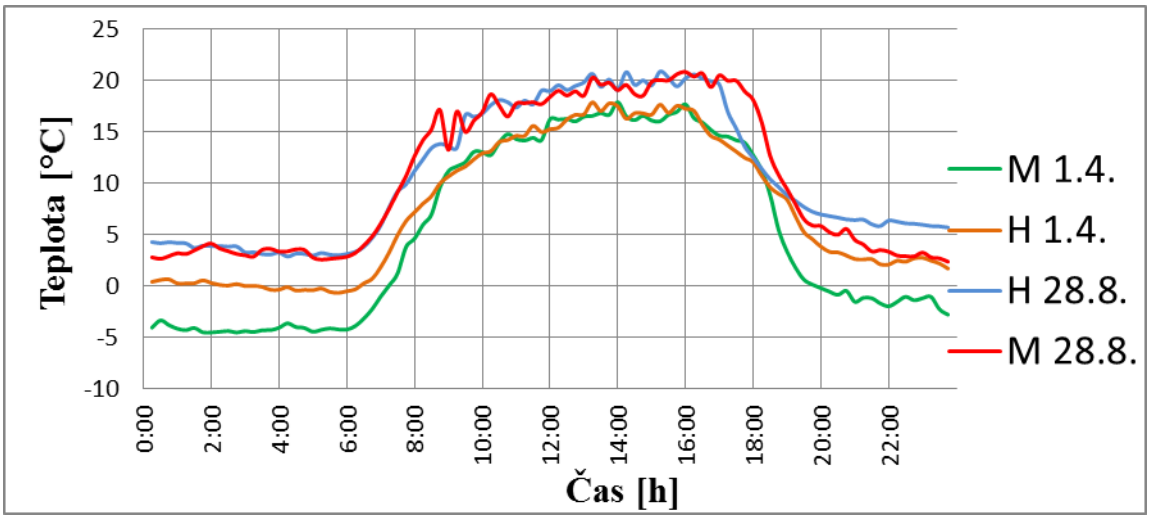
Na přesnější porovnání charakteristik jednotlivých lokalit se můžeme podívat na tabulku 1. Z porovnání rozdílu denních průměrných hodnot a denních amplitud v jednotlivých měsících vyplývá, že průměrné denní teploty byly nejnižší v dubnu na obou stanovištích a poté postupně stoupaly, až do července a následně opět pozvolna klesaly. Rozdíl v průměrných teplotách mezi oběma stanovišti je ve 2 m nad zemí minimální, liší se zde od teplot 0,2 °C v září až po největší rozdíl 1 °C v dubnu. Největší rozdíl denních amplitud teplot i jejich největší rozdíl mezi biotopy je na mokřadu, zatímco největší rozdíl průměrných teplot je na pastvině.

Tabulka 1. Přehled průměrných hodnot a průměrných denních amplitud průběhu teplot ve 2 m nad zemí. Pro statistické hodnocení byl použit Studentův párový t-test.

Měsíc	Biotopy	Průměrná hodnota [°C]	Průměrná denní amplituda [°C]	Studentův párový t-test pro průměrné denní hodnoty t	df	p	Studentův párový t-test pro denní amplitudy t	df	p
Duben	Mokřad	7,5	13,8	-5,43	29	<0,05	5,95	29	<0,05
	Pastvina	6,4	16,1						
Květen	Mokřad	9,8	11,6	-2,40	30	<0,05	4,44	30	<0,05
	Pastvina	9,5	13,2						
Červen	Mokřad	14,2	16,5	-6,78	29	<0,05	10,54	29	<0,05
	Pastvina	13,4	19,7						
Červenec	Mokřad	16,1	14,4	-2,76	30	<0,05	7,15	30	<0,05
	Pastvina	15,8	16,4						
Srpen	Mokřad	13,2	12,7	-0,17	30	>0,05	2,79	30	<0,05
	Pastvina	13,1	13,8						
Září	Mokřad	11,7	10,9	-1,24	29	>0,05	3,86	29	<0,05
	Pastvina	11,5	12,4						

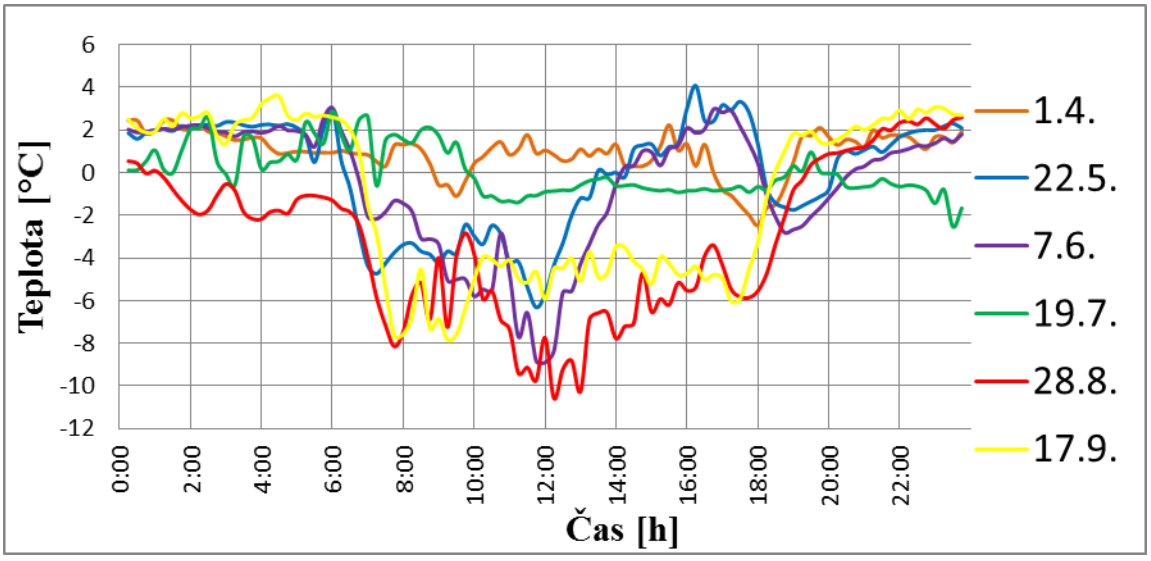
df – stupně volnosti t – testovací kritérium p – hladina pravděpodobnosti

Pro lepší přehled průběhu a velikosti teplot byl zpracován graf 3, na kterém je znázorněn průběh teplot ve 2 m nad zemí během dnů s největším a nejmenším rozdílem teplot. Mezi teplotami 1. dubna a 28. srpna jsou rozdíly mezi 5-10 °C. 1. duben je podstatně chladnější a s většími teplotními rozdíly a to hlavně v ranních a večerních hodinách.



Graf 3. Průběh denních teplot pastviny a mokřadu ve 2 m nad zemí v průběhu nejvíce a nejméně odlišného dne.

Hodnoty získané měřením při povrchu porostu (0,2 m nad zemí) jsou poměrně různorodé. Na grafu 4 můžeme vidět, že se rozdíly teplot v jednotlivých vybraných termínech výrazně liší. Nejmarkantnější rozdíl byl zaznamenán 28. srpna, kdy se hodnoty lišili až o -10 °C. Nejmenší poté 19. července a 1. dubna o nejvýše 2 °C. Když porovnáme rozdílové grafy teplot ve 2 m nad zemí (graf 1) a teplot při povrchu porostu (graf 3) zjistíme, že 28. srpna se teploty při povrchu porostu liší nejvíce a ve 2 m nad zemí naopak nejméně. Stejně tak je to v opačném případě, kdy 1. dubna je nejmenší rozdíl hodnot při povrchu porostu, a ve 2 m je zase nejvyšší.



Graf 4. Rozdíl denních teplot pastviny a mokřadu v 0,2 m nad zemí v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

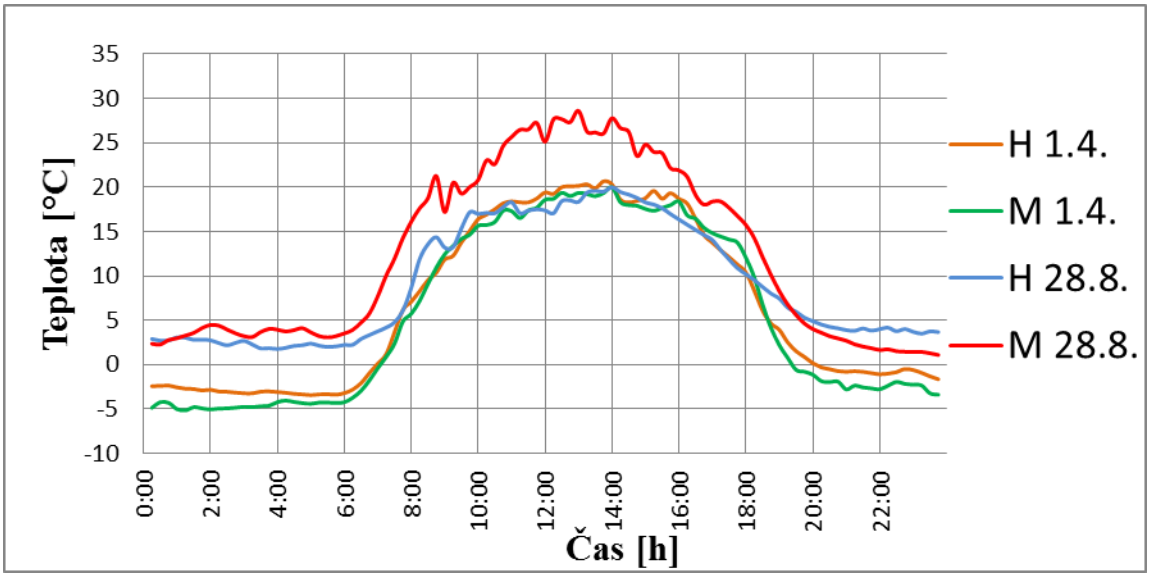
Stejně jako ve 2 m nad zemí i při povrchu porostu dosahují obě stanoviště nejnižších průměrných teplot v dubnu a to konkrétně 6,8 °C na pastvině a 7,4 °C na mokřadu. Nejvyšší průměrná teplota byla naměřena v červenci 16,5 °C na pastvině a 15,6 °C na mokřadu. Absolutně největší průměrný rozdíl mezi stanovišti v denní amplitudě teplot byl zjištěn v srpnu a to o 5,8 °C, nejnižší byl zjištěn v dubnu, kdy byl rozdíl statisticky neprůkazný.

