

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Fyzická geografie a geoekologie



**Bc. Miloslav Staněk**

**Podmínky při vývoji weak-forcing derech ve střední Evropě**

Conditions for evolution of weak-forcing derechos in Central Europe

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha, 2024

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 31. 7. 2024

.....

Miloslav Staněk

### **Poděkování**

Rád bych poděkoval svému školiteli RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph. D. za vedení práce, cenné rady při zpracování dat a za trpělivost při vedení práce. Rovněž děkuji Evropské laboratoři pro výzkum silných bouří (ESSL) za poskytnutá data. Rád bych také poděkoval kolegům z Meteopressu za možnost použití radarových dat a své rodině za podporu a vstřícnost při psaní diplomové práce.

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce**

*Podmínky při vývoji weak-forcing derech ve střední Evropě*

### **Cíle práce**

*Cílem práce je popsat pomocí vhodných ukazatelů atmosférické podmínky během vývoje větrných bouří typu derecho, které nejsou přímo vázány na přechod studené fronty, v prostoru střední Evropy. Dílčími cíli je zjištění, zda a případně jak se tyto podmínky mění během jednotlivých fází vývoje derech, a dále pak ověření, zda se statisticky významně liší hodnoty charakteristik konvekčního prostředí pro různě silná derecha.*

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

*Pro účely práce bude sestaven co možná nejobsáhlejší soubor případů derech ve střední Evropě, a to na základě starší literatury a údajů o silném větru a jím způsobených škodách z databáze European Severe Weather Database. Na základě těchto údajů budou události rozděleny do tří skupin podle intenzity. Konvekční prostředí při vývoji jednotlivých derech bude charakterizováno pomocí vybraných charakteristik, počítaných z výstupů aerologických sondáží v blízkosti zasaženého území a mimo termíny těchto měření též z dat reanalýzy ERA5. Statistické rozdělení hodnot charakteristik konvekčního prostředí bude popsáno standardními statistickými nástroji, přičemž bude pomocí vhodného testu posouzena míra odlišnosti těchto hodnot pro tři skupiny událostí podle intenzity derecha.*

Datum zadání: 3. ledna 2023

Jméno studenta: Bc. Miloslav Staněk

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

## **Abstrakt**

Podmínky při vývoji derech spojenými s konvektivními bouřemi (weak-forcing derech) hrají důležitou roli v operativní meteorologii pro jejich úspěšnou předpověď, proto se tato práce zabývá studiem prostředí, ve kterém se derecha vyvíjejí. Motivací pro psaní této diplomové práce je skutečnost, že v Evropě neexistuje žádná rozsáhlejší studie, která by se zaobírala podmínkami při vývoji derech. Při tom se jedná o velmi silné a plošně velice rozsáhlé bouře, které páchají v Evropě v letním období značné škody. Analyzováno bylo celkem 1453 sondáží nebo pseudosondáží z reanalýzy ERA5 prostorově i časově blízkých k 48 derechům, která se vyskytla ve střední Evropě v letech 2000 až 2023. Spočítány byly hodnoty 37 charakteristik konvektivního prostředí s vyhodnocením souvislostí mezi veličinami, a to jednak zprůměrovaných po celou existenci derech bez ohledu na jejich intenzitu i s ohledem na ni, jednak odděleně pro jednotlivé fáze vývoje derech. Vypovídací schopnost jednotlivých charakteristik konvektivního prostředí byla následně evaluována pomocí neparametrického Mannova-Whitneyho U testu.

Práce přináší několik zásadních zjištění o podmínkách při vývoji weak-forcing derech ve střední Evropě. Zjištěno bylo, že derecha ve střední Evropě vznikají oproti USA za výrazně nižších hodnot CAPE, které jsou úspěšně kompenzovány výraznějším šestikilometrovým vertikálním střihem větru. Během existence derech se pak derecha přesouvají z prostředí relativně vlhčího blízko frontálního rozhraní do oblasti relativně sušší a zanikají zejména díky nevýraznému vertikálnímu teplotnímu gradientu u zemského povrchu. Nejvýznamnější charakteristika pro předpověď intenzity derech ve střední Evropě je potenciální srážková voda, jejíž hodnoty jsou však během životního cyklu derech vcelku podobné. Kromě těchto zásadních výsledků byly zjištěny i další zajímavé vlastnosti konvektivního prostředí – jako například vliv zvýšené konvekce na rozpad derech nebo také to, že vertikální střih větru a helicity nemají na intenzitu derech takový vliv jako CAPE. Z hlediska prostorových vlastností bylo zjištěno, že derecha nejčastěji vznikají na severním úpatí Alp a rozpadají se buď v oblasti mezi Čechami a Moravou nebo na Slovensku.

**Klíčová slova:** Derecho, squall line, blízká sondáž, instabilita, vertikální střih větru

## **Abstract**

Conditions for the formation and development of weak-forcing derechos play a crucial role in operational meteorology for their successful forecasting. Therefore, this master thesis is focused on studying the convective environment where derechos evolve. The motivation for writing this thesis is the fact that in Europe there is no complex and robust study that deals with the conditions during the evolution of weak-forcing derechos, despite the fact that these very severe and widespread storms cause considerable damage in Europe in the summer season. A total of 1453 proximity soundings or pseudo-soundings from the ERA5 reanalysis were analysed in relation to 48 weak-forcing derechos occurring in central Europe between 2000 and 2023. The values of 37 characteristics representing the convective environment averaged for the whole derecho damage path were calculated, and the relationship between these characteristics was examined. The preconvective environments were studied according to their intensity and during the life cycle of derechos. The ability of different characteristics of the convective environment to discriminate between categories of intensity and the life cycle of derechos was then evaluated using a non-parametric Mann-Whitney U test.

This thesis presents several key results of conditions during the evolution of weak forcing derechos in Central Europe. It was found out that derechos in Central Europe form in environments with lower CAPE values than in the USA, but lower CAPE values are successfully compensated by higher values of deep layer vertical wind shear. Apart from this, derechos move from a relatively wetter environment near the frontal boundary to a relatively drier environment and dissipate mainly due to the small vertical temperature gradient near the surface. In contrast, the values of precipitable water, which is the most important characteristic for predicting the intensity of derechos in central Europe, were almost unchanged during the life cycle of derechos. Apart from these key results, the investigated derechos confirm other interesting features of the convective environment, such as the role of elevated convection on the dissipation of derechos or the fact that the characteristics of vertical wind shear and helicity have no significant influence on derecho intensity. The spatial characteristics of derechos indicated that derechos mostly started to develop at the northern base of the Alps and mostly dissipated over the Czech Highlands or over Slovakia.

**Keywords:** Derecho, squall line, proximity sounding, instability, vertical wind shear

## Obsah

1	Úvod.....	12
2	Vítr v konvektivních bouřích .....	14
2.1	Vliv instability a vertikálního stříhu větru na konvektivní bouře .....	14
2.1.1	Jednoduchá konvektivní cela .....	16
2.1.2	Multicela.....	17
2.1.3	Mezosynoptický konvektivní systém.....	18
2.1.4	Supercela .....	19
2.2	Vznik silného větru v konvektivních bouřích .....	22
2.3	Derecho .....	24
3	Data a metody .....	27
3.1	Záznamy o silném větru ve studované oblasti .....	27
3.2	Výběr blízkých sondáží a zpracování jejich dat.....	30
3.2.1	Časové hledisko a reprezentativnost blízkých sondáží .....	32
3.2.2	Vybraná metodika .....	33
3.2.3	Software pro počítání charakteristik konvektivního prostředí .....	33
3.3	Zkoumané charakteristiky konvektivního prostředí.....	35
3.3.1	Charakteristiky instability .....	35
3.3.2	Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti .....	37
3.3.3	Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity .....	40
3.3.4	Složené parametry .....	42
3.4	Zhodnocení počítaných parametrů .....	44
4	Výsledky .....	46
4.1	Zprůměrované podmínky po celou dobu existence derech .....	47
4.1.1	Charakteristiky instability .....	47
4.1.2	Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti .....	48
4.1.3	Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity .....	49
4.1.4	Složené parametry .....	51
4.1.5	Souvislosti mezi počítanými parametry .....	51
4.2	Změny podmínek během vývoje derecha.....	55
4.2.1	Charakteristiky instability .....	56
4.2.2	Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti .....	59
4.2.3	Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity .....	63
4.2.4	Složené parametry .....	65

4.3	Rozdílnost podmínek pro různě intenzivní derecha .....	68
4.3.1	Charakteristiky instability .....	68
4.3.2	Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti .....	70
4.3.3	Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity .....	73
4.3.4	Složené parametry .....	74
5	Diskuse a shrnutí výsledků .....	76
5.1	Srovnání s jinými pracemi.....	76
5.2	Limity této práce a možnosti zlepšení odhadu podmínek konvektivního prostředí. 82	
5.3	Odlišnost hodnot ve vztahu k volbě softwaru a vstupních dat.....	85
5.4	Shrnutí výsledků.....	87
6	Závěr .....	89
7	Seznam použité literatury a zdroje.....	91
7.1	Literatura .....	91
7.2	Internetové a datové zdroje .....	103
8	Seznam obrázků a tabulek.....	104
9	Seznam příloh .....	107





## Přehled použitých zkratk

<b>BUFR</b>	Binary Universal Form for the Representation of meteorological data
<b>CAPE</b>	Convective Available Potential Energy
<b>CAPPI</b>	Constant Altitude Plan Position Indicator
<b>CIN</b>	Convective Inhibition
<b>CPS</b>	Cold Pool Strength
<b>ČHMÚ</b>	Český hydrometeorologický ústav
<b>DCAPE</b>	CAPE downdraftu
<b>DCP</b>	Derecho Composite Parameter
<b>DEI</b>	Downburst Environment Index
<b>DWD</b>	Deutscher Wetterdienst
<b>ECMWF</b>	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
<b>EL</b>	Hladina nulového vztlaku (Equilibrium Level)
<b>ERA5, ERA6</b>	5. a 6. generace reanalýzy ECMWF
<b>ESSL</b>	European Severe Storms Laboratory
<b>ESWD</b>	European Severe Weather Database
<b>FFD</b>	Forward Flank Downdraft
<b>LCL</b>	Výstupná kondenzační hladina (Lifting Condensation Level)
<b>LFC</b>	Hladina volné konvekce (Level of Free Convection)
<b>LI</b>	Lifted Index
<b>LR</b>	Vertikální teplotní gradient (Lapse rate)
<b>MCS</b>	Mezosynoptický konvektivní systém (Mesoscale Convective System)
<b>ML</b>	Mixed layer
<b>MU</b>	Most unstable
<b>NWP</b>	Numerical Weather Prediction
<b>PPI</b>	Plan Position Indicator
<b>RAOB</b>	The Universal Rawinsonde Observation program
<b>RFD</b>	Rear Flank Downdraft
<b>RM</b>	Right mover
<b>s. š.</b>	Severní šířka

<b>SB</b>	Surface-based, charakteristika počítaná z přízemních hodnot veličin
<b>SCP</b>	Supercell Composite Parameter
<b>SRH</b>	Storm Relative Helicity
<b>STP</b>	Significant Tornado Parameter
<b>TEMP</b>	Zpráva z pozemní stanice o tlaku, teplotě, vlhkosti a větru ve vyšších hladinách
<b>TORRO</b>	The Tornado and Storm Research Organisation
<b>UTC</b>	Coordinated Universal Time
<b>UWYO</b>	University of Wyoming
<b>v. d.</b>	Východní délka
<b>WER</b>	Weak Echo Region
<b>WINDEX</b>	Wind Index
<b>WS (0-6 km)</b>	Vertikální stříh větru mezi výškami 0 a 6 km nad povrchem
<b><math>\Delta\Theta_e</math> (3-5 km)</b>	Rozdíl průměrné adiabatické ekvivalentní potenciální teploty ve výšce 3 až 5 km a její hodnotou na zemském povrchu
<b><math>\Delta\Theta_e</math> (min 0-4 km)</b>	Rozdíl minimální adiabatické ekvivalentní potenciální teploty ve výšce do 4 km a její hodnotou na zemském povrchu

# 1 Úvod

Rozsáhlé větrné bouře typu derecho patří z hlediska škod i velikosti zasaženého území k událostem, které mají velký dopad nejen na další složky fyzicko-geografické sféry, ale také na socioekonomickou sféru, a to zejména kvůli svým ničivým účinkům. Přesto je však v Evropě věnována pozornost těmto jevům spíše okrajově s tím, že většinou jsou zpracovány detailní případové studie u případů nejsilnějších derech. Komplexní studie, která by se však zabývala detailně podmínkami při vývoji těchto jevů v Evropě, neexistuje, což je však potenciální možnost pro nový výzkum. Jedinou významnější prací na poli derech v Evropě je práce Gatzena et al. (2020), která však mapuje podmínky při vývoji derech jen prostřednictvím několika desítek blízkých sondáží. Další práce, které se zabývají podmínkami při vývoji konvektivních bouří, zkoumají silný vítr pouze obecně bez ohledu na rozsah zasaženého území.

Jak bylo uvedeno v mé bakalářské práci, derecha jsou rozsáhlé větrné bouře, které se projevují silným větrem s nárazy nad  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  na dráze delší než 400 km. Derecha se vyskytují jak přímo vázaná na pohyb studené fronty (*tzv. strong-forcing derecha*), tak nevázaná bezprostředně na její pohyb (*tzv. weak-forcing a hybridní derecha*). Tato diplomová práce se bude zabývat pouze derechy, která nejsou přímo vázaná na pohyb studené fronty a ve střední Evropě se vyskytují zejména v letních měsících.

Ačkoliv termín derecho poprvé použil již Gustavus Hinrichs v roce 1888, první rozsáhlejší práce zabývající se tímto fenoménem vznikla až o sto let později, kdy derecho popsali meteorologové Johns a Hirt (Johns, Hirt 1987). Od té doby vzniklo na území USA několik rozsáhlých studií věnujících se derechům. V Evropě jsou derecha fenoménem zkoumaným až v novém tisíciletí. Jako první se derechy na evropském kontinentu zabývali Punkka et al. (2006), kteří analyzovali případ derecha ve Finsku z roku 2002, López (2007), který analyzoval derecho v Katalánsku, a Gatzen (2004), který popsal vývoj derecha v červenci 2002 v Německu. První práce zaobírající se detailněji derechem v Česku, byla práce Púčika et al. (2011) ve vztahu k derechu ze dne 25. 6. 2008. Ačkoliv vznikly i studie, které se zabývaly větším počtem derech (Celinski-Myslaw, Matuszko 2014; Rýva 2016; Rýva 2018), komplexní práce o tomto fenoménu pochází až z roku 2020 z Německa (Gatzen et al. 2020). Práce Gatzena et al. (2020) se však zaměřuje na derecha z obecného pohledu, a tak detailní analýza podmínek konvektivního prostředí pro derecha ve střední Evropě je stále záležitostí případových studií. V USA lze za jednu z prací, která podmínky vzniku derech analyzuje, uvést práci Evanse a

Doswella (2001), kteří se derechy na území USA velmi podrobně zabývali a rozšířili tyto poznatky i o porovnání s podmínkami vhodnými pro vznik supercel (Doswell, Evans 2003).

Analýza podmínek vzniku konvektivních bouří se opírá nejčastěji o vztah mezi sondážními měřeními a k nim vztaženými nebezpečnými meteorologickými jevy spojenými s konvektivními bouřemi. Ačkoliv hlavní rozvoj metodik odhadu podmínek vzniku vůči blízkým konvektivním bouřím byl doménou 90. let minulého století, s rozvojem reanalýz a detailních zpětných předpovědí numerickými modely předpovědi počasí (NWP) v poslední době je třeba věnovat pozornost charakteristikám konvektivního prostředí počítaných i z NWP a případně jejich kombinováním se sondážními měřeními.

Hlavním cílem této práce je zmapování podmínek konvektivního prostředí, v němž se derecha ve střední Evropě vyvíjí, a zjistit, jaké jsou vztahy mezi těmito proměnnými, k čemuž jsou využita sondážní měření a v případě nedostupnosti sondážního měření mimo termíny měření jsou použita data počítaná z reanalýzy ERA5 v místě stanice daného sondážního měření. Kromě toho jsou získaná data rozdělena na základě intenzity jevu a dle jednotlivých fází vývoje derecha vždy do tří kategorií. Zhodnocení počítaných parametrů je provedeno pomocí Mannova-Whitneyho U testu.

Rešeršní část práce se zabývá aspekty silného větru v konvektivních bouřích. Následně jsou popsány detailněji datové vstupy a metody ve vztahu k počítání charakteristik konvektivního prostředí ze sondáží k blízkým konvektivním bouřím s důrazem na použitou metodiku. Vybrané počítané charakteristiky konvektivního prostředí jsou následně detailněji popsány. Hlavní část práce je věnovaná zmapování podmínek konvektivního prostředí při vývoji 48 derech obecně bez vazby na jejich intenzitu nebo životní cyklus, včetně vztahů mezi počítanými veličinami. V návaznosti na to se poslední část práce zabývá podrobněji charakteristikami konvektivního prostředí během jednotlivých fází vývoje derech a také je zkoumá z hlediska jejich intenzity.

## 2 Vítr v konvektivních bouřích

V následující kapitole budou představeny procesy vedoucí k silnému větru v rámci konvektivních bouří. Stručně bude nejprve pojednáno o klasifikaci konvektivních bouří ve vztahu k podmínkám konvektivního prostředí. Rozebrán bude podrobněji vliv instability a vertikálního stříhu větru na formování konvektivních bouří. Další kapitoly se pak budou věnovat silnému větru v různých měřítcích, přičemž poslední kapitola detailně popíše definici klasifikaci jevu derecho.

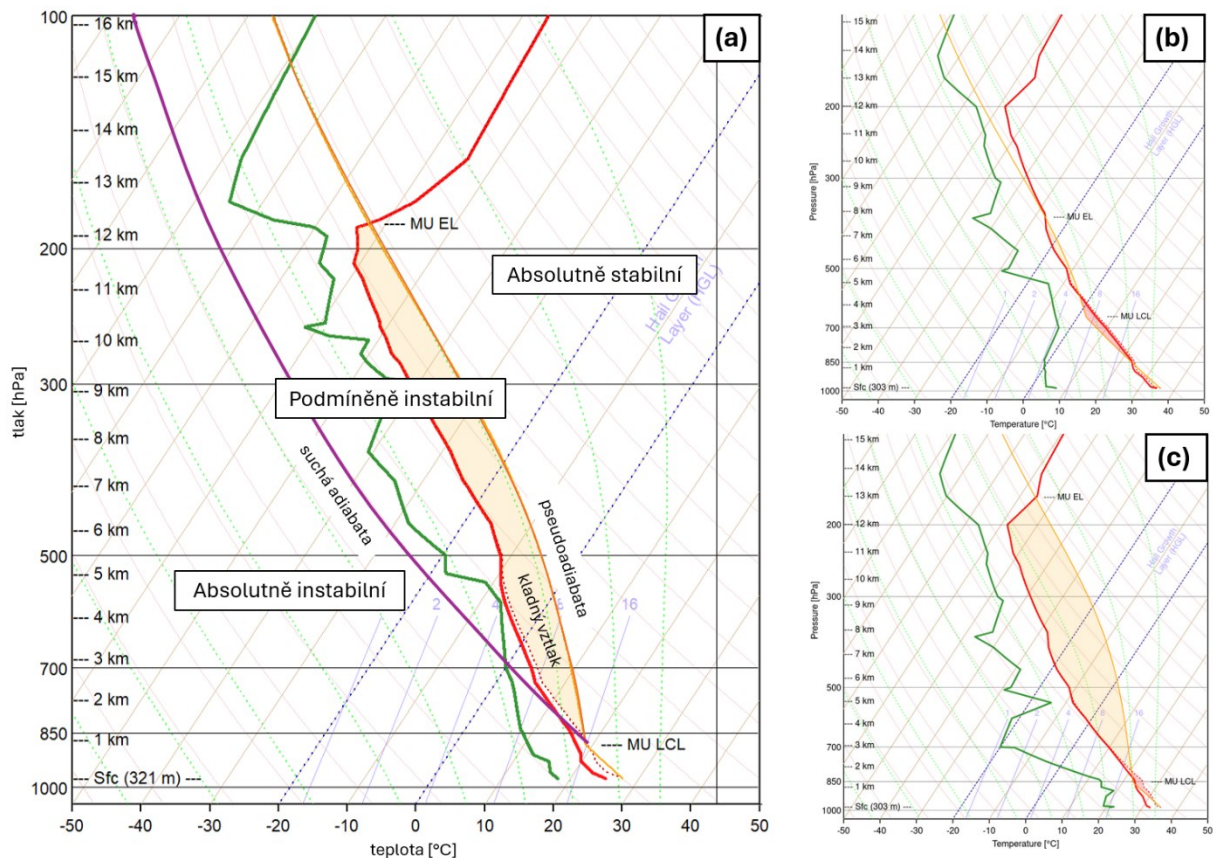
### 2.1 Vliv instability a vertikálního stříhu větru na konvektivní bouře

Atmosférická konvekce je základním mechanismem vertikální výměny tepla a vlhkosti v troposféře a spodní stratosféře. Tento proces je charakteristický vznikem výstupných pohybů. Po určité době však dochází také k tvorbě kompenzačních sestupných pohybů doprovázených většinou srážkami. V nižší troposféře se mohou sestupné proudy projevovat i silným větrem (Řezáčová et al. 2007).

Vlivem ohřívání zemského povrchu dochází také k ohřívání přilehlé vzduchové hmoty v mezní vrstvě atmosféry. Tento teplejší vzduch pak stoupá vzhůru, přičemž se ochlazuje a rozpíná kvůli poklesu atmosférického tlaku. Vzhledem k tomu, že se stoupající vzduch ochlazuje, roste také jeho relativní vlhkost, až vzduch s určitým obsahem vodní páry dosáhne nasycení a vodní pára začne kondenzovat v rámci kondenzační hladiny a tvoří se tak oblačnost, která může za určitých podmínek být vertikálně mohutná a dosahovat až k horní hranici troposféry.

Pro vznik vertikálně mohutné konvekce je třeba několik základních ingrediencí. Tou první je podmíněně instabilní teplotní zvrstvení troposféry (Trapp 2013), kdy je zprvu před nasycením výstup vzduchové částice definován suchoadiabatickým teplotním gradientem (teplota se mění o přibližně 1 °C na 100 m výšky) a po nasycení vzduchová částice stoupá od výstupné kondenzační hladiny podle nasyceně adiabatického teplotního gradientu, který je v důsledku uvolňování latentního tepla kondenzace menší než suchoadiabatický avšak na horní hranici troposféry se blíží gradientu suchoadiabatickému (obr.1a) (Řezáčová et al. 2007). Druhou podmínkou je dostatečná vlhkost vzduchu zejména v nižší troposféře (obr. 1c). Poslední podmínkou je přítomnost iniciačního faktoru, který vzduchovou částici vyzdvihne do hladiny volné konvekce (Doswell et al. 1996). Vzduchová částice je označení pro modelový objem vzduchu, o němž se předpokládá, že je dostatečně velký pro to, aby mohl být popsán hodnotami makroskopických proměnných a dostatečně malý na to, aby při svém pohybu

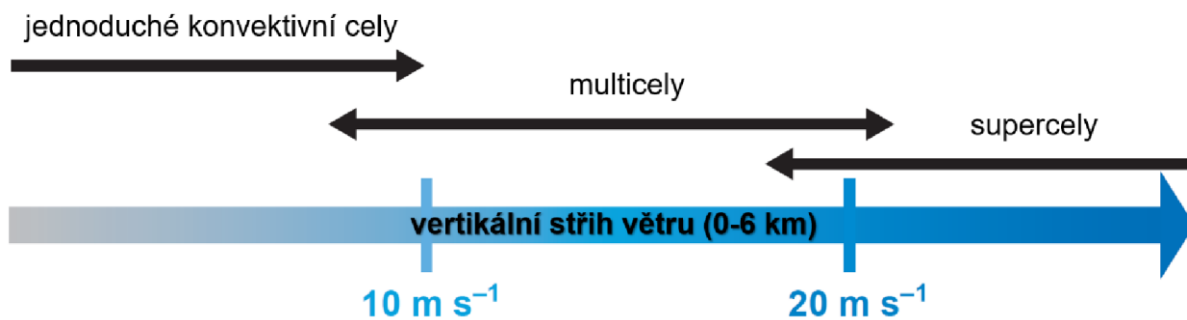
nevyvolával v okolním vzduchu kompenzační pohyby (ČMeS 2024). Zároveň se vzduchová částice, jejíž chování je určeno adiabatickými procesy, nemísí se svým okolím a při výstupu se přizpůsobuje okolnímu tlaku vzduchu (Řezáčová et al. 2007).



Obr 1: Zkosené diagramy zobrazující průběh teplotního zvrstvení (červeně) a teploty rosného bodu (zeleně) s výškou za podmínek umožňujících konvekci. Oranžově je proložena stavová křivka (pseudoadiabata). Plocha mezi křivkou teplotního zvrstvení a pseudoadiabatou, kterou definuje kladný vztah, je energie CAPE. MU LCL je výstupná kondenzační hladina pro vzduch stoupající z hladiny nejvyšší ekvivalentní potenciální teploty. MU EL je hladina nulového vztlaku. Zobrazeny jsou tři typy teplotního zvrstvení podle polohy křivky zvrstvení vůči pseudoadiabatě, resp. suché adiabatě vystupující z výstupné kondenzační hladiny (oranžově resp. fialově): (a) podmínky při střední vlhkosti vzduchu; (b) při malé vlhkosti u zemského povrchu se zvýší MU LCL a zároveň se zmenší CAPE; (c) v případě vysoké vlhkosti vzduchu při zemském povrchu je plocha CAPE daleko větší.

Poslední ingrediencí, která ovlivňuje konvektivní bouře, a to zejména jejich dynamické charakteristiky, je vertikální stříh větru, který má vliv na organizaci konvektivních bouří a také generuje horizontální vorticitu. Dostatečná horizontální vorticity, resp. vertikální stříh větru ji generující v podmíněně instabilním prostředí pak může zapříčinit např. vznik supercel (Markowski, Richardson 2010). Vertikální stříh větru mezi 0 a 6 km má také vliv na to, jaký typ bouře vznikne (obr. 2). Vliv na pohyb gust fronty má pak zejména nízkohladinový vertikální

stříh větru (Corfidi 2003), který také rotaci v rámci supercel v nižších hladinách, kdy vzduch a vertikálním stříhem větru generovaná vorticitata ve výšce 300 až 500 metrů nad zemským povrchem mají zásadní vliv na rotaci v rámci mezocyklony supercel v nižších hladinách (Coffer et al. 2023).



Obr. 2: Závislost vzniku určitého typu konvektivní bouře na vertikálním stříhu větru. Převzato z Markowski a Richardson (2010), upraveno.

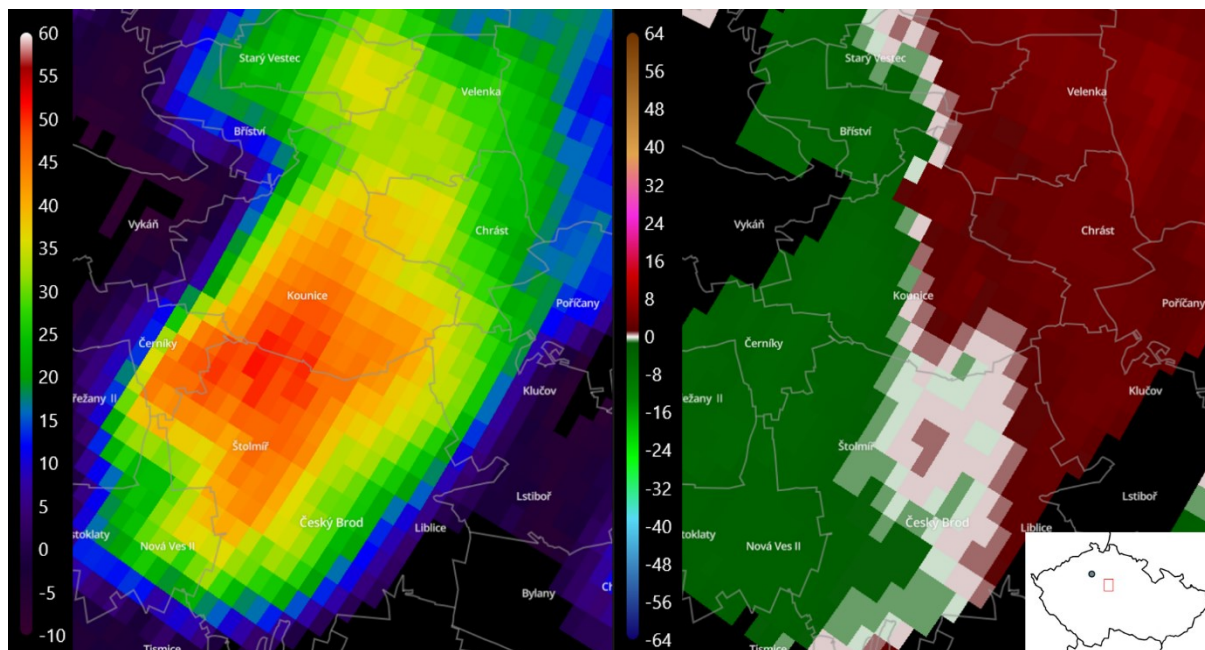
### 2.1.1 Jednoduchá konvektivní cela

Jednoduchá konvektivní cela je typ konvektivní bouře sestávající z jednoho výstupného a jednoho sestupného proudu. Jednoduchá cela prochází třemi základními vývojovými stádii a zároveň je základním stavebním prvkem multicel. Životní cyklus jednoduchých cel začíná stádiem kumulu, kdy převažuje výstupný proud, pokračuje přes stádium zralosti, kdy je již přítomen kompenzační sestupný proud se srážkami, a končí stádiem rozpadu, kdy výstupný proud zaniká v důsledku toho, že se okolo bouře při zemském povrchu rozšiřuje chladný vzduch ze sestupného proudu (Řezáčová et al. 2007). Doba vývoje od stádia kumulu až po rozpad nepřesahuje jednu hodinu (Trapp 2013).

Jednoduchá cela vzniká za hodnot šestikilometrového vertikálního stříhu větru do  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (obr. 2) a kromě blesků většinou není doprovázena nebezpečnými jevy. Nebezpečné jevy ji mohou doprovázet pouze v prostředí s výraznou instabilitou ( $\text{CAPE}$  nad  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ). Za podmínek s hodnotami šestikilometrového vertikálního stříhu větru do  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  kopíruje rozvoj konvekce denní dobu, kdy se nejvíce konvektivních bouří tvoří v odpoledních hodinách za nejnižší CIN a nejvyšší CAPE (viz kap. 3.3.1). Ačkoliv se při stádiu rozpadu ve směru od konvektivní bouře rozlévá bazén chladného vzduchu ze sestupného proudu, samotná gust fronta není většinou schopna iniciovat novou konvekci (Markowski, Richardson 2010). V některých případech sloučení dvou gust front vede k výraznější přízemní konvergenci, což může podmínit



vznik nové konvektivní buňky (Harrison et al. 2009). Vzhledem k malému vertikálnímu stříhu větru nedochází v rámci jednoduchých cel k výraznějším nehomogenitám proudění (obr. 3).



