



Fakulta zemědělská
a technologická
Faculty of Agriculture
and Technology

Jihočeská univerzita
v Českých Budějovicích
University of South Bohemia
in České Budějovice

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

FAKULTA ZEMĚDĚLSKÁ A TECHNOLOGICKÁ

Katedra biologických disciplín

Autoreferát disertační práce

**Analýza proudění vzduchu nad travinným mokřadem ve vztahu
k povrchovým teplotám v krajinné mozaice**

Autor práce: Ing. Jiří Kučera, PhD.

Vedoucí práce: prof. RNDr. Hana Čížková, CSc.

Konzultant práce: doc. Ing. Jakub Brom, Ph.D.

České Budějovice
2024

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem autorem této kvalifikační práce a že jsem ji vypracoval pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu použitých zdrojů.

V Českých Budějovicích dne 31.10.2024 ..

.....
Podpis

Abstrakt

Díky obsahu vody dostupné pro evapotranspiraci mokřady představují cenné plochy regulující teplotu v lokálním i regionálním měřítku. Přesah jejich vlivu nad sousední plochy s jiným krajinným pokryvem souvisí především s advekci tepla, ovšem tento vztah je dosud předmětem výzkumů. Cílem této práce bylo nalézt souvislost mezi směrem větru a teplotními gradienty v oblasti Třebońska s mozaikou různých typů krajinného pokryvu (zastavěná plocha, zemědělská půda, les, mokřad, vodní plocha) uprostřed s modelovým mokřadem (Mokré louky u Třeboně). Směr a rychlost větru byly studovány v jarní, letní a podzimní části vegetační sezóny v letech 2005-2011. Výzkum probíhal v radiačních dnech, kdy úhrn slunečního záření za 24 hodin dosáhl alespoň 90 % potenciálního úhrnu pro dané geografické podmínky a den v roce. Rychlost a směr větru byly hodnoceny zvlášť pro stabilní a nestabilní teplotní zvrstvení atmosféry.

Ve všech částech vegetačního období (jaro, léto, podzim) bylo zjištěno nestabilní zvrstvení atmosféry v časovém intervalu od 10:00 do 16:00 a průměrná rychlost větru od 1,46 do 2 m*s-1. Převládající směr větru byl jihovýchodní až jižní. Stabilní zvrstvení atmosféry bylo zjištěno v nočních hodinách v intervalu od 20:00 do 4:00, a to opět ve všech částech vegetačního období. Průměrná rychlost větru v tomto časovém intervalu byla 0,68 – 0,84 m*s-1 a převládající směr větru byl jižní.

Na základě snímků z družice Landsat 7 byla stanovena povrchová teplota Mokřáků u Třeboně a okolí pomocí pluginu SEBCS 2.1.1 v softwaru qGis 3.28.3. Povrchové teploty a velikosti jednotlivých složek tepelné bilance se lišily jak mezi různými typy krajinného pokryvu, tak mezi částmi vegetačního období. Největší rozdíly mezi typy krajinného pokryvu byly zjištěny od poloviny srpna, kdy povrchová teplota zastavěného území a zemědělské půdy byla asi o 7 °C vyšší než hodnota v lese a na vodní ploše a o 6 °C vyšší než na mokřadu.

Negativní gradient povrchových teplot ve směru větru (indikující proudění vzduchu z teplejších oblastí do chladnějších) byl zjištěn v 56 % případů na 600metrovém transektu v rámci mokřadu a ve 44 % případů na 4000metrovém transektu napříč různými typy krajinného pokryvu, vždy s meteorologickou stanicí uprostřed. Negativní gradient povrchových teplot na satelitních snímcích také odpovídal převládajícímu směru větru na meteorologické stanici. Tato práce ukazuje na význam advekce tepla v přízemní vrstvě atmosféry mezi různými typy krajinného pokryvu.

Klíčová slova: Směr větru, krajinný pokryv, teplota povrchu, Landsat 7, teplotní gradient.

Abstract

Due to the water content available for evapotranspiration, wetlands represent valuable areas for temperature regulation at local and regional scales. The overlap of their influence over neighbouring areas with different landscape cover is mainly related to heat advection, but this relationship is still under investigation. This study aimed to find the relationship between wind direction and temperature gradients in the Třeboň region with a mosaic of different landscape cover types (built-up area, agricultural land, forest, wetland, water surface) centred on a model wetland (Wet meadows near Třeboň). Wind direction and wind speed were studied in the spring, summer and autumn parts of the growing season between 2005 and 2011. The research was conducted on radiation days when the solar radiation total for 24 hours reached at least 90 % of the potential total for the given geographical conditions and day of the year. Wind speed and direction were evaluated separately for stable and unstable atmospheric temperature stratification.

In all parts of the growing season (spring, summer, autumn), an unstable atmospheric stratification was found in the time interval from 10:00 to 16:00, and average wind speeds from 1.46 to 2 m*s⁻¹. The prevailing wind direction was southeast to south. Stable atmospheric stratification was found at night from 20:00 to 4:00 in all parts of the growing season. The average wind speed during this time interval was 0.68 to 0.84 m*s⁻¹ and the prevailing wind direction was southerly.

Based on Landsat 7 imagery, the surface temperature of Wet Meadows near Trebon and its surroundings was determined using the SEBCS 2.1.1 plug-in in qGis 3.28.3 software. The most significant differences between landscape cover types were found from mid-August onwards, when the surface temperature of the built-up area and agricultural land was about 7 °C higher than that of the forest and water surface and 6 °C higher than that of the wetland.

A negative gradient of surface temperatures in the wind direction (indicating airflow from warmer to cooler areas) was found 56 % of the time on the 600 m transect within the wetland and 44 % of the time on the 4000 m transect across different land cover types, always with a weather station in the middle. The negative surface temperature gradient in the satellite images also corresponded to the prevailing wind direction at the weather station. This work shows the importance of the advection of heat in the near-surface layer of the atmosphere between different landscape cover types.

Keywords: Wind direction, land cover, surface temperature, Landsat 7, temperature gradient.

Poděkování

Rád bych poděkoval své vedoucí disertační práce prof. Haně Čížkové a svému konzultantovi doc. Jakubu Bromovi za metodické vedení a poskytování odborných konzultací, které mi dopomohly k dokončení této disertační práce a také za to, že mě oba provedli celým doktorským studiem. Dále bych rád poděkoval Mgr. Jiřímu Duškovi Ph.D. z Ústavu výzkumu globální změny AV ČR, v. v. i. za poskytnutí dat, bez kterých by tato práce nemohla vzniknout. Také bych rád poděkoval celé své rodině za neustávající podporu při celém doktorském studiu.

Obsah

Úvod.....	10
1 Literární rešerše.....	11
1.1 Radiační a tepelná bilance zemského povrchu.....	11
1.2 Krátký a dlouhý hydrologický cyklus	13
1.3 Rychlost a směr větru	14
1.4 Stabilita zvrstvení atmosféry	14
1.5 Atmosférické cirkulace.....	14
1.6 Krajina a krajinný pokryv.....	15
1.6.1 Mokřady – základní charakteristika	15
1.7 Interakce mezi typy krajinného pokryvu a klimatem	16
2 Cíle práce	18
3 Metodika	19
3.1 Charakteristika ML u Třeboně	19
3.2 Meteorologická data a jejich vyhodnocení.....	20
3.2.1 Výběr vhodných dat pro analýzu	20
3.3 Družicové mapové snímky	21
4 Výsledky	22
4.1 Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry	22
4.1.1 Směr větru za stabilního zvrstvení atmosféry	23
4.1.2 Směr větru za nestabilního zvrstvení atmosféry	25
4.1.3 Rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry	27
4.1.4 Rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry.....	28
4.2 Výsledky analýzy satelitních snímků	30
4.2.1 Teplota povrchu Mokřých luk u Třeboně a okolí	30

4.2.2	Latentní teplo výparu a evaporativní frakce Mokřých luk u Třeboně a okolí	33
4.3	Vliv topografie na směr větru.....	34
5	Diskuse.....	35
5.1	Převládající směry větru na Mokřých loukách.....	35
5.2	Souvislost mezi povrchovou teplotou a výparem.....	35
5.3	Souvislost mezi povrchovou teplotou a směrem větru.....	36
5.4	Vliv topografie na směr proudění vzduchu	37
5.5	Metodická omezení práce.....	38
	Závěr	39
	Seznam použité literatury.....	41
	Seznam obrázků	51
	Seznam tabulek	53

Úvod

Ačkoli v minulosti byly mokřady často považovány za nevyužitelné plochy a byly proto záměrně odvodňovány, v poslední době jsou vnímány jako cenné součásti krajiny plnící četné ekosystémové funkce. Jednou z nich je i teplotní regulace lokálního i regionálního klimatu, jejíž vliv přesahuje geografické hranice samotných mokřadů.

Dostatek povrchové vody v mokřadech totiž podporuje rozvoj vegetace s vysokou evapotranspirací, která modifikuje tepelnou bilanci povrchu. Pokud je dostatečné množství vody pro výpar, přeměňuje se globální sluneční záření především na latentní výparné teplo, tedy energii spotřebovanou na fázovou přeměnu vody z kapalné formy do vodní páry, a tak nevede ke změně teploty. Naopak, nedostatek vody dostupné pro výpar způsobuje převážnou přeměnu globálního záření na pocitové teplo, což zvyšuje teplotu.

Různé způsoby využití území (land use) jsou spojeny s různě velkým zásahem do místního koloběhu vody, a tím také ovlivňují prostorovou mozaiku povrchových teplot a složky tepelné bilance v krajinné mozaice. Je známo, že odvodněné plochy se více přehřívají ve srovnání s plochami s dobře vyvinutou vegetací a dobrým zásobením vodou, která je využitelná pro evapotranspiraci.

Přesun vzdušných mas o různých teplotách a s různým obsahem vodní páry ovlivňuje mikroklimatické podmínky v sousedních oblastech zejména prostřednictvím advekce tepla. Směr a rychlost větru jsou zde důležité, neboť určují směr a vzdálenost stabilizačního vlivu mokřadů na teplotu okolního krajinného pokryvu. Výměně tepla mezi sousedními typy krajinného pokryvu však byla věnována menší pozornost ve srovnání se samotnými rozdíly teplot.

Tato studie navazuje na předchozí výzkum zaměřený na ekologii mokřadu Mokré Louky u Třeboně, která na této lokalitě probíhá od 70. let 20. století. Tehdy zde Botanický ústav AV ČR instaloval meteorologická stanice sledující základní mikrometeorologické parametry. Ta byla v roce 2024 nahrazena automatickou meteorologickou stanicí provozovanou Ústavem výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i. (ÚVGZ). Tato práce zpracovává data poskytnutá ÚVGZ.

1 Literární rešerše

1.1 Radiační a tepelná bilance zemského povrchu

Po dopadu sluneční energie na zemský povrch dochází k její transformaci, kterou lze rozdělit na radiační a tepelnou. Z hlediska vztahu sluneční energie a zemského povrchu mluvíme o radiační a tepelné bilanci Země. Radiační bilance zahrnuje přeměnu sluneční energie ve formě dlouhovlnného a krátkovlnného záření. U záření dopadajícího na zemský povrch se rozlišuje bilance krátkovlnného a dlouhovlnného záření.

Množství záření dopadajícího na vodorovnou plochu zemského povrchu se nazývá globální záření. Bilance krátkovlnného záření je dána rozdílem mezi dopadajícím a odraženým zářením. Podle Stefan-Boltzmannova zákona je množství dlouhovlnného záření úměrné teplotě povrchu. Tepelná kapacita povrchu způsobuje, že je obvykle teplejší než atmosféra, takže tato bilance bývá záporná. Po spojení bilanci krátkovlnného a dlouhovlnného záření dostáváme následující rovnici:

$$R_n = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow} + R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow} \quad (1.1)$$

Kde: R_n – celková čistá radiace [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

$R_{s\downarrow}$ – množství dopadající krátkovlnné energie na zemský povrch [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

$R_{s\uparrow}$ – množství emitované krátkovlnné energie zemským povrchem [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

$R_{l\downarrow}$ – množství dopadající dlouhovlnné energie na zemský povrch [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

$R_{l\uparrow}$ – množství emitované dlouhovlnné energie zemským povrchem [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$].

Výsledná celková čistá radiace je využita k dalším přírodním procesům. Vedle fotosyntézy a evapotranspirace se jedná ještě o tepelné toky a tepelnou bilanci povrchu a atmosféry (Brom a Pokorný, 2017).

Tepelná bilance je výsledkem tepelných toků, které probíhají mezi zemským povrchem a atmosférou (obrázek 1.1). K přeměně sluneční energie na teplo však dochází až po jeho dopadu na zemský povrch. Tepelná energie se projevuje změnou teploty konkrétního povrchu, na který dopadá sluneční energie, a která není součástí odrazu. Podle zákona zachování energie platí pro teplotní bilanci povrchu následující rovnice (Jirka a Pokorný, 2013):

$$R_n = P + J + G + H + LE + \alpha \quad (1.2)$$

Kde: R_n – celková čistá radiace [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

P – energetický tok pro fotosyntézu [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

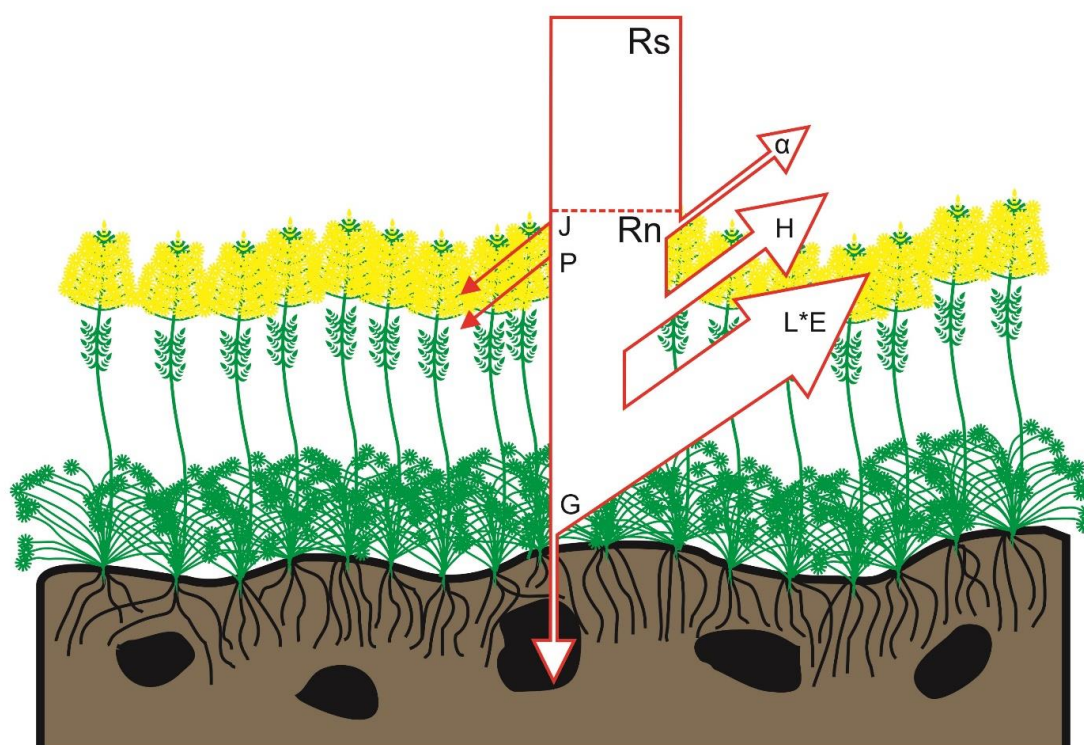
J – tok tepla na ohřev porostu [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

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

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

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

α – odraz (albedo) [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$].