Tabulka 2. Přehled průměrných hodnot a průměrných měsíčních amplitud teplot v 0,2 m nad zemí. Pro statistické hodnocení byl použit Studentův párový t-test.

Měsíc	Biotopy	Průměrná hodnota [°C]	Průměrná denní amplituda [°C]	Studentův párový t-test pro průměrné denní hodnoty t	df	p	Studentův párový t-test pro denní amplitudy t	df	p
Duben	Mokřad	7,4	19,1	-3,88	29	<0,05	-0,33	29	>0,05
	Pastvina	6,8	19,0						
Květen	Mokřad	10,4	16,2	-0,16	30	>0,05	5,01	30	<0,05
	Pastvina	10,4	17,8						
Červen	Mokřad	14,2	21,6	2,14	29	<0,05	11,20	29	<0,05
	Pastvina	14,5	26,7						
Červenec	Mokřad	15,6	16,9	6,07	30	<0,05	10,23	30	<0,05
	Pastvina	16,5	21,1						
Srpen	Mokřad	13,0	13,9	4,23	30	<0,05	8,48	30	<0,05
	Pastvina	14,2	19,7						
Září	Mokřad	10,8	11,3	4,04	29	<0,05	4,64	29	<0,05
	Pastvina	11,7	14,7						

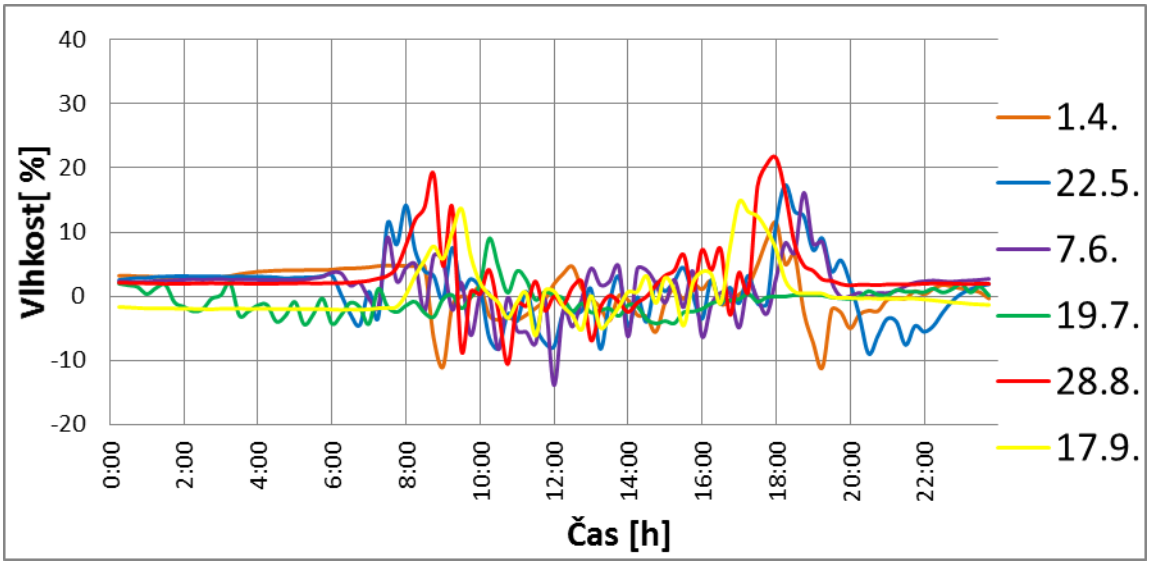
df – stupně volnosti t – testovací kritérium p – hladina pravděpodobnosti

Na grafu 5 můžeme vidět rozdíl mezi hodnotami teplot při povrchu porostu ve dnech s nejmenší a největší amplitudou. Během ranních a večerních hodin jsou rozdíly v teplotách v obou dnech minimální. 28. srpna se teploty na obou stanovištích začínají lišit od 6 hodiny ranní, vrcholku dosahuje graf mezi 12-14 hodinou a kolem 19 hodiny se opět ustálí na podobných hodnotách. Během 1. dubna je průběh grafu na pastvině a mokřadu téměř identický. Porovnáme-li hodnoty teplot při povrchu porostu a ve 2 m nad zemí zjistíme, že 28. srpna se teploty na mokřadu skoro neliší. Naopak na pastvině jsou v dopoledních až odpoledních hodinách teploty při povrchu porostu až o 8 °C větší. 1. dubna má pastvina téměř stejné hodnoty, mokřad se liší nejvíce o 3 °C.



Graf 5. Průběh denních teplot pastviny a mokřadu v 0,2 m nad zemí v průběhu nejvíce a nejméně odlišného dne.

Další důležitou charakteristikou je poměrná vlhkost vzduchu. Vlhkost vzduchu ve 2 m nad zemí nevykazuje přílišné výkyvy v průběhu jednotlivých dnů ani jednotlivých měsíců. V nočních hodinách je vlhkost téměř konstantní, ovšem největší rozdíl je zaznamenán při východu a západu slunce tedy kolem 8-10 a 17-19 hodiny a to místy až o 20%.



Graf 6. Rozdíl denních hodnot poměrných vlhkostí pastviny a mokřadu ve 2 m nad zemí v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

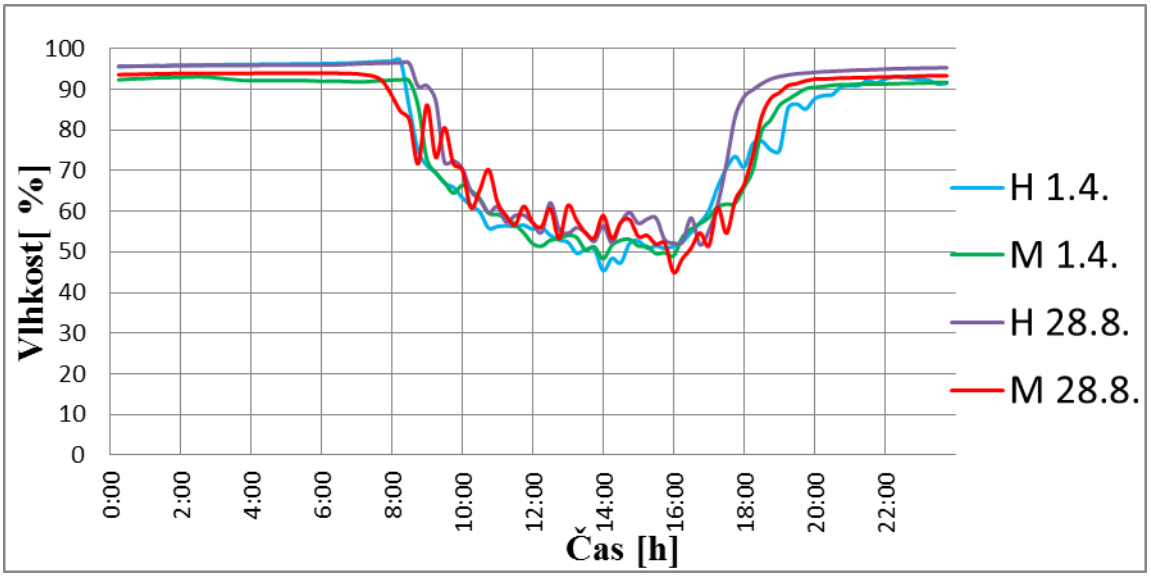
Tabulka 3 ukazuje průměrné hodnoty a amplitudy vlhkostí vzduchu ve 2 m nad zemí během jednotlivých měsíců. Průměrné vlhkosti vzduchu jsou nejmenší v červnu a největší v září. Rozdíly mezi stanovišti většinou nepřesahují 1%, největší rozdíl je znát s téměř stejnou intenzitou v červenci a srpnu. Amplitudy jsou také velice podobné ve všechny dny s největším rozdílem v dubnu.

Tabulka 3. Přehled průměrných hodnot a průměrných měsíčních amplitud vlhkostí vzduchu ve 2 m nad zemí. Pro statistické hodnocení byl použit Studentův párový t-test.