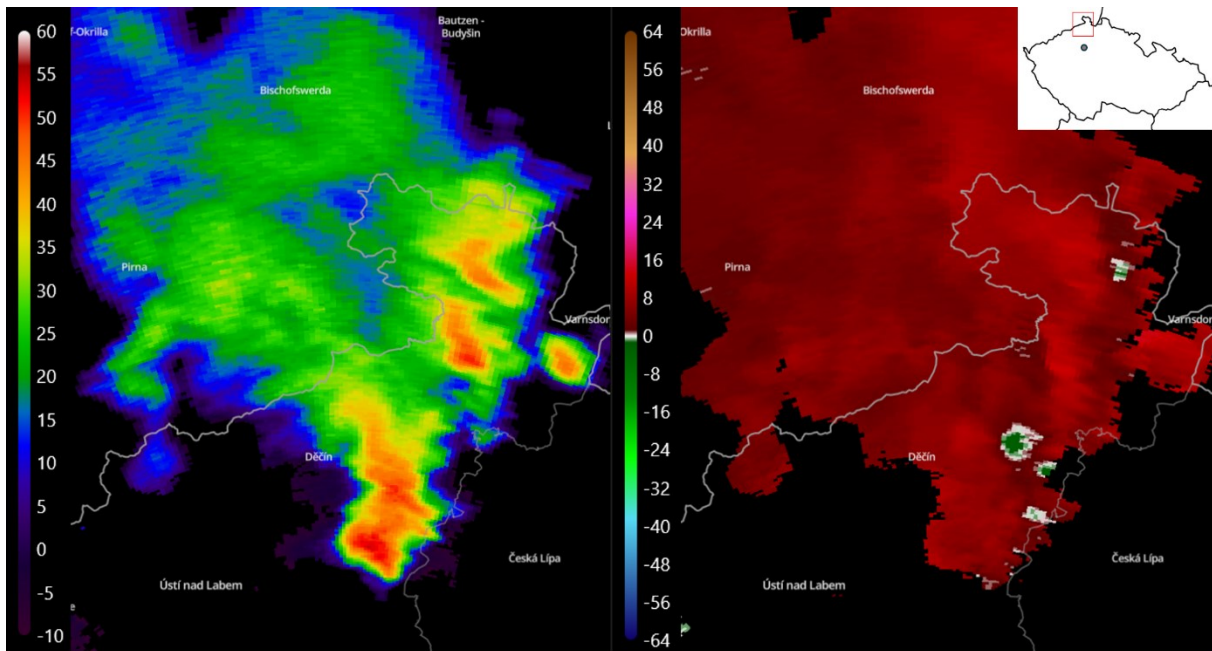
Obr. 3: Jednoduchá konvektivní cela dne 19. 5. 2024 (14:52 UTC) východně od Prahy. Radarová odrazivost (vlevo), dopplerovská radiální rychlost (vpravo). Data z elevace 0.7° z radaru Sazená. Schématická mapa vpravo dole ukazuje polohu radaru (šedý bod) a polohu radarového snímku (červeně). Zdroj: Meteopress.

### 2.1.2 Multicela

Multicela je více či méně organizovaná konvektivní bouře sestávající z jednotlivých jednoduchých konvektivních cel. Hlavním mechanismem vývoje multicel je výstup teplého a vlhkého vzduchu před čelem výtoku chladného vzduchu z konvektivní bouře (Řezáčová et al. 2007). Tento výstupný pohyb podél gust fronty a tvorba nových buněk probíhají opakovaně (Doswell et al. 1996), čímž může přinášet multicela silné přívalové srážky do určité oblasti i po dobu několika hodin a způsobit přívalové povodně (Šálek 2000).

Multicely vznikají nejčastěji za hodnot šestikilometrového vertikálního stříhu větru v rozmezí 10 až 20  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  a při různé míře instability. Na základě vlhkostních charakteristik a vertikálního stříhu větru jak v nižší, tak i střední troposféře mohou tvořit více či méně organizované celky. Nejméně organizovaným celkem je shluk konvektivních buněk (obr. 4). Ve vlhkém prostředí s výraznějším prouděním ve střední troposféře a méně výrazným blízko zemského povrchu pak může nastat situace, kdy je gust fronta stacionární, což má za následek zpětný vývoj konvektivních buněk na jednom místě a vznik přívalových povodní (Doswell et

al. 1996; Markowski, Richardson 2010). Pokud se gust fronta pohybuje a je schopna podmiňovat vznik dalších konvektivních buněk šířících se jedním směrem v linii, hovoříme o squall line, která může být spjata i s tzv. mezoměřitkovým konvektivním systémem (MCS) (Doswell et al. 1996).



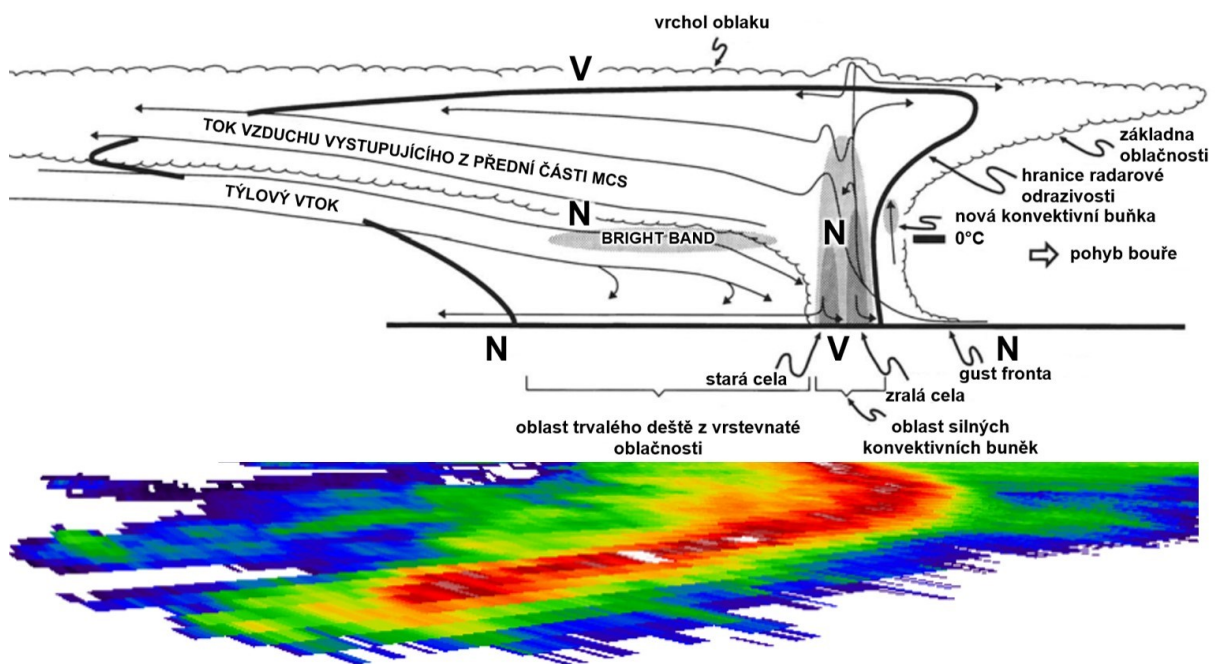
Obr 4: Multicela se zpětným vývojem konvektivních buněk za sebou dne 19. 5. 2024 (15:46 UTC) v severních Čechách. Radarová odrazivost (vlevo), dopplerovská radiální rychlost (vpravo). Data z elevace 0.7° z radaru Sazená. Schématická mapa vpravo nahoře ukazuje polohu radaru (šedý bod) a polohu radarového snímku (červeně). Zdroj: Meteopress.

### 2.1.3 Mezosynoptický konvektivní systém

V některých případech může multicela dosáhnout větších rozměrů. V případě, že alespoň v jednom směru dosáhne rozměru nad 100 km, jedná se o mezosynoptický konvektivní systém (MCS). Nejvýraznějšími projevy MCS mohou být mimo ostatní projevy intenzivní srážky nebo silný vítr (Řezáčová et al. 2007).

MCS může být méně organizován jako shluk konvektivních buněk, které se více či méně navzájem ovlivňují, nebo být více organizován do linie konvektivních bouří (squall line). Parker a Johnson (2000) rozdělují tyto liniové systémy na tři kategorie podle toho, kde se vyskytuje oblast stratiformních srážek. Ta se může vyskytovat buď před linií konvektivních srážek, postupovat paralelně s linií konvektivních srážek. Poslední typ squall line se označuje také jako squall line s připojenou stratiformní částí (Řezáčová et al. 2007) (obr. 5). Podle Parkera a Johnsona (2000) má tento typ squall line delší dobu života než zbývající dva typy a zároveň se

vyskytuje nejčastěji. Konvektivní buňky se pak s čelem výstupu chladného vzduchu pohybují kupředu, zatímco oblast stratiformních srážek zůstává v zadní části systému.

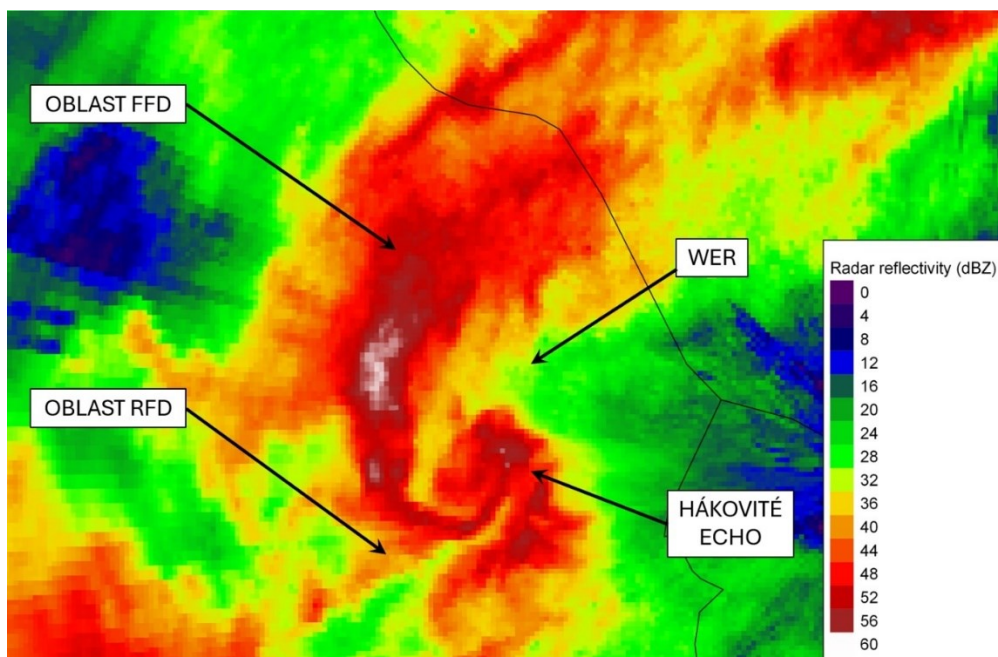


Obr 5: Schématický řez squall line s připojenou stratiformní částí. Řez je doplněn příkladem radarové odrazivosti z radaru Hochficht dne 26. 8. 2023 (18:20 UTC), se zobrazením procesů, které v rámci squall line probíhají. Písmena N a V značí oblast relativně nižšího nebo vyššího tlaku vzduchu. Radarová odrazivost je zobrazena pod úhlem  $10^\circ$  vůči horizontu. Převzato Houze (2004). V dolní části schématu je přiložena radarová odrazivost v elevaci  $0,8^\circ$  z radaru Hochficht ze dne 26. 8. 2023, zdroj: Meteopress/Geosphere.

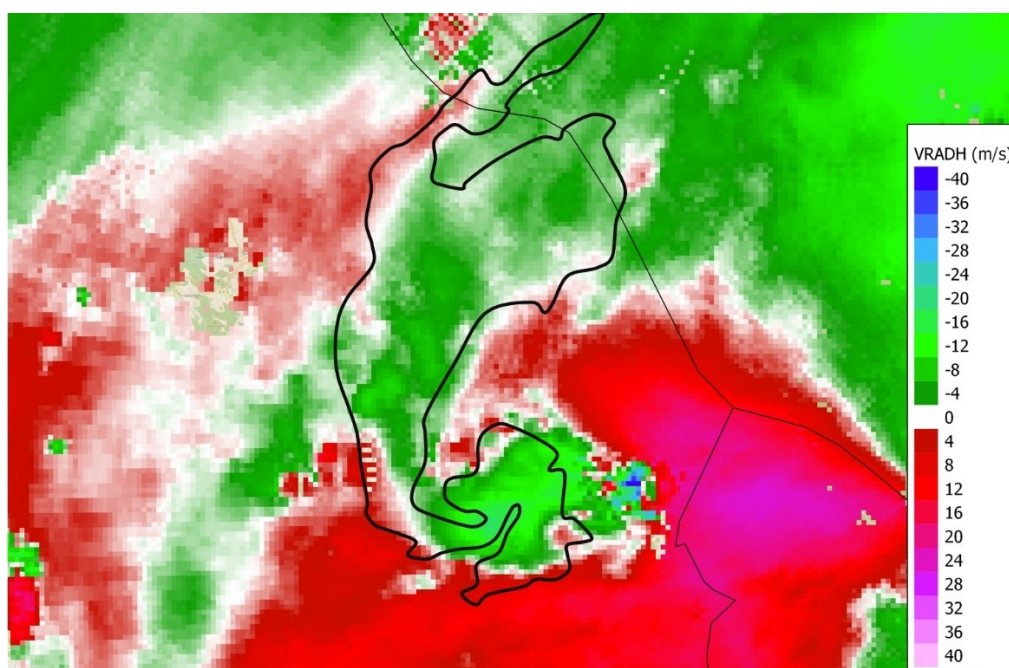
#### 2.1.4 Supercela

Supercela je jedna konvektivní buňka, která je charakteristická vertikálně rotujícím výstupným proudem, který se nachází mezi předním sestupným proudem a zadním sestupným proudem (ČMeS 2024). Doprovodné jevy supercel jsou zpravidla výraznější než u jednoduchých konvektivních cel a multicel. Kromě silného větru v rámci výrazných downburstů a velkých krup ji také může doprovázet velmi silné ničivé tornádo (Brotzge et al. 2013), jak tomu bylo například dne 24. června 2021 na jihu Moravy (Púčik et al. 2022; Staněk, Kolář 2022).





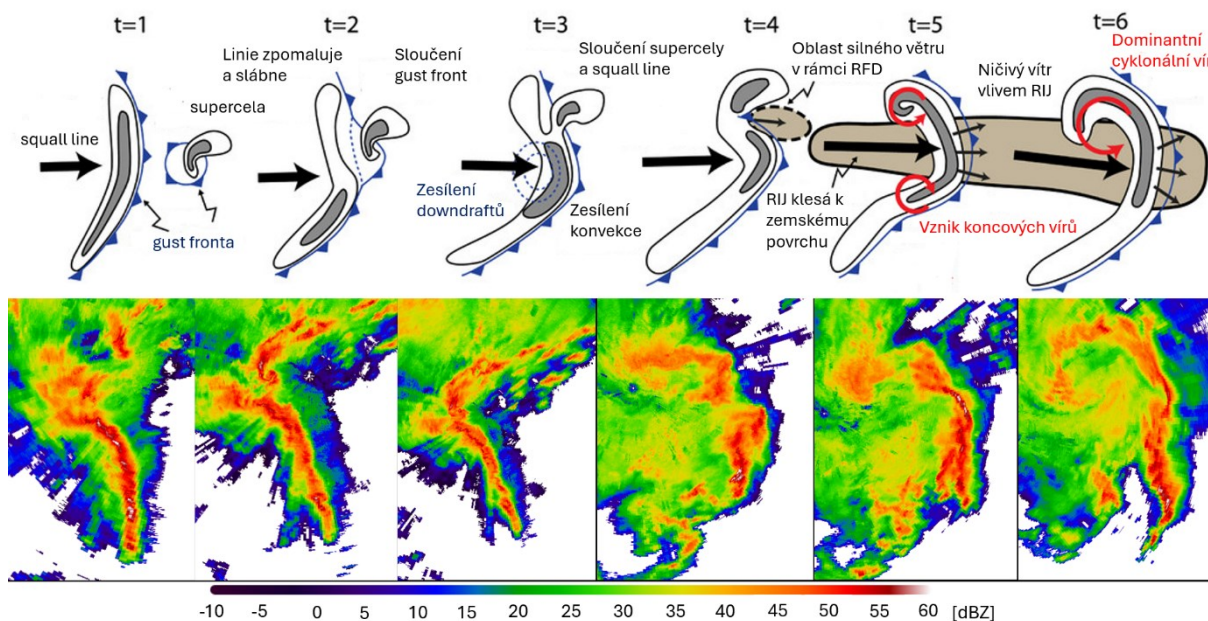
Obr. 6: Supercela dne 26. 8. 2023 v 17:00 UTC nad Šumavou na produktu CAPPI radarové odrazivosti ve výšce 1,75 km. Na příkladu jsou viditelné oblasti předního sestupného proudu (FFD), zadního sestupného proudu (RFD), hákovitého echa a oblasti snížené radarové odrazivosti (WER) v místě výstupného proudu supercely. Zdroj: Meteopress/Geosphere.



Obr. 7: Supercela dne 26. 8. 2023 v 17:00 UTC nad Šumavou na produktu CAPPI Dopplerovské radiální rychlosti měřené v horizontální polarizaci ve výšce 1,75 km. Překryv radarové odrazivosti nad 48 dBZ v rámci supercely je zobrazen černou křivkou. Zdroj: Meteopress/Geosphere.

Supercely mohou doprovázet vývoj MCS se squall line buď jako vnořené do squall line (Púčik et al. 2011; Taszarek et al. 2019) nebo se mohou pomaleji se pohybující supercely se squall line sloučit. Sloučení squall line se supercelou pak ovlivňuje chování celého systému. French a Parker (2012) poukazují na to, že squall line vázaná na studenou frontu se po sloučení se supercelou projeví lokálním vyboulením squall line dopředu. Na rozdíl od toho sloučení squall line, která není bezprostředně vázaná na studenou frontu, se supercelou vede ke vzniku bow echa a pak následného MCS s jedním ústředním cyklonálním mezosynoptickým vírem (French, Parker 2014). Ačkoliv sloučení supercel může vést ke vzniku i silných tornád (Tang et al. 2022), French a Parker (2012, 2014) uvádějí pouze to, že sloučení vede ke zvýraznění nízkohladinové vorticity s tím, že na vývoj tornáda mají vliv i další jevy. Sloučení rovněž vede ke snížení rychlosti rotace v rámci mezocyklony supercely, což naopak může být limitující pro vývoj silných tornád, jelikož mezocyklona zajišťuje lepší podmínky pro transformaci nízkohladinové horizontální vorticity do vertikální podoby díky nižšímu tlaku vzduchu (Goldacker, Parker 2021).

Při sloučení squall line se supercelou se nejprve rychlejší squall line blíží k supercele, následně dojde ke sloučení bazénů studeného vzduchu při zemském povrchu, čímž zeslábne část linie před supercelou. Linie se také zpomalí. Následně po sloučení squall line se supercelou dojde v oblasti zadního sestupného proudu supercely k zesílení rychlosti větru, celá tato oblast linie se pak následně vlivem výrazného týlového vtoku vyboulí kupředu za vzniku dvou koncových vírů, z nichž postupně převáží cyklonální mezosynoptický vír (obr. 8).



Obr. 8: Schéma sloučení supercely se squall line a jeho příklad na produktu radarové odrazivosti měřené v horizontální polarizaci v PPI  $0,8^\circ$  dne 26. 8. 2023 na radaru Hochficht. Schéma převzato z French, Parker (2014), upraveno. Zdroj radarových dat Meteopress/Geosphere.

## 2.2 Vznik silného větru v konvektivních bouřích

Silný vítr v konvektivních bouřích vzniká většinou jako důsledek sestupného proudu rozlévajícího se při zemském povrchu okolo konvektivní bouře. Sílu sestupného proudu ovlivňuje několik základních procesů, jejichž příčinou jsou podmínky konvektivního prostředí v okolí bouře. Srivastava (1985) uvádí, že základními prekuzory, které vedou k silnému větru, jsou relativně suché prostředí při zemském povrchu a naopak relativně vlhké prostředí ve střední troposféře. Zároveň výrazný teplotní gradient v nižší troposféře, který se blíží suchoadiabatickému teplotnímu gradientu, podporuje tvorbu silného větru při zemském povrchu (Srivastava 1985). V souvislosti se suchým prostředím blízko zemského povrchu je také ve vyšší výšce základna oblačnosti. To vede k výraznější akceleraci silného větru v rámci sestupného proudu vlivem spotřebování latentního tepla výparu a tání v oblasti pod základnou oblačnosti (Srivastava 1985; Srivastava 1987; Proctor 1989; Orf, Anderson 1999).

Po dosednutí sestupného proudu na zemský povrch se vytváří bazén studeného vzduchu a okolo něho vírový prstenec horizontální vorticity na rozhraní mezi okolním teplým vzduchem a chladným vzduchem vytékajícím z konvektivní bouře (Houze 1993). V této oblasti silného sestupného proudu mohou být nárazy větru výjimečně i ekvivalentní škodám klasifikovaných na Fujitově stupnici jako F3. Horizontální vorticity v prstenci může být transformována i do

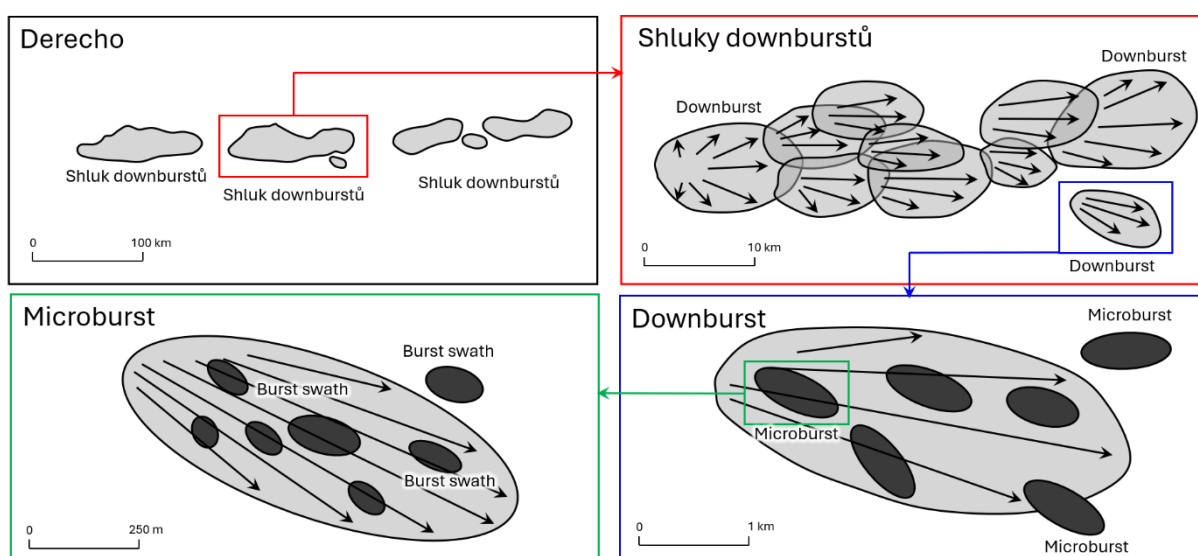
vertikální podoby. Z jednoduché konvektivní cely nebo supercely může dojít k transformaci do tzv. cell bow echa (Lee et. al 1992), kde může být viditelná tato signatura např. v rámci výstupů měření Dopplerovskými radary. Dochází totiž v menším měřítku než u klasického bow echa k vyboulení radarového echa vprostřed a k výraznějšímu posunu radarového echa dopředu a na okrajích po transformaci horizontální vorticity do vertikální podoby k tvorbě páru cyklonálně a anticyklonálně rotujících mezovortexů (Lee et. al 1992; Lee, Wilhelmson 1997). Ty mohou být zvýrazněny více v rámci squall line, kde spolu interaguje více jednotlivých čel výtoku chladného vzduchu z jednotlivých konvektivních buněk (Atkins, Laurent 2009), přičemž v oblasti gust fronty dochází k výraznější konvergenci proudění, a tedy i ke generování výraznější nízkohladinové horizontální vorticity v oblasti výstupného proudu těsně před gust frontou. To může vést k lokálně výraznějším škodám a také vzniku nemezocyklonálního tornáda nebo gustnada (Lee, Wilhelmson 1997; Schenkman et al. 2012).

Pokud je prostředí charakteristické výraznějším nízkohladinovým prouděním, jehož směr je kolmý na čelo výtoku chladného vzduchu z konvektivní bouře, dochází ke vzpřímení původně ukloněného výstupného proudu podél sestupného proudu (Rotunno et al. 1988), což hraje i zásadní roli pro vznik nových konvektivních buněk a ovlivňuje výsledný pohyb squall line (Corfidi 2003). Postupně tak vzniká organizovaná linie konvektivních bouří. Vlivem oblasti relativně nižšího tlaku ve střední troposféře mezi oblastí výstupných a sestupných proudů vzniká týlový vtok (Weisman 1992), který je zodpovědný za zrychlení pohybu squall line nebo její části a vyboulení v určité části squall line, což vede k výraznější konvergenci proudění, a nejen podpoře vertikálních pohybů, ale také ke generování silného větru v rámci gust fronty.

Konvergenci proudění, a tedy i silný vítr podporuje také specifická struktura rozložení tlaku vzduchu při zemském povrchu v rámci squall line. Zvýraznění výstupných pohybů podporuje mezosynoptická tlaková níže před squall line (Markowski, Richardson 2010). Druhotnou roli také může sehrát advekce teplého vzduchu do oblasti před squall line (Johnson 2001). Následuje oblast mezosynoptické tlakové výše spojená s oblastmi sestupných proudů. V oblasti týlového vtoku pak vzniká slabá mezosynoptická tlaková níže. Poslední určující vlastností, která má vliv na silný vítr v rámci squall line je její rychlost (Rotunno et al. 1988). Čím je rychlost squall line vyšší, tím výraznější je konvergence proudění a tím výraznější mohou být také výstupné pohyby.

## 2.3 Derecho

Projevy silného větru lze rozdělit dle doby trvání a plošného rozsahu do pěti kategorií (obr. 9) dle Fujity a Wakimota (1981). Plošně nejmenší škody působí microbursty, které se skládají z menších oblastí výrazné divergence proudění, tzv. *burst swaths*. Microbursty mohou být součástí větších downburstů. V případě, že má konvektivní bouře delší trvání a jedná se např. o supercelu nebo MCS, jsou škody koncentrovány do tzv. shluků downburstů. Pokud je těchto shluků přítomno více, dle Fujity a Wakimota (1981) se jedná o tzv. family of downburst clusters, dnes označovanou jako derecho (Johns, Hirt 1987).



Obr. 9: Vzájemný vztah silného větru pěti různých prostorových měřítek v konvektivních bouřích. Největší – derecho v řádu stovek kilometrů (vlevo nahoře), shluky downburstů v řádu desítek km (vpravo nahoře), downbursty v řádu kilometrů (vpravo dole) a microbursty s malými oblastmi tzv. burst swaths v řádu stovek metrů (vlevo dole). Upraveno podle Fujity, Wakimoto (1981).

Derecho je rozsáhlá rychle se pohybující větrná bouře spojená s linií konvektivních bouří (squall line) (ČMeS 2024). Bouře doprovázená větrem o rychlosti v nárazech nad  $26 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  musí urazit dráhu delší než 400 km. Zároveň musí být v rámci dráhy min. 3 hodnoty maximální rychlosti větru v nárazu nad  $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  nebo jim ekvivalentní škody klasifikované jako F1 na Fujitově stupnici (Fujita 1971). Tyto nárazy přesahující  $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  nebo jim ekvivalentní škody musí být od sebe vzdáleny minimálně 64 km. Škody musí být navíc časově následné ve směru pohybu bouře a spojené s jedním konvektivním systémem. Časově se nesmí záznamy škod od sebe lišit více než tři hodiny. Musí se jednat navíc o stejný systém indikovaný dle radarových



dat (Johns, Hirt 1987). V této práci bude použita mírně modifikovaná metodika, budou totiž zahrnuty nárazy větru nad  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  a použito bude i prostorové kritérium 200 km, které nesmí přesahovat dva od sebe vzdálené reporty (Rýva 2016).

Pojem *derecho* poprvé použil v roce 1888 Gustavus Hinrichs (Hinrichs 1888) pro popis rozsáhlé bouře s liniovým uspořádáním, která byla doprovázena silným větrem. Hinrichs však nedefinoval plošný rozsah a intenzitu bouře. Pojem se objevuje ještě v disertační práci Johannese Letzmanna (Letzmann 1923) a pak se z meteorologie na dlouhou dobu vytrácí. Termín až v 80. letech 20. století definují meteorologové Johns a Hirt (1987), kteří vycházejí z práce Fujity a Wakimota (1981) a *derecho* staví jako ekvivalent rodiny shluků *downburstů* (z angl. *family of downburst clusters*). Johns a Hirt (1987) také identifikovali dva základní módy, při kterých se *derecha* vyskytují a *derecha* rozdělili dle synoptické situace na *derecha* vázaná na studenou frontu (tzv. *serial derechos*) a *derecha*, která nejsou vázána na studenou frontu (tzv. *progressive derechos*). Kromě této první moderní práce zabývající se *derechy* jich vzniklo ještě několik, které se zaměřují na oblast USA. Jsou to práce Bentleyho a Mota (1998) nebo práce Evanse a Doswella (2001), kteří se jako první zabývali i podmínkami vzniku *derech* v USA zjišťovanými z blízkých sondáží. Právě jejich metodika byla použita i v této diplomové práci. Následně ještě Doswell a Evans (2003) porovnávají podmínky vzniku *derech* se supercelami. Doswell a Evans (2003) také *derecha* rozdělují na tzv. *weak-forcing derecha*, která nejsou vázána na studenou frontu, na tzv. *strong-forcing derecha* s přímou vazbu na studenou frontu a na *hybridní derecha*, která v sobě spojují oba znaky. *Weak-forcing* a *strong-forcing* jsou tak ekvivalenty k *progressive* a *serial derechos*.