Obrázek 1.1: Tepelná bilance porostu. R_s – celková (globální) radiace, R_n – celková čistá radiace, odraženého slunečního záření (α – albedo, tj. podíl odraženého záření z celkové radiace). Ostatní symboly jsou stejné jako u rovnice (1.2).

Advekce významně ovlivňuje interakci klimatických systémů s regionálními vodními režimy. Vnitrozemské oblasti, bez vlivu oceánů jako teplotních stabilizátorů, jsou náchylnější k extrémním změnám teplot (Gibson et al., 2011). Advekční proudění mírní tyto výkyvy přenosem teplých a studených vzdušných mas, čímž reguluje teplotu a srážky (Jones a Davies, 2014).

Pohyb vzdušných mas různé teploty a vlhkosti ovlivňuje teplotní a srážkové vzorce. Například transport teplého vzduchu z jihu na sever zvyšuje teploty a mění vlhkost ve vnitrozemí (Lamb et al., 2007). Tento proces je zásadní pro udržování teplotní rovnováhy a dynamiku vodních režimů (Simpson et al., 2008).

Advekční proudění je klíčové pro srážky ve vnitrozemí, zejména v suchých obdobích, kdy přenáší vlhkost jako hlavní zdroj srážek (Seidel et al., 2012). Přenos vlhkých vzdušných mas podporuje tvorbu oblačnosti a srážek, což je důležité pro udržitelnost ekosystémů (Kunkel et al., 2010).

1.2 Krátký a dlouhý hydrologický cyklus

Tepelná bilance zemského povrchu je prostřednictvím latentního výparu (a latentního tepla kondenzace) propojena s hydrologickým cyklem. Hydrologický cyklus neboli koloběh vody je globální proces popisující nepřetržitý pohyb vody mezi atmosférou, pevninou, oceány a biosférou. Voda se nachází v zásobnících (oceány, ledovce, podzemní a povrchové vody, atmosféra) a mezi nimi se přesouvá prostřednictvím procesů, jako jsou:

- Evapotranspirace (odpar/výpar) z vodních ploch, oceánů, řek, jezer a rostlin do atmosféry;
- Kondenzace vodní páry v atmosféře, která vede k tvorbě oblaků;
- Srážky (déšť, sníh), které přivádějí vodu zpět na zemský povrch;
- Infiltrace vody do půdy, což může vést k tvorbě podzemních vod;
- Povrchový odtok vody do řek, jezer a oceánů.

Evapotranspirace je souhrnný název pro dva přírodní procesy. Prvním z nich je proces evaporace, kterým označujeme výpar vody z povrchu vody a půdy. K odpařování dochází vlivem ohřevu těchto ploch dopadající sluneční energií (Matejka a Huzulák, 1987). Druhý proces, transpirace, je výpar z povrchu rostlin. Evapotranspirace je důležitou složkou koloběhu vody (Goyal et al., 2013). Evapotranspirace je proces, při kterém dochází ke změně skupenství vody z kapalného na plynné. V klimatologii se výparem rozumí proces transportu vodních par do atmosféry (Matejka a Huzulák, 1987). Evapotranspirace je také dle Wanga et al. (2017) klíčovým faktorem k udržení vodní, ale také energetické bilance Země.

V rámci cyklu rozlišujeme dlouhý a krátký koloběh vody. Dlouhý cyklus zahrnuje pohyb vody mezi oceánem, atmosférou a pevninou, kde se voda odpařuje nad oceánem, přesouvá se nad kontinenty, kde padá jako srážky a povrchovým odtokem se vrací do oceánu (Šobr, 2016). Krátký cyklus probíhá v rámci jedné lokality mezi evapotranspirací a následnými srážkami, charakterizován převážně vertikálním pohybem vody a značí hydrologické „zdraví“ pevniny (Kravčík et al., 2008).

1.3 Rychlost a směr větru

Vertikální i horizontální tepelné gradienty vyvolávají proudění vzduchu a samy jsou jím ovlivňovány. V této práci je věnována pozornost rychlosti a směru větru, což je proudění vzduchu ve vodorovném směru. Klimatické a meteorologické změny jsou hlavním faktorem ovlivňujícím rychlost a směr větru (McInnes et al., 2011). Dalším vlivem jsou překážky na povrchu, například skalní útvary (Wang a Huang, 2018). Směr větru se během dne mění v závislosti na faktorech, jako je množství sluneční energie. Výrazné změny směru se objevují zejména při přechodu dne a noci (Zecchetto, 2018).

Vodní plochy a vegetace ovlivňují atmosférická proudění regulací okolní teploty a zvyšují schopnost krajiny odolávat extrémním povětrnostním podmínkám.

1.4 Stabilita zvrstvení atmosféry

Stratifikace atmosféry popisuje teplotní zvrstvení atmosféry s výškou, kde rozlišujeme stabilní, nestabilní a indiferentní zvrstvení. Každé z těchto stavů ovlivňuje charakter počasí, což jiný typ zvrstvení neumožňuje. Podle vztahu teplotního zvrstvení k adiabatickému teplotnímu gradientu se atmosféra dělí na stabilní, nestabilní a indiferentní (Meteo aktuality, 2020).

Stabilní atmosféra se vyznačuje stálou teplotou a vlhkostí. Stabilita je monitorována pomocí radiosond, které měří vertikální teplotní profil. Stabilní zvrstvení nastává, pokud teplota klesá o 1 °C na každých 100 metrů výšky (Reynolds, 2008). Kondenzace vodních par vlivem sluneční energie uvolňuje teplo, které může atmosféru destabilizovat, zejména nad vodními plochami (O’Gorman, 2011; Yusup a Liu, 2016). Stabilní atmosféra má tendenci se po vychýlení vracet do původního stavu a tvoří mraky typu stratus (Ahrens a Henson, 2016).

Nestabilní atmosféra nastává, když teplota s výškou klesá rychleji než o 1 °C na 100 metrů, což způsobuje vzestup teplejšího vzduchu a formaci absolutně nestabilní atmosféry při horkých slunečných dnech (Ahrens a Henson, 2016).

Indiferentní teplotní zvrstvení atmosféry nastává, když je vertikální teplotní gradient roven suchoadiabatickému gradientu pro suchý nebo nenasycený vzduch (Meteo aktuality, 2020).

1.5 Atmosférické cirkulace

Atmosférická cirkulace zahrnuje všechny nebo vybrané pohyby vzduchu, které mohou tvořit uzavřený cirkulační systém, a liší se podle rozsahu, zakřivení proudnic, směru a

mechanismu vzniku (Česká meteorologická společnost, 2017; Huth et al., 2008). Místní atmosférické cirkulace zahrnují 24-hodinové cykly ve směru proudění vzduchu vyvolané teplotními gradienty, které se během tohoto cyklu střídají. Typickými příklady jsou mořská a pevninská bríza a horský a údolní vítr.

Mořská bríza vzniká v pobřežních oblastech moří, kde se ve dne pevnina ohřeje a vzduch nad ní stoupá, což přivádí nad pevninu chladnější vzduch z oceánu. V noci proudí vzduch opačně, protože povrch pevniny je chladnější než voda. Tento vítr, o rychlosti $3\text{--}5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, mění během dne směr a může ovlivňovat oblast až $30\text{--}50\text{ km}$ od pobřeží. U jezer a přehrad se tomuto jevu říká pobřežní vánek, který je slabší (Žalud, 2015; Lee, 2021).

Horský vítr vzniká v noci sestupováním chladného vzduchu po svazích hor, zatímco údolní vítr během dne stoupá z údolí do zahřátých hor. Strmější svahy s řidší vegetací zesilují tento vítr (Žalud, 2015).

1.6 Krajina a krajinný pokryv

Krajina je část zemského povrchu s charakteristickým reliéfem, tvořená souborem funkčně propojených ekosystémů a civilizačními prvky (Česko, 1992). Krajinný pokryv je fyzický a biologický pokryv zemského povrchu. Dle Luka et al., (2017) rozlišujeme pět základních typů krajinného pokryvu: urbanizovaná území, zemědělské plochy, lesy a polopřírodní oblasti, humidní území (mokřady) a vodní plochy. Prostorové rozmístění těchto typů krajinného pokryvu a jejich podtypů je základem krajinné struktury.

1.6.1 Mokřady – základní charakteristika

Cenným typem krajinného pokryvu jsou mokřady. Jsou to specifické ekosystémy s následujícími společnými vlastnostmi:

- Podmáčení terénu nebo přítomnost stojaté nebo pomalu tekoucí vody alespoň po část roku;
- půdní prostředí, jehož chemické vlastnosti jsou určovány zaplavováním;
- mokřadní vegetace adaptovaná na vodní a půdní prostředí.

Univerzální definici těchto biotopů není snadné stanovit díky jejich bohaté typologii. Keddy (2000) předložil tuto funkční definici mokřadu: Mokřad je ekosystém, který vzniká, když v důsledku zaplavení vodou v půdě převažují anaerobní procesy, což vyvolává vznik adaptací živých organismů (převážně rostlin) k zaplavení.

Výčtovou definici využívá a udává pro účely ochrany přírody Ramsarská úmluva. Ta definuje mokřady jako území bažin, slatin, rašelinišť i území pokrytá vodou, přirozeně i uměle vytvořená, trvalá či dočasná, s vodou stojatou či tekoucí, sladkou, brackou či slanou, včetně území s mořskou vodou, jejíž hloubka při odlivu nepřesahuje šest metrů zahrnuje oblasti s vodou do hloubky šesti metrů (Mitsch a Gosselink, 2015; Finlayson a Moser, 1991, IUCN a Carr, 1972; Chytil et al., 1999). Pro účely revitalizací v ČR Just (2003) vymezil mokřady jako území, kde hloubka vody nepřesahuje 0,6 metru.

Mokřady lze rozdělovat dle mnoha klasifikačních hledisek, např. podle výšky vodního sloupce, délky zaplavení (trvalé, nepravidelné, periodické), zdroje vody (dešťová, podzemní, povrchová, slaná). Jemnější členění pak vychází z typů stanovišť nebo biotických společenstev (Květ, 2017). Mokřady vzniklé lidskou činností.

1.7 Interakce mezi typy krajinného pokryvu a klimatem

Povrchová teplotní mozaika je klíčovým aspektem v porozumění interakcím mezi povrchem Země a atmosférou. Různé způsoby využití území v podobě městské zástavby, lesního porostu, orné půdy, luk a pastvin, vodních ploch a mokřadů významně ovlivňují povrchovou teplotu prostřednictvím rozdílné schopnosti absorbovat a vyzařovat teplo.

V městských oblastech jsou zaznamenávány vyšší povrchové teploty, což vede k tzv. efektu městského tepelného ostrova (Li et al., 2022). Nejvíce se přehřívají asfaltové a betonové povrchy (Zhang et al., 2021). Absence zelených ploch ve městech vede k většímu rozdílu v denních a nočních teplotách a k přehřívání během letních měsíců (Chakraborty et al., 2019). Výstavba liniového prvku (dálnice) může mít za následek pokles evapotranspirace vody až o 43,7 m³ vody na jeden kilometr dálnice. V konečném důsledku to může mít za následek zvýšení povrchové teploty až o 7 °C (Nedbal a Brom, 2018).

Lesní porosty mají výrazně chladivý efekt na povrchovou teplotu. Lesy jsou schopné zadržovat a akumulovat vlhkost a zároveň poskytují stín, což vede k nižší povrchové teplotě (Bonan, 2008; Li et al., 2015). Hesslerová et al. (2022) zkoumali na základě satelitních snímků vliv odlesňování a celkové degradace vegetace v krajině na teplotu povrchu. Dokázali, že odstranění nebo degradace vegetace v krajině vede k nárůstu povrchové teploty, útlumu intenzity evapotranspirace a zvýšenému toku citelného tepla do atmosféry. To má za následek teplotní změny přízemní vrstvy atmosféry.

Množství dostupné vody a zavlažovacích systémů má vliv na povrchovou teplotu orné půdy a kvalitu přítomné vegetace. Odvodněná orná půda se vyznačuje vyšší povrchovou teplotou. Vegetace na orné půdě však během růstu poskytuje určitou úroveň ochlazování prostřednictvím evapotranspirace, podobně jako louky a pastviny, které mají obdobné schopnosti (Shalishe et al., 2023).

Mokřady stejně jako jakýkoli typ povrchové vody mají významný vliv na vodní cyklus krajiny a další atmosférické pochody. Mokřady představují přírodní rezervoáry povrchové vody a přispívají pozitivně k retenci vody v krajině, což má následně vliv na srážkoodtokové poměry dané oblasti. Povrchový odtok je jedním z hlavních výstupů a ovlivňuje ho množství vody, tvar a sklon terénu, zatímco retenční schopnost mokřadů reguluje odtok a přispívá ke stabilizaci srážkoodtokových poměrů (Brom a Pokorný, 2017). Povrchová drsnost mokřadů také hraje roli v regulaci odtoku (Baker et al., 2009). Fluktuace v konzistentnosti proudění vzduchu v atmosféře nastává nejčastěji vlivem fragmentace krajiny (Wang a Huang, 2018).

2 Cíle práce

Hlavním cílem této disertační práce je prozkoumat souvislost mezi směrem proudění vzduchu na modelovém mokřadu a povrchovou teplotou různých typů krajinného pokryvu (zastavěná území, zemědělská půda, mokřady, vodní plochy a lesy) ve studované oblasti za radiačního počasí. Doplnkovým cílem je prozkoumat vliv topografie modelového území na směr větru. K dosažení těchto cílů byly stanoveny tyto dílčí výzkumné otázky:

1. Jaké jsou převládající směry větru během 24hodinového cyklu za nestabilního a stabilního zvrstvení atmosféry?
2. Odpovídá směr větru rozdílům v povrchových teplotách mokřadu?
3. Odpovídá převládající směr větru rozdílům v povrchových teplotách různých typů krajinného pokryvu?
4. Odpovídá převládající směr větru topografii?