Měsíc	Biotopy	Průměrná hodnota [%]	Průměrná denní amplituda [%]	Studentův párový t-test pro průměrné denní hodnoty t	df	p	Studentův párový t-test pro denní amplitudy t	df	p
Duben	Mokřad	82,7	37,7	-1,53	29	>0,05	-6,56	29	<0,05
	Pastvina	82,2	34,4						
Květen	Mokřad	84,1	33,0	-3,52	30	<0,05	-5,85	30	<0,05
	Pastvina	82,9	29,2						
Červen	Mokřad	74,9	48,8	-2,93	29	<0,05	0,21	29	>0,05
	Pastvina	74,1	49,0						
Červenec	Mokřad	84,2	38,9	-13,36	30	<0,05	-3,94	30	<0,05
	Pastvina	81,9	37,2						
Srpen	Mokřad	88,1	29,6	-10,40	30	<0,05	-1,60	30	>0,05
	Pastvina	85,8	28,1						
Září	Mokřad	88,5	22,3	-3,15	29	<0,05	3,28	29	<0,05
	Pastvina	88,1	24,0						

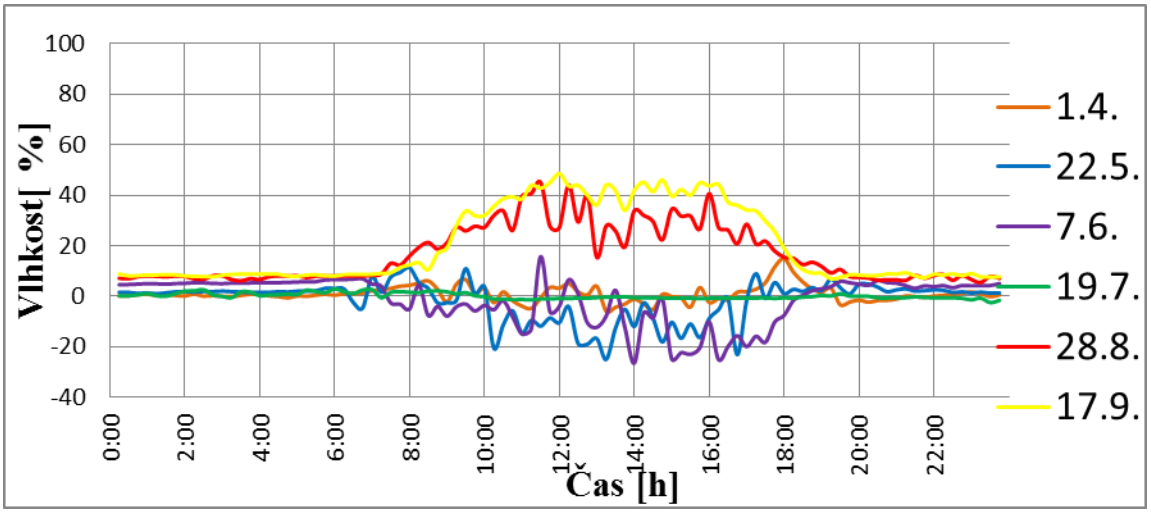
df – stupně volnosti t – testovací kritérium p – hladina pravděpodobnosti

Pro graf průběhu vlhkostí vzduchu ve 2 m nad zemí byly vybrány 2 dny – nejteplejší (28.8.) a nejchladnější (1.4.). V oba dny mají obě lokality podobné hodnoty a moc se od sebe neliší. Z grafu 7 je patrné, že i když se 28. července teploty lišily až o 5 °C, nemá to na vlhkost vzduchu ve 2 m nad zemí drastický dopad. Porovnáme-li graf teploty vzduchu ve 2 m nad zemí (graf 3) a graf vlhkosti vzduchu ve 2 m nad zemí (graf 7) můžeme si všimnout, že se v určitém smyslu podobají. Oba grafy jsou v ranních a večerních hodinách konstantní a během dne vykazují podobně vypadající výkyvy. Tyto grafy nám poukazují na spojitost mezi vlhkostí a teplotou vzduchu.



Graf 7. Průběh vlhkostí vzduchu ve 2 m nad zemí v průběhu 2 dnů na pastvině a mokřadu.

Jak ukazují graf 6 a 8, vlhkosti vzduchu při povrchu porostu (graf 8) a ve 2 metrech nad zemí (graf 6) se na pastvině a mokřadu výrazně odlišují. Během 22. května a 7. června je vlhkost v mokřadu menší a to až o 20 %. Naopak 28. srpna a 17. září jsou vlhkosti větší o 30-40 %. 7. červnu a 19. července se vlhkosti skoro neliší. Porovnáme-li graf vlhkosti vzduchu ve 2 metrech nad zemí (graf 6) a graf vlhkosti vzduchu při povrchu porostu (graf 8) můžeme usoudit, že povrch porostu má významný vliv na vlhkost vzduchu.



Graf 8. Rozdíl denních hodnot vlhkostí pastviny a mokřadu v 0,2 m nad zemí v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

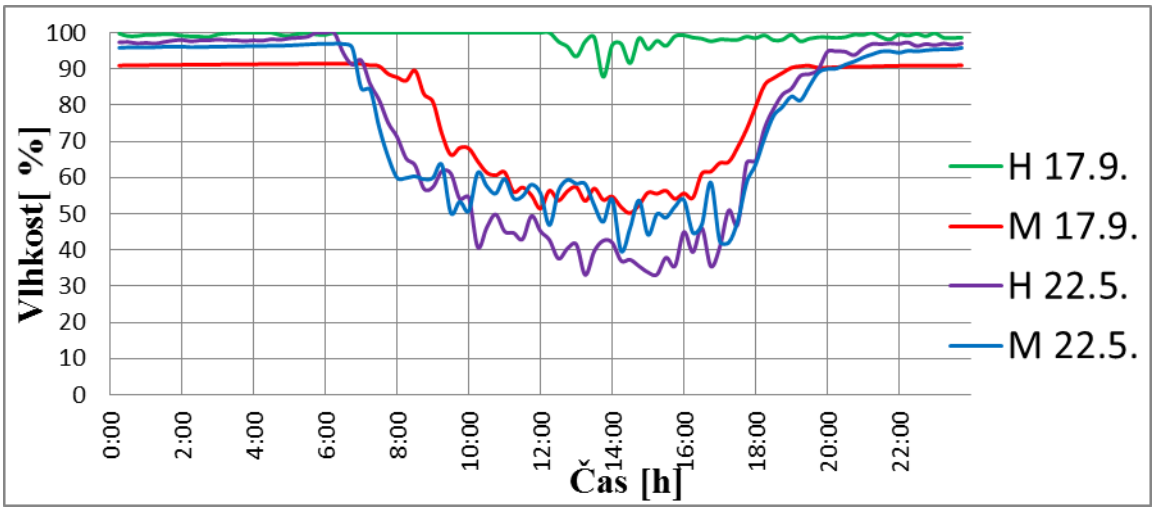
Tabulka 4 nám přehledně ukazuje děje v obou lokalitách. Rozdíly průměrných hodnot vlhkostí jsou na obou lokalitách v dubnu a květnu statisticky nevýznamné a nepřekračují rozdíl 1 %. Nejvíce se od sebe hodnoty na obou lokalitách různí v červnu – září, a to nejvíce v případě července až o 16 %. Nejvyšší průměrné vlhkosti při povrchu porostu dosahuje mokřad v měsíci září, a to až téměř 100 %. Z hlediska denních amplitud vlhkostí jsou v září na mokřadu naopak nejnižší rozdíly vlhkostí. Statisticky prokazatelně nejvyšší rozdíly amplitud mezi oběma stanovišti, dosahuje měsíc červenec.

Tabulka 4. Přehled průměrných hodnot a průměrných měsíčních amplitud vlhkostí vzduchu v 0,2 m nad zemí. Pro statistické hodnocení byl použit Studentův párový t-test.

Měsíc	Biotopy	Průměrná hodnota [%]	Průměrná denní amplituda [%]	Studentův párový t-test pro průměrné denní hodnoty			Studentův párový t-test pro denní amplitudy		
				t	df	p	t	df	p
Duben	Mokřad	84,3	45,3	-0,99	29	>0,05	-6,84	29	<0,05
	Pastvina	83,9	39,5						
Květen	Mokřad	87,4	37,1	-2,54	30	<0,05	-4,49	30	<0,05
	Pastvina	86,3	32,5						
Červen	Mokřad	85,8	44,4	-5,17	29	<0,05	0,88	29	>0,05
	Pastvina	80,7	45,6						
Červenec	Mokřad	95,0	22,7	-23,80	30	<0,05	12,79	30	<0,05
	Pastvina	79,4	39,4						
Srpen	Mokřad	98,7	8,2	-23,94	30	<0,05	10,04	30	<0,05
	Pastvina	86,5	25,2						
Září	Mokřad	99,6	4,4	-17,54	29	<0,05	7,44	29	<0,05
	Pastvina	86,6	22,6						