Následně Coniglio et al. (2004) *derecha* rozdělují na tři kategorie podle intenzity. První typ jsou slabá *derecha*, která nespĺňují definice tří nárazů větru nad  $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  vzdálených od sebe 64 km dle Johnse a Hirta (1987). Ostatní podmínky však splňují. Středně silná *derecha* jsou *derecha*, která kromě toho, že se musí na dráze delší než 400 km projevovat silným větrem, musí se také projevit alespoň třemi nárazy větru nad  $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , které jsou od sebe vzdáleny více než 64 km, nebo ekvivalentními škodami na Fujitově (Fujita 1971) a TORRO stupnici (Meaden 1976). Silná *derecha* se pak musí projevit alespoň třemi nárazy větru nad  $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  nebo ekvivalentními škodami.

Další práce se v USA zabývaly již *derechy*, která nebyla přímo vázána na studenou frontu (Cohen et al. 2007; Guastini, Bosart 2016). Jelikož začal být v USA pojem *derecho* používán i pro jiné události, což kritéria navržená v roce 1987 částečně dovolovala, Corfidi et al. (2016) navrhli pro *derecha* striktnější definici, která se opírá o zvětšení dráhy nárazů větru

na 650 km, časovou vzdálenost menší než jedna hodina mezi reporty o silném větru, přičemž vzdálenost mezi reporty nesmí přesahovat 100 km.

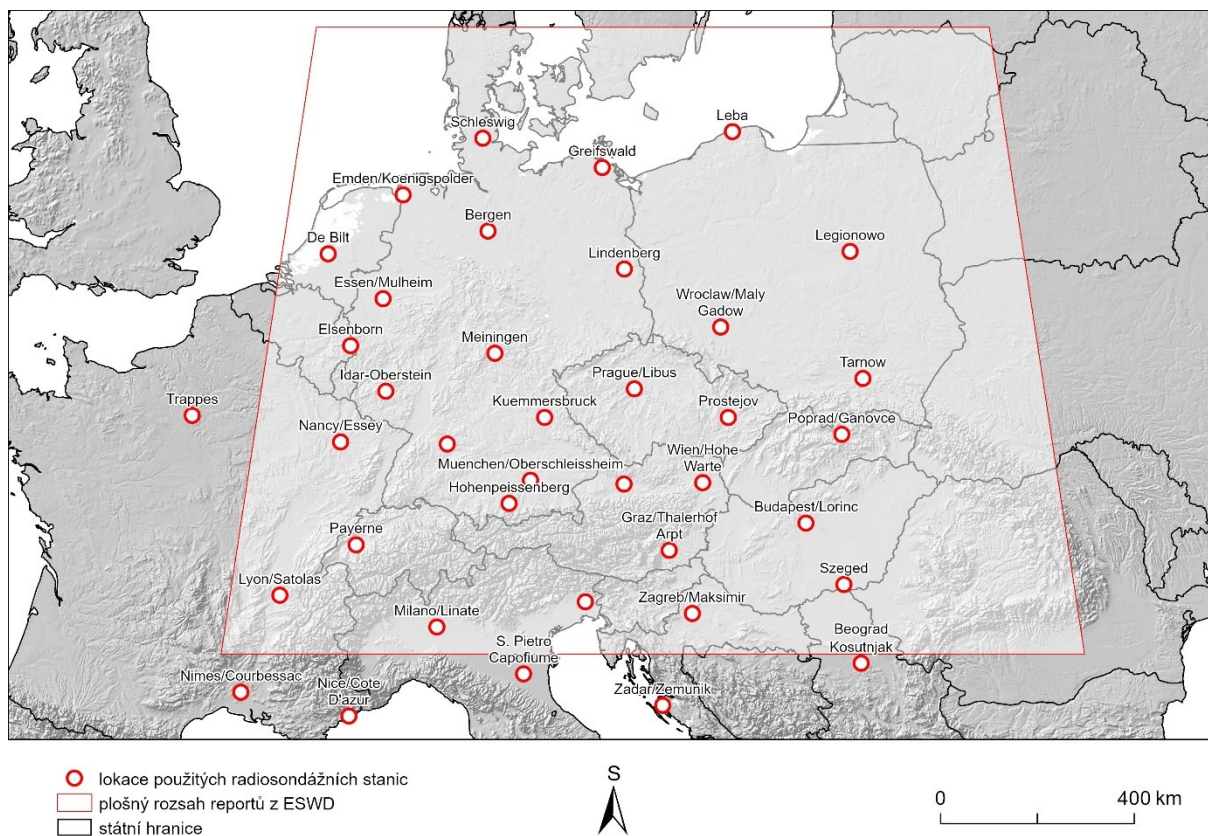
V Evropě se kromě případových studií (např. Púčik et al. 2011; Rýva 2016) věnovali ucelené analýze většího počtu případů derech Celinski-Myslaw a Matuszko (2014) nebo Surowiecki a Tazarek (2020) v Polsku. Derecha na německém území od roku 1997 do roku 2014 i se základní rekonstrukcí příčinných podmínek z blízkých sondáží zkoumali však jen Gatzen et al. (2020). Jelikož Gatzen et al. (2020) analyzovali derecha pouze na německém území s jistým přesahem do okolních států a zároveň použili menší počet blízkých sondáží pro zjištění podmínek jejich vývoje, je vhodné podrobněji tyto podmínky v rámci celé střední Evropy prozkoumat.

### **3 Data a metody**

Následující kapitola bude rozdělena na několik dílčích částí. Zprvu bude popsáno stručně zkoumané území a podrobněji pak v další části výběr derech. Následně bude popsána problematika blízkých sondáží a softwaru, který lze použít k výpočtu podmínek konvektivního prostředí ze sondážních měření. Poslední část této kapitoly se bude věnovat definici počítaných potenciálních prekurzorů derech.

#### **3.1 Záznamy o silném větru ve studované oblasti**

Zkoumané území bylo definováno prostorovou doménou 44.5° s. š. a 56.2° s. š. a 3.75° v. d. a 26.0° v. d. (obr. 10), pro kterou byla využita data z databáze ESWD (Dotzek et al. 2009). Doména pokrývá území celé střední Evropy a zasahuje i částečně do Pádské nížiny nebo do Pobaltí. Ačkoliv většina použitých záznamů o silném větru do této domény spadala, pro upřesnění některých drah derech, které přesahovaly vymezenou doménu, byly použity případy zaznamenané přímo na webu ESWD (<https://www.eswd.eu/>). Území bylo rovněž vybráno tak, aby reprezentovalo oblast, kde se derecha vyskytují nejvíce v rámci Evropy, a aby byly záznamy o silném větru z databáze ESWD k jednotlivým derechům v zájmovém území kompletní.



Obr. 10: Lokace radiosondážních stanic použitých pro výpočet podmínek při vývoji derech ze sondážních měření nebo reanalýzy ERA5. Doména, pro kterou byla poskytnuta data o silném větru, tornádech a gustnadech z databáze ESWD, je zobrazena lichoběžníkem.

V první fázi byly pro rekonstrukci dráhy derech použity reporty z databáze ESWD poskytnuté European Severe Storms Laboratory (ESSL) (Dotzek et al. 2009). Okolo koncentrovaných reportů byla vytvořena obalová vrstva, která přibližně definovala územní rozsah derecha. Reporty, u nichž byla časová nejistota větší než tři hodiny, byly ze vzorku reportů definující dráhu derecha vyřazeny podobně jako při studiu příčinných podmínek nebezpečných jevů v práci Taszarka et al. (2020a). V ESWD se reporty dělí na čtyři kategorie – QC0, QC0+, QC1 a QC2, ze kterých byly použity pouze poslední tři kategorie ověřených reportů a reporty odpovídající QC0 byly vyřazeny. Definice kategorií jsou následující (viz obr. 11):

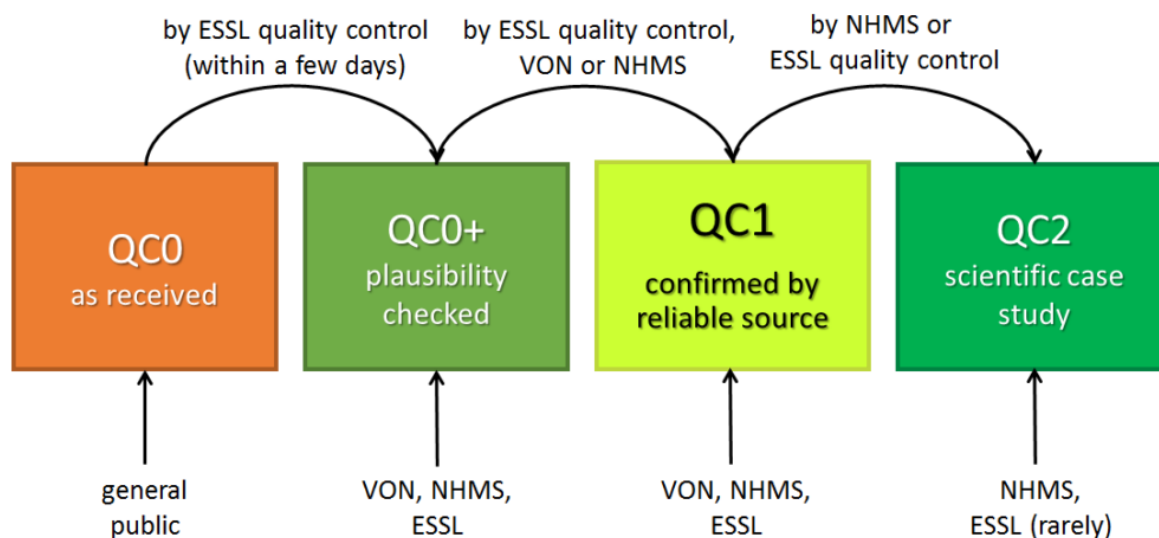
QC0 – „jak byla zpráva obdržena“ – většinou se jedná o nové reporty do databáze před verifikací. Zachovány jsou v databázi jen tehdy, pokud jejich věrohodnost lze zjistit.

QC0+ – „věrohodná zpráva“ – report od spolupracující organizace

QC1 – „potvrzená zpráva“ – report od spolupracující organizace

QC2 – „zpráva zcela verifikovaná“ – report od pracovníka národní povětrnostní služby, ESSL nebo na základě případové studie

## ESWD Quality control



\* reliable sources include:

- conclusive photo and/or video material, with accurate time & location
- certified storm spotter reports

VON = Voluntary Observer Network

NHMS = National Hydro-Meteorological Service



*Obr. 11: Kontrola kvality dat v databázi ESWD. Přijatý report má vždy statut QC0, po verifikaci odborníkem z ESSL, národní povětrnostní služby nebo odborně proškoleného dobrovolníka (VON) je report zařazen do kategorie QC0+ nebo QC1. Pracovníci národních povětrnostních služeb a ESSL pak mohou na základě vědecké studie některé reporty označit jako QC2. Zdroj: ESSL.*

V druhém kroku proběhlo upřesnění dráhy derecha o studie zabírající se derechy (Půčík et al. 2011; Celinski-Myslaw, Matuszko 2014; Rýva 2016; Rýva 2018; Gatzen et al. 2020; Surowiecki, Taszarek 2020; Sipos et al. 2021), a proto není u některých případů nutné používat pro rekonstrukci drah derech například data z detekce blesků, jak je tomu v případě jiných studií rekonstruující příčinné podmínky nebezpečných jevů spojených s konvektivními bouřemi (Groenemeijer 2005; Groenemeijer, van Delden 2007; Půčík et al. 2015). Některé případy z období let 2000 až 2015, ke kterým se nepodařilo přesně dohledat dráhu derecha, byly rekonstruovány jen dle reportů o silném větru a tornádech z databáze ESWD. Dráhy novějších případů derech (od roku 2015 do roku 2023) byly rekonstruovány kromě reportů z databáze ESWD i pomocí radarových dat dostupných prostřednictvím webu

Kachelmannwetter.de a dat sloučené radarové informace z radaru Skalky a Brdy Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ). Kromě radarových dat byla použita i data detekce blesků ze sítě Blitzortung.org, a to zejména v oblastech, kde nebylo možné radarová data dohledat – zejména Polsko, Slovensko, Maďarsko a Chorvatsko.

Ačkoliv byla snaha zpracovat všechny případy derech ve zkoumaném období, některá derecha nebyla do této práce zahrnuta kvůli nemožnosti přesně zrekonstruovat jejich dráhu. Taková situace nastala kupříkladu u derecha dne 29. 4. 2002, které se vyskytlo v Německu a v oblasti Beneluxu a bylo klasifikováno jako slabé.

Posledním krokem byl výběr situací weak-forcing a hybridních derech, tedy derech, která nebyla přímo vázána na čáru studené fronty. Strong-forcing derecha vázaná na studenou frontu tak byla vyřazena. Vazba derecha na studenou frontu byla zkoumána prostřednictvím synoptických map německé povětrnostní služby Deutscher Wetterdienst (DWD) dostupných na webu Wetter3.de. Synoptické mapy byly dostupné od roku 2003, pro roky 2000–2003 pak byly využity modelové výstupy z reanalýzy ERA5 a analýzy modelu GFS dostupné rovněž na webu Wetter3.de. Tím došlo i k ověření událostí zpracovaných ve studii Gatzena et al. (2020), která se zabývá derechy v Německu.

Výsledkem bylo 48 vybraných případů derech nevázaných bezprostředně na pohyb studené fronty na území střední Evropy (obr. 12). Derecha byla následně klasifikována dle intenzity na slabá, středně silná a silná dle Coniglia et al. (2004) (Příloha 1). Při klasifikaci byla znovu využita studie Gatzena et al. (2020), kde byla již některá derecha klasifikována. Tato klasifikace však byla ještě zrevidována na základě reportů v ESWD. Kromě klasifikace dle intenzity byly dráhy derech rozděleny na oblast vzniku, oblast postupu a zániku. Oblast vzniku byla definována prvními dvěma hodinami výskytu větrných reportů v rámci derecha anebo drahou prvními 150 km od začátku škod. Oblast rozpadu derecha pak byla definována posledními dvěma hodinami reportů o silném větru anebo posledními 150 km dráhy derecha. Ve většině případů bylo postačující časové kritérium. Některá derecha se však při svém vzniku vyvinula ze supercel, které se pohybovaly nižší rychlostí (např. derecho dne 26. 8. 2023). V těchto případech bylo uvažováno i prostorové kritérium 150 km.

### **3.2 Výběr blízkých sondáží a zpracování jejich dat**

K přiblížení meteorologických podmínek dnes meteorologové využívají velké množství výpočtů, vycházejících z vertikálního profilu teploty vzduchu, vlhkosti vzduchu, tlaku vzduchu, směru a rychlosti větru napříč troposférou. Primárním zdrojem těchto dat je

radiosondáž prováděná několikrát denně na aerologických stanicích. Výstupy těchto měření označujeme jako sondáže. Existuje řada jednoduchých indexů porovnávajících teploty vzduchu v různých izobarických hladinách, ale také v dnešní době běžně využívané integrace ve vertikálním profilu, a to jak v případě teploty vzduchu a vlhkosti, tak i v případě rychlosti a směru větru (Motl, Rýva 2023).

V 90. letech došlo k výraznějšímu posunu metodik výběru sondážních měření blízkým k nebezpečným meteorologickým jevům. Jednalo se většinou o různé vzdálenosti mezi bouří a uvažovanou aerologickou stanicí. Důležité bylo rovněž časové hledisko, tedy časová blízkost sondážního měření ve vztahu ke konvektivním bouřím, jelikož podmínky vzniku konvektivních bouří nebo jednotlivých nebezpečných jevů, které je mohou doprovázet, se s volbou metodiky mohou i výrazněji lišit (Potvin et al. 2010). Jedná se kupříkladu o CAPE nebo relativní helicitu (Markowski et al. 1998).

Charakteristiky konvektivního prostředí byly zkoumány z 38 radiosondážních stanic dle radiosondážních měření a zástupně z pseudosondáží odvozených z reanalýzy ERA5 pro gridový bod odpovídající lokaci stanice v případě, když nebylo dostupné sondážní měření. Většina stanic se nachází přímo v doméně dat reportů z ESWD, nicméně několik z nich leží i za hranicí domény. Kromě prostorového překryvu s datovou doménou se jedná o stanice, kde došlo ke vzniku derech, která pak směřovala do střední Evropy. To je i důvodem, proč například radiosondážní stanice v Rumunsku nebo na Ukrajině nebyly použity.

Polohové údaje radiosondážních stanic byly převzaty z webu University of Wyoming (UWYO, online) a dokumentace k softwaru RAOB (RAOB, online), která v sobě zahrnuje i lokace radiosondážních stanic, kde se již nyní neměří. Pro některé stanice, kde se již nyní neměří, byly charakteristiky konvektivního prostředí odvozeny z reanalýzy ERA5. Před zpracováním radiosondážních měření bylo nutno některé lokace, které se dublovaly (jako například Hörsching a Linec), odstranit a ponechat jen jednu stanici. Zároveň byla zkoumána i nadmořská výška v gridových bodech připadajících ke stanicím z reanalýzy ERA5. V tomto případě byla vyřazena jedna ze stanic – Innsbruck, jejíž nadmořská výška v gridovém bodě reanalýzy 1702 m n.m. oproti 572 m n.m., v nichž se stanice Innsbruck nachází. Další stanicí, která nebyla do analýzy podmínek konvektivního prostředí zahrnuta, byla stanice Brno-Rebešovice, kde se měřilo na počátku 21. století. Kvůli relativní blízkosti stanice k Vídni, byly ponechány polohové údaje pro stanici v Prostějově a použity byly pseudosondáže v období, kdy se v Prostějově neměřilo.

### 3.2.1 Časové hledisko a reprezentativnost blízkých sondáží

Časová i prostorová kritéria značně ovlivňují, jak dalece reprezentativní je daná sondáž vůči nebezpečnému jevu, který se v rámci bouře vyskytl. Zároveň je třeba se zabírat i tím, jaké je měřítko jevu, jelikož konvektivní bouře mohou ovlivňovat počítané podmínky ve svém okolí (Thompson et al. 2003), a tak nejsou zcela reprezentativní pro vznik jevu, ale popisují již jeho průběh (Potvin et al. 2010). Některé metodiky proto vylučují sondáže, které byly již ovlivněny konvektivními bouřemi (Rasmussen, Blanchard 1998).

Evans a Doswell (2001), Doswell a Evans (2003) použili pro zjištění podmínek vzniku jevu derecho v USA časové kritérium dvou hodin v okruhu 167 km. Tato metodika byla nakonec i použita v této diplomové práci. Craven a Brooks (2004) použili pro hodnocení intenzity konvektivních bouří s výskytem tornád časové kritérium tři hodiny a prostorové kritérium 185 km. Cohen et al. (2007) se zabírali podmínkami vedoucími ke vzniku MCS a derech a aplikovali přitom rádius 200 km a časovou blízkost tři hodiny k nebezpečnému jevu.

Jelikož všechny zmíněné metodiky výše popsané pocházejí z USA, je i jejich použití pro zjištění podmínek nebezpečných jevů ve střední Evropě třeba brát s určitou rezervou. Groenemeijer (2005) pro studium nebezpečných jevů spojených s konvektivními bouřemi v Nizozemsku používá prostorové kritérium jen 100 km. Taszarek et al. (2017) zvolili pak poloměr okolo sondáže 125 km a časové kritérium 2 hodiny před sondáží a 4 hodiny po sondáží. V Česku se této problematice věnoval Púčik (2013), který stanovil časové kritérium 3 hodiny a prostorové kritérium 200 km, podobně jako Cohen et al. (2007), pro výběr blízké sondáže k nebezpečnému meteorologickému jevu spojenému s konvektivními bouřemi. V následné publikaci Púčik et al. (2015) používají již rádius 150 km okolo sondážní stanice s tím, že musí do tří hodin od sondážního měření být detekovány alespoň tři blesky v dané oblasti blízké k lokaci sondážního měření.

V posledních letech se stále častěji objevují rekonstrukce příčinných podmínek k nebezpečným jevům z reanalýzy ERA5 (Hersbach et al. 2020), která se svými 137 sigma hladinami tvoří relativně solidní základ co se týče vertikálního rozlišení pro výpočet těchto parametrů oproti jiným numerickým modelům. ERA5 může být při studiu nebezpečných jevů spojených s konvektivními bouřemi i vstupem do jiného numerického modelu, který v lepším prostorovém rozlišení může lépe vystihnout dané podmínky (Pilguy et al. 2022) nebo naopak může být rozlišení 31 km zmenšeno a podmínky mohou být spočítány na úrovni celého kontinentu (Taszarek et al. 2020b).



### 3.2.2 Vybraná metodika

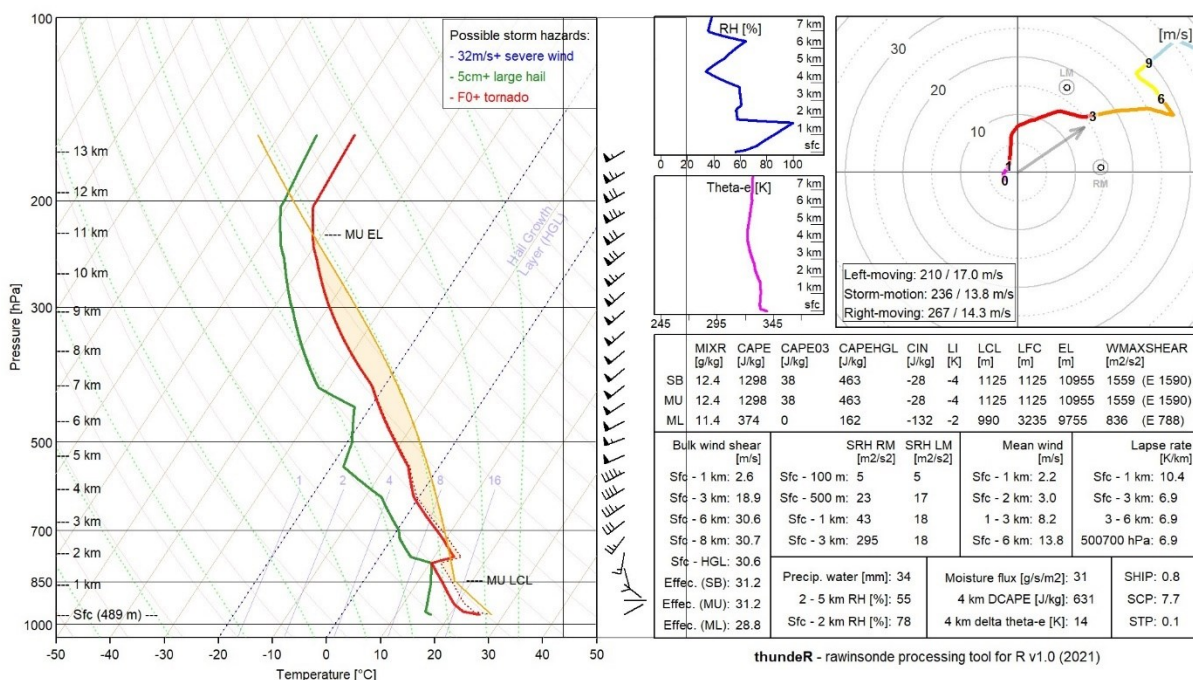
Pro tuto práci bylo vybráno prostorové kritérium 167 km podle Evanse a Doswella (2001) a časové kritérium -2 hodiny, aby se předešlo kontaminaci počítaných veličin samotnou bouří. Ke kontaminaci veličin může dojít v případě, když je sondáž vpuštěna přímo do konvektivní bouře, kde jsou podmínky výrazně ovlivněny samotnou bouří, popřípadě v její bezprostřední blízkosti. Použita byla data ze sondážních měření a mimo termíny sondážních měření byla využita modelová data z reanalýzy ERA5. Zasažené území derechem bylo rozděleno na bodovou vrstvu o rozlišení  $1^\circ$  s tím, že pro každý bod byl stanoven časový termín s odečtem dvou hodin a následně byla spočítána sondáž nebo pseudosondáž v místě aerologické stanice.

Z hlediska počtu hladin, které vstupovaly do výpočtu podmínek konvektivního prostředí, byla data rovněž nehomogenní. Sondážní měření jsou od roku 2017 kódována v Česku i na řadě sondážních stanic střední Evropy pomocí kódu BUFR. Ten umožňuje ukládat měření po dvou sekundách, což znamená vertikální rozlišení až pět tisíc měření v rámci celé atmosféry (v rámci troposféry je to přibližně polovina). Naopak starší sondážní měření v kódu TEMP umožňují uložení přibližně 60 až 120 měření (Ingleby, Edwards 2015).

### 3.2.3 Software pro počítání charakteristik konvektivního prostředí

Ačkoliv vývoj nástrojů pro vykreslování sondáží a počítání charakteristik instability a dynamiky atmosféry byl v 90. letech doménou zejména národních meteorologických služeb, postupně vznikaly i dostupné nástroje pro analýzu vertikálních profilů v podobě open-source. V dnešní době lze využít několik nástrojů a knihoven v prostředí různých programovacích jazyků pro analýzu těchto podmínek. Ať už se jedná nástroje RAOB nebo novější a komplexnější nástroje SHARPPy (Blumberg et al. 2017), MetPy (May et al. 2022), Thunder (Taszarek et al. 2023b) (obr. 12) či SounderPy (Gillett 2024).

### Mnichov - 12. července 1984 12:00 UTC



Obr. 12: Ukázka spočítaných parametrů, vykreslení zkoseného digramu a hodografu s využitím knihovny ThundeR pro historickou situaci ze dne 12. července 1984.

V této práci budou použity výpočty pomocí nástroje ThundeR pracující v programovacím jazyce R. Pro svou jednoduchost a nenáročnost se stal ThundeR velmi populární a je využit pro studium příčinných podmínek vzniku konvektivních bouří v řadě novějších publikací (např. Tazarek et al. 2020a,b; Chernokulsky et al. 2022; Poreba et al. 2022; Romanic et al. 2022). Jedná se o dynamicky se rozvíjející nástroj, který umožňuje počítat více než 200 charakteristik instability a dynamiky atmosféry společně se složenými indexy. Oproti ostatním knihovnám se jedná o velmi rychlý nástroj, díky kombinaci programovacího jazyka R a kompilačního jazyka C++ (Tazarek et al. 2023b), což může být vhodné pro analýzu velkého množství sondáží. Kromě samotné knihovny je také dostupný prohlížeč sondáží na webu rawinsonde.com, pomocí něhož byly spočítány pseudosondáže z reanalýzy ERA5. Důvodem tohoto hybridního použití byl zejména fakt. V této práci však budou použity pouze některé charakteristiky, a to zejména ty, které mohou potenciálně objasnit vznik silného větru v rámci konvektivních bouří.

### 3.3 Zkoumané charakteristiky konvektivního prostředí

V následující kapitole budou charakterizovány použité charakteristiky konvektivního prostředí. Vzhledem k tomu, že počítaných charakteristik je v rámci knihovny ThundeR více než 200 (Taszarek et al. 2023b), byly zvoleny základní charakteristiky, které jsou běžně užívané pro charakterizování konvektivního prostředí, a kromě toho také objektivně zvolené nejlepší prediktory dle Taszarka et al. (2023a) nebo Romanice et al. (2022). Další počítané charakteristiky vycházely z původní studie Evanse a Doswella (2001) a Doswella a Evanse (2003). Kromě toho byl proveden i doplňující vlastní výběr pomocí regresní analýzy (lineární regrese), kdy byly vybrány některé odlišné prediktory, které spolu nejlépe korelovaly. Tyto charakteristiky byly rozčleněny do dílčích podkapitol jako charakteristiky instability, charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti, charakteristiky dynamiky a zkoumány byly také složené parametry.

#### 3.3.1 Charakteristiky instability

##### a) CAPE

CAPE (Convective Available Potential Energy) vyjadřuje energii pro výstup vzduchové částice (Markowski, Richardson 2010). V sondážním diagramu je to plocha mezi pseudoadiabatou a křivkou teplotního zvrstvení (Moncrieff, Miller 1976). Meze integrálu pak tvoří hladina volné konvekce (LFC) a hladina nulového vztlaku (EL). CAPE se vypočítá dle vztahu

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} B dz = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T' - T}{T} dz \quad (1),$$

kde  $B$  je vztlak,  $g$  je tíhové zrychlení,  $T'$  je teplota adiabaticky vystupující částice,  $T$  je teplota okolního vzduchu,  $LFC$  je hladina nulového vztlaku a  $EL$  je hladina volné konvekce. Jednotkou CAPE je  $J \cdot kg^{-1}$ .

CAPE je možné počítat ve více modifikacích dle uvažovaných počátečních podmínek výstupu vzduchové částice – maximální hodnotu CAPE (MU CAPE – z angl. most unstable CAPE), hodnotu CAPE založenou na přízemních hodnotách (SB CAPE – z angl. surface based CAPE) nebo je možné do výpočtu promítnout promíchávání vzduchu průměrováním směšovacího poměru a potenciální teploty v prvních přibližně 500 metrech výšky od zemského povrchu (Bluestein, Jain 1985) nebo nejnižších 50 hPa (ML CAPE z angl. mixed layer CAPE) (Wakimoto, Wilson 1989); např. Johns et al. (1993) ovšem uvažují promíchávání vzduchu v hladině prvních 100 hPa, Rasmussen a Blanchard (1998) v prvních 1000 metrech výšky.

Jednotlivé modifikace počátečních podmínek jsou pro všechny indexy včetně inhibice konvekce (CIN) a lifted indexu (LI) korigovány použitím virtuální teploty podle Doswella a Rasmussena (1994).

Hodnoty SB CAPE a MU CAPE bývají často během denních hodin stejné, avšak ve chvíli, když se zemský povrch začne ochlazovat a začne se vyvíjet přízemní inverze typicky v nočních hodinách, hodnoty SB CAPE bývají často rovny  $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Pro lepší odhad hodnot CAPE je tak lepší v nočních hodinách využít MU CAPE jakožto prediktor vyvýšené konvekce (Colman 1990; Rochette et al. 1999). Hodnoty ML CAPE pak budou většinou velmi nízké nebo rovněž blízké hodnotám SB CAPE. Výpočet ML CAPE může taktéž účinně redukovat nadhodnocené hodnoty MU CAPE nebo SB CAPE v denních hodinách v případech, kdy je vlhkost vzduchu výrazně vyšší v tenké vrstvě zpravidla jen několika desítek metrů při zemském povrchu nebo jsou hodnoty vlhkosti při zemském povrchu chybné (Bunkers et al. 2002).