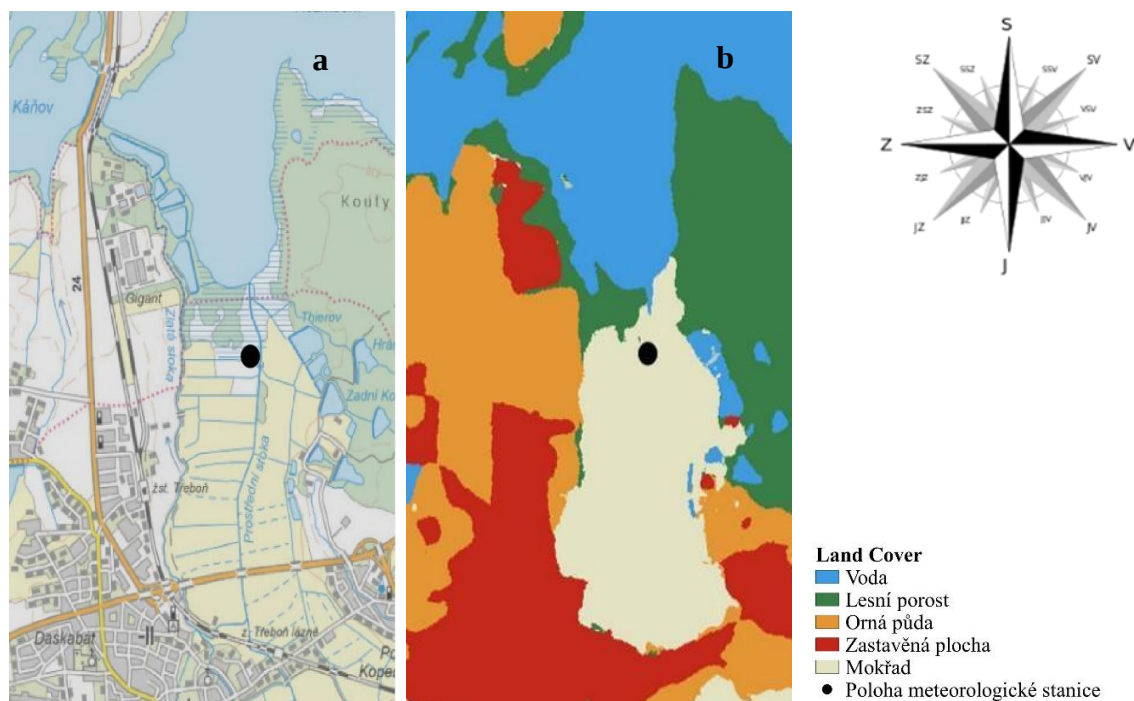
3 Metodika

3.1 Charakteristika ML u Třeboně

Mokré Louky u Třeboně je plochá deprese, která se nachází severovýchodně od města Třeboň (49°050 N, 14°460 E, 428 m. n. m.) v záplavové oblasti rybníka Rožmberk (500 ha). Celková plocha celé sníženiny je 450 ha. Průměrný roční srážkový úhrn (1961-2003) je 605 mm a průměrná roční teplota vzduchu (1977-2003) je 7,4 °C (Kovářová a Pokorný, 2005). Celá plocha je překryta aluviálními písky a jíly, na nichž je uložena vrstva humolitu, která místy dosahuje mocnosti i několika metrů.

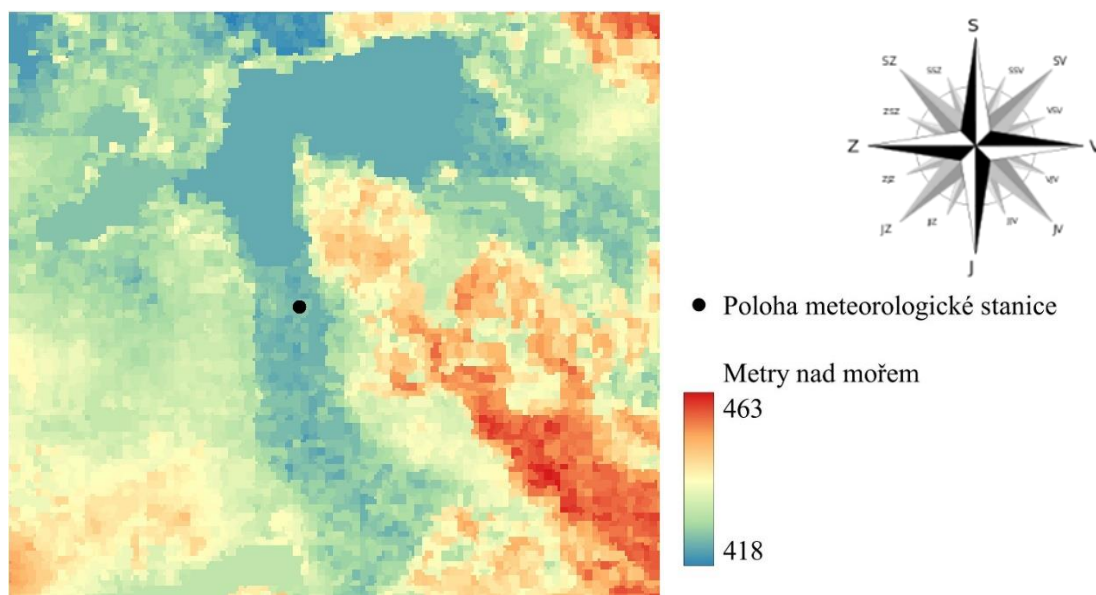
Výška vodní hladiny je za normálních podmínek částečně regulována systémem kanálů, z nichž hlavní je Prostřední stoka, která je jedním z přítoků Rožmberka. V okolí meteorologické stanice dosahuje vodní hladina obvykle k povrchu půdy (-0,2 až 0,2 m). Výška hladiny kolísá v závislosti na průběhu srážek během roku. V době záplav (v roce 2006, 2013 a 2024) byla překročena i výška 2 metrů.

Dominantním rostlinným druhem na tomto stanovišti je ostřice štíhlá (*Carex acuta* L.), doprovodnými druhy jsou ostřice měchýřkatá (*C. vesicaria*) a třtina šedavá (*Calamagrostis canescens*) (Prach, 2008). Jižní polovina ML je sečená 2–3x ročně (v květnu, v srpnu a na konci vegetační sezóny).



Obrázek 3.1: Topografická mapa (Esri, 2024) (a) a mapa krajinného pokryvu (Karra, et al., 2021) (b) studované lokality s polohou meteorologické stanice

Meteorologická stanice se nachází v proláklíně, která se táhne od jihovýchodu na sever. Převýšení oproti okrajům sníženiny je 11 m na jihovýchodě a 7 m na západním a východním úbočí sníženiny (obrázek 3.2).



Obrázek 3.2: Výška nad mořem studované lokality (NASA, 2024)

3.2 Meteorologická data a jejich vyhodnocení

K řešení této disertační práce byla využívána meteorologická data z meteorologické stanice umístěné na Mokřých lukách u Třeboně. Jednalo se o údaje v půlhodinových intervalech o krátkovlnném záření [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$], směru [$^{\circ}$] a rychlosti větru [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], teplotě vzduchu ve 2 m a 4 m nad zemí [$^{\circ}\text{C}$] a teplotě povrchu (0 cm nad zemí) [$^{\circ}\text{C}$]. Dále byla využita data o výšce porostu během vegetačního období [m] a výšce bultů [m].

Efektivní výška porostu potřebná pro zhodnocení stability atmosféry byla vypočítána na základě maximálních výšek porostu naměřených v bakalářských a diplomových pracích (Kuncová, 2007; Kuncová, 2009; Hovorka, 2010; Hovorka, 2012), vynásobených koeficientem 0,6 (Brom, ústní sdělení). K efektivní výšce porostu byla přičtena výška bultů 0,24 m (dle dat Kuncové, 2007).

Veškerá data byla naměřena v letech 2005-2011. Meteorologická data byla poskytnuta Mgr. Jiřím Duškem, Ph.D. působícím v ÚVGZ AV ČR, v. v. i.

Tato data byla rozdělena do tří částí vegetačního období: jarní (15.4. - 31.5.), letní (1.6. - 31.8.) a podzimní (1.9. - 31.10.).

3.2.1 Výběr vhodných dat pro analýzu

Pro další analýzu byla vybrána data z tzv. radiačních dnů, kdy denní suma dopadajícího slunečního záření odpovídala alespoň 90 % potenciálního záření pro daný den a

lokalitu. Výpočet maximálního dopadajícího záření byl proveden dle metodiky Hofierky a Suriho (2002).

Vybraná data směry a rychlosti větru byla dále rozdělena do dvou skupin podle typu zvrstvení atmosféry. Stabilita atmosféry byla počítána dle Broma (2014).

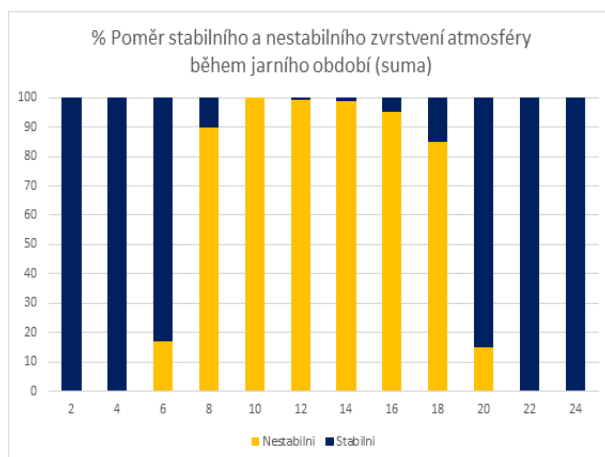
3.3 Družicové mapové snímky

Teplota povrchu, evapotranspirace a evaporativní frakce byly zjišťovány na snímcích DPZ pořízených družicí Landsat 7 s pomocí softwaru qGis 3.28.3 (QGIS.org, 2023). Podmínku radiačního počasí za sledované období 2005 – 2011 splnilo celkem 9 snímků DPZ.

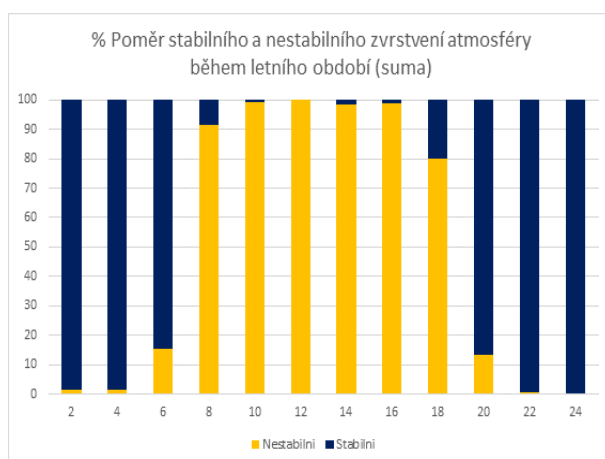
4 Výsledky

4.1 Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry

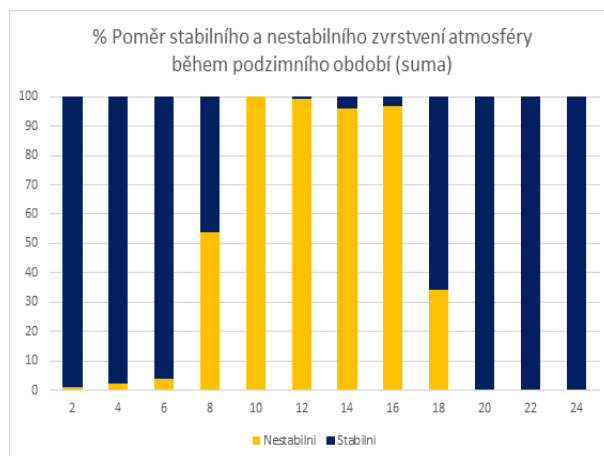
Obrázky 4.1–4.3 znázorňují poměr stabilních a nestabilních situací atmosféry (v %) ve dnech vybraných pro další analýzu za sledované roky (2005-2011) pro jednotlivé části vegetačního období. Za radiačních dnů v jarní i letní části vegetačního období převažovalo stabilní zvrstvení atmosféry v době od 18:00 do 6:00 a nestabilní ve zbývajících dobách. V podzimní části vegetačního období převažovalo nestabilní zvrstvení po kratší dobu, a to od 8:00 do 16:00 hodin.



Obrázek 4.1: Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry ve vybraných dnech v jarní části vegetačního období za roky 2005-2011



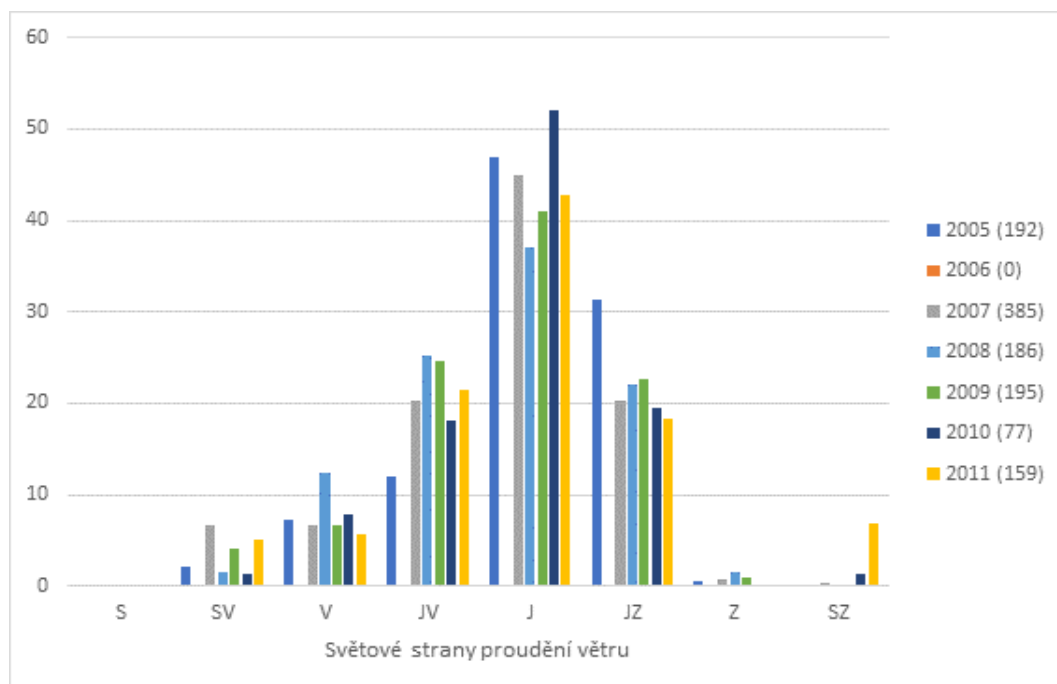
Obrázek 4.2: Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry ve vybraných dnech v letním vegetačním období za roky 2005-2011