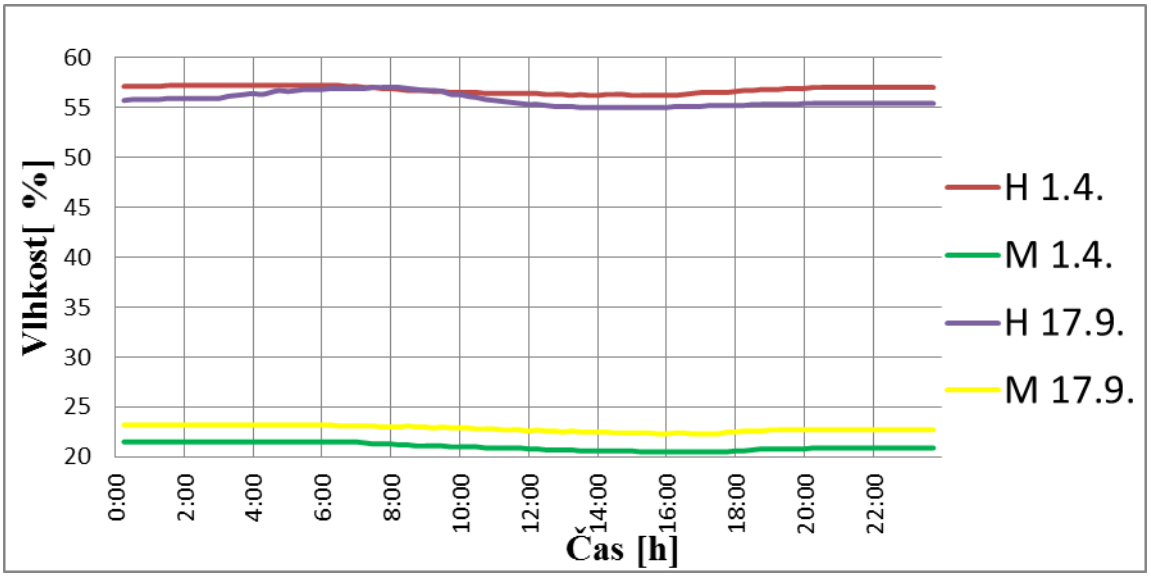
df – stupně volnosti t – testovací kritérium p – hladina pravděpodobnosti

Graf 9 znázorňuje průběh hodnot 2 dnů, které se od sebe hodnotami vlhkostí liší nejvíce a nejméně. Z grafu vidíme, že 22. května je vlhkost na mokřadu o 10-15 % menší než na pastvině a klesne až na hodnotu 35 %, zatímco na pastvině jen na 40 %. Z grafu je jasné, že 19. září jsou rozdíly signifikantní. Poměrná vlhkost vzduchu při povrchu porostu tedy není závislá jen na druhu porostu, ale také na ročním období a teplotě.



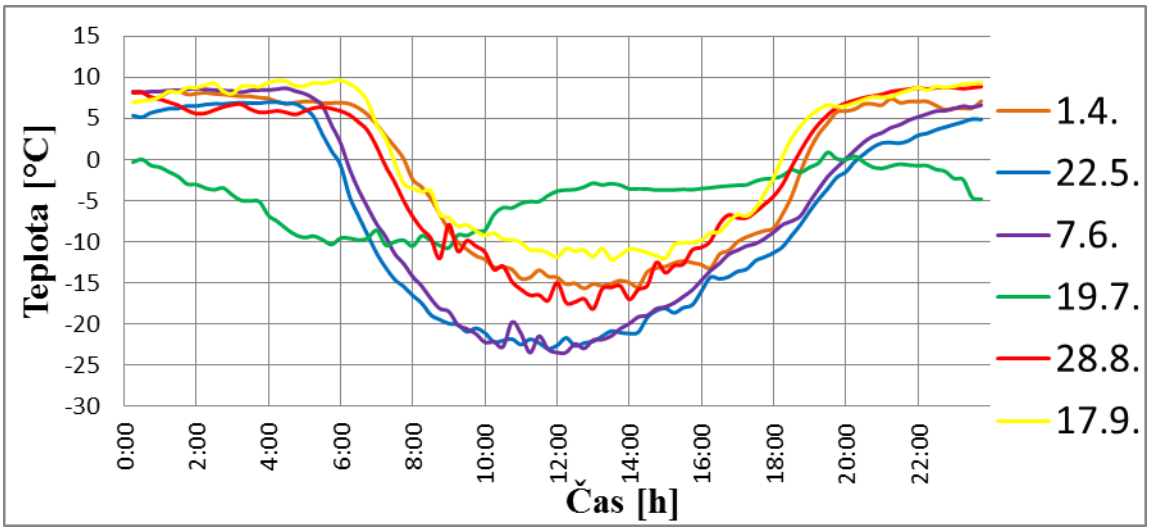
Graf 9. Průběh vlhkostí vzduchu v 0,2 m nad zemí v průběhu 2 dnů na pastvině a mokřadu.

Pro lepší pochopení hodnot teplot půdy a toku tepla do půdy byl zpracován graf 10, na kterém jsou vyneseny vlhkosti půdy. Ze všech reprezentativních dnů byly náhodně vybrány 2, jelikož se hodnoty vlhkostí půdy na stanovištích téměř nemění. Větší vlhkost půdy je pro oba dny na mokřadu a drží se na konstantních 55-57 %. Pastvina se po celý den drží na 20-23 %. Denní amplituda vlhkostí půdy na mokřadu i pastvině se pohybuje okolo 1-3 % a vlhkosti půdy 1. dubna jsou o 2 až 3 % nižší než 17. září.



Graf 10. Průběh objemové vlhkosti půdy v průběhu 2 dnů na pastvině a mokřadu.

Teplota povrchu půdy na mokřadu a pastvině se signifikantně odlišuje. Zatímco na mokřadu se teploty půdy drží během všech dnů v rozmezí 5 °C, na pastvině se řídí podle teploty vzduchu při povrchu porostu. Nejvyšší rozdíly teplot půdy jsou zaznamenány 22. května a 7. června a to až o 23 °C méně na mokřadu. Nejmenší rozdíl byl naměřen 19. července, kdy bylo na mokřadu až o 10 °C chladněji. Z grafu 10 můžeme dále vypozorovat, že na mokřadu je během večerních a ranních hodin teplota půdy vyšší než na pastvině. V dopoledních a odpoledních hodinách je vždy menší.



Graf 11. Rozdíl denních hodnot teplot povrchu půdy pastviny a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

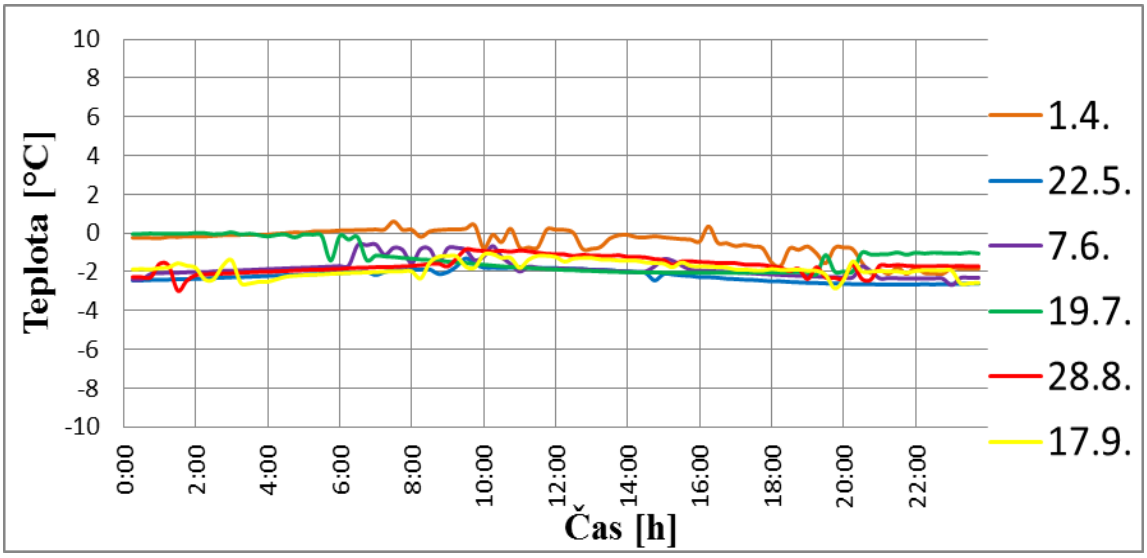
Z tabulky 5 je jasně vidět, že se průměrné teploty půdy na obou stanovištích tak markantně neliší. Průměrná teplota na obou stanovištích se od sebe nejvíce liší v červenci a to o 3,1 °C. V září jsou teploty půdy skoro stejné. Amplitudy na mokřadu fluktuují minimálně mezi 1 až 3 °C, naopak na pastvině mezi 14 až 27 °C. V červnu je zaznamenán nejvyšší rozdíl amplitud mezi oběma stanovišti a to 24 °C.

Tabulka 5. Přehled průměrných hodnot a průměrných měsíčních amplitud teploty povrchu půdy. Pro statistické hodnocení byl použit Studentův párový t-test.