CAPE lze v daných modifikacích integrovat i s mezí výšky tří kilometrů nad terénem. Tento parametr je citlivější na vlhkost vzduchu v přízemních hladinách a zároveň hraje výraznější roli při předpovědi tornád, než CAPE v celém vertikálním profilu troposférou (Davies 2002). Tornáda sice mohou derecha doprovázet, přesto se však z hlediska vlhkosti silné nárazy větru v kontrastu s tornádou vyskytují za nižší vlhkosti vzduchu (Taszarek et al. 2020b) než tornáda, což by mohlo mít opačný vliv na hodnoty. To znamená, že nižší hodnoty mohou být prediktivním faktorem pro výskyt derech.

## **b) CIN**

Opačný vliv na vývoj konvekce má inhibice konvekce (CIN), proto je v této diplomové práci uváděna záporně. Jedná se o míru práce, kterou musí vzduchová částice vynaložit při svém výstupu přes zádržnou vrstvu, kde je vystupující částice chladnější než okolí, do hladiny volné konvekce (Markowski, Richardson 2010). Obecně může být CIN využita jako prediktivní faktor pravděpodobnosti výskytu konvekce (Trapp 2013), přičemž její hodnoty blízké  $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  za splnění vhodných podmínek vertikálního stříhu větru, helicity a CAPE znamenají větší pravděpodobnost výskytu tornadických supercel. Naopak pro supercely, které nejsou doprovázené tornádem, je charakterističtější výraznější CIN za splnění ostatních vhodných podmínek (Rasmussen, Blanchard 1998).

Vysoké hodnoty CIN jsou často přítomny v nočních hodinách při ochlazení vzduchu v přízemní vrstvě a vzniku přízemní inverze při situacích, kdy během dne jsou naopak velice vysoké hodnoty CAPE (Tuckman et al. 2023). Takové podmínky však neznamenají, že

konvekce nemůže probíhat. Vzduch může stoupat z vyšších hladin a může se jednat o konvekci vyvýšenou, která může být v některých případech rovněž doprovázena silným větrem (Corfidi et al. 2008). Podobně jako u CAPE lze počítat i jednotlivé modifikace CIN (MU CIN, ML CIN a SB CIN) dle vzorce

$$CIN = - \int_{z_0}^{LFC} B dz = - \int_{z_0}^{LFC} g \frac{T' - T}{T} dz \quad (2),$$

kde  $B$  je vztlak,  $g$  je tíhové zrychlení,  $T'$  je teplota adiabaticky vystupující částice,  $T$  je teplota okolního vzduchu,  $z_0$  je přízemní hladina a  $LFC$  je hladina volné konvekce. Jednotkou CIN je  $J \cdot kg^{-1}$ .

### c) Lifted index

Lifted index (LI) je definován jako rozdíl teplot mezi křivkou teplotního zvrstvení a pseudoadiabatou v izobarické hladině 500 hPa. Pro vystupující vzduchovou částici, která je teplejší než okolí a může tak stoupat vzhůru, jsou charakteristické záporné hodnoty, naopak je-li hypotetická vzduchová částice chladnější než okolní vzduch a nemůže tak stoupat, jsou hodnoty kladné (Galway 1956). LI může být také počítán s jednotlivými modifikacemi simulujícími vystupující vzduchovou částici na základě různých počátečních podmínek.

### d) Výška výstupné kondenzační hladiny a hladiny volné konvekce

Výstupná kondenzační hladina (LCL – z *angl. lifting condensation level*) je hladina (respektive výška), ve které nenasycená vzduchová částice přejde do stavu nasycení vlivem ochlazování. Hladina volné konvekce (LFC – z *angl. level of free convection*) je pak výška, ve které se teplota vzduchové částice vystupující nasyceně adiabaticky z LCL poprvé vyrovná teplotě v okolí při podmíněné instabilitě (ČMeS 2024). LFC je také spodní mez integrálu CAPE. Obě výšky je možné odhadovat pro různé modifikace proložení stavové křivky v termodynamickém diagramu (MU, ML, SB).

## 3.3.2 Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti

Vertikální teplotní gradient a vlhkostní charakteristiky v rámci vertikálního profilu nižší a střední troposférou hrají zásadní roli při formování downburstů (Srivastava 1985; Knupp 1989). Ty pak mohou v kombinaci s vhodnými podmínkami proudění vést k organizaci konvektivních bouří podél jedné linie konvergence (Corfidi et al. 2003; Corfidi et al. 2024).

### a) Teplotní gradient v nižší a střední troposféře

Vertikální teplotní gradient v nižší troposféře hraje zásadní roli pro formování downburstů (Srivastava 1985). Jedná se o rozdíl teplot mezi danými výškami vztažený na jednotku výšky. V případě této diplomové práce byl vertikální teplotní gradient zkoumán ve výšce od zemského povrchu do výšky 1 km a 4 km na terénu, jelikož při výskytu některých případů derech a suchých downburstů může být vzduch při zemském povrchu velmi suchý (Corfidi et al. 2006) a zároveň výrazný teplotní gradient dosahuje až do střední troposféry (Wakimoto 1985).

### b) Relativní vlhkost vzduchu ve střední a nižší troposféře

Některá derecha se vyskytují v USA za velmi nízké vlhkosti, tato derecha jsou označovány za low-dewpoint derecha (Corfidi et al. 2006). Pokud je však v prostředí příliš suché, množství kapalné vody v bouřkových oblacích je menší, a tak se i příspěvek latentního tepla výparu snižuje (James, Markowski 2010). Větrné události bývají spojeny s nižší relativní vlhkostí vzduchu v přízemních hladinách a s velkými rozdíly mezi teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu (Evans et al. 2012). Nelze však zanedbat ani vlhkost vzduchu ve střední troposféře, která má za následek větší podporu akcelerace sestupných proudů (Pryor 2015), a tedy i vyšší hodnoty CAPE downdraftu, která závisí na rozdílu teploty a teploty rosného bodu ve střední troposféře, kde nejčastěji dochází k tvorbě sestupných proudů (Wakimoto 1985). Vzhledem k tomuto faktu byla spočítána průměrná relativní vlhkost vzduchu od zemského povrchu do dvou km výšky a mezi 2 a 5 km výšky nad zemským povrchem.

### c) CAPE downdraftu

S vlhkostními charakteristikami ve střední troposféře ve výšce přibližně okolo tří až pěti km souvisí CAPE downdraftu (DCAPE). DCAPE vyjadřuje míru kinetické energie downdraftu. Průsečíkem mezi suchou adiabatou a izogramou vedenou z dané výšky, izobarické hladiny 700 hPa nebo výšky minimální ekvivalentní potenciální teploty v rámci vertikálního profilu vznikne bod, od něhož je vedena na aerologickém diagramu pseudoadiabata k zemskému povrchu. V této práci je DCAPE počítána tak, že je izograma a suchá adiabata vedena z výšky 4 km nad zemským povrchem. Míru DCAPE pak vyjadřuje plocha mezi křivkou teplotního zvrstvení a touto pseudoadiabatou (Gilmore, Wicker 1998) a spočítá se dle vztahu

$$DCAPE = \int_{z_{sfc}}^{z_n} -Bdz = \int_{z_{sfc}}^{z_n} g \frac{T - T'}{T} dz \quad (3),$$

kde  $B$  je vztlak,  $g$  je tíhové zrychlení,  $T'$  je teplota adiabaticky sestupující částice,  $T$  je teplota okolního vzduchu,  $z_n$  je výška, ze které vzduchová částice klesá, a  $z_{sfc}$  je zemský povrch. Jednotkou DCAPE je  $J \cdot kg^{-1}$ .

#### d) Cold pool strength

Parametr označovaný v anglické literatuře jako Cold Pool Strength (CPS) je rozdíl mezi teplotou měřenou ve dvou metrech nad zemí a teplotou definovanou sestupovou pseudoadiabatou (Romanic et al. 2022). Romanic et al. (2022) zmiňují, že společně s parametrem WINDEX jde o jeden z nejlepších prediktorů pro identifikaci prostředí vhodného pro vznik downburstů a s nimi spojeného silného větru.

#### e) Potenciální srážková voda

Potenciální srážková voda představuje množství vody vyjádřené v mm vodního sloupce, které bychom dostali, kdyby všechna vodní pára obsažená ve sloupci jednotkového průřezu mezi dvěma izobarickými hladinami zkondenzovala a vypadla ve formě atmosférických srážek (ČMeS 2024). Podle Taszarka et al. (2023a) se jedná o jeden z ukazatelů, který souvisí s jevy spojenými se silným větrem. Potenciální srážková voda se vypočítá dle vztahu

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} r dp \quad (4),$$

kde  $g$  je tíhové zrychlení,  $p_2$  a  $p_1$  jsou izobarické hladiny, mezi kterými je integrován směšovací poměr vodní páry  $r$ .

#### f) Vertikální profil adiabatické ekvivalentní potenciální teploty

Adiabatická ekvivalentní potenciální teplota je teplota, jakou by měla vzduchová částice, pokud bychom ji pseudoadiabatickým procesem zcela vysušili a poté ji přivedli do izobarické hladiny 1 000 hPa (ČMeS 2024). Ačkoliv metod výpočtu ekvivalentní potenciální teploty je několik (Davies-Jones 2009), je ji možno vypočítat např. podle Boltona (1980) dle vztahu

$$\theta_e = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{0,2854(1-0,28 \cdot 10^{-3}r)} \exp \left[ \left( \frac{3,376}{T_{kh}} - 0,00254 \right) r (1 + 0,81 \cdot 10^{-3}r) \right] \quad (5),$$

kde  $T [K]$  je počáteční teplota vzduchu,  $p [hPa]$  je počáteční tlak,  $r [g \cdot kg^{-3}]$  je počáteční směšovací poměr a  $T_{kh}$  je teplota ve výstupní kondenzační hladině a je ji možno spočítat podle vzorce

$$T_{kh} = \left[ (T_d - 56)^{-1} + \ln \frac{T}{T_d} 800^{-1} \right]^{-1} + 56 \quad (6),$$

kde  $T [K]$  je teplota a  $T_d [K]$  je teplota rosného bodu.

Minimální ekvivalentní potenciální teplota ve střední troposféře, přesněji její rozdíl mezi danou hladinou a  $\theta_e$  u zemského povrchu, může být použita pro odhad míry negativního vztlaku spojeného se sestupným proudem (Pryor 2015). Atkins a Wakimoto (1991) uvádějí, že nižší vlhkost vzduchu ve střední troposféře a vyšší vlhkost vzduchu při zemském povrchu mohou hrát zásadní roli při formování vlhkých downburstů, proto budou v této práci použity dvě charakteristiky. První použitou charakteristikou bude rozdíl mezi minimální  $\theta_e$  ve vrstvě od zemského povrchu do výšky 4 km a  $\theta_e$  u zemského povrchu ( $\Delta\theta_{e(\min\ 0-4\ km)}$ ); a druhou charakteristikou bude rozdíl mezi průměrnou  $\theta_e$  ve vrstvě mezi 3 a 5 km a  $\theta_e$  u zemského povrchu ( $\Delta\theta_{e(3-5\ km)}$ ).

### 3.3.3 Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity

Vertikální stříh větru hraje významnou roli při generování horizontální vorticity a je tak rozhodujícím faktorem toho, jaký typ bouře vznikne (Markowski, Richardson 2010). V následující práci byl spočítán vertikální stříh větru ve vrstvách 0 až 6 km, 0 až 3 km, 0 až 2 km a 0 až 1 km. Pro studium příčinných podmínek silných bouří doprovázených velmi silným větrem totiž Evans a Doswell (2001) použili stříh větru v prvních třech zmíněných variantách.

#### a) Vertikální stříh větru mezi 0 a 6 km výšky

Vertikální stříh větru mezi 0 až 6 km výšky nad zemským povrchem je důležitým faktorem pro předpověď zejména supercelárních bouří (Markowski, Richardson 2010) s tím, že zásadní roli pro to, jaký typ supercely vznikne, hraje vertikální stříh větru do šesti až osmi km výšky (Bluestein, Parks 1983). Supercely tak mohou doprovázet vývoj mezosynoptických konvektivních systémů spojených se silným větrem a působit výrazné škody spojené se silným větrem (Taszarek et al. 2019).

#### b) Vertikální stříh větru mezi 0 a 1 km, 0 a 2 a 0 a 3 km výšky

Zásadní roli pro šíření čela výtoků chladného vzduchu z bouří organizovaných do squall line má kromě nižší vlhkosti vzduchu v nižších hladinách (Corfidi et al. 2006) i nízkohladinový vertikální stříh větru, jelikož ovlivňuje rychlost výstupného proudu a jeho náklon (Rotunno et al. 1988; Houze 2018). Dle numerických simulací ve vysokém rozlišení má na míru vtahování vzduchu do squall line a sílu výstupných proudů v rámci konvektivních buněk organizovaných



do squall line větší vliv nízkohladinový stříh větru do výšky 1 km (kilometrový) než šestikilometrový vertikální stříh větru (Mulholland et al. 2021).

Kromě kilometrového vertikálního stříhu větru byl počítán i stříh větru do 2 a 3 km výšky podobně jako ve studii Evanse a Doswella (2001). Tyto stříhové charakteristiky budou v této práci dále také označovány jako dvoukilometrový a tříkilometrový stříh větru. Peters et al. (2019) pak zjistili, že výrazné nízkohladinové proudění má vliv na sílu a velikost updraftů v supercelách, které mohou vývoj derech doprovázet.

### **c) Relativní helicity**

Helicity obecně reprezentuje míru rotace proudění tekutiny, nicméně v praxi se v meteorologii používá relativní helicity (SRH), která je přímo vztažena k vektoru pohybu bouře, a používá se k vyjádření míry rotace výstupného proudu (Droegemeier et al. 1993) nebo tornáda (Coffer et al. 2019). V hodografu se jedná o plochu vymezenou konci jednotlivých vektorů větru v určité vrstvě vzduchu a vektory určujícími pohyb pravostáčivé nebo levostáčivé supercely nejčastěji dle Bunkerse et al. (2000), podle nichž byl odhadnut i vektor pohybu supercel v rámci této práce. Vektor určující pohyb supercel se získá tak, že v prvním kroku se spočítá průměrný vítr ve vrstvě 0 až 6 km, a to jak jeho rychlost, tak směr. V druhém kroku se spočítá vektor, který určuje vertikální stříh větru mezi vrstvami 0 až 500 m a 5,5 až 6 km. Od stříhového vektoru vedeme následně kolmý vektor o velikosti  $7,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  na každou stranu tak, aby protnul bod vztahující se k průměrnému větru. Tím získáme vektory pro pohyb pravostáčivých a levostáčivých supercel (Bunkers et al. (2000), k nimž integrujeme helicitu. Vliv vektoru, k němuž je helicity integrována, má zásadní dopad na její velikost (Bunkers et al. 2000). Kromě použité metody dle Bunkerse et al. (2000) je možno použít zjednodušení, a to helicitu pro pravostáčivé supercely odhadovat k vektoru určeným 75 % průměrného větru mezi 0-6 km výšky posunutého v hodografu o  $30^\circ$  napravo od vektoru průměrného větru (Maddox 1976; Romero et al. 2007). Helicitu lze počítat v rámci různých hladin, avšak nejčastěji jsou meze integrálu stanoveny mezi 0 až 3 km. Tyto meze jsou nejčastěji užívány v operativní meteorologii pro předpověď supercel. SRH do 1 km výšky se pak používá pro predikci tornád (Thompson et al. 2003). V nynější době se používá také SRH od zemského povrchu do 500 metrů výšky (Coffer et al. 2019). V této práci byly použity výše popsané tři rozdílné fixní výšky pro zjištění charakteristik helicity. Nelze opomenout ani relativní helicitu ve vztahu ke konvektivně-efektivní vrstvě (Thompson et al. 2007), ta však použita v této práci nebude. Pro integraci do výšky 3 km se SRH vypočítá dle vzorce

$$SRH = \int_{z_{sfc}}^{z_{3km}} (v - c) \left( c * \frac{\partial v}{\partial z} \right) dz \quad (7),$$

kde  $z_{sfc}$  je zemský povrch,  $z_{3km}$  je výška 3 km,  $v$  je vektor rychlosti větru mezi 0 a 3 km a  $c$  je vektor pohybu bouře,  $k$  je pak jednotkový vektor orientovaný ve směru vertikální osy.

### 3.3.4 Složené parametry

Složené parametry jsou takové parametry, které v sobě zahrnují několik jednotlivých parametrů, které vstupují do výpočtu s určitou vahou. Tyto parametry jsou vyvinuty tak, aby vliv jednotlivých veličin, které spolu výrazněji souvisí při výskytu daného nebezpečného jevu, byl popsán jednou hodnotou. Kromě WMAXSHEAR jsou všechny zde uvedené složené parametry bez jednotek.

#### a) Supercell composite parameter

Supercell composite parameter (SCP) je složený parametr pro předpověď supercel (NOAA 2024). Původní SCP dle Thompsona et al. (2003) a Thompsona (2007) nebyl vzhledem k faktu, že se tato práce zabývá derechy, jejichž vývoj probíhá i během nočních hodin, použit a testován byl nakonec SCP počítaný dle Groppa a Davenporta (2018), kteří do výpočtu zahrnuli i MU CIN dle vztahu

$$SCP = \frac{MU\ CAPE}{1000} * \frac{WS_{eff}}{20} * \frac{SRH_{eff}}{50} * \frac{-40}{MU\ CIN} \quad (8),$$

kde  $MU\ CAPE$  je most unstable CAPE,  $WS_{eff}$  je vertikální stříh větru ve vrstvě konvektivně efektivní a  $SRH_{eff}$  je relativní helicity ve vrstvě konvektivně efektivní a  $MU\ CIN$  je most unstable CIN.

#### b) Significant tornado parameter

Significant tornado parameter (STP) je složený parametr, pomocí něhož lze predikovat možnost výskytu tornád. Původní STP vychází rovněž z práce Thompsona et al. (2003) s následnou úpravou ML CAPE a přidáním helicity a vertikálního stříhu větru v rámci konvektivně efektivní vrstvy (Thompson 2007). Vzhledem k problematickému využití STP ve střední Evropě (Kaltenböck et al. 2009), byl počítán STP podle Coffera et al. (2019), který poukazuje na statisticky výraznější vliv helicity počítané pouze do 500 m výšky. Tento upravený parametr nakonec byl zahrnut do této práce i z toho důvodu, že při některých případech derech se v Evropě tornáda vyskytují (Púčik et al. 2011). Lze jej spočítat dle vztahu

$$STP_{500} = \frac{ML\ CAPE}{1500} * \frac{WS_{eff}}{20} * \frac{SRH_{0-500\ m}}{75} * \frac{2000 - ML\ LCL}{1000} * \frac{200 + ML\ CIN}{150} \quad (9),$$

kde  $ML\ CAPE$  je mixed layer CAPE,  $WS_{eff}$  je vertikální stříh větru v rámci vrstvy konvektivně efektivní,  $SRH_{0-500\ m}$  je helicity do 500 m výšky,  $ML\ LCL$  je výška výstupné kondenzační hladiny,  $ML\ CIN$  je mixed layer CIN.

### c) Derecho composite parameter

Přímo pro potenciál výskytu jevu derecho se používá Derecho composite parameter (DCP), který byl definován na základě 113 derech v USA zkoumaných Evansem a Doswellem (2001). Dle Coniglia et al. (2005) je možné DCP spočítat dle vztahu

$$DCP = \frac{DCAPE}{980} * \frac{WS_{0-6\ km}}{10.288} * \frac{MW_{0-6\ km}}{8.23} * \frac{MUCAPE}{2000} \quad (10),$$

kde  $DCAPE$  je CAPE downdraftu,  $WS_{0-6\ km}$  je šestikilometrový vertikální stříh větru,  $MW_{0-6\ km}$  je průměrný vítr mezi 0 a 6 km a  $MU\ CAPE$  je most unstable CAPE.

Hodnoty DCP větší než 2 svědčí o tom, že existující MCS bude produkovat dlouhodobě silný vítr a může tak být následně klasifikován jako derecho (Lagerquist et al. 2017). Rovněž se jedná o v celku úspěšný složený parametr pro predikci bow ech se silným větrem různých intenzit (Gallus, Duhachek 2022).

### d) WMAXSHEAR

Složený parametr WMAXSHEAR v sobě kombinuje vertikální stříh větru a CAPE (Taszarek et al. 2017; Taszarek et al. 2020b) dle vzorce

$$WMAXSHEAR = \sqrt{2CAPE} * WS_{0-6\ km} \quad (11),$$

kde  $WS_{0-6\ km}$  je šestikilometrový vertikální stříh větru.

WMAXSHEAR lze počítat rovněž pro různé modifikace stavové křivky definující CAPE. Lze rovněž využít různé kombinace pro výpočet - např. počítat s efektivním vertikálním stříhem větru místo šestikilometrového. Ačkoliv byl tento složený parametr používán v meteorologii více v minulých letech (Poreba et al. 2022), snahy o tvorbu podobného složeného parametru zejména ve vztahu k silným supercelám byly patrné již dříve (Craven, Brooks 2004; Brooks 2013). Ve střední Evropě odpovídají hodnoty  $ML\ WMAXSHEAR$  mezi 600 až 800  $m^2 \cdot s^{-2}$  95. percentilu celkových hodnot pro situace s výskytem bouří (Taszarek et al. 2020b).

### e) Downburst environment index

Downburst environment index (DEI) je složený parametr sestávající z CPS a složeného parametru WMAXSHEAR (Romanic et al. 2022). Vypočítá se dle vztahu

$$DEI = \frac{1560 * (CPS - 13) + 13 * WXS}{10000} \quad (12),$$

kde CPS je Cold Pool Strength a WXS je WMAXSHEAR.

Hodnoty DEI větší než 0 znamenají, že je prostředí vhodné pro tvorbu downburstů.

### f) WINDEX

Pro studium prostředí vzniku downburstů je možné využít i Wind index (WINDEX) (McCann 1994), který byl vyvinut na základě charakteristik prostředí, ve kterém se downbursty vyvíjejí (Wakimoto, Bringi 1988) nebo numerických simulací (Srivastava 1985; Srivastava 1987; Proctor 1989) a zahrnuje v sobě více vlivy procesů mikrofyziky oblaků a srážek oproti například DCP. Naproti tomu v sobě nezahrnuje vertikální stříh větru, který má vliv na šíření čela výtoků chladného vzduchu z konvektivní bouře (Corfidi 2003). WINDEX se vypočítá podle vztahu

$$WI = 5 \sqrt{H_m R_q (\Gamma^2 - 30 + r_i - 2r_m)} \quad (13),$$

kde  $H_m$  je výška vrstvy tání v km (ve výpočtech je užitá výška nulové izotermy),  $r_i$  je průměrný směšovací poměr ve výšce od zemského povrchu do 1 km v  $g \cdot kg^{-1}$ ,  $R_q = r_i / 12$ ,  $r_m$  je směšovací poměr připadající výšce nulové izotermy,  $\Gamma$  je vertikální teplotní gradient mezi zemským povrchem a hladinou nulové izotermy.

Dle Romanice et al. (2022) nabývá WINDEX v prostředí, v němž se vyskytují downbursty, hodnot mezi 10 až 30, přičemž medián hodnot je 22.

## 3.4 Zhodnocení počítaných parametrů

Kromě souvislostí mezi parametry hodnocenými na základě Pearsonova korelačního koeficientu a koeficientu determinace byly hodnoceny charakteristiky konvektivního prostředí na základě toho, jak dalece jsou reprezentativní pro danou kategorii intenzity derecha nebo pro danou fázi vývoje derecha. Zhodnocení podmínek bylo provedeno pomocí Mannova-

Whitneyho U testu (Mann, Whitney 1947). Mannův-Whitneyho U test je neparametrický test, který porovnává dva nezávislé výběry dat oproti například Wilcoxonovu testu, který naopak porovnává závislá data. Jelikož test není vázán na počet hodnot, lze použít různě velké datové řady pro porovnání, což je vhodné i v tomto případě. Mannův-Whitneyho U test tak byl vybrán pro zhodnocení zejména toho, jak dalece se od sebe veličiny v jednotlivých kategoriích liší.

Výpočet Mannova-Whitneyho U testu lze rozdělit do dvou částí. Nejprve je třeba spočítat hodnotu testové statistiky U podle vzorce

$$U_K = R_k - \frac{n_k(n_k - 1)}{2} \quad (14),$$

kde  $R_K$  je součet pořadí a  $n_K$  je počet hodnot

Pro obě datové řady vzniknou hodnoty testovací statistiky  $U_1$  a  $U_2$ . Jelikož se jedná o oboustranný test, pro výpočet z bude použita menší hodnota U. Hodnotu z lze vypočítat dle vzorce

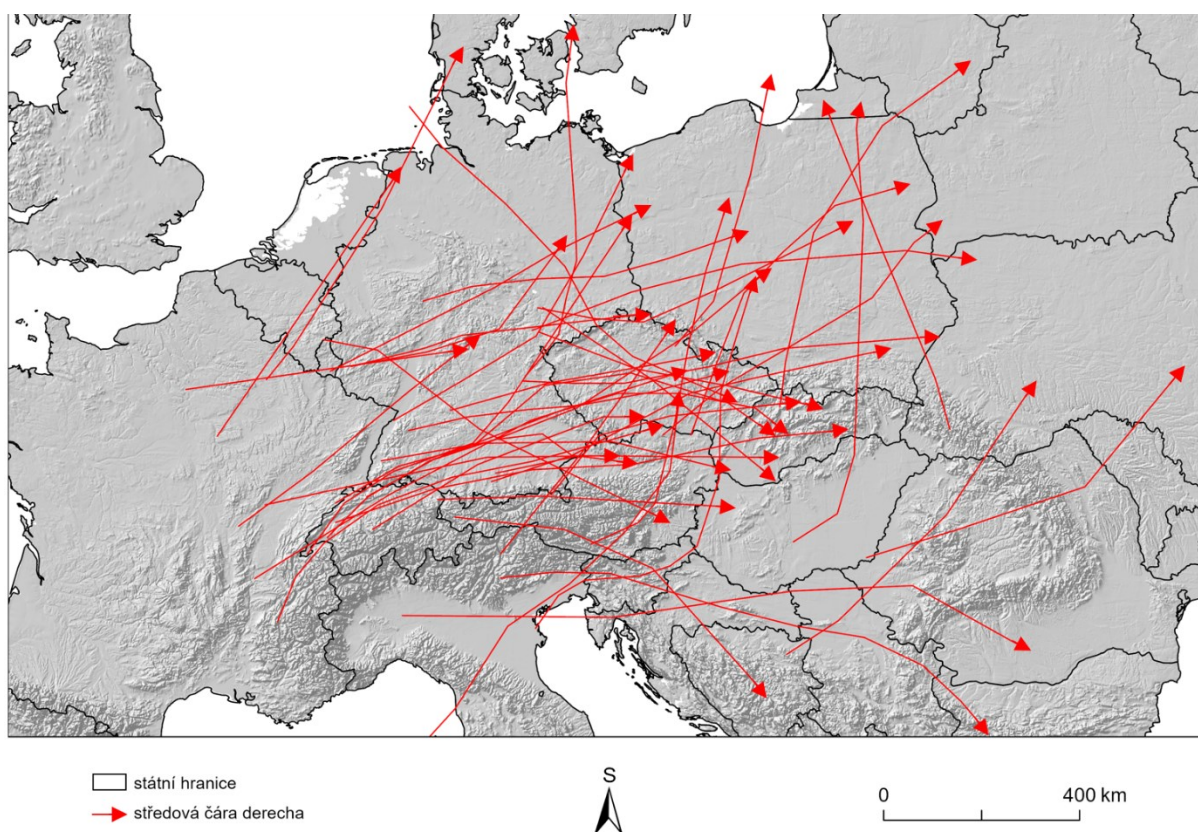
$$Z = \frac{U - \frac{n_1 n_2}{2}}{\sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12}}} \quad (15),$$

kde U je v případě oboustranného testu menší hodnota U a  $n_1$  a  $n_2$  jsou pořadí dat.

Na závěr je vhodné zmínit, že p-hodnotu lze zjistit např. dle přepočtu U podle tabulek nebo pomocí specializovaných softwarových nástrojů (v programovacím jazyce Python je to např. knihovna SciPy nebo v prostředí Microsoft Excel je to doplněk XLSTAT). Pokud je p-hodnota větší než hladina významnosti stanovená jako  $\alpha=0,05$ , hodnoty pak nejsou statisticky dostatečně odlišné.

## 4 Výsledky

Na území střední Evropy bylo studováno celkem 48 derech pomocí 1453 sondáží nebo pseudosondáží. Derecha se nejčastěji tvoří v oblasti severozápadního úpatí Alp a postupují podél severního předpolí Alp dále k severovýchodu (obr. 13). Mezi hlavní oblasti rozpadu derech patří oblast kopírující hranici Čech a Moravy směřující dále do Rakouska. Druhou oblastí, kde se derecha rozpadají, je severozápadní část oblouku Karpat. Poslední oblastí, kde často dochází k zániku derech, je linie, která kopíruje v západovýchodním směru střední Polsko. Některé případy jsou rovněž typické tím, že derecho zeslábne, jakmile se dostane k blízkosti Baltského nebo Severního moře, což může být do značné míry způsobeno nižší teplotou moře než pevniny.



Obr. 13: Dráhy studovaných derech ve střední Evropě.

Podmínky, které vedly k vývoji zkoumaných 48 derech, budou popsány v následujících kapitolách. Podkapitoly pak jsou členěny do čtyř základních kategorií, v rámci kterých byly spočítány jednotlivé prekursorzy konvekce. Jedná se tak o charakteristiky instability a s ní

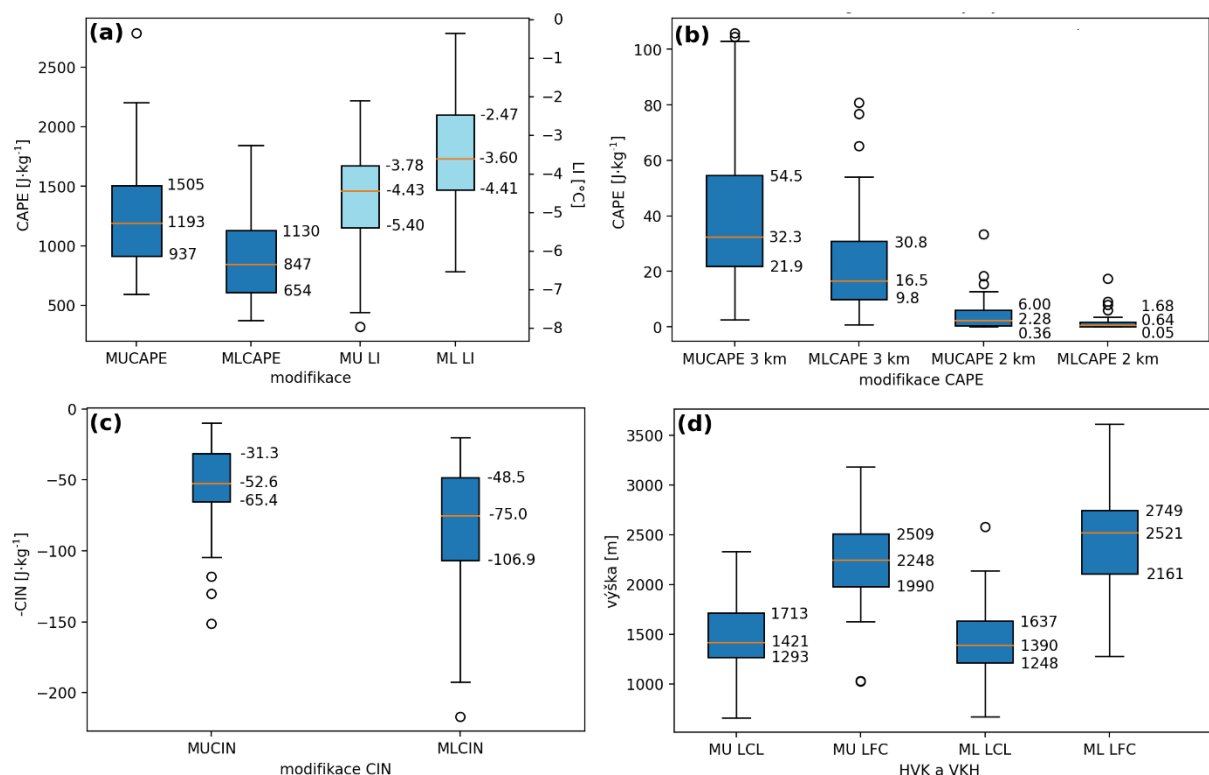
související charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti. Dále pak budou zhodnoceny charakteristiky dynamiky a složené parametry.