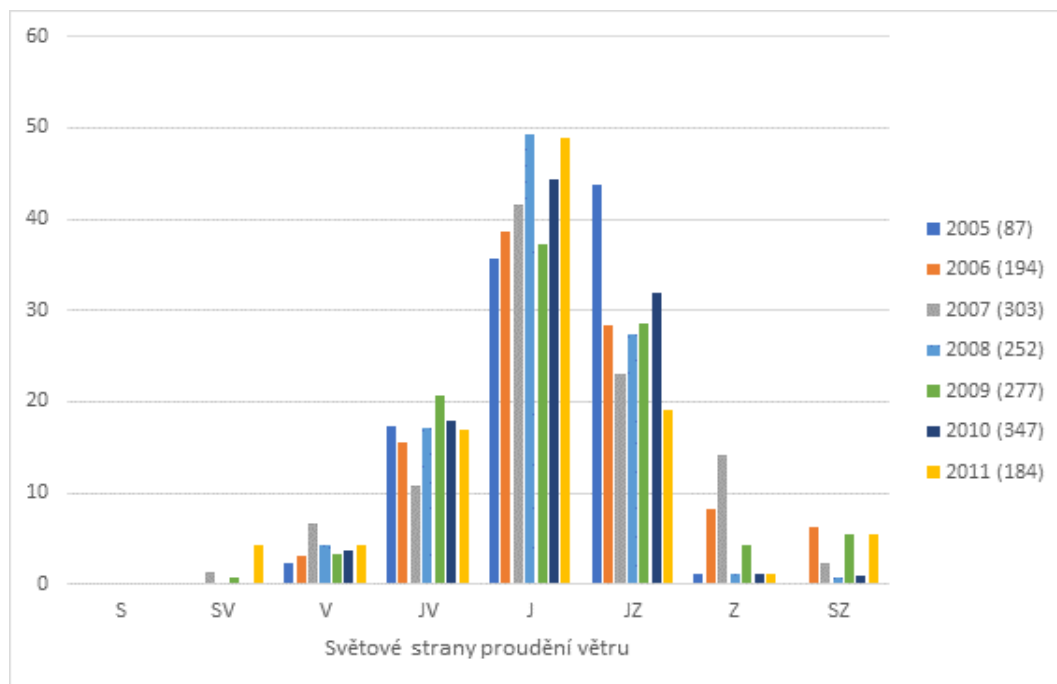
Obrázek 4.3: Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry ve vybraných dnech v podzimním vegetačním období za roky 2005-2011

4.1.1 Směr větru za stabilního zvrstvení atmosféry

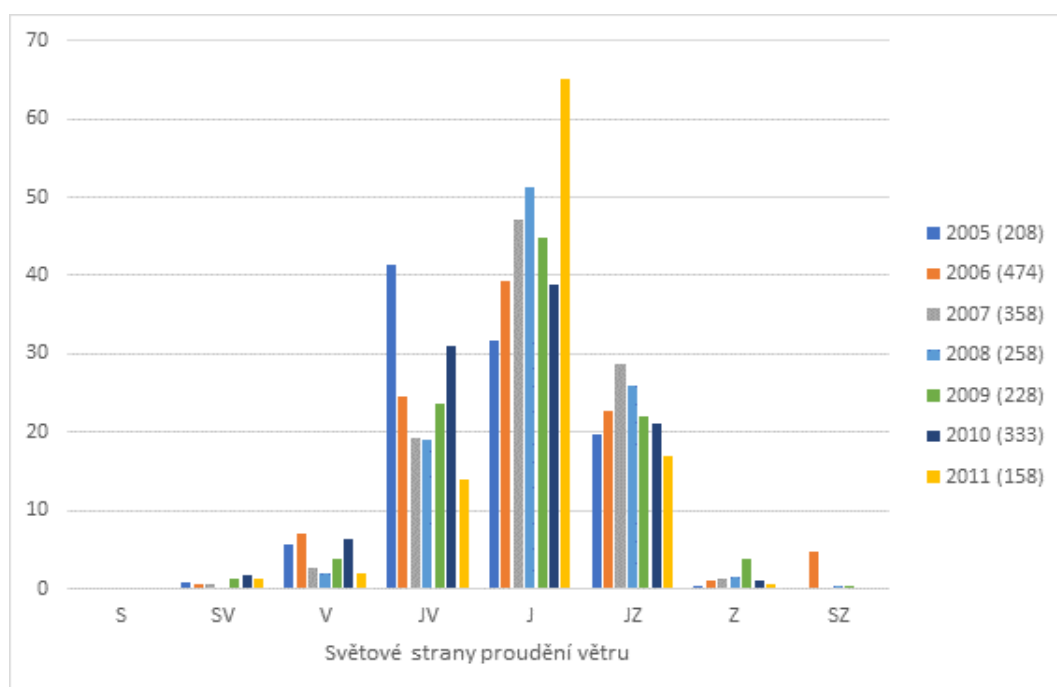
Jak vyplývá z obrázků 4.4 – 4.6, ve všech třech částech vegetačního období převažoval jižní vítr. Výjimkami byla letní část vegetačního období v r. 2006, kdy převažoval jihozápadní vítr, a podzimní část vegetačního období, kdy převládal jihovýchodní směr. Severní vítr nebyl zaznamenán v žádné části vegetačního období v žádném roce.



Obrázek 4.4: Četnosti větru v jednotlivých směrech během jarního vegetačního období za stabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů



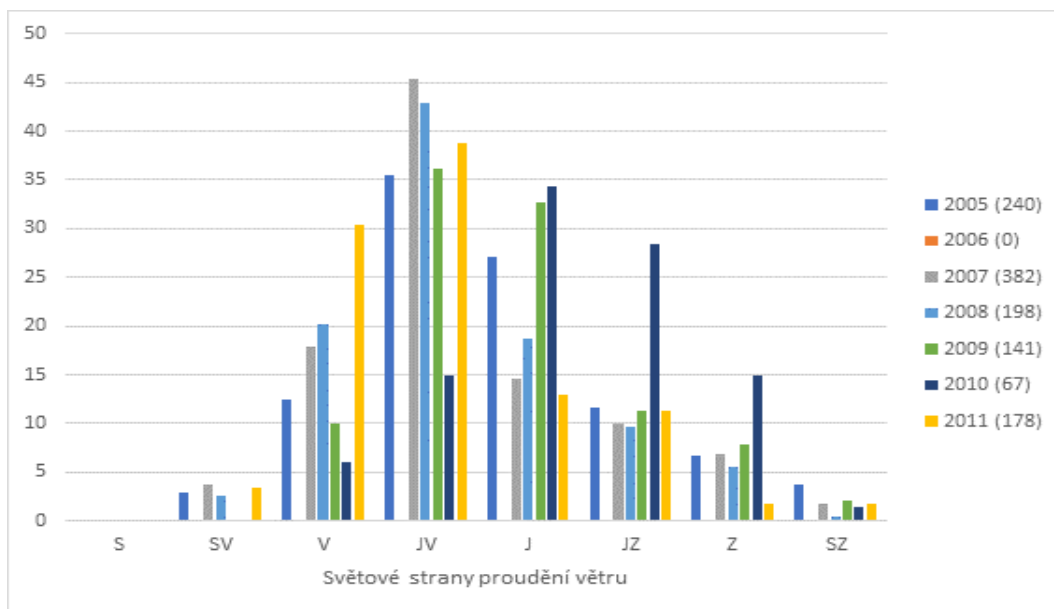
Obrázek 4.5: Četnosti větru v jednotlivých směrech během letního vegetačního období za stabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů



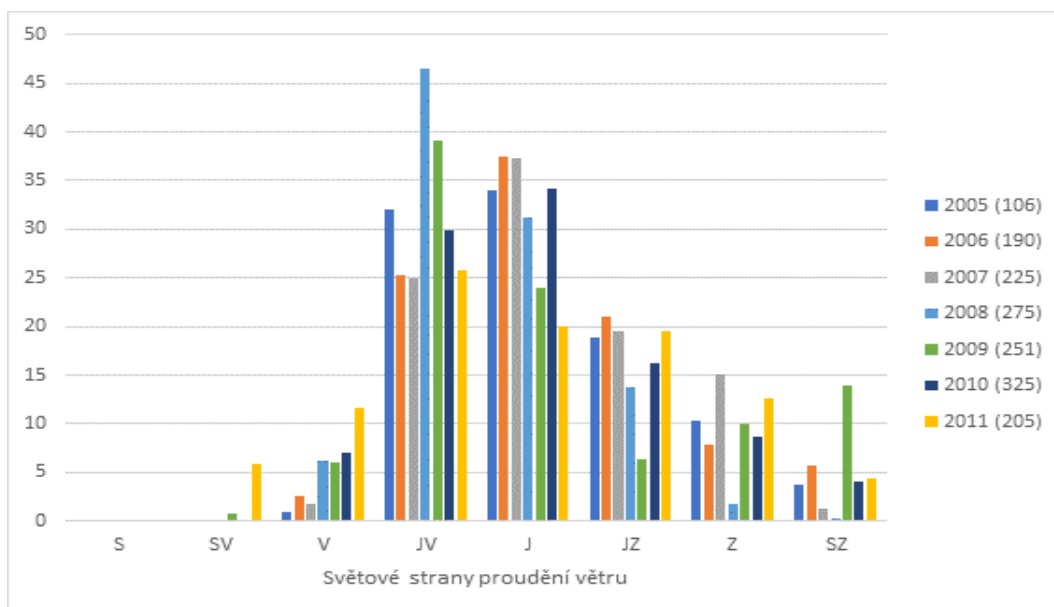
Obrázek 4.6: Četnosti větru v jednotlivých směrech během podzimního vegetačního období za stabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů

4.1.2 Směr větru za nestabilního zvrstvení atmosféry

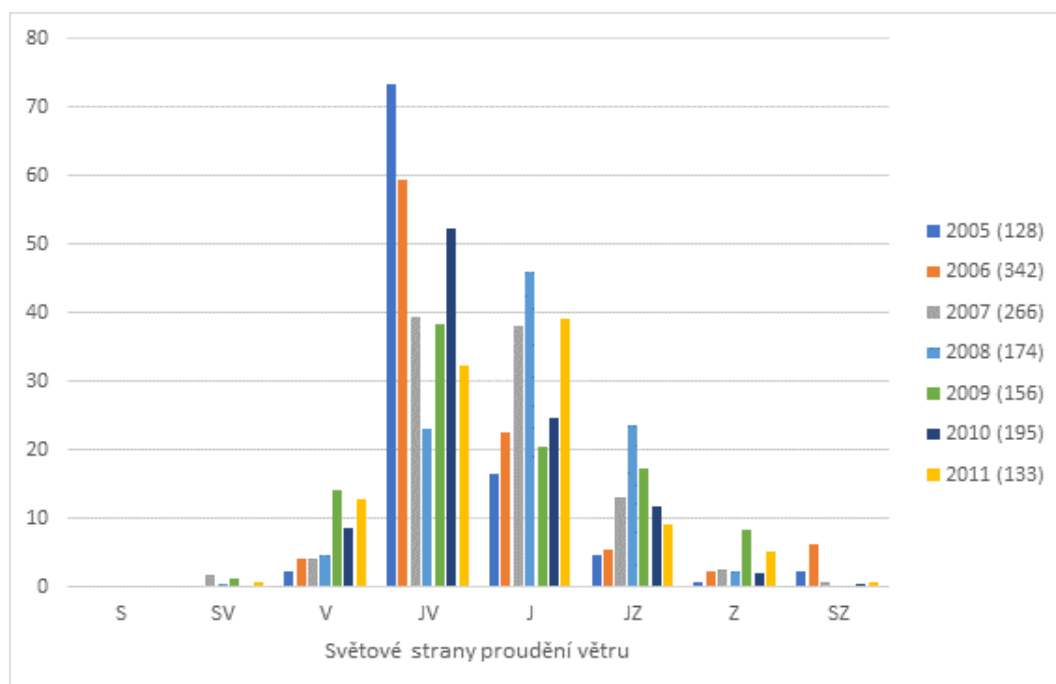
Za nestabilního zvrstvení atmosféry na jaře převažoval jihovýchodní vítr, v létě jižní (v r. 2005-7 a 2010) nebo jihovýchodní v (v r. 2008, 2009 a 2011). Na podzim převládal jihovýchodní vítr. Severní vítr nebyl opět zaznamenán v žádném z případů. V roce 2006 nebyl nalezen žádný den splňující kritéria pro další vyhodnocení.



Obrázek 4.7: Četnosti směru větru během jarní části vegetačního období za nestabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů

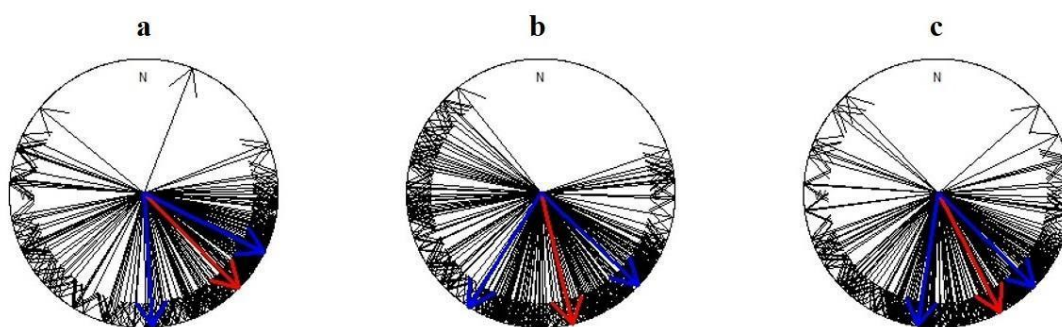


Obrázek 4.8: Četnosti směru větru během letního vegetačního období za nestabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů



Obrázek 4.9: Četnosti větru v jednotlivých směrech během podzimního vegetačního období za nestabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů

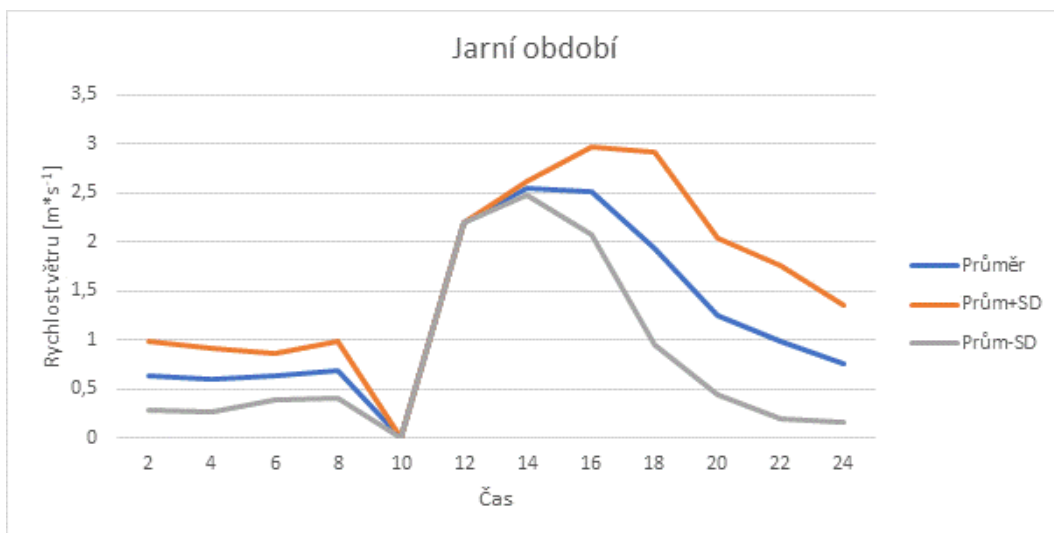
Zvláštní pozornost byla věnována datům o směru větru naměřeným v časovém intervalu od 10:00 do 12:00, tedy v době pořízení satelitního snímku (obrázek 4.10). Jak je patrné ze souhrnného vyhodnocení dat pro všechny roky, v jarní a podzimní části vegetačního období v tomto časovém intervalu převažoval jihovýchodní vítr a v letní části jižní vítr.