				Studentův párový t-test pro průměrné denní hodnoty			Studentův párový t-test pro denní amplitudy		
Měsíc	**Biotopy**	**Průměrná hodnota [%]**	**Průměrná denní amplituda [%]**	**t**	**df**	**p**	**t**	**df**	**p**
Duben	Mokřad	5,5	2,0	3,94	29	<0,05	20,67	29	<0,05
	Pastvina	6,8	19,0						
Květen	Mokřad	8,8	1,8	3,30	30	<0,05	11,66	30	<0,05
	Pastvina	10,4	17,8						
Červen	Mokřad	11,9	2,5	5,68	29	<0,05	28,80	29	<0,05
	Pastvina	14,5	26,7						
Červenec	Mokřad	13,5	2,0	8,06	30	<0,05	16,71	30	<0,05
	Pastvina	16,5	21,1						
Srpen	Mokřad	12,6	1,5	4,37	30	<0,05	15,17	30	<0,05
	Pastvina	14,2	19,7						
Září	Mokřad	10,9	1,0	2,07	29	<0,05	9,61	29	<0,05
	Pastvina	11,7	14,7						

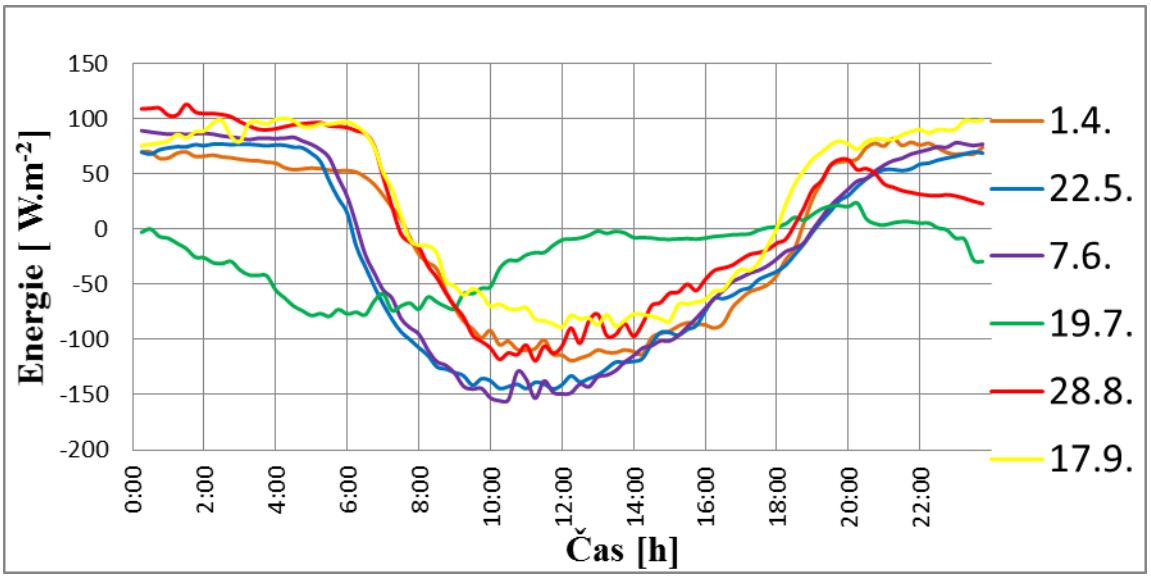
df – stupně volnosti t – testovací kritérium p – hladina pravděpodobnosti

Graf 11 ukazuje, že se teploty půdy ve 20 cm pod zemí v zájmových oblastech již tak markantně neliší. Ve většině dnů jsou teploty na mokřadu o 2 °C menší než na pastvině. Nejméně je tomu 1. dubna, kdy jsou teploty skoro stejné. Nejvíce se změnily teploty na pastvině, kde se změnily z rozdílu například 1. dubna z -15 °C na rozdíl 0 °C.



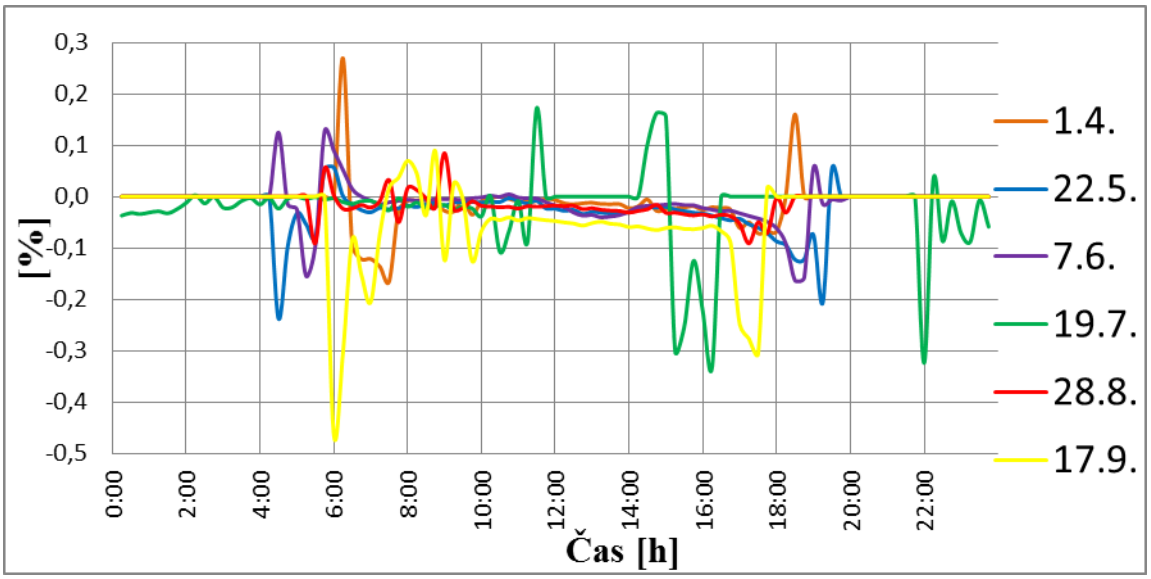
Graf 12. Rozdíl denních hodnot teplot půdy v 0,2 m pastviny a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

S teplotou půdy na povrchu a v 0,2 m je úzce spjat tok tepla do půdy. Tato data nám označují množství energie, která se vyměňuje mezi prostředím a půdou. Od 18 do 8 hodiny je ve většině dnů tok tepla do půdy větší na mokřadu a to až o 100 $W.m^{-2}$. Naopak během dne je vždy menší, v největším případě o 150 $W.m^{-2}$. Tok tepla do půdy 19. července je méně proměnlivý než v ostatních měsících a jeho hodnoty se pohybují v rozmezí -80 až 20 $W.m^{-2}$.



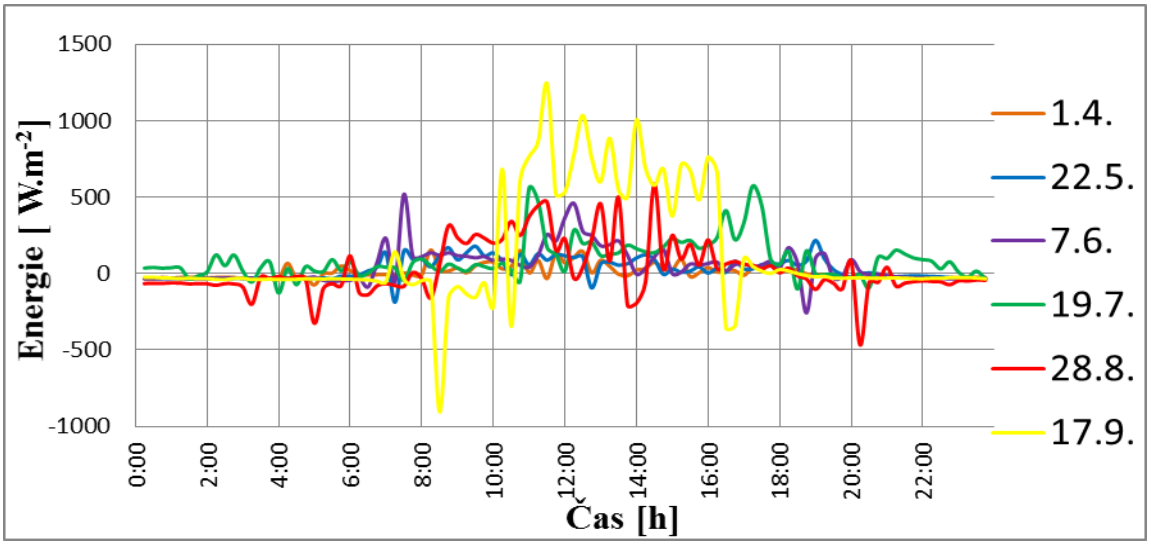
Graf 13. Rozdíl denních hodnot toku tepla do půdy v pastvině a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

Albedo nám značí míru odrazivosti povrchu země a bylo zpracováno do grafu 15. Jednotlivé vrcholy křivky mohou být způsobeny chybami přístrojů. Odrazivost na pastvině je ve všechny reprezentativní dny větší o 3-10 %, nepočítáme-li vrcholy křivky způsobené chybami. Průběh albeda je v každý den stejný, jakmile zapadne slunce, je jeho hodnota nulová. Při východu slunce se albedo zvýší a udržuje se na téměř stejné hodnotě po celou dobu svitu slunce, na konci dne při západu slunce opět klesá na nulovou hodnotu.