## 4.1 Zprůměrované podmínky po celou dobu existence derech

V první části byly výsledky zprůměrovány tak, aby byl pro každé derecho určující průměr ze všech sondáží nebo zástupných pseudosondáží v jeho dráze. K průměrování došlo zejména kvůli nerovnoměrnému rozložení aerologických stanic a jim náležícím gridovým bodům v rámci zkoumaného území, kdy větší hustota aerologických stanic je v rámci západní poloviny zájmového území, a naopak méně stanic je na východě střední Evropy.

### 4.1.1 Charakteristiky instability

Statistické rozdělení jednotlivých charakteristik instability popsanych v kap. 3.3.1 je znázorněno na obr. 14. Derecha se ve střední Evropě vyskytují za podmíněně instabilního teplotního zvrstvení s hodnotami MU CAPE přibližně 1000 až 1500  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Jelikož ML CAPE v sobě zahrnuje promíchávání vzduchu ve směšovací vrstvě, jsou hodnoty v porovnání s MU CAPE nižší. Ačkoliv ML CAPE je běžně nižší než MU CAPE, výrazné rozdíly poukazují na rozdíly vlhkosti a potenciální teploty mezi vrstvami, ze kterých je CAPE počítána. Tomuto rozdílu odpovídají i záporné hodnoty MU LI a ML LI (obr. 14 a).



Obr. 14: Krabicové grafy znázorňující rozdělení hodnot průměrných charakteristik instability pro 48 analyzovaných derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.1.

Jelikož se derecha vyskytují častokrát v sušším prostředí ve vrstvě blízko zemského povrchu, CAPE integrovaná do výšky 2 km nad zemským povrchem je v řadě situací nulová nebo blízka  $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  (obr. 14b), ačkoliv odlehlé hodnoty naznačují, že existují výjimky. Těchto situací, kdy je vlhkost vzduchu při zemském povrchu vyšší, je relativně málo. Jednalo se například o derecho z 22. 6. 2011 v Německu nebo o derecho 20. 7. 2011 v Polsku, kdy se kromě silného větru vyskytovaly i další projevy konvektivních bouří včetně přívalových povodní.

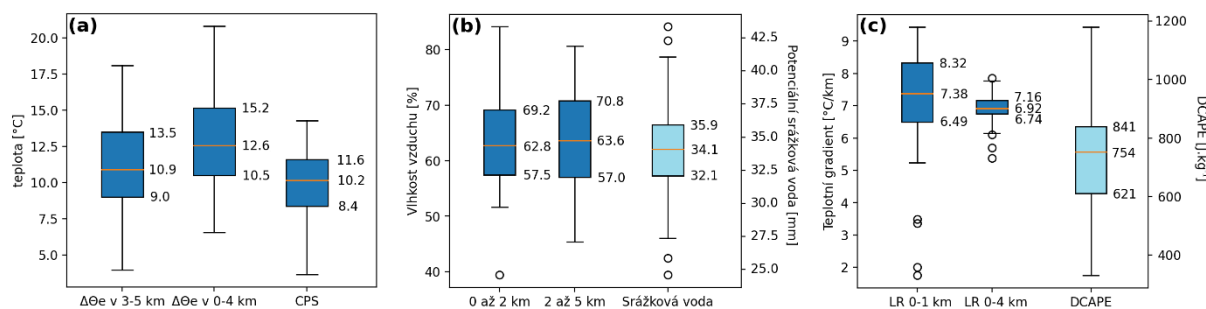
Hodnoty MU CAPE a ML CAPE integrované do výšky 3 km jsou díky větší integrované ploše vyšší. Znovu však nejvyšší hodnoty lze přiřadit derechům, která jsou typická i vyššími hodnotami CAPE integrované do výšky 2 km. Charakteristiky CAPE integrované do 2 nebo do 3 km totiž závisí na vertikálním teplotním gradientu blízko zemského povrchu, je-li méně výrazný, hodnoty těchto dvou integrací se od sebe liší méně.

S vertikálním teplotním gradientem ve spodních vrstvách troposféry úzce souvisí i CIN. Bylo zjištěno, že derecha provází vždy určitá míra jak MU CIN, tak i ML CIN (obr. 14c), přičemž rozdíl mezi hodnotami ML CIN může být způsoben i faktem, že část životního cyklu řady derech probíhá během noci, kdy dochází při zemském povrchu k tvorbě přízemní inverze. Na stranu druhou může být tento rozdíl dán i průměrováním hodnot potenciální teploty a směšovacího poměru v nejnižších 50 hPa v mezní vrstvě atmosféry. O přítomnosti určité míry CIN v atmosféře při výskytu derech svědčí i rozdíl výšek LCL s LFC (obr. 14d). Kupříkladu rozdíl výšek ML LCL a ML LFC je větší než 1 km v rámci mediánu hodnot. Jelikož se nachází CIN mezi LCL a LFC, je tak logické, že její hodnoty budou větší v případech zvyšujícího se rozdílu mezi výškami LCL a LFC. Vyšší hodnoty CIN, které obecně brání konvekci, mohou být dány i relativně sušším prostředím při zemském povrchu, ve kterém k vývoji derech dochází, nebo méně výrazným vertikálním teplotním gradientem blízko zemského povrchu.

#### **4.1.2 Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti**

Statistické rozdělení charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu je uvedeno na obr. 15. Dle definice uvedené v kap. 3.3.2 by měly hodnoty naplňovat fakt, že se zvyšující se instabilitou se zvyšují u derech i hodnoty  $\Delta\theta_e$  (min 0-4 km) a  $\Delta\theta_e$  (3-5 km). Ačkoliv tomu v některých případech opravdu tak je, jsou i výjimky, které jsou dány rozdílností vlhkosti vzduchu ve vertikálním profilu u různých derech, což dokazuje rozptyl hodnot potenciální srážkové vody (obr. 15 b).





Obr. 15: Krabicové grafy charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu pro 48 zkoumaných derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.2.

Rozdíl se ale může týkat jednotlivých situací, jelikož nebylo zjištěno, že by převažovala nižší relativní vlhkost vzduchu ve vrstvě mezi 2 a 5 km. Relativní vlhkost v této vrstvě je velmi podobná vlhkosti vzduchu ve vrstvě do 2 km výšky. Lze tak konstatovat, že nižší relativní vlhkost vzduchu podporuje akceleraci vzduchu v sestupném proudu v celku podobně po celou dobu sestupu.

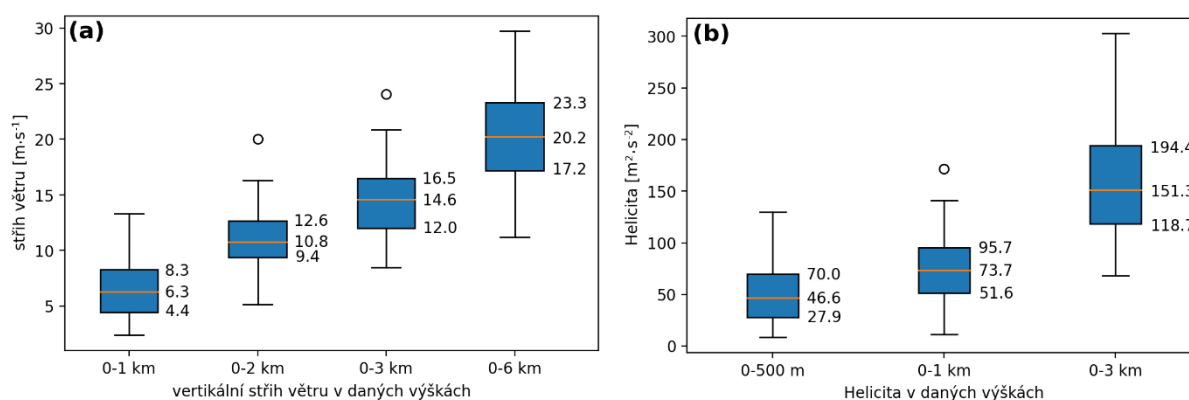
Vertikální teplotní gradient ve vrstvě při zemském povrchu do výšky 1 km (obr. 15c) se sice mění v závislosti zejména na denním chodu teploty vzduchu a skutečnosti, že vývoj derech probíhá jak v denních, tak i nočních hodinách, ale teplotní gradient do výšky 4 km vykazuje mnohem menší rozptyl hodnot. Z odlehklých nízkých hodnot teplotního gradientu v přízemní vrstvě lze vyvodit, že některá derecha se vyvíjela majoritně v prostředí s vyvýšenou konvekcí, tedy konvekcí, kdy vzduch nestoupá přímo od zemského povrchu. V obou případech je však zjištěný vertikální teplotní gradient větší, než je jeho průměrná hodnota 0,65 °C v troposféře.

V celku zajímavé je statistické rozložení hodnot potenciální srážkové vody. Přestože jsou hodnoty potenciální srážkové vody relativně vysoké, což znamená, že derecha mají v celém vertikálním profilu k dispozici absolutně celkem velké množství vody, existují i výjimky, kdy se derecha vyvíjí v suchém prostředí. Takové prostředí je schopno kompenzovat vyšší DCAPE. Zároveň z porovnání mezi potenciální srážkovou vodou a relativní vlhkostí je patrné, že se derecha vyskytují většinou za vysokých teplot, neboť vlhkosti ve vzduchu je absolutně hodně, ale relativní vlhkost dosahuje v průměru necelých 65 % v obou zkoumaných vrstvách.

#### 4.1.3 Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity

Z hlediska statistického rozdělení vertikálního stříhu větru a helicity uvedených na obr. 16 vyplývá několik zjištění. Prvním zjištěným faktem je, že se derecha ve střední Evropě vyskytují

v prostředí s šestikilometrovým stříhem větru přibližně okolo  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , což znamená, že vývoj derech probíhá v prostředí, které je typické i pro supercely (Markowski, Richardson 2010). Tohle zjištění tak přináší otázku, jak významně supercely ovlivňují derecha ve střední Evropě a jejich dynamiku. Dalším zjištěním je, že se postupně vertikální stříh větru s výškou zvětšuje, což je sice očekávatelné, nicméně u jiných typů bouří tomu tak být nemusí (např. u multicel, které jsou řízeny zpětným vývojem). Nejnížší hodnoty vertikálního stříhu větru jsou ve vrstvě do 1 km při zemském povrchu. Jejich statistické rozdělení (obr. 16a) odpovídá tomu, že výskyt tornáda, jako průvodního jevu při derechu ve střední Evropě, je spíše nepravděpodobný (Godfrey et al. 2004).

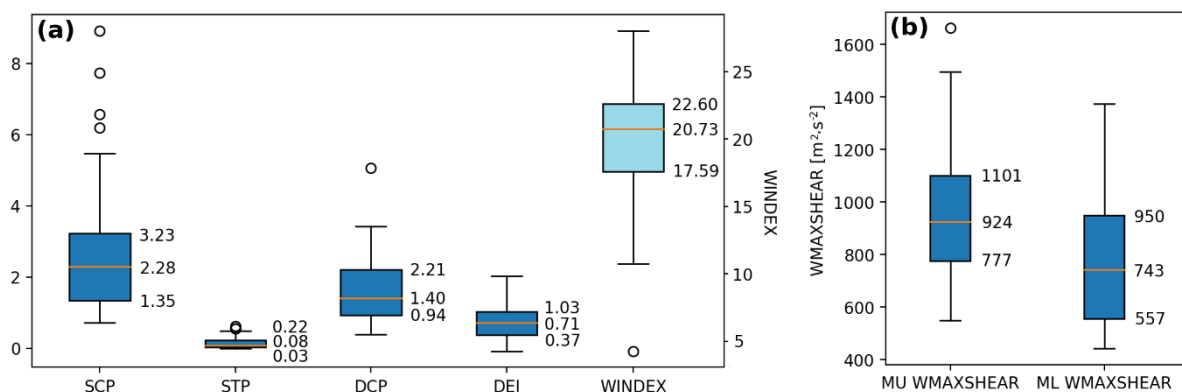


Obr. 16: Krabicové grafy vertikálního stříhu větru a helicity pro 48 zkoumaných derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.3.

V případě helicity je evidentní pozvolný nárůst hodnot s tím, jak velká plocha ve vztahu k výšce je integrována. Poměrně nízké hodnoty ve dvou nižších hladinách korespondují s nízkými hodnotami vertikálního stříhu větru. Zároveň míra helicity jak v nižších vrstvách, tak i ve vrstvě mezi 0-3 km s ohledem na hodnoty vertikálního stříhu větru ve většině případů vylučuje, že by byl hodograpf výrazně stočený. To lze zjistit i z toho, jak mezi sebou vertikální stříh větru a helicity koreluje. Zatímco SRH do výšky 1 km koreluje s kilometrovým stříhem větru s hodnotou Pearsonova korelačního koeficientu  $r = 0,85$ , tříkilometrový vertikální stříh větru s helicitou koreluje mnohem méně s hodnotou  $r = 0,65$ . To znamená, pokud dochází k výraznější změně směru proudění, tak je to spíše ve výšce do 3 km než v přízemních hladinách. Podobně jako u vertikálního stříhu větru, ani hodnoty SRH neodpovídají tomu, aby se vyskytovala jako průvodní jev derech i tornáda. Výjimkou jsou odlehle vysoké hodnoty SRH ve vrstvě do 500 m a 1 km výšky. Při takových hodnotách, již může derecho mít potenciál pro to, aby se někde v rámci jeho dráhy tornádo vyskytlo. Statistické rozdělení hodnot helicity pak potvrzuje možnost výskytu supercel, které mohou derecho doprovázet.

#### 4.1.4 Složené parametry

Poslední sledovanou skupinou charakteristik konvekce jsou složené parametry, jejichž statistické rozdělení popisuje obr. 17 a jejich přesné definice jsou uvedeny v kap. 3.3.4. Z analyzovaných složených parametrů potvrzuje svými hodnotami SCP možnost výskytu supercel v rámci samotných derech, naopak hodnoty STP blízké 0 naznačují, že podmínky, které předurčují výskyt derecha, nejsou vhodné pro vznik tornád jakožto doprovodného jevu derech (obr. 17a), i když je třeba tento index brát s určitou rezervou. Kladnými hodnotami DEI bylo zjištěno, že prostředí většiny derech je vhodné pro výskyt downburstů. Hodnoty parametru WINDEX pak rovněž korespondují s výskytem downburstů. Naopak hodnoty DCP jsou relativně nízké v porovnání s hodnotami DCP v blízkosti derech v USA (Coniglio et al. 2005). To však může být dáno zejména výrazně nižšími hodnotami MU CAPE (obr. 14), než je tomu v USA (Evans et Doswell 2001).



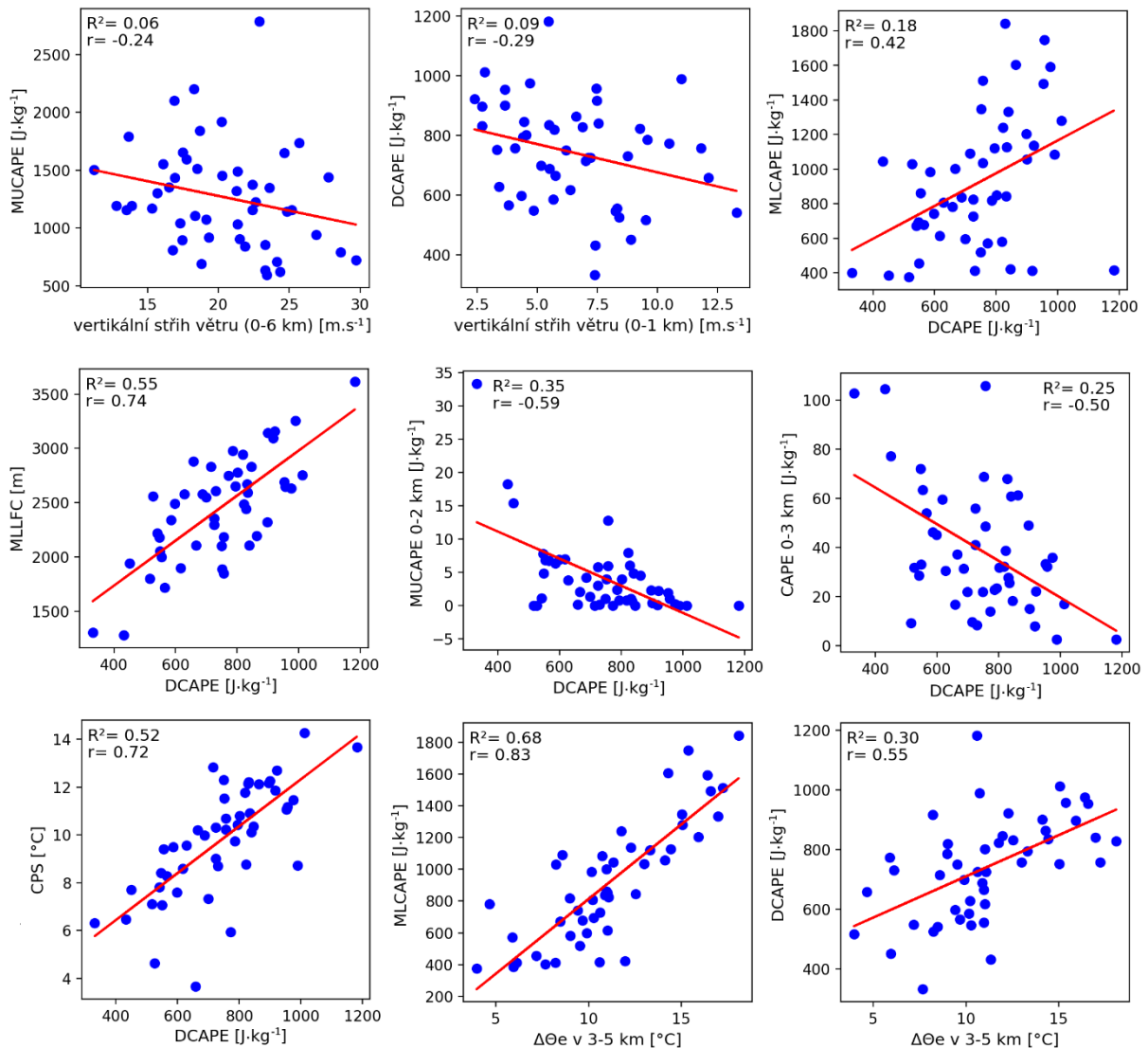
Obr. 17: Krabicové grafy složených parametrů. Vysvětlení viz kap. 3.3.4.

Dalšími hodnocenými složenými parametry jsou MU a ML WMAXSHEAR (obr 17 b). Ačkoliv jsou hodnoty typické velkým rozptylem, mediány hodnot odpovídají dle Tazarka et al. (2020b) přibližně 95. percentilu hodnot pro podmínky, za kterých se konvektivní bouře v Evropě vyskytují. Nelze jednoznačně říct, jestli nejnižší hodnoty WMAXSHEAR jsou dány nižším CAPE nebo menším šestikilometrovým stříhem větru, protože je problematika mnohem komplexnější a určitou roli může hrát i DCAPE nebo další charakteristiky, a proto je vhodné vztahy mezi nimi dále prozkoumat.

#### 4.1.5 Souvislosti mezi počítanými parametry

Vzhledem k faktům, které vyplývají z kap. 4.1.4, je vhodné prozkoumat vztahy mezi jednotlivými charakteristikami konvektivního prostředí. Základní vztahy mezi některými počítanými charakteristikami jsou uvedeny na obr. 18. Tím lze i lépe určit limitující podmínky

při vývoji derech. Je třeba poznamenat, že větší korelace mezi veličinami byly prokázány spíše u parametrů, které nepatří mezi ty hlavní používané pro předpovědi konvektivních bouří.



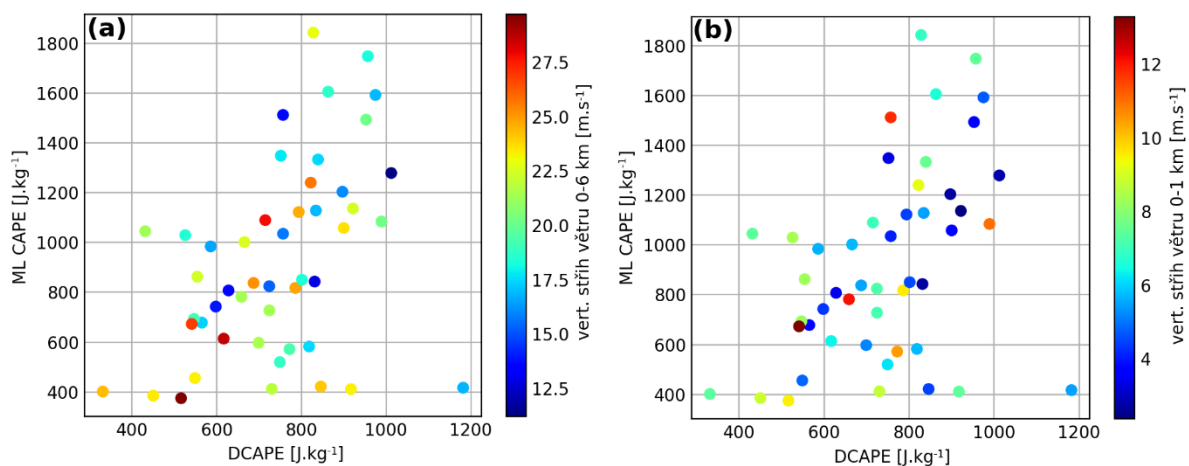
Obr. 18: Vztahy mezi jednotlivými podmínkami zprůměrovanými pro každé derocho s proložením regresní přímky a hodnotami koeficientu determinace ( $R^2$ ) a Pearsonova korelačního koeficientu  $r$ .

Zásadním vztahem, který hraje velkou roli pro předpověď konvekce, je vztah mezi CAPE a šestikilometrovým stříhem větru. Tyto dvě veličiny nejsou významně korelovány, přesto z hodnot vyplývá, že výraznější šestikilometrový stříh větru je schopen kompenzovat nižší MU CAPE. Limity CAPE a šestikilometrového stříhu větru je možné popsat tak, že žádné z derech se nevyskytlo při hodnotách MU CAPE nižších než  $1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a zároveň při hodnotách šestikilometrového stříhu větru pod  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Na druhou stranu při

šestikilometrovém stříhu větru nad  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  se derecha mohou vyskytnout za hodnot MU CAPE nižších než  $1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ .

Dalším vztahem, který může hrát roli v rámci existence derech, je vztah mezi kilometrovým stříhem větru a DCAPE. V tomto případě korelace mezi veličinami je podobná jako u předchozího vztahu CAPE a šestikilometrového stříhu větru. Menší míru DCAPE tak může kompenzovat větší kilometrový stříh větru. Při zaměření se na nejnižší hodnoty DCAPE je však i z pohledu dalších veličin složité určit, co kompenzuje tyto nízké hodnoty. Většinou se derecha s nízkým DCAPE vyskytují ve vlhčím prostředí, avšak míra CAPE, při které se vyskytují, se blíží jejich mediánům hodnot. Podprůměrné hodnoty DCAPE ale také nižší hodnoty CAPE mohou být kompenzovány vyšším šestikilometrovým stříhem větru. Z toho vyplývá, že je tato problematika tak komplexní, že je třeba hledat i další vztahy, a to případně i v synoptických podmínkách, jako je třeba vztah pohybu derecha k zvlněnému frontálnímu rozhraní.

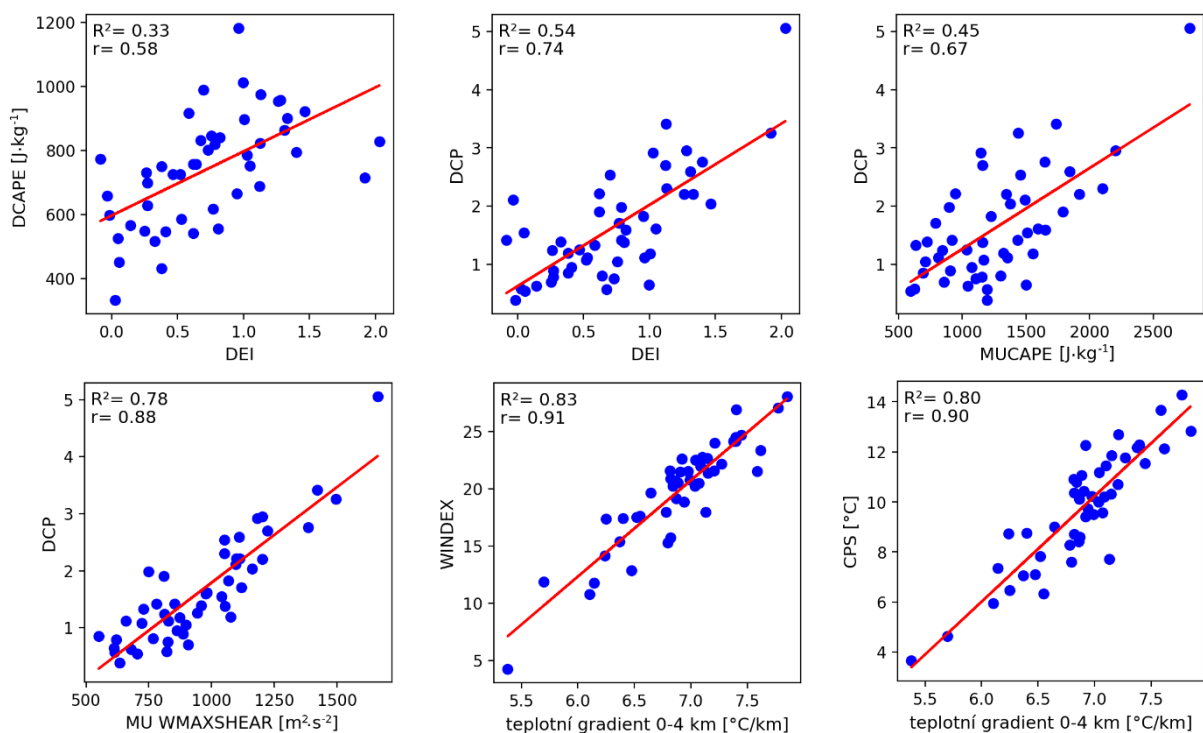
Již lépe korelují hodnoty ML CAPE a DCAPE a v řadě případů tak platí přímá úměrnost mezi hodnotami. Zvláštní jsou rovněž derecha vyskytující se při nízkých hodnotách ML CAPE okolo  $400 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Zde hraje jistou roli výraznější šestikilometrový stříh větru. Na obr. 19 je vidět, že šestikilometrový stříh větru u derech s méně výraznou instabilitou vyjádřenou ML CAPE s hodnotami okolo  $400 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  je výraznější s tím, že nižší hodnoty šestikilometrového stříhu větru byly zaznamenány u derech s vyšším CAPE a DCAPE. Na druhou stranu v případě kilometrového stříhu větru ve vztahu k ML CAPE a DCAPE nelze zcela prokázat souvislosti.



Obr. 19: Vztahy mezi ML CAPE, DCAPE a vertikálním stříhem větru. (a) Šestikilometrovým, (b) kilometrovým.

Vztahy DCAPE a MU CAPE do 2 nebo 3 km nebo také vztah s DCAPE s LFC naznačují větší vliv nízkohladinové vlhkosti vzduchu na míru DCAPE. Zpravidla čím větší je DCAPE, tím menší jsou hodnoty CAPE integrovaného do 2 nebo do 3 km. Spojitost mezi DCAPE a ML LFC je pak taková, že se hodnoty DCAPE zvyšují přímo úměrně k větší výšce ML LFC. To znamená, že DCAPE je citlivé zejména na vlhkost vzduchu a teplotní gradient blízko zemského povrchu. Naopak  $\Delta\theta_{e(3-5\text{ km})}$  (obr. 18) nebo  $\Delta\theta_{e(\text{min } 0-4\text{ km})}$  korelují s DCAPE méně než např. výška ML LFC.

Souvislosti mezi složenými parametry a indexy konvektivního prostředí jsou znázorněny na obr. 20. Nejvýraznější souvislost byla prokázána mezi teplotním gradientem a parametry WINDEX a CPS. Významný vztah je také mezi DCP a WMAXSHEAR. DCP rovněž koreluje velmi dobře s DEI. Významnou souvislost mezi sebou mají také DCP a MU CAPE.



Obr. 20: Vztahy mezi jednotlivými průměrnými podmínkami složených parametrů a jednotlivých prekurzorů konvekce pro každé derecho s proložením regresní přímky a hodnotami koeficientu determinace ( $R^2$ ) a Pearsonova korelačního koeficientu  $r$ .