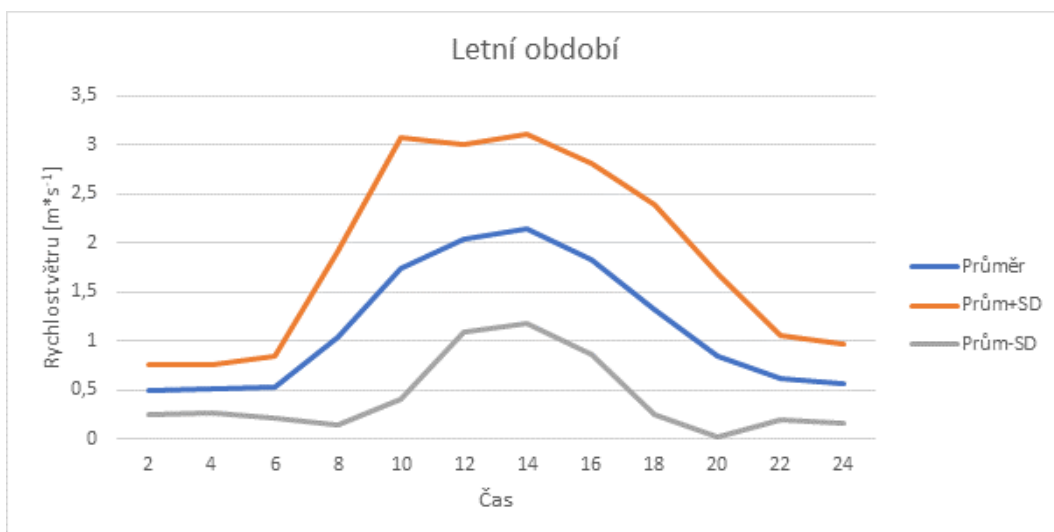
Obrázek 4.10: směry větru v časovém intervalu od 10:00 do 12:00 během jarního (a) (n=199), letního (b) (n=248) a podzimního (c) (n=283) vegetačního období. Data sloučená pro všechny roky sledování. Červená šipka – medián, modré šipky – Q1 a Q3.

4.1.3 Rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry

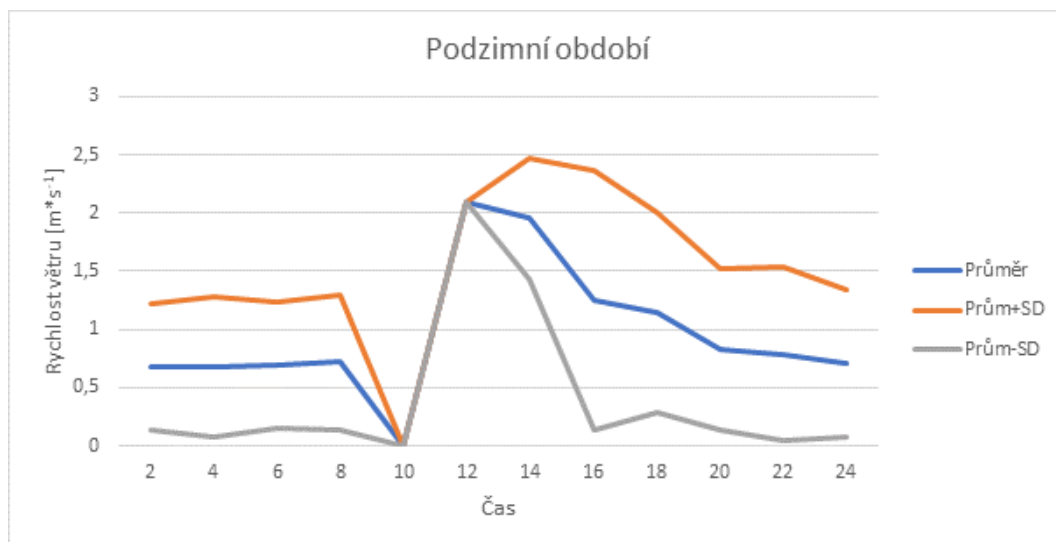
Za stabilního zvrstvení atmosféry vykazovaly denní chody rychlosti větru typickou křivku s minimem mezi 2:00 a 4:00 hodinou v noci a maximem kolem 14:00 odpoledne (obrázky 4.11-4.13). Nejnižší průměrné hodnoty rychlosti větru dosahovaly kolem $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Nejvyšší průměrná rychlost větru byla zjištěna na jaře ($2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), v dalších částech vegetačního období byly maximální průměrné rychlosti o něco nižší (kolem $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Maximální hodnota rychlosti větru ($5,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) byla naměřena na jaře.



Obrázek 4.11: Průměrná rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry během jarního období (n = 1193). V intervalu 8:00-10:00 nebyla zaznamenána žádná hodnota.



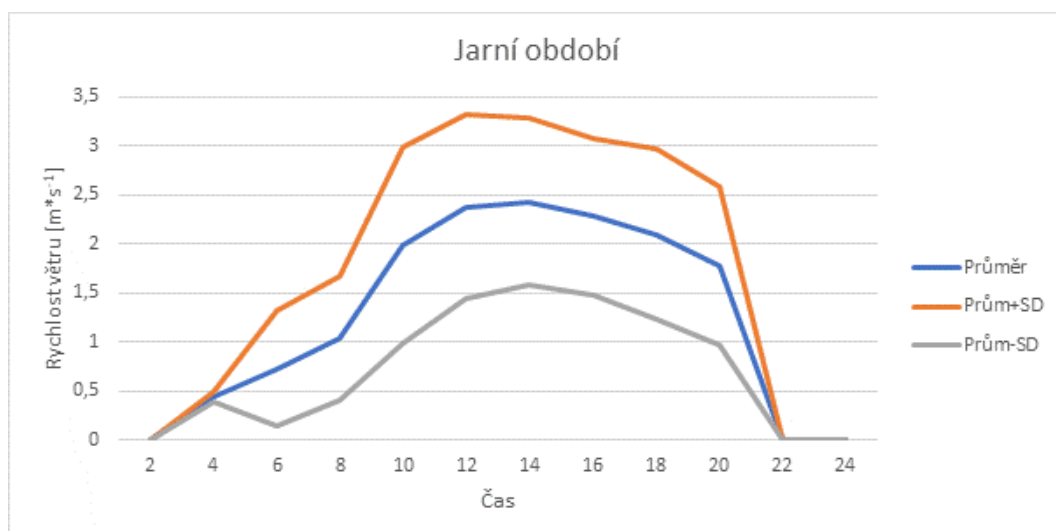
Obrázek 4.12: Průměrná rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry během letního období (n = 1190). V intervalu 8:00-10:00 nebyla zaznamenána žádná hodnota.



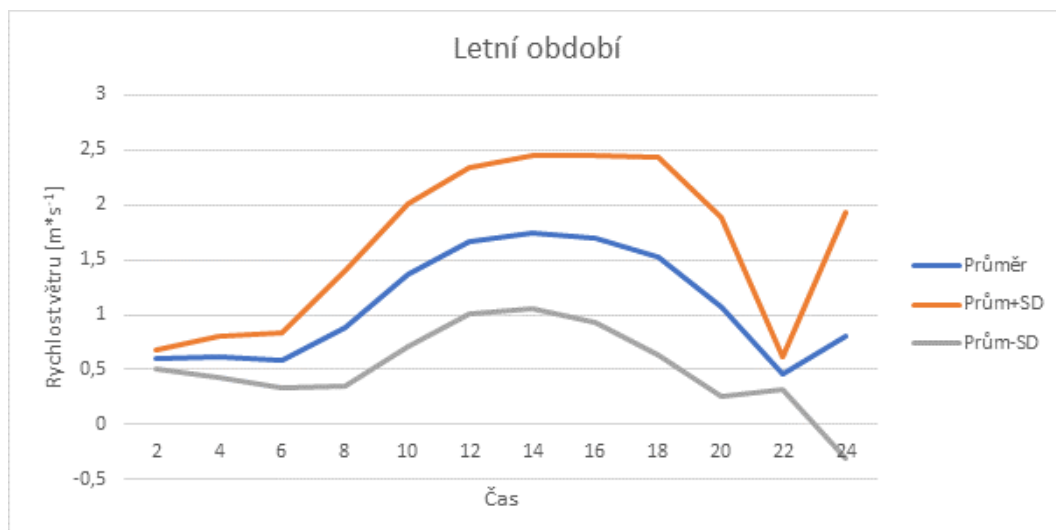
Obrázek 4.13: Průměrná rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry během podzimního období (n = 1495). V intervalu 8:00-10:00 nebyla zaznamenána žádná hodnota.

4.1.4 Rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry

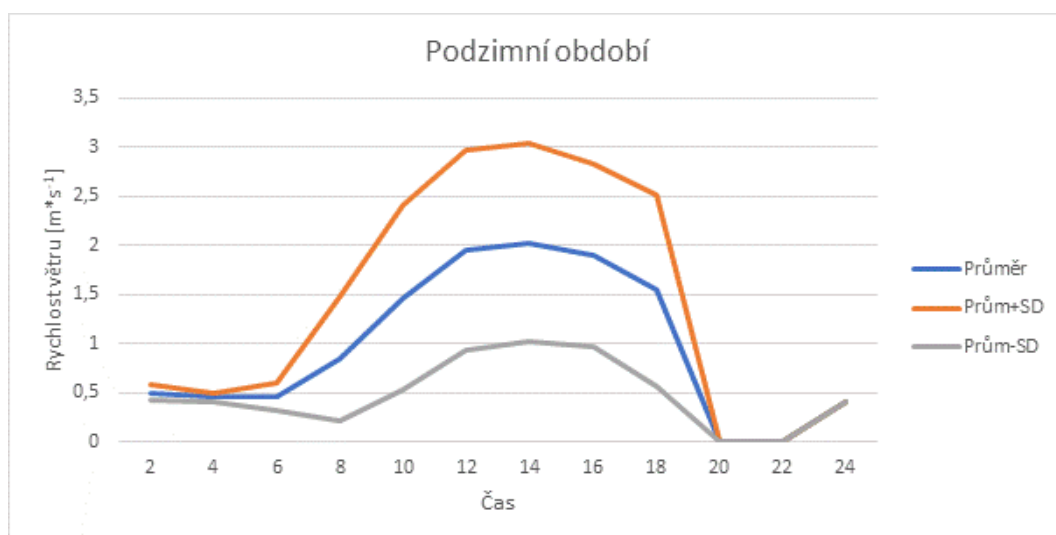
Za nestabilního zvrstvení atmosféry byly zjištěny podobné 24hodinové chody rychlosti větru jako za stabilního (obrázky 4.14–4.16). Denní maximum nastávalo mezi 12:00–14:00 na jaře a mezi 12:00–16:00 v létě a na podzim. Denní minimum nastávalo po 22:00 na jaře a v létě a po 20:00 na podzim. Průměrná hodnota denního maxima byla nejvyšší na jaře (kolem $2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), a nejnižší v létě (asi $1,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Maximální rychlosti větru dosahovaly kolem $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ve všech částech vegetační sezóny.



Obrázek 4.14: Průměrná rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry během jarního období (n = 1372). V intervalu 20:00–2:00 nebyly zjištěny žádné hodnoty



Obrázek 4.15: Průměrná rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry během letního období (n = 1196)

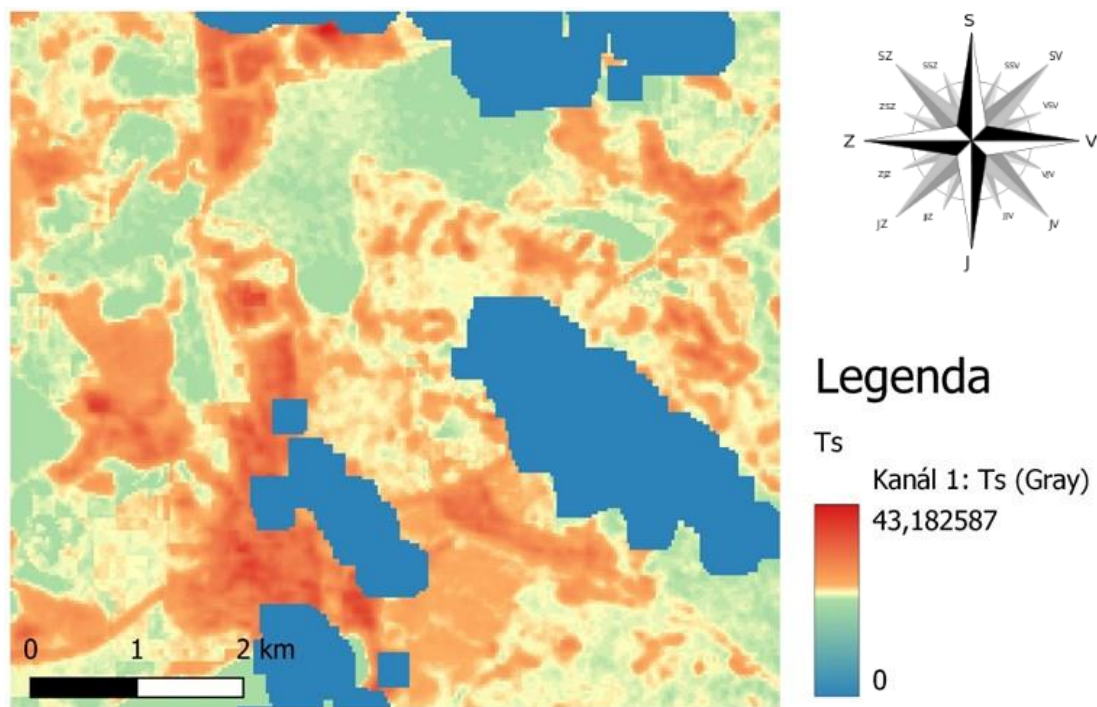


Obrázek 4.16: Průměrná rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry během podzimního období (n = 1409). V intervalu 18:00 2:00 nebyly zjištěny žádné hodnoty

4.2 Výsledky analýzy satelitních snímků

4.2.1 Teplota povrchu Mokřých luk u Třeboně a okolí

Dalším sledovaným parametrem je teplota povrchu celé lokality včetně přilehlého okolí. Obrázek 4.17 ukazuje teplotní mozaiku v oblasti na příkladu 26.5.2005.



Obrázek 4.17: Teplota povrchu Mokřích luk u Třeboně a okolí stanovené pomocí rastrového kalkulatoru qGis ze dne 26.5.2005. Šedomodré plochy znázorňují oblasti zastíněné oblačností

Teplota povrchu se různila dle krajinného pokryvu. Povrch vodní plochy dosahoval teploty okolo 21–22 °C, kdežto povrch městské zástavby dosahoval ve stejnou dobu již 31–43 °C. Teploty povrchu mokřadních ploch se pohybovaly velice blízko volné vodní hladině, a sice 22–26 °C.