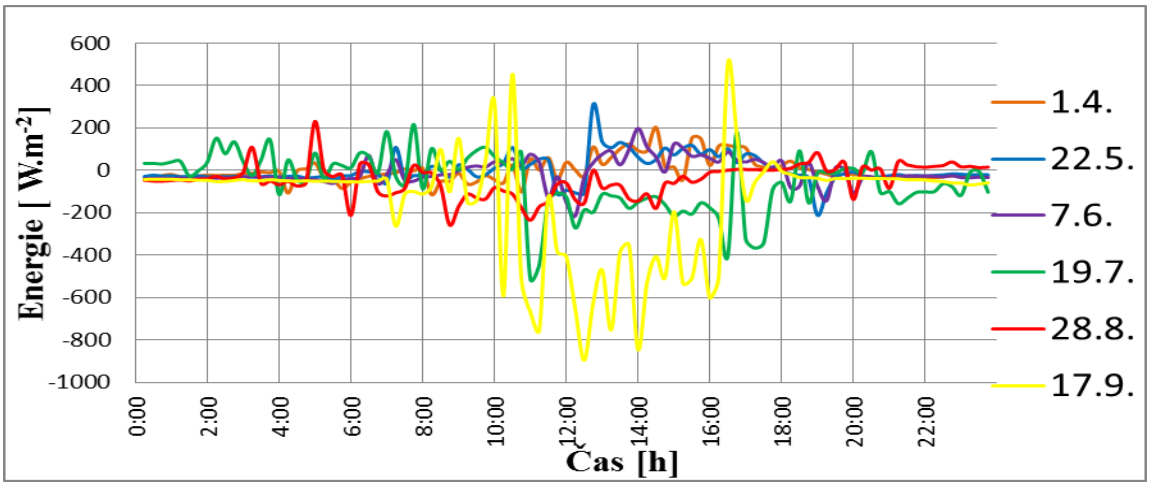
Graf 14. Rozdíl denních hodnot albeda na pastvině a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

Další velice důležitou veličinou pro analýzu mikroklimatu je tok latentního tepla výparu. Latentní teplo výparu nám označuje množství energie, které je použito na výpar vody z porostu. Na tento proces je využito největší množství energie. Jak můžeme vidět z grafu 16, jsou obrovské rozdíly mezi toky energie v mokřadu a na pastvině. Pro každý vybraný termín po téměř celý den je tok latentního tepla výparu větší v mokřadu. Do 6-té hodiny ranní je energie nepatrně větší na pastvině (30 $W.m^{-2}$). V tuto dobu se začne prudce zvedat v mokřadu až o průměrně 500 W/m^2 větší hodnotu. V 18 hodin se hodnoty opět vratí k ranním hodnotám. Nejmenší rozdíl byl naměřen 1. dubna a nejvyšší zase 17. září, kdy hodnoty toku latentního tepla výparu vzrůstají až na 1000 $W.m^{-2}$. Úroveň hodnot pro 17. září je ovšem ovlivněna vysokou poměrnou vlhkostí, jejíž průměrné hodnoty dosahovaly 99 %, a je tudíž nepravděpodobná.



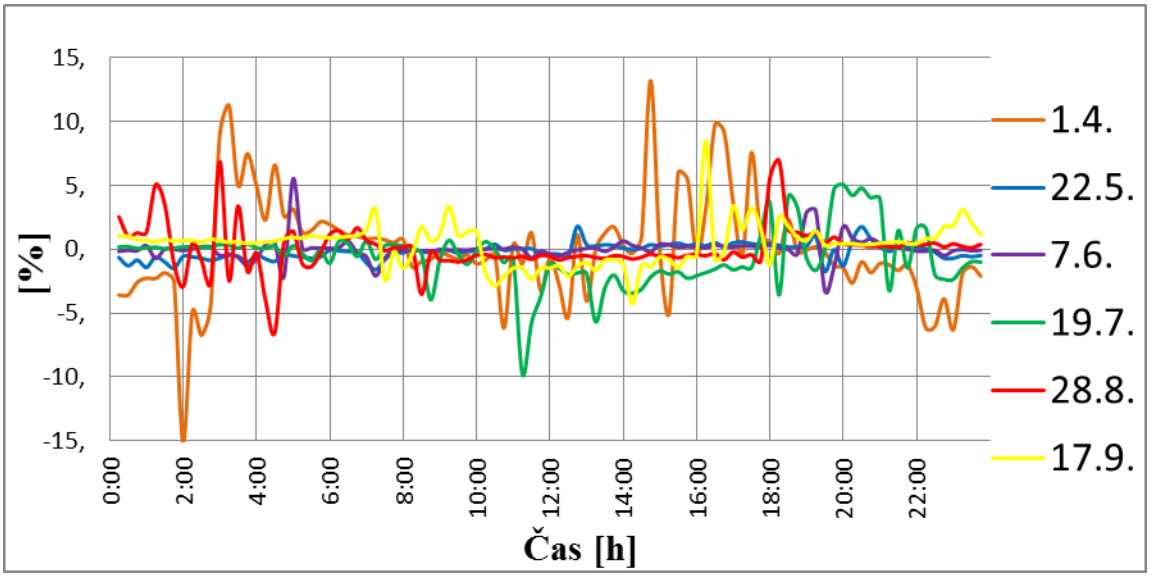
Graf 15. Rozdíl denních hodnot latentního tepla výparu na pastvině a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

Druhá velice důležitá položka z hlediska toku energie je zjevné teplo. Spolu s latentním teplem výparu jsou tyto 2 složky výdeje energie těmi největšími. Graf 17 nám ukazuje, že je tato energie o něco větší na pastvině. V nočních a ranních hodinách je energie o 30 až 60 $W.m^{-2}$ větší na pastvině. Od 8 do 18 hodiny energie rapidně stoupá 1. dubna, 22. května a 7. června na mokřadu a 19. července, 28. srpna a 17. září na pastvině. Největší rozdíl výdeje energie na ohřev prostředí se uskutečnil 17. září na pastvině, což je ovšem nejspíš, stejně jako u hodnot latentního tepla výparu, způsobeno vysokou poměrnou vlhkostí.



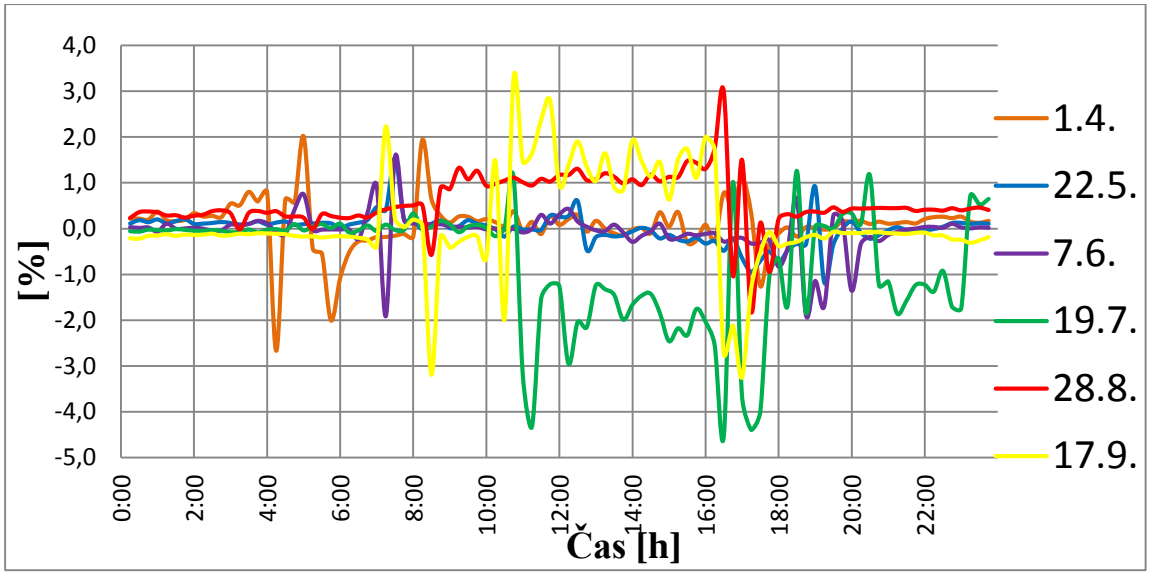
Graf 16. Rozdíl denních hodnot zjevného tepla na pastvině a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

Průběh rozdílu Bowenova poměru na obou sledovaných stanovištích během měřeného období je vidět na grafu 14. Největší fluktuace v hodnotách byly zaznamenány 1. dubna, tam dosahovaly až hodnoty 15, tyto hodnoty jsou ovšem tak odlehlé, že se zpravidla považují za chyby přístroje nebo za výše zmíněnou izotermii. Nepočítáme-li hodnoty zkreslené izotermií tak od 8 – 18 hodin jsou hodnoty Bowenova poměru vyšší na pastvině a dosahují až hodnoty 3. Ve večerních a ranních hodinách je Bowenův poměr nepatrně vyšší na mokřadu a to až o hodnotu 1.



Graf 17. Rozdíl denních hodnot Bowenova poměru na pastvině a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

Pokud se zabýváme toky energie v krajině, je dobré znát evaporativní frakci. Evaporativní frakce je reciproká hodnota k hodnotě Bowenova poměru a vyjadřuje, jak velký podíl dostupné energie se přemění na skupenské teplo výparu. Dané hodnoty v grafu je třeba vynásobit 100, aby vyšel procentuální výsledek. Podle grafu 18 je množství energie přeměněné na výpar během dnů 1. dubna, 22. května, 7. června na obou stanovištích podobné. 19. července je výrazně (20-40 %) větší po celý den na pastvině. 28. srpna 17. září o 10-20 % větší na mokřadu.