Důležitým výsledkem, který je třeba vyzdvihnout, je významná souvislost WINDEXu a CPS s vertikálním teplotním gradientem do výšky 4 km (tab. 1). Zanedbatelný také není vztah mezi průměrnou relativní vlhkostí vzduchu do výšky 2 km a DCAPE nebo CPS. Jelikož mezi

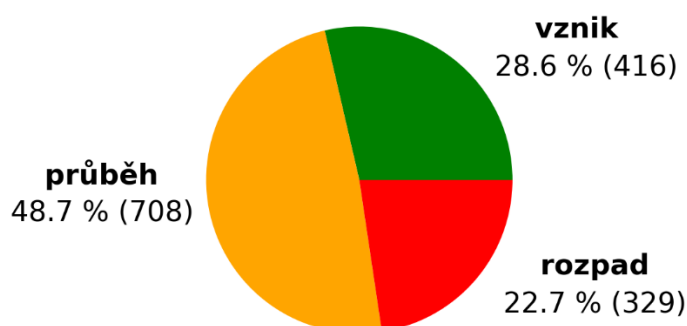
sebou tyto veličiny vcelku významně korelují, po analýze s dalšími typy konvektivních bouří by mohly být tyto charakteristiky využity pro doplnění výpočtu WINDEXu a tvorby nového složeného parametru i s CPS. To by bylo vhodné však až v případě rozdílných vztahů mezi veličinami při analýze dalších typů konvektivních bouří.

Tab. 1: Korelační matice vybraných nejlepších 9 prediktorů konvektivního prostředí ve vztahu k downburstům (dle Romanice et al. 2022) pro derecha ve střední Evropě. Barevně je znázorněna míra korelace. V zelených odstínech kladné hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu, v červených odstínech pak záporné hodnoty.

	ML CAPE	ML LCL	tepl. gr. 0-4 km	$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	DCAPE	CPS	WINDEX	rel. vlhkost (0-2 km)	MU WMAXSHEAR
ML CAPE									
ML LCL	-0.03								
tepl. gr. 0-4 km	0.26	0.70							
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	0.83	0.12	0.46						
DCAPE	0.42	0.70	0.42	0.55					
CPS	0.39	0.78	0.90	0.62	0.72				
WINDEX	0.44	0.57	0.91	0.65	0.40	0.89			
rel. vlhkost (0-2 km)	-0.20	-0.90	-0.58	-0.26	-0.83	-0.72	-0.47		
MU WMAXSHEAR	0.52	-0.11	-0.09	0.26	0.08	0.01	0.09	-0.04	

## 4.2 Změny podmínek během vývoje derecha

Průměrné hodnoty parametrů konvektivního prostředí sice zahrnují základní souvislosti mezi jednotlivými parametry, přesto však neodpovídají na to, za jakých okolností dojde ke vzniku derecha, jaké jsou charakteristiky během životního cyklu derecha a proč dochází k zániku derecha. Je třeba poznamenat, že charakteristiky jsou zkoumány ve vztahu, kdy systém začal nebo přestal produkovat silný vítr v nárazech nad  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , nikoliv kdy se bouře vytvořily nebo kdy definitivně zanikly. V následující kapitole budou mimo jiné tyto podmínky zhodnoceny objektivně pomocí Mannova-Whitneyho U testu. Hodnoceno bude všech 37 charakteristik, které byly hodnoceny v kap. 4.1, a to ve vztahu k jednotlivým sondážním měřením nebo pseudosondážím během vývoje derech (obr. 21).

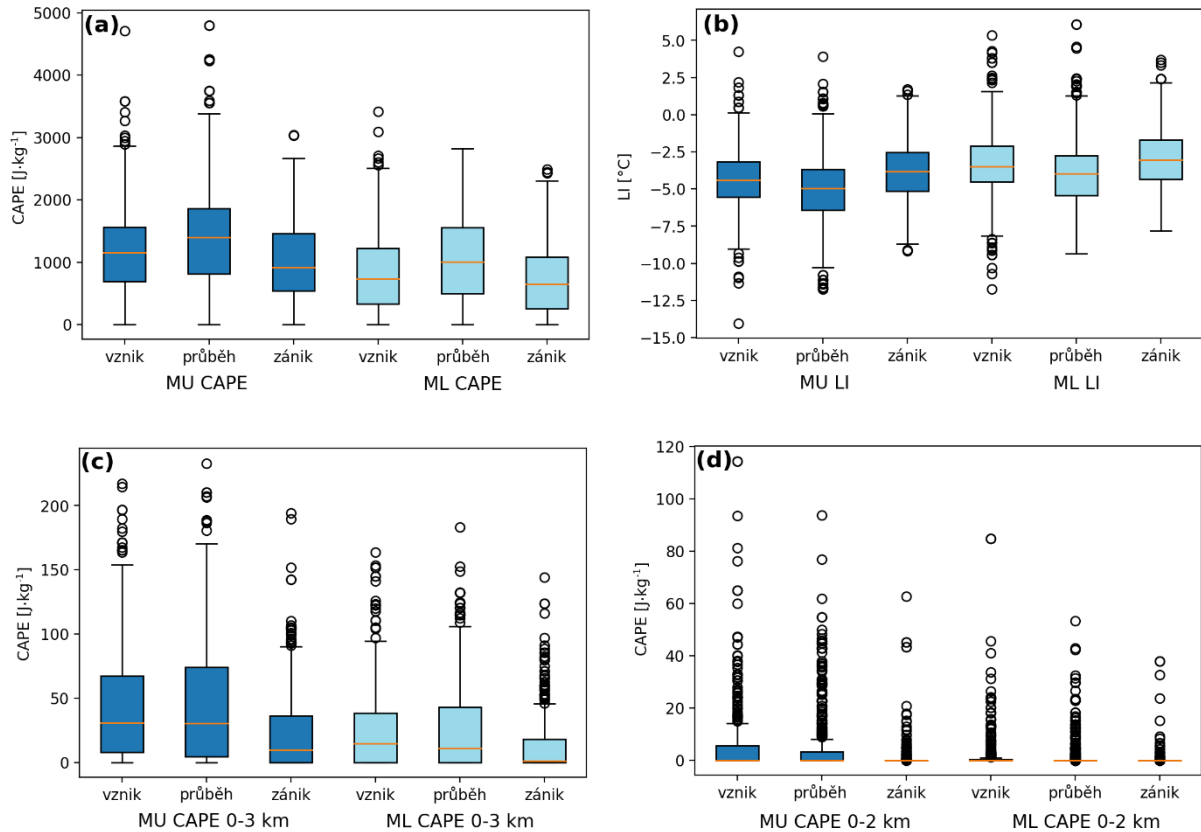


Obr. 21: Zastoupení sondáží a pseudosondáží v jednotlivých kategoriích během životního cyklu derech. V závorce je uveden počet analyzovaných vertikálních profilů v dané kategorii.



## 4.2.1 Charakteristiky instability

Jak je uvedeno na obr. 22, k zformování derecha dochází zpravidla v prostředí s nižším MU CAPE i ML CAPE. Po zformování se derecha většinou šíří do prostředí s výraznější instabilitou. Oblast, kde se derecho přestane projevovat silným větrem a zaniká, je charakteristická významnějším snížením hodnot CAPE.

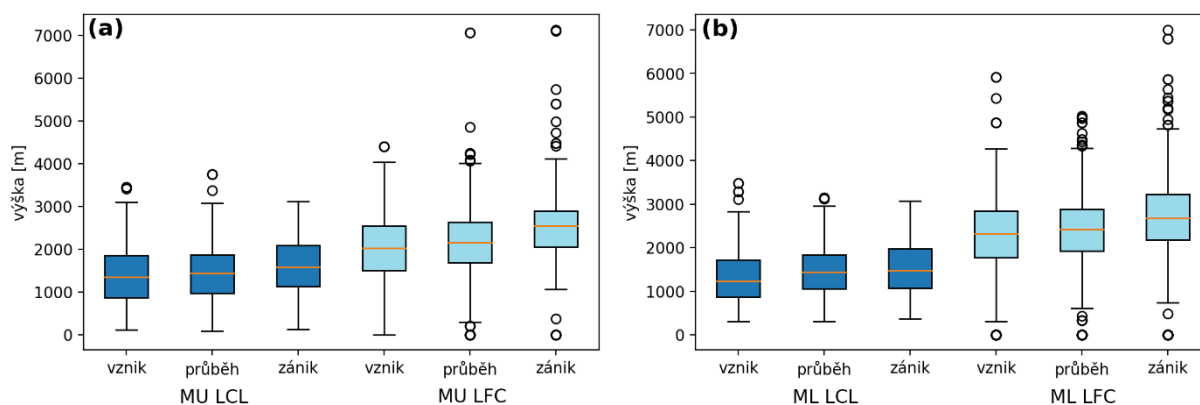


Obr. 22: Krabicové grafy osmi charakteristik instability pro vznik, průběh a rozpad derecha. Vysvětlení viz kap. 3.3.1.

Charakteristiky hodnot ML LI a MU LI inverzně kopírují charakteristiky CAPE s tím, že formování derech je spojeno s menším rozdílem teplot mezi křivkou teplotního zvrstvení a pseudoadiabatou v izobarické hladině 500 hPa (obr. 22b). Největší rozdíl je spojen s průběhem derech, naopak zánik je spojen s hodnotami LI blíže nule. Výsledky CAPE integrované do výšky 2 km představují spíše jen odlehlé hodnoty (obr. 22d), avšak CAPE s horní mezí integrálu 3 km ukazuje, že CAPE do této výšky ve fázi vzniku i v průběhu derecha je velmi podobná. Nižší hodnoty pak derecha provází při jejich rozpadu s tím, že hodnoty ML CAPE do výšky 3 km se zmenšují výrazněji než hodnoty MU CAPE.

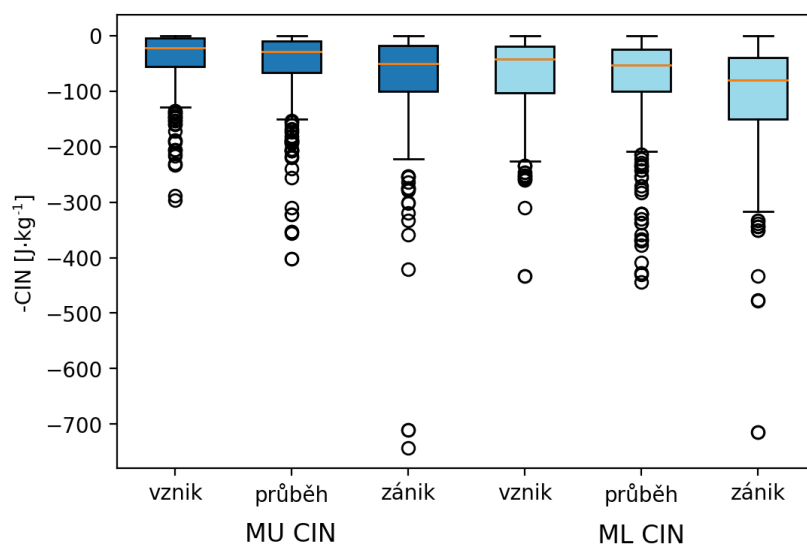


Změny hodnot CAPE do 3 km výšky v průběhu životního cyklu dřeva jsou způsobeny dvěma faktory. Jednak se postupně zvyšuje výška LCL během životního cyklu dřeva s tím, jak se postupně dřevo vzdaluje od zvlněného frontálního rozhraní, jednak je změna hodnot CAPE do 3 km výšky dána zejména zvyšující se výškou LFC (obr. 23 a,b), která je v oblastech zániku dřeva výše než v oblastech vzniku nebo v průběhu dřeva. Medián výšky ML LCL a MU LCL se liší mezi začátkem drah dřeva a koncem o 250 m. Podobně se zvyšují i výšky MU LFC nebo ML LFC v průběhu vývoje dřeva.



Obr. 23: Krabicové grafy výšky výstupné kondenzační hladiny (LCL) a hladiny volné konvekce (LFC) pro vznik, průběh a rozpad dřeva. Vysvětlení viz kap. 3.3.1.

Rozdíl mezi LCL a LFC je v rámci celého životního cyklu dřeva podobný. I přesto však je viditelné, že MU CIN i ML CIN jsou při vzniku dřeva nižší a postupně se hodnoty zvyšují v průběhu života dřeva (obr. 24). V případě ML CIN jsou hodnoty mediánů na počátku okolo  $40 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a v oblasti rozpadu dřeva dvakrát vyšší, přičemž průměr na konci životního cyklu dřeva dosahuje  $110 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ .



Obr. 24: Krabicový graf konvektivní inhibice pro vznik, průběh a rozpad dřeva. Vysvětlení viz kap. 3.3.1.

Ačkoliv se u všech zkoumaných charakteristik instability odlišují v rámci třech studovaných kategorií charakterizujících životní cyklus dřev základní statistické proměnné, zhodnocení Mannovým-Whitneyho U testem ukázalo, že odlišnost hodnot mezi začátkem a průběhem dřev obecně není velká (tab. 2). Pouze CAPE, LI a ML LCL vykazují, že se hodnoty mírně mezi začátkem a průběhem dřev liší a s p-hodnotou blízkou 0 je tak rozdíl statisticky významný. Ostatní charakteristiky pak vypovídají o tom, že prostředí mezi formováním a v průběhu dřev je velmi podobné. Největší rozdíl byl však zjištěn mezi hodnotami v průběhu dřev a při jejich rozpadu. Zde jsou rozdíly všech počítaných parametrů kromě ML LCL statisticky významné, přičemž největší rozdíl byl zjištěn v rámci MU CAPE a MU LI mezi průběhem a zánikem dřeva. Podobné výsledky lze konstatovat i v případě ML LI a ML CAPE. Více odlišné jsou hodnoty mezi průběhem a rozpadem dřev také v případě CAPE počítané do 3 km a MU CAPE do 2 km nebo výška MU LFC.

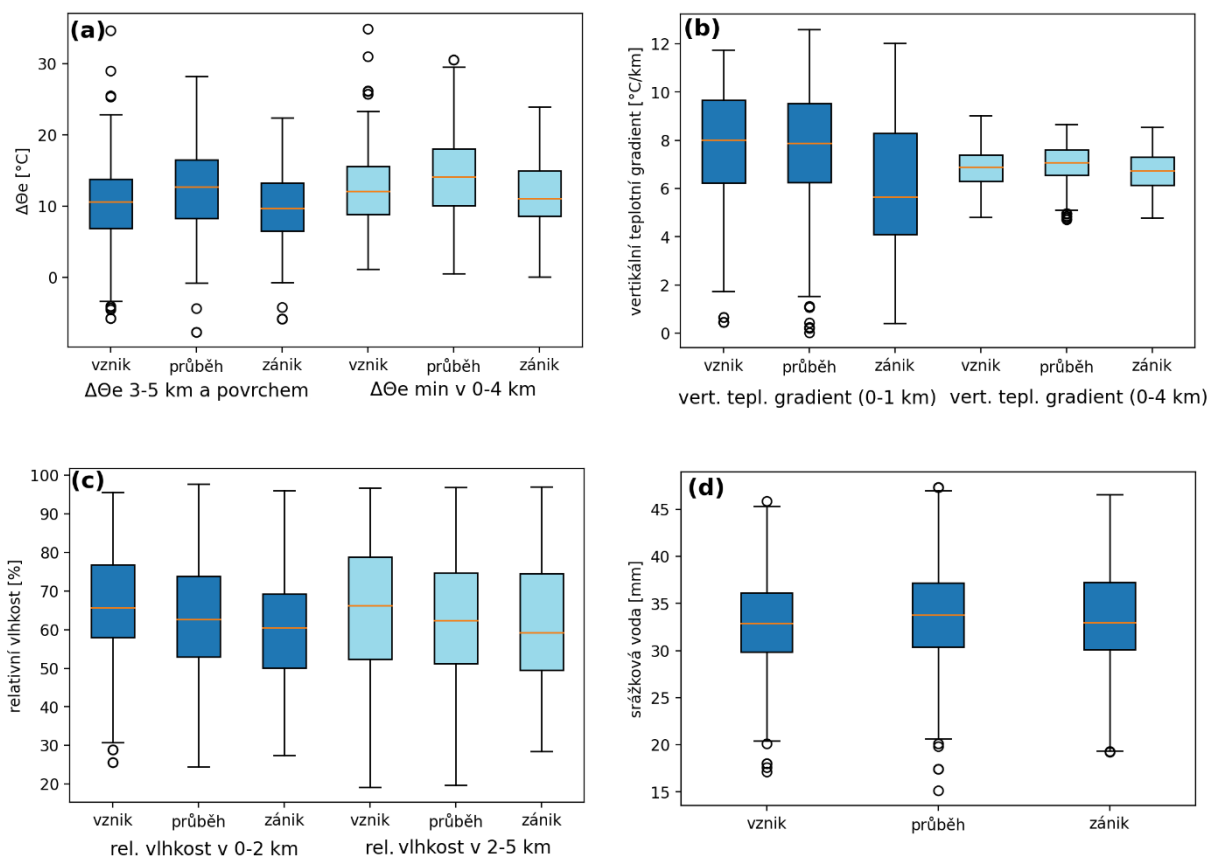
Tab. 2: Zhodnocení charakteristik instability Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu dřech. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.

Veličina	začátek - průběh		průběh - konec		začátek - konec	
	p	Z	p	Z	p	Z
MU CAPE	0	4.885	0	7.587	0.001	3.373
ML CAPE	0	5.143	0	7.187	0.017	2.38
MU LI	0	4.414	0	7.386	0.001	3.394
ML LI	0	4.892	0	7.082	0.016	2.399
MU CAPE 0-3 km	0.364	0.908	0	6.856	0	7.214
ML CAPE 0-3 km	0.865	0.17	0	6.416	0	5.662
MU CAPE 0-2 km	0.036	2.093	0	6.52	0	7.701
ML CAPE 0-2 km	0.02	2.323	0	3.996	0	5.541
MU CIN	0.001	3.276	0	4.968	0	7.642
ML CIN	0.124	1.536	0	6.13	0	6.409
MU LCL	0.133	1.502	0	3.93	0	4.8
MU LFC	0.045	2.006	0	7.045	0	7.74
ML LCL	0	4.706	0.046	1.992	0	5.297
ML LFC	0.014	2.452	0	5.157	0	5.097

Mezi počátkem a koncem životního cyklu dřech je statisticky významná odlišnost v rámci všech parametrů, které výrazněji závisí na vlhkosti vzduchu – tedy CAPE do 2 km nebo do 3 km, ale také výška LCL a LFC. Statisticky významná odlišnost byla prokázána i v hodnotách CIN. Naopak CAPE a LI se liší spíše méně mezi obdobími, kdy se dřecho zformuje a kdy se rozpadne.

#### 4.2.2 Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti

Ačkoliv statistické rozdělení  $\Delta\theta_{e(3-5\text{ km})}$  a  $\Delta\theta_{e(\min 4\text{ km})}$  na obr. 25a koresponduje víceméně s CAPE s tím, že  $\Delta\theta_{e(\min 4\text{ km})}$  dosahuje obecně větších hodnot, výrazná změna statistického rozložení byla zaznamenána u teplotního gradientu do výšky 1 km při rozpadu dřech. Oproti oblastem, kde dochází k formování, a v průběhu dřech, je teplotní gradient do výšky 1 km méně výrazný (obr. 25 b).



Obr. 25: Krabicové grafy charakteristik vlhkosti vzduchu a teplotního gradientu pro vznik, průběh a rozpad derych. Vysvětlení viz kap. 3.3.2.

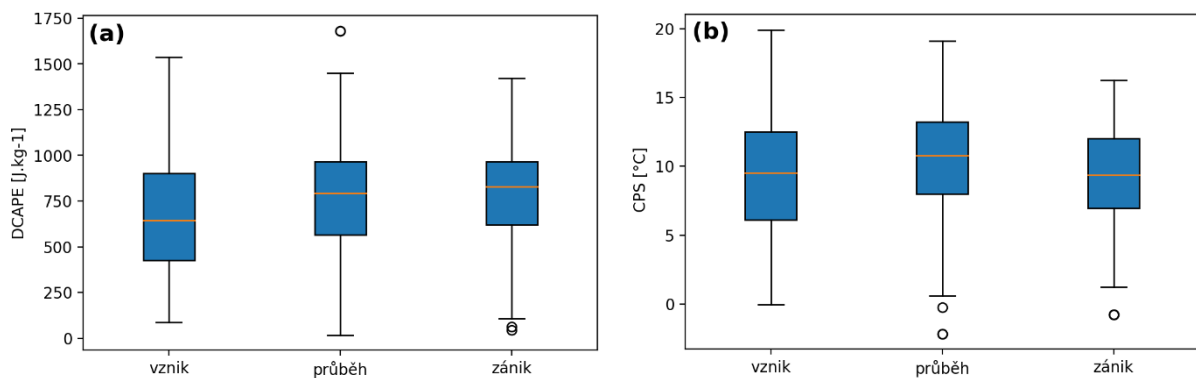
Zjištěno také bylo, že při zemském povrchu může být přítomna v průběhu a na konci některých derych přízemní inverze teploty vzduchu, což znamená, že i při vyvýšené konvekci jsou schopny konvektivní bouře v omezené míře produkovat silný vítr. Teplotní gradient má totiž nejvýznamnější vliv na to, že bouře přestane produkovat silný vítr. Jako jeden z parametrů pro detekci vyvýšené konvekce je možné použít poměr mezi SB CAPE a MU CAPE (Flack et al. 2023) dle vzorce

$$\text{Poměr CAPE} = 1 - \frac{\text{SB CAPE}}{\text{MU CAPE}} \quad (16).$$

Poměr CAPE dle vzorce poukázal na průměrné hodnoty okolo 0,08 v oblastech, kde dochází k formování derych, 0,065 v průběhu derych, ale při rozpadu derych byly průměrné hodnoty 0,25. Lze tak konstatovat, že jednou z příčin, kdy konvektivní bouře může přestat produkovat silný vítr, je vyvýšená konvekce. Tím, že na konci dráhy derych je vertikální teplotní gradient blíže zemskému povrchu menší, znamená také menší pravděpodobnost toho, že bouře překoná větší CIN, která může s menším teplotním gradientem také částečně souviset.

Nejen, že vzduchová částice musí překonat výraznější CIN, ale také nemá takovou akceleraci na počátku výstupu. Ačkoliv jsou konvektivní pohyby před squall line víceméně vynucené rozlévajícím se bazénem chladného vzduchu, může aspekt nižšího teplotního gradientu v kombinaci s větší CIN hrát roli při postupném rozpadu derecha. Posledním termodynamickým aspektem, proč derecha zanikají, je menší příspěvek latentního tepla výparu a tání na akceleraci sestupných proudů a tím i menší podpora vynuceného pohybu před squall line, který by vzduchovou částici přesunul nad vrstvu s CIN do LFC.

Dalším faktorem, který ovlivňuje intenzitu sestupných proudů, je množství vody v atmosféře. Ačkoliv hodnoty potenciální srážkové vody (obr. 25d) jsou velice podobné pro všechna životní stádia derech, průměrná relativní vlhkost vzduchu do výšky 2 km a mezi 2-5 km se postupně mírně snižuje, jak se derecho vzdaluje od frontálního rozhraní (obr. 25c). Z toho lze vyvodit, že derecha mají dostupné podobné množství absolutní vlhkosti napříč troposférou, ale roli zde hraje zřejmě vyšší teplota dál od frontálního rozhraní v nižší i střední troposféře. Šíření derecha do prostředí relativně suššího může mít zprvu pozitivní vliv na vyšší hodnoty DCAPE, což je zřejmé ze statistického rozdělení na obr. 26a, a celkově tak vést k větší síle sestupných proudů. V kombinaci s vyššími hodnotami CAPE v průběhu derech pak může výraznější horizontální rozdíl tlaku vzduchu mezi výstupnými a sestupnými proudy ve střední troposféře zapříčinit vznik výraznějšího týlového vtoku, který podporuje rychlost pohybu squall line kupředu a vede tedy k dalšímu zesílení výstupných pohybů. Tomu odpovídá statistické rozdělení hodnot CPS (obr. 26b), kdy jsou vyšší hodnoty dosaženy v průběhu derech, avšak při zániku derech kvůli menšímu vertikálnímu teplotnímu gradientu blízko zemského povrchu je CPS zpravidla nižší, což i přes podobné hodnoty DCAPE vede k menší podpoře šíření bazénu studeného vzduchu.



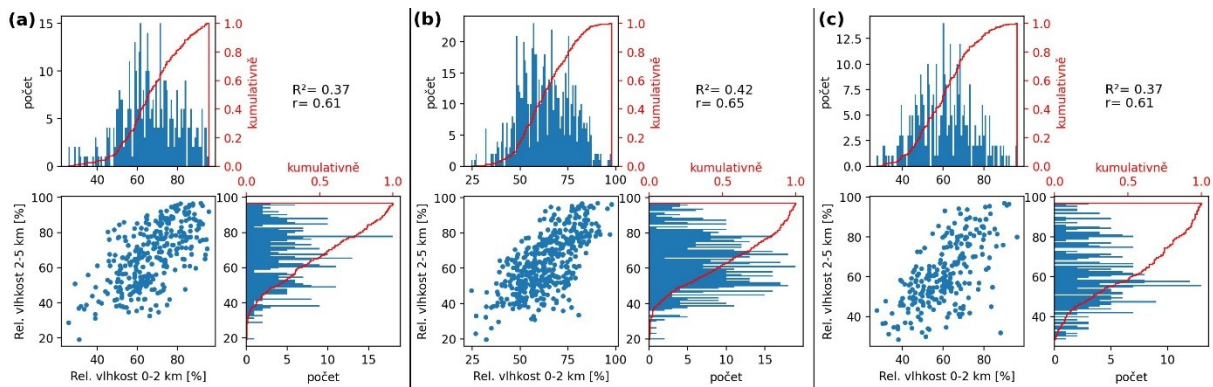
Obr. 26: Krabicové grafy DCAPE a CPS pro vznik, průběh a rozpad derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.2.

Zhodnocení Mannovým-Whitneyho U testem (tab. 3) potvrdilo, že hodnoty  $\theta_e$  se liší na začátku životního cyklu derech v porovnání s průběhem, tak i v porovnání mezi průběhem a rozpadem derech. Podobně jako u CAPE a LI je odlišnost hodnot mezi oblastmi vzniku a rozpadu zanedbatelná a hodnoty nelze považovat za statisticky významný. Největší změna hodnot je však viditelná na teplotním gradientu do výšky 1 km mezi průběhem derecha a fází rozpadu, kde je odlišnost ze všech testovaných parametrů největší, naopak mezi začátkem a průběhem derech byly rozdíly zanedbatelné. Teplotní gradient do výšky 4 km se liší významněji pouze v případě průběhu derech a jejich rozpadu. Zde může v rozdílu hodnot hrát roli již uvedená skutečnost méně výrazného vertikálního teplotního gradientu do 1 km výšky.

Tab. 3: Zhodnocení charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu derech. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.

Veličina	začátek - průběh		průběh - konec		začátek - konec	
	p	Z	p	Z	p	Z
$\Delta\theta_e$ 3-5 a povrch	0	5.68	0	7.187	0.062	1.87
min $\theta_e$ 0-4 km	0	4.996	0	7.363	0.01	2.589
rel. vlhkost 0-2 km	0	4.129	0.005	2.818	0	5.891
rel. vlhkost 2-5 km	0.001	3.2	0.13	1.515	0	3.932
srážková voda	0.007	2.691	0.43	0.79	0.158	1.413
tepl. gradient 0-1 km	0.276	1.088	0	8.975	0	8.649
tepl. gradient 0-4 km	0.0005	3.702	0	6.333	0.006	2.752
DCAPE	0	5.815	0.128	1.52	0	6.331
CPS	0	5.03	0	4.911	0.917	0.104

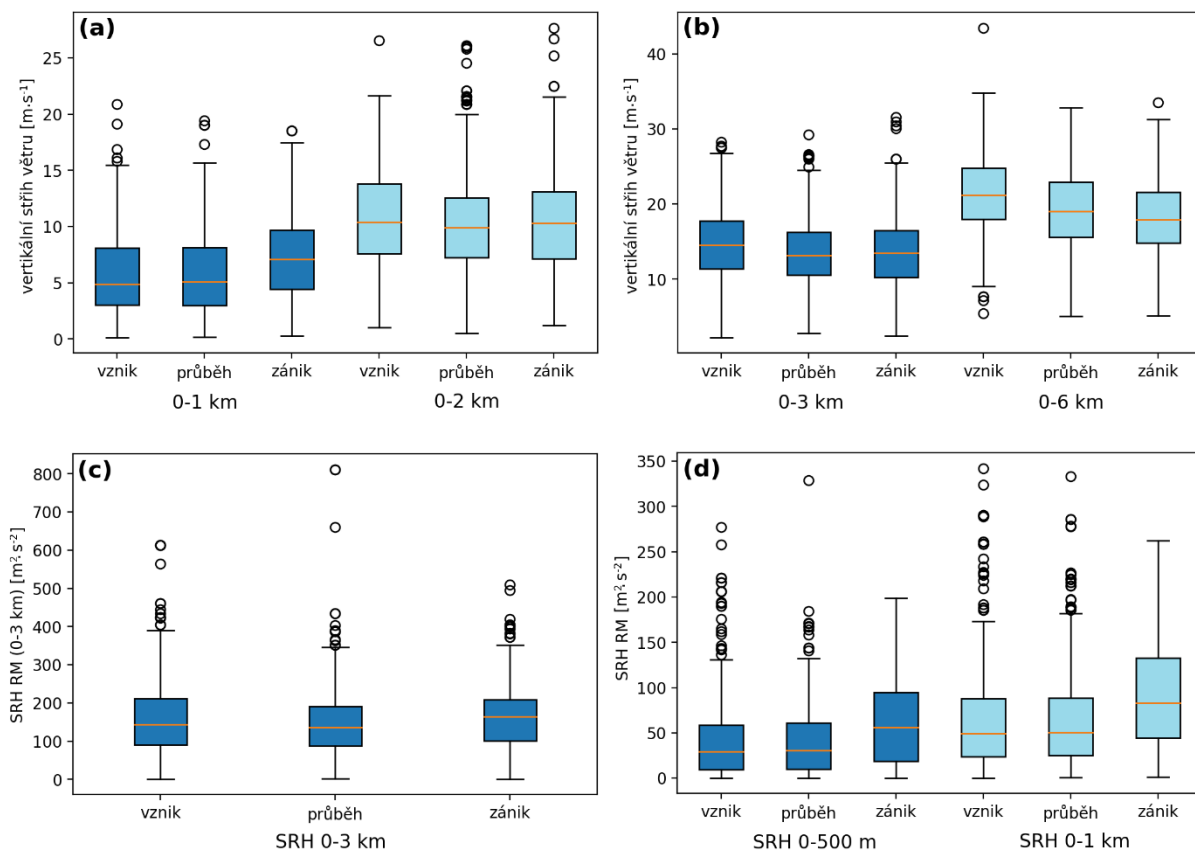
Obecně menší rozdíly hodnot během vývojového cyklu derech vykazují veličiny, které v sobě zahrnují vlhkost vzduchu. Nejvýrazněji je tato skutečnost viditelná na potenciální srážkové vodě, jejíž hodnoty nejsou statisticky významně oddělitelné. Z toho vyplývá, že potenciální srážková voda není vhodným prediktorem pro oddělení podmínek, které vedou ke zformování i rozpadu derech. Na druhou stranu relativní vlhkost vzduchu i přes menší odlišnosti a trend klesající vlhkosti ve vztahu k vzdálenosti od frontálního rozhraní, může být vhodnějším parametrem. Jelikož nejsou data relativní vlhkosti vzduchu příliš odlišná mezi výškami do 2 km a mezi 2 až 5 km, je viditelné, že se během životního cyklu derech relativní vlhkost vzduchu mezi výškami příliš nemění. To znamená, že většinou se derecha nešíří ani do vlhkově velmi odlišného prostředí ve výšce. Jen zanedbatelně menší rozdíly jsou mezi hodnotami v průběhu derech oproti počátku a oproti fázi rozpadu (obr. 27).