Dále byly zjištěny průměrné teploty všech typů krajinného pokryvu, přes které vanul vítr ve sledované lokalitě (tabulka 4.1). Z tabulky je patrný sezónní chod průměrných teplot s maximem v polovině července. Největší rozrůznění povrchových teplot bylo zachyceno ve druhé polovině srpna. Dne 25.8.2009 dosahovala povrchová teplota města a pole téměř 30 °C, zatímco teplota vodní plochy, lesa a mokřadu byla kolem 23 °C. Podobná situace byla zaznamenána také 31.8.2011.

Tabulka 4.1: Průměrné teploty všech typů krajinného pokryvu na transektu ve směru větru, který protíná meteorologickou stanici. Hodnoty představují průměr $\pm$ směrodatnou odchylku. Počet měření (n) odpovídá počtu hodnot zjištěných pro daný typ krajinného pokryvu na transektu.

Část vegetačního období	Datum	Druh krajinného pokryvu									
		Vodní plocha	Lesní porost	Orná půda	Město	Mokřad					
		Mean $\pm$ SD n	Mean $\pm$ SD n	Mean $\pm$ SD n	Mean $\pm$ SD n	Mean $\pm$ SD N					
Jarní	30.04.2007	18,9 $\pm$ 1,3 8	18,7 $\pm$ 2,5 109	21,2 $\pm$ 2,5 80	X	X	23,2 $\pm$ 1,5	32			
Jarní	26.05.2005	26,4 $\pm$ 1,8 29	26,0 $\pm$ 3,1 29	22,6 $\pm$ 2,2 29	19,2 $\pm$ 1,9 47		18,1 $\pm$ 1,9	85			
Letní	28.06.2011	24,3 $\pm$ 0,8 8	24,3 $\pm$ 1,3 94	25,6 $\pm$ 2,2 92	X	X	26,1 $\pm$ 2,2	25			
Letní	11.07.2010	28,6 $\pm$ 1,0 6	29,8 $\pm$ 1,2 79	31,4 $\pm$ 1,5 85	X	X	30,1 $\pm$ 1,3	28			
Letní	25.08.2009	22,7 $\pm$ 1,3 53	22,3 $\pm$ 0,8 74	29,7 $\pm$ 4,7 25	29,3 $\pm$ 1,7 28		23,6 $\pm$ 0,9	35			
Letní	31.08.2011	19,9 $\pm$ 2,6 18	20,7 $\pm$ 1,3 65	27,1 $\pm$ 3,8 76	27,4 $\pm$ 2,2 12		23,5 $\pm$ 2,4	42			
Podzimní	26.09.2009	17,2 $\pm$ 0,5 20	16,2 $\pm$ 1,4 44	21,9 $\pm$ 3,8 82	21,9 $\pm$ 1,2 34		17,9 $\pm$ 1,8	47			
Podzimní	02.10.2011	18,9 $\pm$ 1,0 30	18,9 $\pm$ 0,9 40	22,5 $\pm$ 1,5 65	23,1 $\pm$ 1,1 34		20,1 $\pm$ 0,9	43			
Podzimní	18.10.2011	9,1 $\pm$ 1,1 81	12,5 $\pm$ 1,1 6	14,9 $\pm$ 0,5 13	15,0 $\pm$ 1,3 43		13,7 $\pm$ 1,0	74			

Dále byly stanoveny gradienty teploty povrchu ve směru větru v rámci krajinného pokryvu mokřad v okamžik pořízení satelitního snímku na 600 m dlouhém transektu s meteorologickou stanicí uprostřed. Vztah povrchové teploty k vzdálenosti na transektu je uveden v tabulce 4.7. Statisticky významný vztah mezi směrem větru a teplotou byl z devíti situací zaznamenán 7x, z toho 5x byla korelace negativní (tzn. vítr foukal z teplejšího místa na chladnější).

Tabulka 4.2: Regresní rovnice gradientů teploty (T_s) na 600 m dlouhém transektu ve směru větru s meteorologickou stanicí uprostřed v době pořízení satelitního snímku. Počet hodnot $n = 21$. Tučné hodnoty ukazují statisticky významnou korelaci na hladině $p < 0,05$.

Část vegetačního období	Datum	Směr větru ve 12:00 [°]	Rovnice přímky	Koeficient determinace
Jarní	30.04.2007	102,5	$y = -0,19x + 23,86$	0,790
Jarní	26.05.2005	96,9	$y = 0,1222x + 23,391$	0,358
Letní	28.06.2011	265,7	$y = 0,3862x + 22,822$	0,784
Letní	11.07.2010	92,5	$y = -0,5375x + 37,951$	0,768
Letní	25.08.2009	136,5	$y = -0,0661x + 23,978$	0,228
Letní	31.08.2011	234,7	$y = -0,0677x + 25,037$	0,029
Podzimní	26.09.2009	250,4	$y = 0,0002x + 16,14$	0,009
Podzimní	02.10.2011	63,9	$y = -0,0018x + 28,082$	0,236
Podzimní	18.10.2011	176,3	$y = -0,003x + 22,481$	0,642

Následně byly stanoveny gradienty teploty povrchu ve směru větru na 4000 m dlouhém transektu s meteorologickou stanicí uprostřed, který vedl přes různé typy krajinného pokryvu. Protože se lišily směry větru v různých dnech, lišila se také sekvence typů krajinného pokryvu, přes které vítr vanul. Vztah povrchové teploty k vzdálenosti na transektu je uveden v tabulce 4.8. Statisticky významný vztah mezi směrem větru a teplotou byl z devíti situací zaznamenán 7x, z toho 4x byla korelace negativní (tzn. vítr foukal z teplejšího místa na chladnější).

Tabulka 4.3: Regresní rovnice gradientů povrchové teploty T_s a vzdáleností na 4000 m dlouhém transektu ve směru větru s meteorologickou stanicí uprostřed v době pořízení satelitního snímku. Počet hodnot $n = 133$. Tučné hodnoty znázorňují statisticky průkaznou korelaci na hladině $p < 0,05$. L – les, MO – mokřad, O – orná půda, V – voda, M – zastavěná plocha (město).

Část vegetačního období	Datum	Směr větru ve 12:00 [°]	Pořadí typů krajinného pokryvu dle směru větru	Rovnice přímky	Koeficient determinace
Jarní	30.04.2007	102,5	L→MO→L→O	$y = 0.0459x + 18.385$	0.171
Jarní	26.05.2005	96,9	L→MO→O	$y = 0.0117x + 24.809$	0.012
Letní	28.06.2011	265,7	O→MO→L→O	$y = 0.0434x + 24.08$	0.112
Letní	11.07.2010	92,5	O→L→MO→O	$y = -0.5375x + 37.951$	0.768
Letní	25.08.2009	136,5	M→O→MO→L→V	$y = -0.1051x + 30.496$	0.536
Letní	31.08.2011	234,7	O→M→O→MO→L	$y = -0.1055x + 30.789$	0.652
Podzimní	26.09.2009	250,4	M→O→MO→L→O	$y = 0.0002x + 16.478$	0.0007
Podzimní	02.10.2011	63,9	L→MO→O→M	$y = 0.0013x + 16.366$	0.232
Podzimní	18.10.2011	176,3	M→MO→V	$y = -0.0021x + 18.588$	0.890

4.2.2 Latentní teplo výparu a evaporativní frakce Mokřých luk u Třeboně a okolí

Dalšími sledovanými parametry byl tok latentního tepla výparu a evaporativní frakce lokality a přilehlého okolí. Tok latentního tepla výparu se lišil v závislosti na daném druhu povrchu. V případě městské zástavby byla stanovena hodnota blízká nule. Ve sledované lokalitě byl na vodní ploše tok latentního tepla o velikosti od $460 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ do $530 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. V případě lučních a lesních ploch se jednalo o tok latentního tepla od $330 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ do $440 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. V případě mokřadních ploch se jednalo o tok latentního tepla výparu o velikosti od $320 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ do $400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Vzhledem k tomu, že sledovaný typ mokřadu je mokrou loukou, jsou hodnoty velikosti toku latentního tepla obdobné jako u lučních a lesních ploch očekávatelné.

Evaporativní frakce se lišila v závislosti na druhu krajinného pokryvu. V případě vodních ploch dosahovala evaporativní frakce hodnot od 0,82 do 0,94, což znamená, že na vodní ploše bylo spotřebováno pro evaporaci až 94 % dostupné energie. V pří-

padě lučních a lesních porostů dosahovala hodnota evaporativní frakce již nižších hodnot od 0,72 do 0,85, podobně jako v mokřadu, kde byly zjištěny hodnoty v rozmezí 0,75 až 0,80. Nejnižších hodnot evaporativní frakce byly nalezeny v městské zástavbě a to od 0,12 do 0,45. V městské zástavbě bylo tedy spotřebováno pro evapotranspiraci pouze od 12 % do 45 % dostupné energie.

4.3 Vliv topografie na směr větru

Pro zjištění, zda může být směr větru ovlivněn ve sledované lokalitě také její topografií byla sledována souvislost mezi mediánem směru větru a nadmořskou výškou na lineárním transektu, který začínal 2000 m před meteorologickou stanicí a končil u stanice. Vztah povrchové teploty a vzdálenosti na transektu je uveden v tabulce 4.4. Statisticky významný vztah s nadmořskou výškou byl zaznamenán v letním a podzimním období, ovšem mediánový směr větru v jarním období byl velmi podobný. Je tedy velmi pravděpodobné, že v noci, za stabilního zvrstvení atmosféry, proudí vzduch ve směru gravitace do sníženiny.

Tabulka 4.4: Regresní vztah mezi nadmořskou výškou a vzdáleností na 4000 m dlouhém transektu s meteorologickou stanicí uprostřed ve směru větru, který odpovídá mediánu hodnot pro danou část vegetačního období. Počet hodnot $n = 66$. Tučné hodnoty ukazují statisticky významnou korelaci při $p < 0,05$.

Část vegetačního období	Medián směru větru [°]	Rovnice přímky	Koeficient determinace
Jarní	184	$y = -0,0162x + 425,06$	0,0376
Letní	192	$y = -0,1119x + 430,04$	0,5361
Podzimní	190	$y = -0,0895x + 428,85$	0,3925

5 Diskuse

5.1 Převládající směry větru na Mokrých loukách

Přibáň et al. (1992) a Přibáň a Jeník (2002) vyhodnotili směry větrů v centrální části ploché Třeboňské pánve a potvrdili převahu západních větrů (západní a severozápadní větry, dohromady 40 % pozorování), což je typický průběh pozorovaný v českých nížinách a okolních oblastech. Druhou nejvýznamnější skupinou byly jihovýchodní větry, které představovaly asi 15 % pozorování. Podobné údaje lze nalézt na portálu Meteoblue (Meteoblue, 2024). Z našich výsledků však vyplývá, že během radiačního počasí se častěji vyskytovaly jihovýchodní větry (obrázek 4.10), kdežto severní a severozápadní větry nebyly zaznamenány. To poukazuje na rozdíly v charakteru větru mezi slunečnými a zamračenými nebo deštivými dny.

5.2 Souvislost mezi povrchovou teplotou a výparem

Výpar byl zkoumán a sledován na Mokrých lukách u Třeboně Rejškovou et al. (2012). Na základě měření velikosti transpirace, evapotranspirace a evaporační frakce na bylinném mokřadu bylo zjištěno, že tento typ mokřadu je schopen v podmínkách střední Evropy transformovat více než polovinu dopadajícího slunečního záření v této zeměpisné šířce (Pokorný, 2001). Navíc byl zaznamenán vliv advekce teplého vzduchu, což potvrzuje chladicí účinky mokřadních ploch (Rejšková et al., 2012).

Dle Eiseltové et al. (2012) hraje evapotranspirace největší roli v ochraně proti přehřívání povrchu krajiny. Dle obrázků 3.1a,b a 4.17 se toto tvrzení potvrdilo i v této práci na základě zkoumaných satelitních snímků studované oblasti. V místech humidního krajinného pokryvu a vodních ploch bylo dosahováno nejnižší povrchové teploty vlivem využití dopadajícího slunečního záření na výpar. S tímto souhlasí také Hesslerová a Pokorný (2009). Hesslerová et al. (2022) dokázali, že odstranění nebo degradace vegetace v krajině vede k nárůstu povrchové teploty, útlumu intenzity evapotranspirace a zvýšenému toku citelného tepla do atmosféry. Hesslerová et al. (2018) navíc dodávají, že ve střední Evropě zapříčiní degradace lesního porostu zvýšení jeho povrchové teploty o 2-4 °C. Tyto výsledky opět korespondují s výsledky dosaženými v této práci. Jak je patrné z obrázku 4.17, plochy s vyšší povrchovou teplotou vykazovaly menší evaporativní frakci.

Hesslerová (2008) se zabývala studiem povrchové teploty různých typů krajinného pokryvu (les, holá půda a nelesní vegetace – louky, pastviny a mokré louky). Zdůrazňuje, že trvalé travní porosty, zejména mokré louky, mají v tomto ohledu velmi

významnou klimatizační roli. Dle dosažených výsledků jsou lesy schopny udržovat nižší teploty a vytvářet kondenzační místa v krajině. Oproti tomu nelesní vegetace spadá spíše do kategorie s nízkou schopností disipace slunečního záření a vyšší teplotou. Pozitivnější trendy jsou patrné zejména u vlhkých luk. Holé plochy naopak přispívají k vysokým teplotám, uvolňují teplo a přispívají k oteplování krajiny. V této práci se tyto výsledky potvrdily (obrázek 4.17).

Během letních radiačních dnů se horká místa obvykle vyskytují v oblastech s nízkým obsahem půdní vlhkosti, jako jsou zastavěné oblasti (Mavrakou et al., 2018; Hesslerová et al., 2022) a orná půda (Lefrancq, 2017; Huryna et al., 2015). Zjištění těchto studií jsou v souladu s výsledky této práce (tabulka 4.1, obrázek 4.17).

Povrchová teplota a další mikroklimatické parametry se na rozhraní dvou ploch s odlišným krajinným povrchem mění pozvolně. Liao et al. (2013) studovali změnu mikroklimatických parametrů na přechodu mezi mokřadem a zemědělskou plochou využívanou pro produkci sóje. Zjistili, že přes poměrně malý rozdíl v teplotě vzduchu (mokřad v průměru 23,3 °C, zemědělská půda v průměru 23,9 °C), okrajový efekt zaujímal pás široký několik set metrů. Ca et al. (1998) uvádějí šířku přechodového pásu mezi parkem a městskou zástavbou v Tokiu 100 m. Zjistili, že dálnice ovlivňuje mikroklimatické parametry do vzdálenosti 75 metrů od jejího okraje. Nedbal a Brom (2018) zkoumali dopad výstavby 30 m široké dálnice na tepelnou bilanci přilehlého krajinného pokryvu. Zjistili, že tato stavba ovlivňuje tepelnou bilanci přilehlého povrchu krajiny až do vzdálenosti 75 metrů od jejího okraje. Podobný vliv na sousední typy krajinného pokryvu je pravděpodobný i v podmínkách této studie, i když ze získaných výsledků nelze určit jeho velikost.