Graf 18. Rozdíl denních hodnot evaporativní frakce na pastvině a mokřadu v průběhu jednotlivých reprezentativních dnů.

6. DISKUZE

Mikroklima je klima malých oblastí a jejich přízemní vrstvy vzduchu do výšky asi dvou metrů a o rozsahu kolem tisíce metrů čtverečních. Je ovlivněno vegetací a aktivním povrchem, na kterém se podmínky nemění. Mikroklima specifické pro danou oblast je většinou znatelné až v průběhu vegetačního období, kdy vzejdou rostliny, jejichž druh, hustota a vlastnosti velkou mírou zasahují do mikroklimatu prostředí (Soukupová, 2009).

Z hlediska různorodosti terénu a vegetačního pokryvu se nabízí mnoho oblastí pro výzkum, které ještě vyzkoumány nebyly. Z tohoto důvodu byla vybrána dvě povodí odlišná hlavně svým vegetačním krytem, Mlýnský a Horský potok.

Mezi sledovanými lokalitami byly zjištěny významné rozdíly v teplotních charakteristikách. Tyto rozdíly byly ovšem ve výšce 2 m nepatrné a to po celé sledované období, jak můžeme vidět v tabulce 1. Jak již bylo řečeno výše, mikroklima ovlivňuje aktivní povrch, ale ve výšce 2 m hraje větší roli turbulence vzduchu a s tím spojený tvar a převýšení terénu. Převýšení i tvar terénu je v obou případech podobný, proto má proudění vzduchu větší vliv než porost a udržuje teploty na přibližně stejných hodnotách (Prošek a Rein, 1982).

Teplota vzduchu ve výšce 0,2 m se již na obou stanovištích odlišuje průkazně, jak nám ukazuje graf 4 a tabulka 2. Na teplotu v této výšce má vliv vegetace, její druhové složení odpovídající ekologickým podmínkám stanoviště a další vlastnosti stanoviště. Menší amplitudy teplot byly zaznamenány na mokřadu a to o 0,1 °C v dubnu a až o 2.5 °C v září, a až na měsíc duben zde byly i menší průměrné hodnoty teplot a to okolo 1 °C. Největší rozdíly průměrných teplot mezi stanovišti vykazoval měsíc červenec a to o 1 °C. Největší rozdíl v amplitudě byl v červnu - 5,1 °C (Bednář, 2003).

Horský a Mlýnský potok se liší nejen vegetací, ale i druhem ekosystému, který má nesporný vliv na přízemní teplotu. Dle Klabzuby (2009) má na teplotu také významný vliv vlhkost vzduchu a také tvrdí, že čím vyšší teplota a množství dostupné vody, která by se mohla vypařovat, tím vyšší vlhkost vzduchu. Výsledky měření tomu ovšem neodpovídají. Například v červenci je průměrná relativní vlhkost vzduchu v mokřadu o 16 % větší než na pastvině a přesto je teplota o 1 °C menší. Řešení můžeme najít ve vysoké

vlhkosti a místy i stojaté vodě v mokřadu, tato voda se odpařuje, uvolňuje energii, a ochlazuje tím prostředí. Že je více energie využito do latentního tepla výparu, než do zjevného tepla nám ukazují grafy 16 a 17. Další příčinou by mohl být tok tepla do půdy. Ten je přes den větší na pastvině a v noci zase na mokřadu. Přes den se na pastvině tedy více ohřívá půda a od ní přízemní vrstva vzduchu a v noci zase převládá ohřátá voda v mokřadu (Středová, 2011)

Relativní vlhkost vzduchu ve výšce 2 m nad zemí nevykazovala takové rozdíly jako při povrchu porostu. Rozdíly relativní vlhkosti vzduchu mezi stanovišti v jednotlivé dny nepřesahoval 5 %. Stejně jako u teploty vzduchu ve 2 m i zde má na vlhkost vzduchu vliv spíše turbulence vzduchu a jeho advekce a konvekce než aktivní povrch (Peixoto, 1996).

Ve výšce 0,2 m nad zemí je již víc znát vliv aktivního povrchu na relativní vlhkost vzduchu. Z grafu 8 můžeme vidět, že v dubnu a květnu jsou vlhkosti větší na pastvině, zatímco v srpnu a září hodnoty vlhkosti na mokřadu vysoce převyšují ty na pastvině. Jak již bylo řečeno u teploty vzduchu, a podotýká to také Kožnarová a Klabzuba (2009), vlhkost vzduchu je silně závislá na teplotě vzduchu a tedy na denním a ročním chodu teplot. To můžeme vidět z charakteristického kopečkového tvaru a jeho měnící se výšky grafu 8. Důvod proč je vlhkost vzduchu v chladnější dny větší, je tvorba advekční mlhy, která vzniká ochlazením vzduchu na teplotu rosného bodu. V teplejší dny je vyšší vlhkost na mokřadu a to proto, že výpar vody je v chladnější dny všeobecně menší než v teplé letní dny. Mokřad má sice větší zásoby půdní vlhkosti, a tím i větší přísun vláhy rostlinám, ovšem rozvoj vegetačního krytu v jarních měsících je zde pomalejší než na pastvině a výpar vody zde může být omezený.

Největší rozdíly mezi stanovišti byly naměřeny v teplotách na povrchu půdy. Teploty povrchu půdy jsou na pastvině o mnoho vyšší než v mokřadu a její průběh se podobá spíše teplotě vzduchu při povrchu porostu, zatímco teploty v mokřadu se po celý den pohybují v rozmezí 3 °C. Za nízkou amplitudu teplot půdy v mokřadu může jeho velká vlhkost půdy (graf 13). Pokud dopadá sluneční záření na suchou půdu, ohřívá se podstatně rychleji než voda nebo půda s velkou vlhkostí, proto můžeme vidět tak nízké amplitudy teplot půdy u mokřadu (Havlíček, 1986).

Teplota půdy v 0,2 m pod půdním povrchem (graf 11) už není tak moc rozdílná. Teploty zůstávají na téměř konstantních hodnotách po celý průběh sledovaného období a jen o 2 °C jsou vyšší na pastvině. Dle Klabzuby (2009) se amplituda změn teplot s rostoucí hloubkou zmenšuje. Dále tvrdí, že hloubka stálé denní teploty je zhruba v 50-ti cm. Teplota v 50-ti cm sice měřena nebyla, ale podíváme-li se na průběh teplot na povrchu půdy a ve 20-ti cm, můžeme soudit, že v 50-ti cm bude teplota konstantní.

Kolik energie povrch pohltí a přemění, záleží také na jeho albedu, tedy odrazivosti. Graf 16 nám ukazuje, že albedo je o zhruba 5 % vyšší na pastvině než na mokřadu. Dle Strahlera (2011) se albedo lesů, luk a polí pohybuje od 0,03-0,25 a jelikož je mokřad více zamokřený, je jeho albedo o přibližně 0,05 menší než na pastvině.

Další charakteristikou je průběh hodnot zjevného tepla. Graf 17 nám ukazuje, že v teplejší dny (19. červenec, 28. srpen, 17. září) je zjevné teplo vyšší na pastvině a to o 200 až 400 $W.m^{-2}$ nepočítáme-li hodnoty pohybující se okolo 800 $W.m^{-2}$ zkreslené vysokou poměrnou vlhhkostí, a v chladnější dny (1. duben, 22. květen, 7. červen) je až o 200 $W.m^{-2}$ vyšší v mokřadu. Suchý povrch se pohlcovanou sluneční energií ohřívá lépe než vlhký, a od ohřátého povrchu se ohřívá vzduch, který stoupá vzhůru, takto můžeme pochopit zjevné teplo. Z grafu 4 již víme, že na pastvině je při povrchu porostu větší teplota než v mokřadu. Můžeme tedy soudit, že jakmile se během ranních hodin odpaří všechna rosa, bude se pastvina ohřívat rychleji a více než mokřad, a to díky suchému povrchu a nízké půdní vlhkosti. To ovšem záleží na vývoji porostu, množství biomasy a teplotě vzduchu, která byla v srpnu a září velmi vysoká. V chladnější dny je zase podle grafu 8 větší vlhkost na pastvině, a čím je větší vlhkost vzduchu, tedy menší sytostní doplněk, tím hůře se voda odpařuje. Pokud se voda v mokřadu neodpařuje, je většina sluneční energie využita do ohřívání zamokřeného povrchu, který se v průběhu dne již tolik neochlazuje (Jones, 1992).

Tok latentního tepla výparu je oproti zjevnému teplu téměř vždy vyšší v mokřadu a dosahuje (nepočítáme-li hodnoty v září způsobené vysokou poměrnou vlhkostí) až 500 $W.m^{-2}$. V chladnější dny jen o 100-200 $W.m^{-2}$. Na mokřadu je vyšší půdní vlhkost a nižší teplota vzduchu, takže se teplota půdy s teplejšími dny zvyšuje, čímž se zvyšuje i výpar.