Obr. 27: Vztahy mezi relativní vlhkostí vzduchu mezi 0 až 2 km výšky a 2 až 5 km výšky v rámci životního cyklu dřev. (a) Pro začátek, (b) pro průběh, (c) pro rozpad dřev. Vztahy jsou vyjádřeny jak bodovými grafy, tak příčnými a podélnými histogramy. V rámci histogramů pak červená křivka vyjadřuje relativní podíl kumulovaných hodnot vůči celku.

### 4.2.3 Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity

Z hlediska vertikálního stříhu větru lze nalézt dvě základní odlišnosti vyplývající ze statistické distribuce hodnot zobrazené na obr. 28. Tou první odlišností je, že hodnoty vertikálního stříhu větru do 1 km výšky jsou při rozpadu dřev vyšší než při vzniku a průběhu dřev, kde jsou si hodnoty velmi podobné (obr. 28a). Tento fakt může být způsoben tím, že při vzniku a v průběhu dřev nejsou ještě vyvinuté tak výrazné rozdíly tlaku vzduchu u zemského povrchu, které by byly schopny generovat mezoměřítkovou změnu nízkohladinového proudění. Tato skutečnost se totiž neprojevuje ve vertikálním stříhu větru mezi výškami 0 a 2 km. Druhým faktem je, že hodnoty tříkilometrového a výrazněji pak šestikilometrového vertikálního stříhu větru klesají v rámci životního cyklu dřeva. Zatímco je tak medián šestikilometrového vertikálního stříhu větru při formování dřeva  $21,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , v průběhu dřeva dále šestikilometrový stříh větru slábne s mediánem  $18,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  a při rozpadu pak je pak medián  $17,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Lze tak konstatovat ve vztahu k charakteristikám instability, že do jisté míry snížení hodnot šestikilometrového stříhu větru mezi vznikem dřeva a jeho průběhem může být kompenzováno vyšší CAPE a DCAPE, což vyplývá i ze vztahů na obr. 18, přičemž určitou roli hraje při zániku kromě charakteristik teplotního gradientu, CIN a menší CAPE i zmenšující se šestikilometrový stříh větru.



Obr. 28: Krabicové grafy charakteristik vertikálního střihu větru a helicity pro vznik, průběh a rozpad dřev. Vysvětlení viz kap. 3.3.3.

Při porovnání helicity jsou hodnoty mezi 0-3 km a 0-1 km také velmi podobné po celou dobu života dřev (obr. 28c), nicméně při rozpadu dřeva dochází ke zvýšení hodnot SRH ve výšce mezi 0 a 500 m a pak výrazněji mezi 0 a 1 km (obr. 28d), což souvisí s vyššími hodnotami vertikálního střihu větru ve spodní části mezní vrstvy atmosféry. Zhodnocení pomocí Mannova-Whitneyho U testu (tab. 4) tento rozdíl potvrzuje. Větší významnosti dosahuje však výsledek Mannova-Whitneyho U testu při vertikálním střihu větru mezi 0 a 6 km v případě porovnání hodnot mezi vznikem a zánikem dřev (tab. 4).

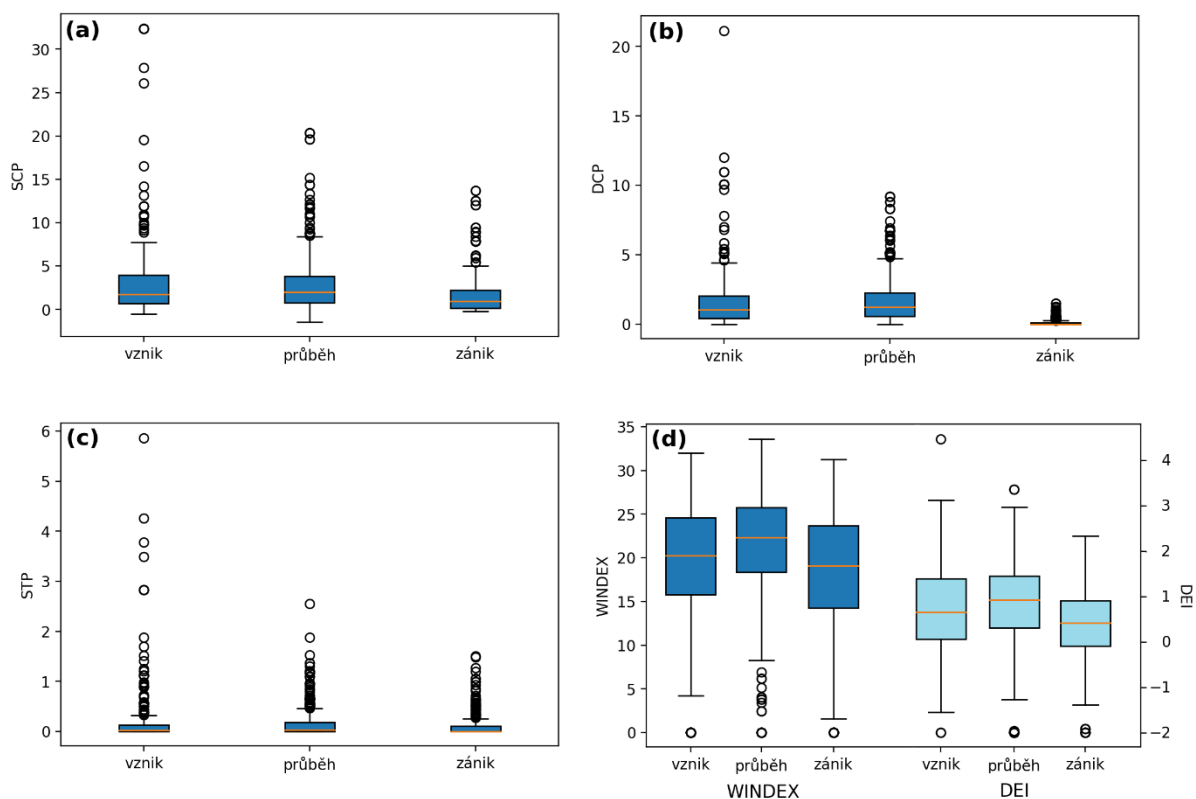


Tab. 4: Zhodnocení vertikálního stříhu větru a helicity Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu dřev. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.

Veličina	začátek - průběh		průběh - konec		začátek - konec	
	p	Z	p	Z	p	Z
vert. stříh větru 0-1 km	0.809	0.242	0	6.259	0	5.82
vert. stříh větru 0-2 km	0.001	3.265	0.139	1.481	0.133	1.501
vert. stříh větru 0-3 km	0	4.766	0.836	0.207	0.0005	3.752
vert. stříh větru 0-6 km	0	6.04	0.001	3.176	0	7.844
SRH RM 0-500 m	0.915	0.107	0	6.619	0	5.773
SRH RM 0-1 km	0.737	0.336	0	7.002	0	5.924
SRH RM 0-3 km	0.063	1.862	0.001	3.393	0.186	1.332

#### 4.2.4 Složené parametry

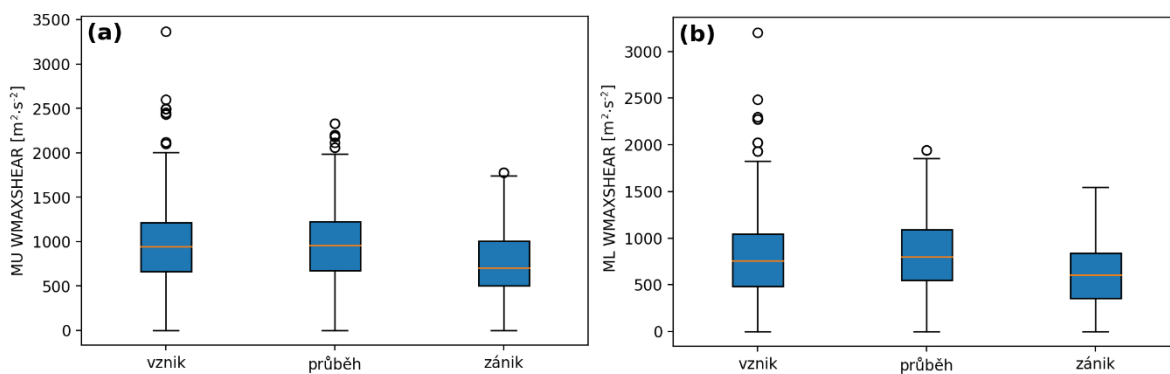
Ze složených parametrů SCP, STP a DCP je zajímavý výrazný rozptyl hodnot při vzniku a průběhu dřev zobrazovaný na obr. 29. Rozptyl hodnot se pak postupně snižuje v průběhu a při rozpadu dřev. Při formování dřev a při jejich průběhu jsou hodnoty v celku podobné nepočítáme-li vysoké odlehle hodnoty, avšak při rozpadu dřev jsou hodnoty všech zmíněných složených parametrů nižší. Nejvýraznější změnu hodnot lze pozorovat u DCP (obr. 29b) mezi průběhem a rozpadem dřev, což naznačuje, že by DCP mohl být použitelným diskriminátorem podmínek mezi dřevy a situacemi bez výskytu dřev i v Evropě anebo pro oddělení potenciálu, kdy může dřev vzniknout a kdy nikoliv.



Obr. 29: Krabicové grafy složených parametrů pro vznik, průběh a rozpad dřechech. (a) SCP, (b) DCP, (c) STP, (d) Windex a DEI. Vysvětlení viz kap. 3.3.4.

Přímo pro odhad prostředí vhodného pro silný vítr v konvektivních bouřích slouží WINDEX a DEI. Tyto dva parametry vykazovaly v porovnání s ostatními složenými parametry největší rozdíly hodnot mezi jednotlivými fázemi vývoje dřechech. V případě parametru WINDEX, jehož hodnota nad 22 dle Romanice et al. (2022) udává hranici pro výskyt silného větru v rámci konvektivních bouří, byl medián hodnot vyšší než 22 pouze v průběhu dřechech. Je zajímavé, že distribuce těchto parametrů kopíruje statistické rozdělení CAPE (obr. 22).

Posledním zkoumaným složeným parametrem byl WMAXSHEAR (obr. 30). Tato kombinace vertikálního stříhu větru a CAPE ukázala, že vyšší CAPE v průběhu je schopno kompenzovat nižší hodnoty šestikilometrového vertikálního stříhu větru. Ačkoliv při formování dřechech je WMAXSHEAR typický odlehlými vysokými hodnotami, většina hodnot je velmi podobných mezi vznikem a průběhem dřechech. Výrazněji se pak hodnoty snižují až v případě rozpadu dřechech.



Obr. 30: Krabicové grafy parametru WMAXSHEAR pro vznik, průběh a rozpad dřev. Vysvětlení viz kap. 3.3.4.

Všechny uvedené parametry se při konečném zhodnocení Mannovým Whitneyho U testem ukázaly jako významné pro oddělení podmínek mezi průběhem dřev a zánikem (tab. 5). Z parametrů nejhůře dopadl STP, u kterého byl však horší výsledek očekávaný. Důvody horší úspěšnosti STP jsou dva – tím prvním je skutečnost, že dosahuje velmi nízkých hodnot, druhým faktem je to, že většina dřev v suchém prostředí blízko zemského povrchu nepředstavuje zcela vhodné podmínky pro formování tornád, i přestože některá dřeva tornáda doprovázejí (Púčik et al. 2011). Naopak zhodnocení DEI, parametrů WINDEX a WMAXSHEAR ukázalo, že mezi průběhem a rozpadem dřeva je významnější statistická změna, tudíž tyto indexy jsou vhodné pro určení podmínek, za jakých se drecho může vyvíjet a zaniknout.

Tab. 5: Zhodnocení složených parametrů Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu dřev. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.

Veličina	začátek - průběh		průběh - konec		začátek - konec	
	p	Z	p	Z	p	Z
SCP	0.493	0.685	0	7.232	0	6.014
STP	0.269	1.106	0	5.043	0.0005	3.794
DCP	0.051	1.953	0	6.309	0.0005	3.745
DEI	0.015	2.426	0	8.11	0	4.245
WINDEX	0	4.831	0	7.453	0.005	2.796
MU WMAXSHEAR	0.949	0.064	0	7.583	0	6.89
ML WMAXSHEAR	0.096	1.663	0	7.356	0	5.199

### 4.3 Rozdílnost podmínek pro různě intenzivní derecha

Kromě zjištění podmínek v rámci životního cyklu derech se poslední část práce zabývá zhodnocením podmínek na základě intenzity derecha. Jelikož výsledky ukázaly, že některé počítané veličiny nelze použít pro oddělení podmínek derech na základě jejich intenzity, bude oproti kapitole 4.2 nejprve provedeno zhodnocení Mannovým-Whitneyho U testem a až následně budou podrobněji rozebrány parametry s výrazněji oddělitelnými rysy v rámci třech zkoumaných kategorií (obr. 31).



Obr. 31: Zastoupení sondáží a pseudosondáží v jednotlivých kategoriích dle intenzity derech. V závorce je uveden počet analyzovaných vertikálních profilů v dané kategorii.

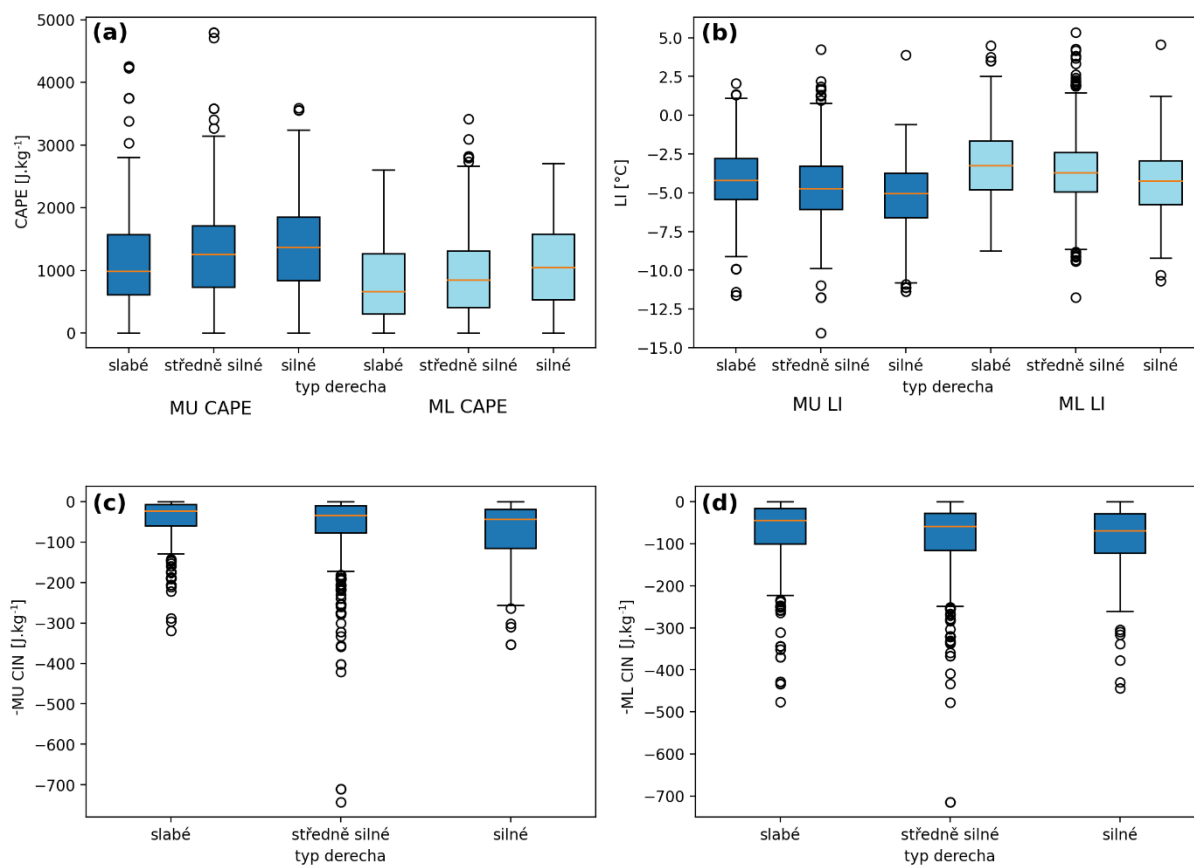
#### 4.3.1 Charakteristiky instability

Ze 14 hodnocených veličin vykazuje pouze šest významné rozdíly mezi slabými a silnými derechy (tab. 6). Mezi šesti parametry vykazujícími výraznější statistickou významnost jsou CAPE, LI a CIN v obou počítaných modifikacích. Těchto šest parametrů se odlišuje i v případě hodnot mezi slabými a středně silnými derechy nebo středně silnými a silnými derechy, byť nejsou rozdíly již tak významné. Rozdíly ostatních parametrů stojí pod hranicí významnosti. Jedná se zejména o veličiny závislé na vlhkosti vzduchu blízko zemského povrchu, jako je CAPE mezi 0 a 2 nebo 0 a 3 km nebo také výška LCL a LFC.

Tab. 6: Zhodnocení charakteristik instability Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.

Veličina	slabé - středně silné		středně silné - silné		slabé - silné	
	p	Z	p	Z	p	Z
MU CAPE	0.0005	3.749	0.028	2.202	0	4.601
ML CAPE	0.01	2.578	0.003	2.982	0	4.459
MU LI	0	4.555	0.002	3.126	0	5.99
ML LI	0.001	3.365	0.0005	3.753	0	5.653
MU CAPE 0-3 km	0.6	0.524	0.286	1.066	0.574	0.562
ML CAPE 0-3 km	0.303	1.03	0.086	1.715	0.403	0.837
MU CAPE 0-2 km	0.615	0.503	0.822	0.225	0.92	0.1
ML CAPE 0-2 km	0.073	1.79	0.145	1.459	0.984	0.02
MU CIN	0.001	3.415	0.0005	3.576	0	5.849
ML CIN	0.0005	3.74	0.118	1.564	0	4.15
MU LCL	0.153	1.429	0.06	1.878	0.008	2.659
MU LFC	0.869	0.164	0.682	0.409	0.601	0.523
ML LCL	0.525	0.635	0.847	0.193	0.838	0.205
ML LFC	0.032	2.147	0.134	0.893	0.102	1.634

Statistické rozdělení charakteristik konvektivního prostředí, je uvedeno na obr. 32. Při porovnání konkrétních hodnot CAPE je viditelné, že s intenzitou derecha se zvyšují i mediány a kvartily hodnot MU i ML CAPE (obr. 32a). LI reaguje velmi podobně v inverzi ke CAPE, což značí, že silná derecha vznikají při výraznější instabilitě a že tyto dvě veličiny mají významnější vliv na to, jak bude derecho silné.



Obr. 32: Krabicové grafy charakteristik instability dle intenzity derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.1.

Opačně lze hodnotit CIN, která je výraznější při středně silných a silných událostech oproti slabým. Je však třeba poznamenat, že MU CIN (obr. 32c) i ML CIN (obr. 32d) je sice v případě silných derech méně výrazná než při rozpadu derech, přesto jsou si hodnoty celkem podobné a mediány hodnot se liší pouze v řádu jednotek  $J \cdot kg^{-1}$ .

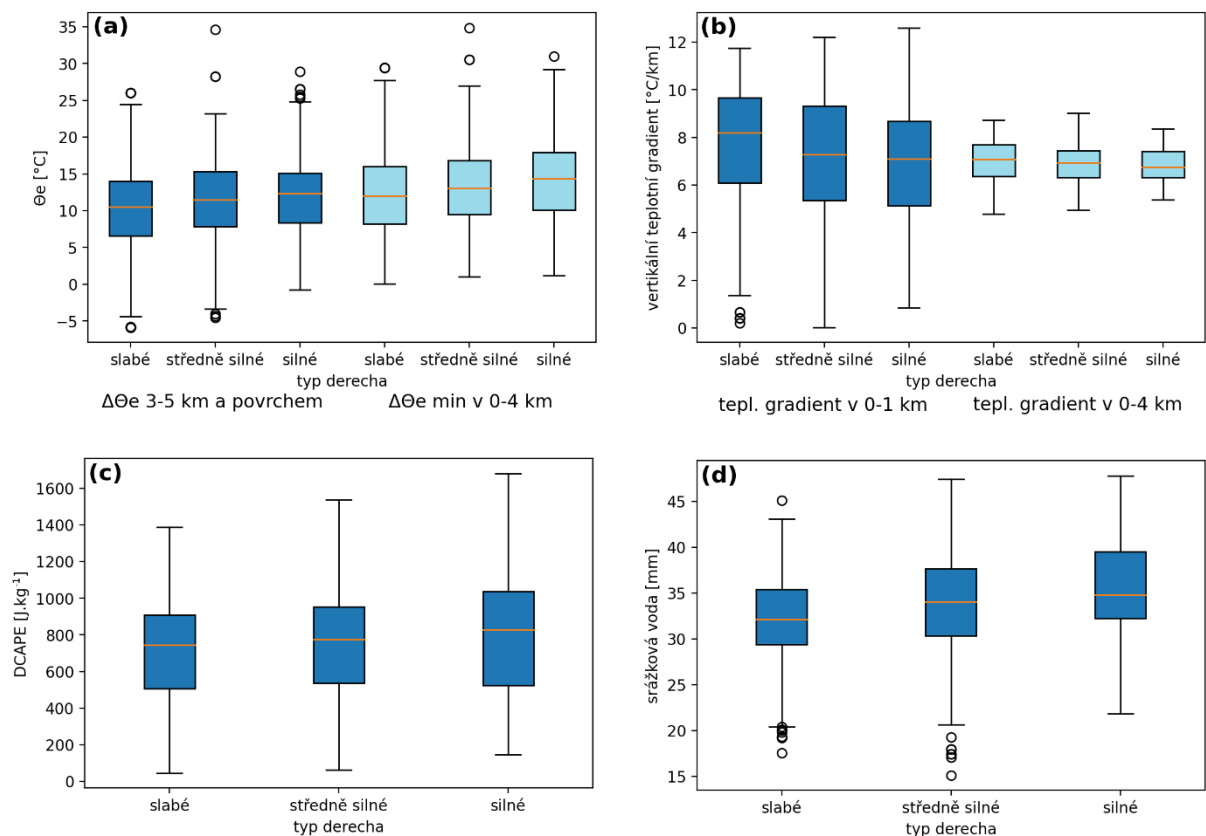
#### 4.3.2 Charakteristiky teplotního gradientu a vlhkosti

Výsledky zhodnocených charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti pomocí Mannova-Whitneyho U testu vyšly v určitém protikladu oproti výsledkům porovnávaných mezi průběhem a rozpadem derech (tab. 7). Ačkoliv porovnávaná relativní vlhkost vzduchu v obou hladinách vykazala statisticky nevýznamné výsledky, potenciální srážková voda naopak vyšla jako nejlepší prediktor konvektivního prostředí ve vztahu k intenzitě derech. Statistická významnost dalších veličin není tak vysoká, pouze v porovnání slabých derech se silnými je v případě teplotního gradientu a v případě obou  $\Delta\theta_e$  větší.

Tab. 7: Zhodnocení charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.

Veličina	slabé - středně silné		středně silné - silné		slabé - silné	
	p	Z	p	Z	p	Z
$\Delta\theta_e$ 3-5 a povrch	0	3.619	0.056	1.91	0	4.459
min $\theta_e$ 0-4 km	0.001	3.3357	0.006	2.731	0	4.805
rel. vlhkost 0-2 km	0.37	0.897	0.111	1.594	0.356	0.923
rel. vlhkost 2-5 km	0.421	0.805	0.169	1.377	0.405	0.833
srážková voda	0	5.803	0	3.874	0	8.075
tepl. gradient 0-1 km	0	3.684	0.079	1.758	0	4.475
tepl. gradient 0-4 km	0.01	2.568	0.371	0.895	0.015	2.438
DCAPE	0.005	2.805	0.179	1.344	0.002	3.048
CPS	0.827	0.219	0.486	0.696	0.364	0.907

Statistické rozdělení výše zmíněných úspěšných prediktorů je znázorněno na obr. 33. Obecně lze říct, že  $\Delta\theta_e$  (3-5 km) a min  $\Delta\theta_e$  (min 4 km) se mírně zvyšuje s intenzitou derecha podobně jako CAPE. Na druhou stranu společně s intenzitou derecha se zmenšuje teplotní gradient mezi 0 a 1 km, což je v rozporu s porovnáním teplotního gradientu zkoumaném v kap. 4.2. Nejvýraznější změna je pak zaznamenanatelná mezi slabými a středně silnými derechy mezi hodnotami mediánů a třetích kvartilů hodnot. (obr. 33b).



Obr. 33: Krabicové grafy charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu dle intenzity derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.2.

DCAPE vykazuje podobně jako hodnoty  $\Delta\theta_e$  v rámci mediánů hodnot mírný nárůst s intenzitou derecha, což vede k větší podpoře síly sestupných proudů. Je třeba však poznamenat, že rozdíly v mediánech hodnot mezi jednotlivými kategoriemi činí pouze desítky  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$  (obr. 33c).

Zásadním zjištěním je, že s rostoucí intenzitou derech však narůstají i hodnoty mediánů potenciální srážkové vody. Nejméně potenciální srážkové vody mají k dispozici slabá derecha, naopak silná derecha jsou typická vyššími hodnotami potenciální srážkové vody (obr. 33d). To naznačuje, že intenzita derech závisí zejména na dostupnosti vlhkosti v rámci celého profilu troposféry. Je třeba také poznamenat, že nejnižší hodnoty potenciální srážkové vody se pohybovaly mezi 15 až 20 mm při slabých a středně silných případech derech, a to při jejich začátku nebo v průběhu. Vůbec nejnižší hodnoty srážkové vody byly zaznamenány při derechu 11. 7. 2023, kdy v rámci dráhy derecha v průměru dosahovaly 25 mm, přičemž nejnižší hodnota ze sondáže byla 15,1 mm. Nízké hodnoty srážkové vody však tehdy kompenzovaly vysoké hodnoty DCAPE, v průměru  $1180 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a s nejvyššími hodnotami přesahujícími  $1500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ .



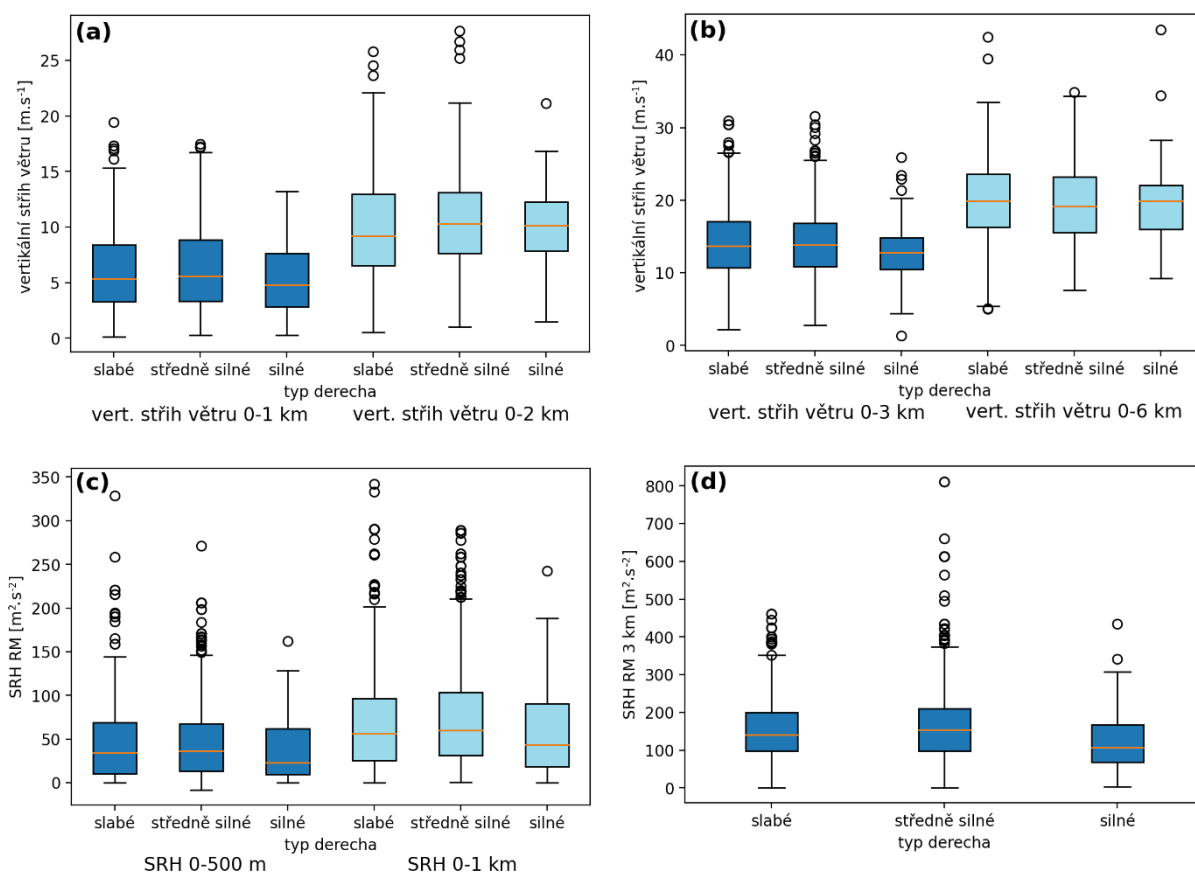
### 4.3.3 Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity

Jak lze vyvodit z tab. 8, ať už vertikální stříh větru nebo helicity nejsou tak významné pro porovnání podmínek mezi slabými, středně silnými a silnými derychy. Jen minimálně se liší vertikální stříh větru mezi 0 a 6 km. Významněji se liší hodnoty vertikálního stříhu větru mezi 0 a 3 km výšky v porovnání mezi slabými a silnými derychy i středně silnými a silnými derychy. Významná statistická odlišnost byla zjištěna u helicity mezi 0 a 3 km v rámci porovnání hodnot středně silných a silných derych a také slabých derych se silnými.