5.3 Souvislost mezi povrchovou teplotou a směrem větru

Výrazné rozdíly v povrchových teplotách na hranicích různých typů krajinného pokryvu mohou modifikovat klimatické jevy, zvyšovat horizontální gradienty klimatických proměnných a měnit oblastní vertikální cirkulace, které posilují vertikální pohyb vzduchu (Mahmood et al., 2014). Takové diurnální cirkulace byly pozorovány nejen na hranicích moře a pevniny (cirkulace mořské a pevninské brízy) a na přechodech mezi horami a údolími (cirkulace horské a údolní brízy), ale také na okrajích městských tepelných ostrovů (cirkulace městské brízy) (Ryu et al., 2013). Ve všech těchto případech vanou přízemní větry z chladnějších oblastí směrem k teplejším, nad nimiž pak stoupají vzhůru. V této studii však vítr vanul častěji z teplejších oblastí směrem k

chladnějším (tabulka 4.2 a 4.3). To naznačuje, že pozorované větry nejsou součástí typické přízemní atmosférické cirkulace ve studované oblasti, ale jsou naopak řízeny atmosférickými procesy regionálního měřítka. To může být způsobeno relativně malou velikostí ploch krajinného pokryvu s rozdílnými povrchovými teplotami.

Negativní gradient povrchové teploty ve směru větru na mokřadem (Tabulka 4.2) ukazuje na situace, kdy se vzduch šíří směrem z místa o vyšší povrchové teplotě na místo s její nižší hodnotou. Vliv regionálního větru na advekci tepla potvrdili např. Li a Zhang (2021), kteří zavedli korekci na směr a rychlost větru do modelu hodnotícího vztah mezi povrchovou teplotou a typem půdního povrchu. Na případu oblasti města Wuhan v Číně ukázali, že zavedením této korekce se model významně zpřesnil.

Guo a Schuepp (1994) upozorňují, že advekce tepla mezi suchou teplou plochou a chladnou vlhkou plochou může být velmi významná, na druhou stranu největších hodnot dosahuje na velmi krátké vzdálenosti. Např. při rychlosti větru kolem $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ advekce tepla zvyšovala evapotranspiraci o 20 % do vzdálenosti 10 m a o 10 % do vzdálenosti 5 m. Nicméně Ca et al. (1998) ukázali, že za mírného větru se chladící účinek parkové vegetace v Tokiu šíří na vzdálenost 700 m a za silného větru až 1000 m po směru větru. Song et al. (2022) zjistili, že rychlost a směr větru zesilují chladící účinky vegetace v blízkosti městského tepelného ostrova. Čím větší byla rychlost větru, tím významnější byl i vliv jeho směru.

Extrémně vysoké hodnoty přenosu tepla existují mezi zavlažovanou zemědělskou půdou a okolím v suchých klimatických oblastech. Např. Li a Yu (2007) ukázali, že teplý suchý vzduch proudící z okolí nad zavlažované pole může zvýšit evapotranspiraci tohoto pole až o 50 %.

5.4 Vliv topografie na směr proudění vzduchu

Směr větru ovlivňuje několik faktorů, mezi nimiž hraje významnou roli topografie (Jentsch a Weidinger, 2022; Ruff a Ólafsson, 2019; Dai et al., 2017; Johanssen et al., 2012), i když výška svahů musí dosahovat určité hranice (Grisogono a Axelsen, 2012). Vliv topografie na směr proudění vzduchu může být velmi složitý. Např. Pegahfar et al. (2011) při studiu vertikálních profilů větru v Teheránu pozorovali diurnální cirkulaci katabatického sestupného proudění v noci a anabatického vzestupného proudění ve dne, přičemž v podvečer byla rychlost a směr větru modifikována ještě horizontální členitostí údolí. Vliv topografie na směr proudění vzduchu potvrzuje i Zitouna-Chebbi

et al. (2015). Park et al. (2013) ale podotýkají, že vliv topografie na směr proudění vzduchu může působit pouze na krátkou vzdálenost od svahu.

Z topografického hlediska je oblast Mokřých luk velmi jednoduchá, protože jde o protáhlou terénní sníženinu s převýšením na okrajích maximálně 11 metrů (obrázek 3.2). Proto lze očekávat, že směr větru budou silněji ovlivňovat jiné faktory, například teplotní rozdíly za dne. Naopak v noci může být významnější proudění vzduchu po svahu do sníženiny ve směru gravitace. Hustota atmosféry je totiž mimo jiné ovlivněna obsahem vodní páry, protože molekuly vody jsou lehčí než molekuly dusíku, které v atmosféře převažují. Protože v noci obsah vodní páry ve vzduchu na zkoumaném mokřadu stoupá až ke 100 %, může sušší vzduch o vyšší hustotě proudit z vyvýšeného okolí do sníženiny a podél její osy až k nejnižšímu místu na pobřeží Rožmberka díky gravitační síle Země.

5.5 Metodická omezení práce

Podrobnější interpretace výsledků je omezena skutečností, že jsou založeny na údajích pouze z jedné meteorologické stanice a na omezené dostupnosti satelitních dat (devět scén příslušných situací). Navzdory těmto omezením výsledky zdůrazňují význam advekce teplého vzduchu z typů krajinného pokryvu s vyššími povrchovými teplotami (zastavěné oblasti, obdělávaná půda) nad typy krajinného pokryvu s nižšími povrchovými teplotami (voda, mokřady), což může přispívat k vysušování těchto chladnějších a vlhčích oblastí. Kvantifikace advekce tepla v takových krajinných mozaikách si vyžaduje další výzkum.

Závěr

Souvislost mezi směrem větru, povrchovými teplotami a složkami tepelné bilance byla zkoumána na modelovém travinném mokřadu (Mokré louky u Třeboně) a okolní mozaice různých typů krajinného pokryvu (les, zemědělská půda, vodní plochy, mokřad, zastavěné území). Pro výzkum byly vybrány radiační dny, kdy úhrn slunečního záření za 24 hodin dosáhl alespoň 90 % potenciálního úhrnu pro dané geografické podmínky a den v roce. Rychlost a směr větru byly hodnoceny zvlášť pro stabilní a nestabilní teplotní zvrstvení atmosféry.

Ve všech částech vegetačního období (jaro, léto, podzim) bylo zjištěno nestabilní zvrstvení atmosféry v časovém intervalu od 10:00 do 16:00 a průměrná rychlost větru od $1,46$ do $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Převládající směr větru byl jihovýchodní až jižní. Stabilní zvrstvení atmosféry bylo zjištěno v nočních hodinách v intervalu od 20:00 do 4:00, a to opět ve všech částech vegetačního období. Průměrná rychlost větru v tomto časovém intervalu byla $0,68 - 0,84 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a převládající směr větru byl jižní. V časových intervalech od 4:00 do 10:00 a od 16:00 do 20:00 docházelo k přechodu mezi stabilním a nestabilním zvrstvením atmosféry.

Povrchové teploty a velikosti jednotlivých složek tepelné bilance se lišily nejen mezi různými typy krajinného pokryvu, ale i mezi částmi vegetačního období. Největší rozdíly mezi jednotlivými typy krajinného pokryvu byly zjištěny od poloviny srpna, kdy povrchová teplota zastavěného území a zemědělské půdy byla asi o 7°C vyšší než hodnota v lese a na vodní ploše a o 6°C vyšší než na mokřadu.

Na satelitních snímcích pořízených v radiačních dnech byl zjišťován vztah mezi směrem větru a povrchovými teplotami daných typů krajinného pokryvu. Negativní gradient povrchových teplot (indikující proudění vzduchu z teplejších oblastí do chladnějších) byl zjištěn v 56 % případů na 600metrovém transektu v rámci mokřadu a ve 44 % případů na 4000metrovém transektu napříč různými typy krajinného pokryvu, vždy s meteorologickou stanicí uprostřed.

Převládající směr větru za nestabilního zvrstvení atmosféry (tj. jihovýchodní až jižní) odpovídal negativnímu gradientu povrchových teplot na všech satelitních snímcích a je pravděpodobné, že představuje typickou mikroklimatickou situaci. Pro toto tvrzení se ale nepodařilo získat přímé důkazy, protože v době pořízení satelitních snímků ve většině případů vanul vítr z jiných směrů.

Vliv topografie na převládající směr větru je možno předpokládat za stabilního zvrstvení atmosféry v noci, kdy z výše položených oblastí proudí sušší vzduch o vyšší hustotě ve směru gravitace do sníženiny, kde je přítomen vzduch o nižší hustotě vlivem nasycení vodní párou.

Seznam použité literatury

Ahrens, C. D. a Henson, R. (2016). *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*. Eighth Edition. Cengage Learning. ISBN 978-1-305-62845-8.

Baker, C., Thompson, J. R., Simpson, M. (2009): Hydrological dynamics I: Surface waters, flood and sediment dynamics. In: Maltby, E. (ed.): *The Wetlands Handbook*. Wiley-Blackwell, Chichester UK, Hoboken NJ, 120-168.

Bonan, G. B. (2008). Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*, 320, 1444-1449.

Brom, J. a Pokorný, J. (2017). Hydrologie mokřadů, vodní cyklus a klima. In: Čížková, H., Vlasáková, L., Květ, J. (Eds.), *Mokřady: Ekologie, ochrana a udržitelné využívání*, České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, pp. 313-332. ISBN 978-80-7394-658-6.

Ca, V. T., Asaeda, T., Abu, E. M. (1998). Reductions in air conditioning energy caused by a nearby park. *Energy and buildings*, 29(1), 83-92.

Česká meteorologická společnost (2017). Meteorologický slovník [online] [5.10.2024] Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/>

Česko. Zákon č. 114/1992 Sb., o ochraně přírody a krajiny. In: Sbírka zákonů. 1992, roč. 1992, částka 28.

Chakraborty, T., Lee, X., Wang, J. (2019). Urban heat islands in the continental US: Links to surface characteristics. *Environmental Research Letters*, 14(3), 340-351.

Chytil, J., Hakrová, P., Hudec, K. (eds.) (1999). *Mokřady České republiky: Přehled vod-ních a mokřadních lokalit České republiky*. Mikulov: Český ramsarský výbor. 327 s. ISBN 80-239-4675-7.

Dai, J., Tan, Y., Yang, W., Wen, L., Shen, X. (2017). Investigation of Wind Resource Characteristics in Mountain Wind Farm Using Multiple-Unit SCADA Data in Chenzhou: A Case Study. *Energy Conversion and Management*, 148, 378–393.

Eiseltová, M., Pokorný, J., Hesslerová, P., Ripl, W. (2012). Evapotranspiration – A Driving Force in Landscape Sustainability. In: Irmak, A. (ed.) *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*. B.m.: InTech. ISBN 978-953-307-808-3.

Esri (2024). *World Topographic Map*. [online] [13.8.2024] Dostupné z: <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=7dc6cea0b1764a1f9af2e679f642f0f5>

Finlayson, M. a Moser, M. (1991). *Wetlands*. Oxford: Facts on File, UK. ISBN: 0-8160-2556-8.

Gibson, J. K., Kallberg, P., Uppala, S., Hernandez, A. (2011). Global energy and water cycle: Reanalysis for climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(6), 1041-1060.

Goyal, M. R. a Harmsen, E. W. (2013). *Evapotranspiration: Principles and applications for water management*. Apple Academic Press, Toronto. 483 s. ISBN 978-1-4822-1216-7.

Grisogono, B., Axelsen, S.L. (2012). A Note on the Pure Katabatic Wind Maximum over Gentle Slopes. *Boundary-Layer Meteorol*, 145, 527–538.

Guo, Y., Schuepp, P. H. (1994). An analysis of the effect of local heat advection on evaporation over wet and dry surface strips. *Journal of climate*, 7(5), 641-652.

Hesslerová, P. (2008). Landscape functioning assessment based on radiation temperature distribution. *AUC GEOGRAPHICA*, 43(1), 63–75.

Hesslerová, P., Huryna, H., Pokorný, J., Kozumplíková, A., Vyskot, I. (2022). Changes in the air-conditioning function of forest stands as a result of their decay after the gradation of *ips typographus*. *Zprávy Lesnického Výzkumu*, 67(1), 10-23.

Hesslerová, P., Huryna, H., Pokorný, J., Procházka, J. (2018). The effect of forest disturbance on landscape temperature. *Ecological Engineering*, 120, 345–354.

Hesslerová, P., Pokorný, J. (2009). The synergy of solar radiation, plant biomass, and humidity as an indicator of ecological functions of the landscape: A case study from Central Europe. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 6(2), 249–259.

Hofierka, J. a Suri, M. (2002). The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications. In: Ciolli, M. a Zatelli, P. (Eds.) *Proceedings of the Open source GIS - GRASS users conference 2002* - Trento, Italy, 1-19.

Hovorka, F. (2010) *Nadzemní produkce nesečeného mokřadního porostu*. Bakalářská práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, 60 str.

Hovorka, F. (2012) *Dynamika nadzemní biomasy ostricového strniště*. Diplomová práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, 98 str.

Huryna, H., Hesslerová, P., Pokorný, J., Jirka, V., Lhotský, R. (2015). Distribution of Solar Energy in Agriculture Landscape: Comparison Between Wet Meadow and Crops. In: Vymazal, J. (ed.) *The Role of Natural and Constructed Wetlands in Nutrient Cycling and Retention on the Landscape*. Cham: Springer International Publishing, 103–122. ISBN 978-3-319-08176-2.

Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynová, M., Kyselý, J., Tveito, O.E. (2008). Classifications of Atmospheric Circulation Patterns. Recent Advances and Applications. Trends and Direction in Climate Research: Ann. N.Y. Acad. Sci., 1146, 105-152.

IUCN a Carr, E. (ed.) (1972). International Conference on the Conservation of Wetlands and Water-fowl, Ramsar, Iran, 30 January - 3 February 1971, In: *Proceedings. International Waterfowl Research Bureau, Slimbridge*.

Jentsch, H., Weidinger, J. (2022). Spatio-Temporal Analysis of Valley Wind Systems in the Complex Mountain Topography of the Rolwaling Himal, Nepal. *Atmosphere*, 13, Art. No. 1138.

Jirka, V. a Pokorný, J. (2013). Energetická bilance slunečního záření, dopadajícího na zemský povrch. *Vytápění, větrání, instalace*, 4. 184-188.

Jonassen, M. O., Ólafsson, H., Reuder, J., Olseth, J. A. (2012). Multi-Scale Variability of Winds in the Complex Topography of Southwestern Norway. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64, Art. No. 11962.

Jones, C. G., Davies, H. C. (2014). The role of atmospheric advection in climate variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(9), 5259-5277.

Just, T., Šámal, V., Dušek, M., Fischer, D., Karlík, P., Pykal, J. (2003). *Revitalizace vodního prostředí*. Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, Praha, 144 s. ISBN 80-86064-72-7.

Karra, K., Kontgis, C., Statman-Weil, Z., Mazzariello, J.C., Mathis, M., Brumby, S.P. (2021). Global Land Use / Land Cover with Sentinel 2 and Deep Learning. In *Proceedings of the 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*; IEEE: Brussels, Belgium, 4704–4707.