Poměr dvou nejdůležitějších složek přeměny sluneční energie, pocitového a latentního tepla výparu se nazývá Bowenův poměr. S klesající evapotranspirací by se tedy měl Bowenův poměr zvyšovat. S vysokými teplotami je spojena i vysoká teplota listů a velký výdej zjevného tepla. Při velké půdní vlhkosti jsou zase listy chlazeny transpirací, tudíž nemají tak velkou teplotu povrchu a nevydávají tolik zjevného tepla, Bowenův poměr je tedy nízký. Evaporace je podle grafu 18 ve většině dnů průměrně vyšší na mokřadu. Z grafu 14 je vidět, že hodnoty Bowenova poměru jsou velice proměnlivé, takže se nedají vyvozovat přesvědčivé závěry, avšak průměrně jsou jeho hodnoty nižší na mokřadu (Ohmura, 1982).

7. ZÁVĚR

Na dvou rozdílných stanovištích – pastvině a mokřadu bylo v průběhu roku 2014 hodnoceno mikroklima a energetické toky. Teplotní a vlhkostní hodnoty byly měřeny ve 2 výškách - při povrchu porostu v 0,2 m a ve 2 m nad zemí. Pomocí těchto hodnot získaných z přístrojů byly vypočítány ostatní charakteristiky, z kterých se udělaly příslušné grafy a tabulky. Tyto grafy a tabulky nám ukazovaly rozdíly v hodnotách mezi oběma lokalitami. Z výsledných hodnot vyplynulo, že se od sebe mokřad a pastvina významně liší téměř ve všech sledovaných charakteristikách, a že největší rozdíly byly zjištěny při povrchu porostu, který tyto hodnoty nejvíce ovlivňuje.

Výsledky získané měřením teplotních a vlhkostních charakteristik, ukazují velmi malé rozdíly ve výšce 2 m nad zemí, ale dosti výrazné v úrovni povrchu porostu. Z hlediska teplot při povrchu porostu jsou větší hodnoty po celé období na pastvině a to platí i pro její denní amplitudy. Teplota půdy více kolísá na pastvině a podobá se hodnotám teplot při povrchu porostu, zatímco na mokřadu jsou denní teploty téměř konstantní. Teploty půdy v 0,2 m pod půdním povrchem jsou o 2 °C vyšší na pastvině, avšak průběh hodnot teplot půdy v 0,2 m pod půdním povrchem v průběhu dne se na obou stanovištích skoro nemění a zůstává na konstantních hodnotách. Průměrné hodnoty relativní vlhkosti vzduchu ve 2 m byly po celou dobu měření nepatrně vyšší na mokřadu. Větší rozdíly byly naměřeny v relativní vlhkosti při povrchu porostu. V měsících duben a květen jsou průměrné hodnoty vlhkostí na obou stanovištích podobné, avšak s narůstající teplotou v měsících červen-září, začnou vlhkosti mokřadu markantně převyšovat ty pastviny. V dubnu a květnu je vyšší denní amplituda vlhkostí na mokřadu a ve zbylé měsíce je vysoce převýší mokřad.

Z hlediska toků energie vyplývá, že více energie do půdy proniká na pastvině. Dále je patrné, že větší tok latentního tepla výparu byl během dne zjištěn na mokřadu a během noci o málo větší na pastvině a to po celé sledované období. Naproti tomu ve zjevném teple pastvina průměrně převyšuje mokřad, a to hlavně v teplejší dny. Evaporativní frakce je o málo vyšší na mokřadu, zatímco Bowenův poměr spíše na pastvině. Odrazivost je ve všechny dny vyšší na pastvině.

8. ZDROJE

BEDNÁŘ, Jan. *Meteorologie: [úvod do studia dějů v zemské atmosféře]*. Vyd. 1. Praha: Portál, 2003, 223 s. ISBN 80-7178-653-5.

BENCHEIKH, Hamida a Ameur RCHID. *The effects of green spaces (Palme trees) on the microclimate in arides zones, case study: Ghardaia*. Algeria: Energy Procedia 18, 2012, 10-20 s.

BLAIR, William R. *Slope and Valley air temperature.* Manchhester: Monthly weather review, December 1916, 677-679 s.

BUCK, Arden L. New *Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement Factor*. Boston: Journal of applied meteorology, vol. 20, 1981, 1527-1532 s.

COX, Stephen K. a Stefan L. HASTENRATH. *Radiation measurements over the equatorial central Pacific.* Manchester: Monthly weather review, vol. 98, November 1970, 823-832 s.

DALY, Edoardo, Amlicare PORPORATO, a Ignacio RODRIGUEZ-ITURBE. *Coupled Dynamics of Photosynthesis, Transpiration, and Soil Water Balance. Part I: Upscaling from Hourly to Daily Level.* Boston: Journal of hydrometeorology, Vol. 5, 2003, 546-558 s.

DYKYJOVÁ-SAJFERTOVÁ, Dagmar. *Metody studia ekosystémů*. 1. vyd. Praha: Academia, 1989, 690 s.

FOYO-MORENO, I., VIDA, J. a ARADOS-ARBOLEDAS, L. *A Simple All Weather Model to Estimate Ultraviolet Solar Radiation (290–385 nm).* Boston: Journal of applied meteorology, vol. 38, 1998, 1020-1026 s.

GUPTA, J. P. a J. N. SACHDEV. *A microwave radiation monitor*. Boston: Journal of applied meteorology, vol. 15, 1976, 1023-1026 s.

HAVLÍČEK, Vladimír. *Agrometeorologie: celostátní vysokoškolská učebnice pro vysoké školy zemědělské*. 1. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1986, 260 s.

CHAHINE, Moustafa T. *The hydrological cycle and its influence on climate*. Pasadena: Nature, Vol. 359, 1992, 373-380 s.

JIRKA, Vladimír. *Sluneční energie, využití ve skleníku s optickými rastry*. Třeboň: Botanický ústav AV ČR, 1999, 85 s.

JONES, Hamlyn G. *Plants and microclimate: a quantitative approach to environmental plant physiology*. 2nd ed. New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1992, 428 s. ISBN 0-521-42524-7.

KLABZUBA, Jiří. *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. Praha: Česká zemědělská univerzita, 2009, 46 s. Edice: 1. ISBN 978-80-213-0778-0.

KLABZUBA, Jiří a Věra KOŽNAROVÁ. *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. [1. vyd.]. Praha: Česká zemědělská univerzita, 2004, 40 s. ISBN 978-80-213-1123-7.

KRAVČÍK, Michal. *Voda pre ozdravenie klímy: nová vodná paradigma*. Žilina: Municipalia, 2007, 93 s. ISBN 978-80-969766-5-2.

MATEJKA, František a Jozef HUZULÁK. *Analýza mikroklímy porastu*. 1. vyd. Bratislava: Veda, 1987, 228 s.

NETOPIL, Rostislav. *Hydrologie pevnin*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1972, 294 s.

NETOPIL, Rostislav. *Fyzická geografie*. Vyd. 1. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1981, 258 s.

NOVÁK, V. *Evapotranspiration in the soil-plant-atmosphere system*, Slovakia: Springer Science & Business Media, 2012, 253 s, ISBN 978-94-007-3839-3.

OHMURA, Atsumu. *Objective Criteria for Rejecting data for Bowen Ratio Flux Calculations.* Switzerland: Department of Geography, 1982, 595-598 s.

OLIVER, Howard R. a Sylvia A. OLIVER. *The role of water and the hydrological cycle in global change*. New York: Springer-Verlag, 1995, 468 s. ISBN 3-540-59429-9.

PEIXOTO, José P. a Abraham H. OORT. *The climatology of relative humidity in the atmosphere*. Boston: Journal of climate, vol. 9, 1996, 3443-3463 s.

PINDERHUGHES, Raquel. *Alternative urban futures: planning for sustainable development in cities throughout the world*. Lanham: Rowman & Littlefield, 2004, 261 s.

PLECHÁČ, Václav. *Voda - problém současnosti a budoucnosti*. 1. vyd. Praha: Svoboda, 1989, 327 s.

POULEK, V. a M. LIBRA. *Photovoltaics, theory and practice of solar energy utilization*. Příbram: Příbamská tiskárna, 2010, 122 s.

PROŠEK, Pavel a František REIN. *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. Vyd. 1. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1982, 239 s.

RASCHKE, E. a W. R. BANDEEN. *The radiation balance of the planet earth from radiation measurements of the satelit Nimbus II*. Boston: Journal of applied meteorology, vol. 9, 1970, 215-238 s.

SCHNEIDER, R. *Meteorologie a klimatologie*. Praha: Nákladem J. OTTY, 1984, 253 s.

SOUKUPOVÁ, Jana. *Atmosférické procesy: (základy meteorologie a klimatologie)*. Vyd. 4., přeprac. V Praze: Česká zemědělská univerzita, 2009, 121-125, 191 s. ISBN 978-80-213-1895-3.

STRAHLER, Alan H. *Introducing physical geography*. 5th ed. Hoboken, N.J.: John Wiley & Sons, 2011, 655 s. ISBN 978-0470-13486-3.

STŘEDOVÁ, Hana. *Mikroklima a mezoklima měst, mikroklima porostů*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2011, 98 s. ISBN 978-80-86690-90-2.

VYSOUDIL, Miroslav. *Meteorologie a klimatologie pro geografy*. 1. vyd. Olomouc: Vydavatelství Univerzity Palackého, 1997, 232s. ISBN 80-7067-773-2.

TAO, W. K., LANG, S., ZENG, X., SHIGE, S., TAKAYABU, Y. *Relating Convective and Stratiform Rain to Latent Heating*, Journal of climate, vol. 23, 2009, 1874-1893 s.