Keddy, P. A. (2000). *Wetland ecology: principles and conservation*. Third edition. Cambridge, United Kingdom, New York, NY: Cambridge University Press. ISBN 978-1-00-928864-4.

Klein, S. A., Hartmann, D. L., Norris, J. R. (2018). Atmospheric circulation regimes and their role in climate variability. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(1), 21-31.

Kovářová, M., Pokorný, J. (2005). Evaluation of the long-term data on air temperature, relative humidity and precipitation data in the Mokré Louky wetland by Třeboň. *Meteorologické zprávy*, 58, 51–60.

Kravčík, M., Pokorný, J., Kohutiar, J., Kováč, M., Tóth, E. (2008). *Water for the recovery of the climate: a new water paradigm*. Municipalia. ISBN 978-80-89089-71-0.

Kuncová, Š. (2007) *Struktura a nadzemní produkce porostu vybraného monodominantního porostu eutrofni záplavové louky*. Bakalářská práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, 56 str.

Kuncová, Š. (2009) *Nadzemní produkce porostu zaplavované louky s dominantní ostřicí štíhlou (Carex acuta)*. Diplomová práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, 57 str.

Kunkel, K. E., Liang, X. Z., Zhu, J., Lin, Y. (2010). Can we predict trends in heavy precipitation? *Science*, 327(5967), 392-394.

Květ, J. (2017). Klasifikace mokřadů. In: Čížková, H., Vlasáková, L., Květ, J. (Eds.), *Mokřady: Ekologie, ochrana a udržitelné využívání*, České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, pp. 35-44. ISBN 978-80-7394-658-6.

Lamb, P. J., Peppler, R. A., Ding, H. (2007). Climatic variations over the Great Plains of the United States: Some major forcing mechanisms. *Journal of Climate*, 20(10), 2335-2354.

Lee, Y. H. (2021). Observational Analysis of Tidal Effect on Sea Breeze. *Boundary-Layer Meteorology*, 180(2), 273–288.

Lefrancq, M., Van Dijk, P., Jetten, V., Schwob, M., Payraudeau, S. (2017). Improving Runoff Prediction Using Agronomical Information in a Cropped, Loess Covered Catchment. *Hydrol. Process*, 31, 1408–1423.

Li, K., Zhang, W. (2021). Directionally and spatially varying relationship between land surface temperature and land-use pattern considering wind direction: a case study in central China. *Environmental Science and Pollution Research*. 28(32), 44479–44493.

Li, L., Yu, Q. (2007). Quantifying the effects of advection on canopy energy budgets and water use efficiency in an irrigated wheat field in the North China Plain. *Agricultural Water Management*, 89(1–2), 116–122.

Li, X., Zhou, Y., Asrar, G. R., Mao, J. (2022). Urban heat island impacts on land surface temperature over global cities based on satellites. *Remote Sensing of Environment*, 269, 112–118.

Li, Y., Maosheng, Z., Safa, M., Qiaozhen, M., Eugenia, K., Shuangcheng, Li. (2015). Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations. *Nature Communications*, 6(1), Art. No. 6603.

Liao, X., Liu, Z., Wang, Y., Jin, J. (2013). Spatiotemporal variation in the microclimatic edge effect between wetland and farmland. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(14), 7640–7650.

Luka, V., Mertl, J., Pernicová, H., Ponocná, T., Rejentová, L., Rollerová, M., Stein, Z., Vlčková, V. (2017). Vývoj krajinného pokryvu dle CORINE Land Cover na území ČR v letech 1990–2012. [online] [13.8.2024] Dostupné z: https://www.cenia.cz/wp-content/uploads/2019/04/Vyvoj_krajinneho_pokryvu_CORINE_Land_Cover_CR_1990-2012.pdf

Mahmood, R., Pielke, R.A., Hubbard, K.G., Niyogi, D., Dirmeyer, P.A., McAlpine, C., Carleton, A.M., Hale, R., Gameda, S., Beltrán-Przekurat, A., Baker, B., McNider, R., Legates, D. R., Shepherd, M., Du, J., Blanken, P. D., Frauenfeld, O. W., Nair, U.S., Fallet, S. (2014). Land Cover Changes and Their Biogeophysical Effects on Climate. *Intl Journal of Climatology*, 34, 929–953.

Matejka, F. a Huzulák, J. (1987). *Analýza mikroklimy porastu*. 1. vydání. Bratislava: Veda, 228 s. ISBN 36.

Mavrakou, T., Polydoros, A., Cartalis, C., Santamouris, M. (2018). Recognition of Thermal Hot and Cold Spots in Urban Areas in Support of Mitigation Plans to Counteract Overheating: Application for Athens. *Climate*, 6(16).

McInnes, K. L., Erwin, T. A., Bathols, J. M. (2011). Global Climate Model projected changes in 10 m wind speed and direction due to anthropogenic climate change. *Atmospheric Science Letters*, 12(4), 325-333.

Meteo aktuality, (2020). *Co je to stratifikace atmosféry?* [online] [5.10.2024] Dostupné z: <https://www.pocasimeteoaktuality.cz/co-je-to-stratifikace-atmosfery/>

Meteoblue (2024). *Simulated historical climate and weather data for Třeboň* [online] [10.5.2024] Dostupné z: https://www.meteoblue.com/cs/po%C4%8Das%C3%AD/historyclimate/climatemodelled/t%C5%99ebo%C5%88_%C4%8Cesko_3064079

Mitch, W. J. a Gosselink, J. G. (2015). *Wetlands*. 5th edition. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 736 s. ISBN 78-1-118-67682-0.

NASA (2024). *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*. [online] [13.8.2024] NASA: Earth Data. Dostupné z: <https://www.earthdata.nasa.gov/sensors/srtm>

Nedbal, V., Brom, J. (2018). Impact of highway construction on land surface energy balance and local climate derived from LANDSAT satellite data. *Science of The Total Environment*, 633, 658–667.

O’Gorman, P. A. (2011). The Effective Static Stability Experienced by Eddies in a Moist Atmosphere. *Journal of the Atmospheric sciences*, 68(1), 75-90.

Park, S. J., Kim, D. Y., Kim, J. J. (2013). Effects of Atmospheric Stability and Surface Temperature on Microscale Local Airflow in a Hydrological Suburban Area. *Atmosphere*, 23(1), 13–21.

Pegahfar, N., Bidokhti, A. A., Zawar-reza, P., Farahani, M. M. (2011). Study of vertical wind profiles in an urban area with complex terrain (Tehran). *Journal of Earth System Science*. 120(5), 825–841.

Pokorný, J. (2001). Dissipation of solar energy in landscape—controlled by management of water and vegetation. *Renewable Energy*, 24(3–4), 641–645.

Prach, K. (2008). Vegetation Changes in a Wet Meadow Complex during the Past Half-Century. *Folia Geobot*, 43, 119–130.

Pribáň, K., Jeník, J. (1992). *Analysis and Modeling [Modelling] of Wetland Microclimate: The Case Study Třeboň Biosphere Reserve*. Academia: Praha. ISBN 978-80-200-0227-3.

Pribáň, K., Jeník, J. (2002). Climatic and hydrologic setting of the Wet Meadows. In *Freshwater Wetlands and Their Sustainable Future: A Case of the Třeboň Basin Biosphere Reserve, Czech Republic*. In: *Man and the biosphere series; UNESCO*. Paris. ISBN 978-1-85070-550-5.

QGIS.org, (2023). *QGIS Geographic Information System*. QGIS Association. [online] [18.6.2024] Dostupné z: <http://www.qgis.org>

Rejšková, A., Čížková, H., Brom, J., Pokorný, J. (2012). Transpiration, evapotranspiration and energy fluxes in a temperate wetland dominated by *Phalaris arundinacea* under hot summer conditions. *Ecohydrology*, 5(1), 19–27.

Reynolds, R. (2008). *Eyewitness Companions: Weather*. DK Publishing, New York, 290s. ISBN 978-0-7566-3686-9.

Ruff, F., Ólafsson, H. (2019). Analysis of Observed Rapid Increases in Surface Wind Speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145, 28–39.

Ryu, Y., Baik, J., Han, J. (2013). Daytime Urban Breeze Circulation and Its Interaction with Convective Cells. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139, 401–413.

Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J., Reichler, T. (2012). Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nature Geoscience*, 5(10), 669–672.

Shalishe, A., Bhowmick, A., Elias, K. (2023). Agricultural drought analysis and its association among land surface temperature, soil moisture and precipitation in Gamo Zone, Southern Ethiopia: a remote sensing approach. *Natural Hazards*. 117(1), 57–70.

Simpson, J., Dennis, E., Lee, R. (2008). Atmospheric energy transport mechanisms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(634), 345-364.

Šobr, M. (2016). Hydrologický cyklus. *Geografické rozhledy*, 26(2), 8-9.

Song, D., Zhang, X., Zhou, X., Shi, X., Jin, X. (2022). Influences of wind direction on the cooling effects of mountain vegetation in urban area. *Building and Environment*, 209, Art. No. 108663.

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T. (2017). Earth's energy imbalance. *Journal of Climate*, 30(4), 1285-1293.

Wang, H., Zhang, M., Cui, L., Yu, X. (2017). Spatial Heterogeneity in Sensitivity of Evapotranspiration to Climate Change. *Polish Journal of environmental studies*, 26(5), 2287-2293.

Wang, Y. a Huang, S. X., (2018). Discussion about the characteristics of flow atmospheric airflow field using the complex function. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 11(4), 358-363.

Yusup, Y. a Liu, H. (2016). Effects of Atmospheric Surface Layer Stability on turbulent Fluxes of Heat and Water Vapor across the Water-Atmosphere Interface. *Journal of Hydrometeorology*, 17(11), 2835-2851.

Žalud, Z. (2015) *Bioklimatologie*. [online] [5.10.2024] Mendelova univerzita v Brně, 137 s. Dostupné z: https://web2.mendelu.cz/af_217_multitext/ke_stazeni/bioklimatologie/AF/bioklimatologie_skripta%20.pdf

Zecchetto, S. (2018). Wind Direction Extraction from SAR in Coastal Areas. *Remote Sensing*, 10(2), Art. No. 261.

Zhang, W., Huang, G., Liu, H. (2021). Impacts of urban heat islands on land surface temperature in the tropical city of Guangzhou. *Urban Climate*, 36, 100-115.

Zitouna-chebbi, R., Prévot, L., Jacob, F., Voltz, M. (2015). Accounting for vegetation height and wind direction to correct eddy covariance measurements of energy fluxes over hilly crop fields. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10), 4920–4936.

Seznam obrázků

Obrázek 1.1: Tepelná bilance porostu. R_s – celková (globální) radiace, R_n – celková čistá radiace, odraženého slunečního záření (α – albedo, tj. podíl odraženého záření z celkové radiace). Ostatní symboly jsou stejné jako u rovnice (1.2).....	12
Obrázek 3.1: Topografická mapa (Esri, 2024) (a) a mapa krajinného pokryvu (Karra, et al., 2021) (b) studované lokality s polohou meteorologické stanice	19
Obrázek 3.2: Výška nad mořem studované lokality (NASA, 2024).....	20
Obrázek 4.1: Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry ve vybraných dnech v jarní části vegetačního období za roky 2005-2011	22
Obrázek 4.2: Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry ve vybraných dnech v letním vegetačním období za roky 2005-2011.....	22
Obrázek 4.3: Poměr stabilního a nestabilního zvrstvení atmosféry ve vybraných dnech v podzimním vegetačním období za roky 2005-2011.....	23
Obrázek 4.4: Četnosti větru v jednotlivých směrech během jarního vegetačního období za stabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů	23
Obrázek 4.5: Četnosti větru v jednotlivých směrech během letního vegetačního období za stabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů	24
Obrázek 4.6: Četnosti větru v jednotlivých směrech během podzimního vegetačního období za stabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů	24
Obrázek 4.7: Četnosti směru větru během jarní části vegetačního období za nestabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů	25
Obrázek 4.8: Četnosti směru větru během letního vegetačního období za nestabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů.....	25
Obrázek 4.9: Četnosti větru v jednotlivých směrech během podzimního vegetačního období za nestabilního zvrstvení atmosféry (v %). Čísla v závorkách u jednotlivých let představují počet případů	26
Obrázek 4.10: směry větru v časovém intervalu od 10:00 do 12:00 během jarního (a) (n=199), letního (b) (n=248) a podzimního (c) (n=283) vegetačního období. Data	

sloučená pro všechny roky sledování. Červená šipka – medián, modré šipky – Q1 a Q3.....	26
Obrázek 4.11: Průměrná rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry během jarního období (n = 2013). V intervalu 8:00-10:00 nebyla zaznamenána žádná hodnota.	27
Obrázek 4.12: Průměrná rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry během letního období (n = 1190). V intervalu 8:00-10:00 nebyla zaznamenána žádná hodnota.	27
Obrázek 4.13: Průměrná rychlost větru za stabilního zvrstvení atmosféry během podzimního období (n = 1495). V intervalu 8:00-10:00 nebyla zaznamenána žádná hodnota.....	28
Obrázek 4.14: Průměrná rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry během jarního období (n = 1372). V intervalu 20:00–2:00 nebyly zjištěny žádné hodnoty .	28
Obrázek 4.15: Průměrná rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry během letního období (n = 1196).....	29
Obrázek 4.16: Průměrná rychlost větru za nestabilního zvrstvení atmosféry během podzimního období (n = 1409). V intervalu 18:00 2:00 nebyly zjištěny žádné hodnoty	29
Obrázek 4.17: Teplota povrchu Mokřích luk u Třeboně a okolí stanovené pomocí rastrového kalkulátoru qGis ze dne 26.5.2005. Šedomodré plochy znázorňují oblasti zastíněné oblačností	30

Seznam tabulek

Tabulka 4.1: Průměrné teploty všech typů krajinného pokryvu na transektu ve směru větru, který protíná meteorologickou stanici. Hodnoty představují průměr $\pm$ směrodatnou odchylku. Počet měření (n) odpovídá počtu hodnot zjištěných pro daný typ krajinného pokryvu na transektu.....	31
Tabulka 4.2: Regresní rovnice gradientů teploty (T_s) na 600 m dlouhém transektu ve směru větru s meteorologickou stanicí uprostřed v době pořízení satelitního snímku. Počet hodnot $n = 21$. Tučné hodnoty ukazují statisticky významnou korelaci na hladině $p < 0,05$	32
Tabulka 4.3: Regresní rovnice gradientů povrchové teploty T_s a vzdáleností na 4000 m dlouhém transektu ve směru větru s meteorologickou stanicí uprostřed v době pořízení satelitního snímku. Počet hodnot $n = 133$. Tučné hodnoty znázorňují statisticky průkaznou korelaci na hladině $p < 0,05$. L – les, MO – mokřad, O – orná půda, V – voda, M – zastavěná plocha (město).	33
Tabulka 4.4: Regresní vztah mezi nadmořskou výškou a vzdáleností na 4000 m dlouhém transektu s meteorologickou stanicí uprostřed ve směru větru, který odpovídá mediánu hodnot pro danou část vegetačního období. Počet hodnot $n = 66$. Tučné hodnoty ukazují statisticky významnou korelaci při $p < 0,05$	34