*Tab. 8: Zhodnocení charakteristik vertikálního stříhu větru a helicity Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derych. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. Zelené podbarvení p a Z hodnot znamená větší významnost testované veličiny, naopak odstíny červené znamenají menší významnost.*

Veličina	slabé - středně silné		středně silné - silné		slabé - silné	
	p	Z	p	Z	p	Z
vert. stříh větru 0-1 km	0.305	1.027	0.002	3.167	0.026	2.226
vert. stříh větru 0-2 km	0.002	3.019	0.2	1.283	0.228	1.206
vert. stříh větru 0-3 km	0.591	0.537	0	3.993	0.001	3.192
vert. stříh větru 0-6 km	0.401	0.84	0.888	0.141	0.454	0.748
SRH RM 0-500 m	0.255	1.138	0.024	2.259	0.231	1.197
SRH RM 0-1 km	0.13	1.514	0.0005	3.669	0.031	2.152
SRH RM 0-3 km	0.053	1.934	0	6.695	0	5.069

Z hlediska statistického rozdělení v rámci veličin uvedených na obr. 34. je evidentní, že intenzita derycha není ovlivněna zvyšujícím se vertikálním stříhem větru mezi všemi analyzovanými výškami, naopak jsou si statistická rozdělení velmi podobná. Z hlediska charakteristik helicity je výsledek mírně odlišný. Poukazuje totiž na to, že helicity v rámci analyzovaných případů silných derych byla nižší v porovnání se slabými nebo středně silnými derychy.



Obr. 34: Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity na základě intenzity derech. Výsvětlení viz kap. 3.3.3.

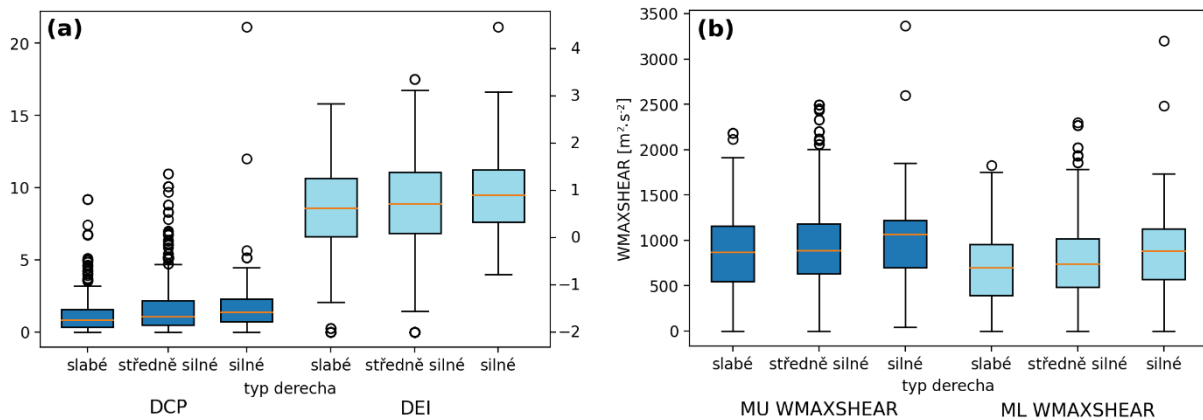
#### 4.3.4 Složené parametry

Ze složených parametrů se liší statisticky významně pouze DCP, DEI a ML i MU WMAXSHEAR v porovnání mezi slabými a silnými derychy, jak je uvedeno v tab. 9. Je třeba podotknout, že rozdíly v parametru WMAXSHEAR jsou zřejmě výrazněji zapříčiněny odlišnostmi v CAPE. Ostatní parametry vykazují statisticky nevýznamné odlišnosti mezi sebou v rámci všech sledovaných vztahů.

Tab. 9: Zhodnocení složených parametrů Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty.

Veličina	slabé - středně silné		středně silné - silné		slabé - silné	
	p	Z	p	Z	p	Z
SCP	0.313	1.01	0.083	1.734	0.217	1.234
STP	0.712	0.365	0.029	2.19	0.018	2.374
DCP	0	4.153	0.07	1.809	0	4.809
DEI	0.041	2.041	0.047	1.983	0.001	3.369
WINDEX	0.636	0.474	0.568	0.572	0.848	0.191
MU WMAXSHEAR	0.01	2.58	0.007	2.677	0	4.311
ML WMAXSHEAR	0.009	2.615	0.002	3.157	0	4.719

Nejlepší prediktor DCP počítaný pro silná derecha však má i výrazněji odlehlé hodnoty, kdy nejvyšší hodnota byla téměř 20 (obr. 35a). Ačkoliv hodnoty DCP byly nižší v porovnání s hodnotami v USA (Coniglio et al. 2005), výsledky potvrzují, že tento parametr funguje pro předpověď derech velmi dobře. Podobně se velmi zvolna s intenzitou derech zvyšují i hodnoty WMAXSHEAR a DEI, přesto jsou rozdíly ve statistickém rozdělení hodnot vcelku malé.



Obr. 35: Krabicové grafy složených parametrů dle intenzity derech. Vysvětlení viz kap. 3.3.4.

## 5 Diskuse a shrnutí výsledků

### 5.1 Srovnání s jinými pracemi

Jelikož kromě práce Gatzena et al. (2020) neexistují v Evropě ucelené práce, které by se podrobně věnovaly podmínkám při vývoji derech, budou výsledky porovnány publikacemi, které se zabývají silným větrem v konvektivních bouřích obecně. Kromě toho budou výsledky srovnány i s pracemi věnujícími se dalším typům větrných jevů, které doprovází konvektivní bouře. Těmito jevy jsou například downbursty nebo větrné bouře menšího plošného rozsahu než derecha.

Weak-forcing derecha se ve střední Evropě vyskytují za podmínek instability s mediány hodnot ML CAPE  $847 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a MU CAPE  $1193 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  (obr. 14a), což je více než zjistili Gatzena et al. (2020), kteří udávají medián ML CAPE pro derecha v Německu pouze  $513 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Púčik et al. (2015), kteří studovali větrné události s nárazy větru nad  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  a  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , došli k závěru, že se tyto události vyskytují při mediánu hodnot ML CAPE  $547 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , což je o  $300 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  méně, než bylo zjištěno v této diplomové práci pro derecha. Je však třeba poznamenat, že Púčik et al. (2015) se zabývali i událostmi v chladném půlroce. Taszarek et al. (2017) z blízkých sondáží obecně pro větrné události zjistili mnohem nižší hodnoty ML CAPE než Púčik et al. (2015) blížíci se pouze  $350 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Pacey et al. (2021) také analyzovali bouře, které se projevovaly silným větrem na území Evropy, a došli k závěru, že se tyto bouře ve střední Evropě vyskytují při ML CAPE v devátém decilu hodnot  $1500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a mediánu okolo  $600 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ .

Větrné bouře v Permské oblasti v Rusku studovali Shikhov et al. (2021) s tím, že se zde vyskytují větrné bouře při vyšší MU CAPE, než je uvedeno v této diplomové práci. V porovnání charakteristik CAPE uvedených v této diplomové práci s charakteristikami při větrných bouřích typu derecho v USA (Evans, Doswell 2001) je možné konstatovat, že se derecha ve střední Evropě vyskytují za mediánu hodnot CAPE, které se v USA blíží prvnímu kvartilu hodnot, a to jak pro MU CAPE, tak i pro ML CAPE.

Corfidi et al. (2003) poznamenali, že derecha se vyskytují obecně v sušším prostředí, avšak mohou se v průběhu jejich životního cyklu objevit i tornáda (Púčik et al. 2011), proto byly analyzovány i hodnoty CAPE integrované do 2 nebo 3 km výšky, které hrají roli při formování tornád (Davies 2002). Kromě několika odlehlých hodnot bylo zjištěno, že se derecha ve střední Evropě vyskytují za hodnot ML CAPE integrované do výšky 2 km blížíci se  $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  (obr. 14b). ML CAPE integrovaná do výšky 3 km je většinou nižší než  $50 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  s podobným

statistickým rozdělením pro jednotlivé sondáže jako je tomu v práci Taszarka et al. (2017). Hodnoty ML CAPE do 3 km pod  $50 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  jsou dle Hampshira et al. (2018) příliš nízké na to, aby derecha doprovázela i tornáda, i když odlehle hodnoty ve vlhčím prostředí některých derech jsou vyšší než  $50 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Je však třeba poznamenat, že takové podmínky, kdy by hrozil výskyt tornád při větrných bouřích typu derecho, se ve střední Evropě vyskytují spíše jen výjimečně, jelikož musí být splněny i další předpoklady, jako je výrazná nízkohladinová helicity nebo výraznější nízkohladinový vertikální střih větru přesahující alespoň  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Ačkoliv zjištěné mediány hodnot výšky LCL pro derecha jsou okolo 1,4 km, medián výšky LFC pro stavovou křivku vycházející z hladiny, odkud byla spočítána nejvyšší CAPE (MU CAPE), činí v blízkosti derech 2,2 km a pro proložení stavové křivky definující směšovací vrstvu (ML) pak přibližně 2.5 km (obr. 14 d). Derecha ve střední Evropě se vyskytují za vyšší výšky výstupné kondenzační hladiny než obecně konvektivní bouře produkující silný vítr ve srovnání s Púčikem et al. (2015). Taszarek et al. (2017) naopak přišli při analýze extrémních větrných událostí s rychlostmi větru v nárazu nad  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  k velmi podobnému výsledku – výšce LCL přibližně okolo 1,5 km. V porovnání s podmínkami v USA je výška ML LCL pro větrné události v Evropě vyšší než v USA. K podobným výsledkům dospěli i Púčik et al. (2015) s tím, že se výška ML LCL mírně zvyšuje pro větrné události vyšší intenzity. V kontrastu k tomu však Taszarek et al. (2020b) podotýkají, že výška ML LCL se naopak s intenzivnějšími událostmi zmenšuje. V této diplomové práci je výška ML LCL i MU LCL statisticky špatně oddělitelná ve vztahu k intenzitě derecha a hodnoty jsou si velmi podobné, jen zjištěná výška ML LCL pro derecha je přibližně o 200 m výše, než jakou pro větrné události zjistili Púčik et al. (2015). Jelikož Púčik et al. (2015) vycházeli ze sondážních měření, které analyzovali včetně zimního období, a Taszarek et al. (2020b) počítali charakteristiky konvektivního prostředí jen z reanalýzy ERA5, může stát za špatnou oddělitelností podmínek ve vztahu k intenzitě derecha v rámci této práce i fakt, že kombinuje měření a modelové výstupy z reanalýzy ERA5. Nakonec je třeba dodat, že k podobným výsledkům výšky ML LCL, jako je uvedena v této diplomové práci, dospěli také Romanic et al. (2022) v případě analýzy podmínek vhodných pro tvorbu downburstů v USA.

Zjištěná výška ML LFC při bouřích typu derecho ve střední Evropě je přibližně o 400 m vyšší než při větrných událostech v obecném kontextu v Evropě (Taszarek et al. 2020b). Taszarek et al. (2020b) také zjistili, že se události se silným větrem s rychlostí větru v nárazu nad  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  vyskytují za vyšší LFC než slabší události s rychlostí větru v nárazu pod  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Gatzen et al. (2020) pro derecha v Německu zjistili medián ML LFC v izobarické hladině 753

hPa, což v letním období odpovídá přibližně výšce 2,5 až 2,6 km. Zjištění Gatzena et al. (2020) tak korespondují se zjištěními v této diplomové práci.

Pod LFC se pak nachází ve vertikálním profilu troposféry CIN. Bylo zjištěno, že určitá míra CIN derecha vždy provází. Její hodnoty se se zvyšující se intenzitou derecha zvyšují a statistickým rozdělením hodnot kopírují zjištění Taszarka et al. (2020b).

S výškou LCL a LFC také souvisí vlhkostní charakteristiky derech. Bylo zjištěno, že derecha v Evropě vznikají za podobných nebo vyšších  $\Delta\theta_e$  (3-5 km) než downbursty v USA (Romanic et al. 2022). Zjištěná relativní vlhkost vzduchu ve výšce 0 a 2 km a 2 až 5 km v případě derech dosahuje spíše nižších hodnot ve srovnání s downbursty v USA (Romanic et al. 2022). Mimo to Pacey et al. (2021) při studiu větrných bouří v Evropě došli k závěru, že relativní vlhkost ve výšce mezi izobarickými hladinami 700 a 500 hPa je velmi podobná relativní vlhkosti vztažené k downburstům v USA dle Romanice et al. (2022). Zjištěné nižší hodnoty relativní vlhkosti vzduchu v okolí středoevropských derech ve výšce mezi 2 a 5 km i mezi 0 a 2 km výšky jsou pravděpodobně kompenzovány parametrem CPS, jehož hodnoty jsou ve srovnání s hodnotami v USA pro downbursty velmi podobné, a DCAPE. Nižší relativní vlhkost vzduchu ve spodních 5 km výšky při větrných bouřích typu derecho ve střední Evropě tak vede k větší podpoře sestupných proudů. Zjištěno také bylo, že vertikální teplotní gradient mezi výškami 0 a 4 km je velmi podobný v porovnání s podmínkami pro downbursty v USA ve studii Romanice et al. (2022).

Obecně zjištěná nižší relativní vlhkost vzduchu, která derecha ve střední Evropě provází, koresponduje i s menšími hodnotami srážkové vody v porovnání s větrnými událostmi v USA, kde jsou hodnoty potenciální srážkové vody vyšší (Taszarek et al. 2020b). Na stranu druhou množství vody v atmosféře ovlivňuje také sílu sestupných proudů (Markowski, Richardson 2010), což bylo v této práci potvrzeno při porovnání rostoucích hodnot potenciální srážkové vody v závislosti na intenzitě derech. Tahle skutečnost však poukazuje na to, že intenzita derech ve střední Evropě je řízena i teplotou v mezní vrstvě atmosféry, kde je i nejvíce dostupné vlhkosti pro konvekci. Vzhledem ke snižující se relativní vlhkosti vzduchu a méně výraznému teplotnímu gradientu tak lze usuzovat, že absolutní vlhkosti v mezní vrstvě atmosféry mají derecha dostupné při svém rozpadu mnohem méně v případě, že je konvekce vyvýšená. Tento aspekt by mohl být vyřešen integrací potenciální srážkové vody až od hladiny, kde vzduch nemusí překonávat přízemní inverzi teploty vzduchu.

Jak již bylo popsáno výše ve vztahu k CPS, nižší vlhkost vzduchu ovlivňuje polohu nasycené adiabaty sestupující vzduchové částice, a tedy i DCAPE. Zjištěný medián hodnot DCAPE pro derecha byl zjištěn  $754 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  s tím, že horní kvartil hodnot byl  $841 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . K mírně vyšším hodnotám dospěli Pacey et al. (2021) pro větrné bouře v rámci Evropy s mediánem přibližně okolo  $900 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Je však třeba poznamenat, že jejich práce se sice zabývá větrnými bouřemi, ale zahrnuje sondáže v celé Evropě, nejvíce ve východní části střední Evropy, což může zejména ve vztahu ke kontinentálnějšímu rázu klimatu ve východní části střední Evropy hrát roli při vyšších hodnotách DCAPE. Púčik et al. (2015) porovnávali rovněž DCAPE při větrných událostech a došli k mediánu hodnot  $588 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Tato odlišnost může být dána třemi skutečnostmi. Púčik et al. (2015) se totiž zabývali všemi větrnými událostmi včetně těch, které se vyskytly mimo letní období. Druhou skutečností může být, že se zabývali větrnými událostmi pouze z obecného hlediska a nerozlišovali bouře podle velikosti. Třetí odlišností je metodika výpočtu DCAPE, která spočívá v případě Púčika et al. (2015) v hledání nejnižší hodnoty  $\theta_e$  ve vrstvě od izobarické hladiny 300 hPa k zemskému povrchu. DCAPE v této diplomové práci je však počítána s fixní výškou 4 km, od které je vedena izograma a suchá adiabata a pak následně integrována od výšky 4 km plocha definující DCAPE. V porovnání s derechy v USA Evans a Doswell (2001) zjistili hodnoty DCAPE mnohem vyšší, než byly zjištěny v této diplomové práci. Rozpětí hodnot mezi prvním a třetím kvartilem DCAPE se v USA pohybuje mezi 970 až  $1350 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , což odpovídá spíše odlehlým hodnotám DCAPE ve střední Evropě, ačkoliv ze zjištěných výsledků vyplývá, že podobné hodnoty ve střední Evropě mohou být v průběhu vývoje derech také ojediněle dosaženy.

Analýza hodnot dvoukilometrového a tříkilometrového vertikálního stříhu větru ukázala, že zjištěné hodnoty ve střední Evropě pro derecha jsou v porovnání se studií Evanse a Doswella (2001) pro derecha USA podobné. Zásadním zjištěním této diplomové práce je však fakt, že ve střední Evropě je vertikální stříh větru při větrných bouřích typu derecho vyšší než v USA. Zatímco je tak ve střední Evropě medián šestikilometrového stříhu větru  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , v USA odpovídá tato hodnota přibližně třetímu kvartilu hodnot (Evans, Doswell 2001). Pacey et al. (2021) však dodávají, že pro větrné bouře na evropském kontinentu jsou typické nižší hodnoty šestikilometrového vertikálního stříhu větru. Je však třeba zmínit, že se jedná o podmínky vztažené ke všem bouřím, a zejména k těm, které podmínky pro označení jako derecho nesplňují. Romanic et al. (2022) ve vztahu k downburstům dospěli k hodnotám také výrazněji nižším, než bylo zjištěno v této diplomové práci, kdy třetí kvartil hodnot v USA odpovídá mediánu hodnot v Evropě. Nižší hodnoty šestikilometrového stříhu větru v porovnání

s hodnotami v této diplomové práci také zjistili Taszarek et al. (2020b) s tím, že pro zprávy týkající se rychlosti větru v nárazu nad  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  jsou hodnoty mírně vyšší než pro zprávy týkající se rychlosti větru v nárazu mezi  $25$  a  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . K podobným výsledkům jako Taszarek et al. (2020b) došli i Púčik et al. (2015), kteří podotýkají, že sice události spojené s rychlostmi větru v nárazu nad  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  se vyskytují za nižšího mediánu hodnot šestikilometrového stříhu větru, ale hodnoty pro události s rychlostmi větru v nárazu nad  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  jsou blízké k hodnotám uvedeným v této diplomové práci. Na závěr je třeba podotknout, že studie Tazarka et al. (2020b), Púčika et al. (2015) a Romanice et al. (2022) mohou zahrnovat i nárazy větru generované supercelami, které se obecně vyskytují v prostředí s vyšším vertikálním stříhem větru (Markowski, Richardson 2010; Doswell, Evans 2003), nebo dalšími typy konvektivních bouří, které se naopak mohou vyskytovat za nižších hodnot šestikilometrového vertikálního stříhu větru. To může být i důvodem téměř stejných hodnot šestikilometrového stříhu větru ve vztahu k downburstům a k prostředí, které ke vzniku downburstů v USA nevedou, v práci Romanice et al. (2022).

S vertikálním stříhem větru také souvisí helicity. Ačkoliv v této diplomové práci byla SRH počítána pro tři různé výšky, řada prací se zabývá pouze SRH mezi  $0$  a  $3 \text{ km}$  výšky. Zjištěné hodnoty SRH mezi  $0$  a  $3 \text{ km}$  vyšly s mediánem  $151 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  s tím, že spíše první kvartil zjištěných hodnot odpovídá mediánu hodnot, které přinesli Púčik et al. (2015) a Taszarek et al. (2020b). Púčik et al. (2015) pro větrné jevy s nárazy větru mezi  $25$  a  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  uvádějí hodnoty v rozpětí  $60$  až  $160 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  mezi 1. a 3. kvantilem hodnot s mediánem okolo  $100 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ . Pro nárazy větru nad  $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  je pak medián hodnot také blízký  $100 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  a horní kvartil  $180 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  s tím, že v rámci hodnot je výrazný rozptyl. Taszarek et al. (2020b) obecně pro větrné jevy zjistili, že SRH mezi  $0$  a  $3 \text{ km}$  je pro oblast Evropy mírně vyšší než zjistili Púčik et al. (2015). Rozdíly mezi zjištěnými hodnotami helicity ve vztahu k dřeňům s jinými publikacemi mohou být dány výraznějším vertikálním stříhem větru a také faktem, že práce Púčika et al. (2015) a Tazarka et al. (2020b) se obecně zabývají silným větrem. Aby mohla být SRH porovnána s těmito publikacemi, používá stejnou metodu odhadu vektoru pro supercely dle Bunkerse et al. (2000) místo aktualizované verze dle Bunkerse et al. (2014).

Poslední kategorií hodnocených podmínek byly složené parametry. Ty lze dle úspěšnosti rozdělit do tří kategorií:

- i. složené parametry, které jsou relativně úspěšné pro odhad podmínek silného větru a byly pro tohle hodnocení vyvinuty – DEI, DCP a WINDEX;



- ii. složené parametry, které v sobě kombinují vertikální stříh větru a instabilitu, a jejich úspěšnost je také vyšší – WMAXSHEAR;
- iii. parametry vyvinuté pro jiné účely ale ve vztahu k podmínkám, které předchází derechům, použité v této práci – SCP a STP.

Poslední skupinu parametrů lze řadit k těm méně úspěšným, neboť jsou určeny pro předpovědi supercel a tornád, a právě tornáda se sice mohou v rámci derech ve střední Evropě vyskytnout, ale pouze raritně.

Jelikož derecha doprovázejí většinou kladné hodnoty DEI, prostředí je většinou vhodné pro tvorbu downburstů. Velmi podobné jsou si s podmínkami pro vznik derech ve střední Evropě i podmínky vzniku downburstů v USA z hlediska parametru WINDEX s tím, že medián zjištěných hodnot pro střeoevropská derecha je trochu nižší než v analýze Romanice et al. (2022). Na stranu druhou DCP vykazuje pro střeoevropská derecha přibližně poloviční hodnoty oproti USA (Coniglio et al. 2005). Tohle může poukazovat na dvě zásadní skutečnosti. Prvním faktem je, že se derecha ve střední Evropě vyskytují na spodní limitě hodnot CAPE a DCAPE oproti USA, což vede k otázce, jestli nehrají roli na zformování derech ve střední Evropě další příčiny (např. synoptická situace). Druhou skutečností je, že výraznější šestikilometrový vertikální stříh větru může úspěšně kompenzovat nižší CAPE a DCAPE tím, že může stát za vznikem supercel, které mohou podpořit samotný vývoj derech. Rotující výstupný proud je pak výrazně silnější u supercel, což může dostatečně kompenzovat nižší CAPE. Tuto myšlenku lze podpořit řadou prací, které se vztahem derech a supercel v Evropě zabírají, a to až už v historickém kontextu (Staněk 2022), tak i v kontextu současném (Taszarek et al. 2019).

Jako vhodným prediktorem se ukázal pro charakteristiky podmínek při vývoji střeoevropských derech WMAXSHEAR. Se zjištěnými hodnotami 1. a 3. kvartilu 557, resp. 950  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  ML WMAXSHEAR pro derecha ve střední Evropě se jedná o vyšší hodnoty ve srovnání s podmínkami pro výskyt downburstů v USA v práci Romanice et al. (2022). To je zapříčiněno zejména vyššími hodnotami vertikálního stříhu větru při událostech typu derecho ve střední Evropě. Zjištěno také bylo, že s intenzitou evropských derech se zvyšují i hodnoty ML WMAXSHEAR, což koresponduje se závěry Taszarka et al. (2020b) pro větrné události. Nižší hodnoty v práci Taszarka et al. (2020b) mohou být dány obecným zaměřením na všechny větrné jevy.

Parametry SCP a STP lze hodnotit jako prediktory, které pro předpověď intenzity derech nejsou zcela vhodné, ačkoliv SCP v případě podmínek při vzniku, v průběhu a při rozpadu derech vykazuje vyšší významnost. SCP i STP však nebyly počítány tradičně dle Thompsona et al. (2003). SCP byl spočítán se zahrnutím MU CIN podle Groppa a Davenporta (2018). Zahrnutí MU CIN do výpočtu je vhodné zejména pro odhad podmínek nočních supercel. Ve srovnání s tradičním SCP počítaným dle Thompsona et al. (2003) nebo aktualizovaným výpočtem SCP dle Thompsona et al. (2007) dosahoval SCP počítaný v této práci nižších hodnot, přibližně o 1 v případě mediánu a průměru. Podobně byl počítaný i STP s využitím SRH ve výšce mezi povrchem a 500 m výšky dle Coffera et al. (2019) místo tradičního STP využívajícího SRH mezi 0 a 1 km výšky dle Thompsona et al. (2003).

SCP v této diplomové práci vychází mírně vyšší než v případě práce Taszarka et al. (2020b). Podobných hodnot SCP i STP, jako jsou uvedené v této diplomové práci, dosáhli i Tazsarek et al. (2020b). Zejména STP je tak předpovědní parametr, který má pro predikci derech velmi malé využití a není tak zcela vhodný. K faktu, že STP je velmi limitovaný pro předpověď tornád v Evropě, dospěli i Kaltenböck et al. (2009) nebo Rodríguez a Bench (2018). Coffe et al. (2020) dokonce naznačují, že pro Thompsonem et al. (2007) aktualizovaný STP není zcela vhodné využití SRH počítané k horní hranici konvektivně efektivní vrstvy, na které stála aktualizace algoritmu. Coffe et al. (2020) totiž došli k závěru, že SRH počítaná k horní hranici konvektivně efektivní vrstvy snižuje oddělitelnost mezi hodnotami STP v případech výskytu slabých tornád a v případech, kdy se tornádo nevyskytlo.

## **5.2 Limity této práce a možnosti zlepšení odhadu podmínek konvektivního prostředí**

Stanovení podmínek, za kterých se vyvíjí konvektivní bouře, není jednoduché. Podmínky vzniku se mohou výrazněji měnit v prostoru (Potvin et al. 2010) a vzhledem k členitému terénu střední Evropy je otázkou, zda odhad podmínek konvektivního prostředí odpovídá realitě vzhledem k faktu, že podmínky jsou posuzovány v určitém okruhu okolo sondážního měření. Dalším faktorem je časová blízkost jevu, která rovněž hraje zásadní roli v odhadu podmínek konvektivního prostředí. V rámci této práce byla použita časová blízkost 2 hodiny, což je v porovnání s dalšími studii spíše větší časová blízkost. Na stranu druhou prostorové hledisko 167 km lze považovat vzhledem k často výrazné rychlosti pohybu derecha za rozumný kompromis. Potvin et al. (2010) však zmiňují, že obecně pro studium nebezpečných jevů spojených s konvektivními bouřemi je vhodné použití sondáží vzdálených 40 až 120 km od

daného jevu. Na stranu druhou je třeba brát v potaz i to, že je potřeba získat dostatečně velký vzorek sondáží, což vzhledem k derechům ve střední Evropě není jednoduché.

Tato práce se od ostatních liší využitím kombinace sondáží a pseudosondáží z reanalýzy ERA5. Jiné práce se věnují buď sondážním měřením (např. Púčik et al. 2015; Evans, Doswell 2001; Pacey et al. 2021) nebo jen pseudosondážím (např. Taszarek et al. 2020 a,b). Kombinace datových zdrojů byla zvolena kvůli zpřesnění odhadu podmínek konvektivního prostředí, jelikož pouze sondážní měření by tvořila relativně malý vzorek dat. Kdyby byly využity jen pseudosondáže z reanalýzy ERA5, byla by práce s daty díky jejich homogenitě jednodušší. Je však třeba poznamenat, že se stále jedná o modelová data s horizontálním rozlišením  $0,25^\circ$ , a proto jejich použití pro explicitní odhad podmínek některých jevů menších měřítek není zcela vhodné.

Dalším faktorem, který výrazněji může ovlivnit data, je samotná metodika ve vztahu k počítání parametrů z reanalýzy ERA5, které byly vztažené k určitému gridovému bodu s rozlišením sítě  $1^\circ$ , který však byl počítán v místě sondážní stanice v rámci dráhy derecha. Navíc spočítané parametry z některých sondážních lokací tak vstupovaly do konečného zhodnocení vícekrát. Pro lepší zhodnocení podmínek, které vedou ke vzniku derech, je tak vhodné využít buď všechny gridové body reanalýzy ERA5 v rámci dráhy derecha s plovoucím časovým oknem, které bude brát ohled na rychlost a směr šíření derecha a podmínky hodnotit i v okolí dráhy derecha, nebo pro každé z derech spočítat detailní zpětnou předpověď z reanalýzy ERA5 pomocí některého z NWP. Jelikož do budoucna reanalýzu ERA5 nahradí ERA6 s lepším rozlišením, může být ERA6 použita i pro zkoumání podmínek vzniku derech. Reanalýzu ERA6 by mělo ECMWF začít počítat na podzim roku 2024 (Hersbach et al. 2023).

Nelze opomenout ani obecnou klasifikaci derech, která může stát za odlišnostmi podmínek. Ačkoliv byly případy pečlivě vybrány ze studií a novější případy byly zkoumány z pohledu dat z detekce blesků v kombinaci s reporty z ESWD a dostupnými radarovými daty, některé případy, které zasahovaly zejména na Balkánský poloostrov, nemohly být kvůli nedostupnosti radarových dat vhodně zhodnoceny. Detekce jevu derecho se totiž opírá o výskyt squall line detekované na základě radarových dat, což vzhledem k nemožnosti ověření díky nedostupnosti radarových dat vyvolává jistou míru nejistoty v klasifikaci některých případů derech.

V neposlední řadě je důležité zmínit klasifikaci derech z hlediska jejich intenzity. Tato klasifikace byla provedena kromě případů zpracovaných Gatzemem et al. (2020) na základě

reportů z ESWD s tím, že byly situace klasifikované Gatzenem et al. (2020) také ověřeny. Zcela nově klasifikovány byly případy derech analyzované Surowieckim a Tazarkem (2020), které reflektovaly intenzitu derech pouze na území Polska, ačkoliv derecho prošlo i jinými státy. Samotná klasifikace případů pak velmi záležela na samotných zprávách o silném větru z databáze ESWD. Zatímco v Polsku byla většina těchto zpráv s výraznějšími škodami po silném větru klasifikována podle Fujitovy a TORRO stupnice, v jiných zemích střední Evropy tomu tak často nebylo. Naopak například v Německu zprávy provázely četnější záznamy o rychlosti větru v nárazu z meteorologických stanic. S ohledem na zvolené kritérium třech zpráv o silných nárazech větru od sebe vzdálených více než 64 km s rychlostmi nad 33 nebo 38  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , je třeba podotknout, že leckteré případy derech byly charakteristické třeba dvěma těmito reporty nad definovanou hranicí nebo více reporty, které však byly vzdáleny méně než 64 km. To může být jednou z nejzásadnějších příčin toho, proč některé parametry se s ohledem na intenzitu derech lišily jen minimálně.

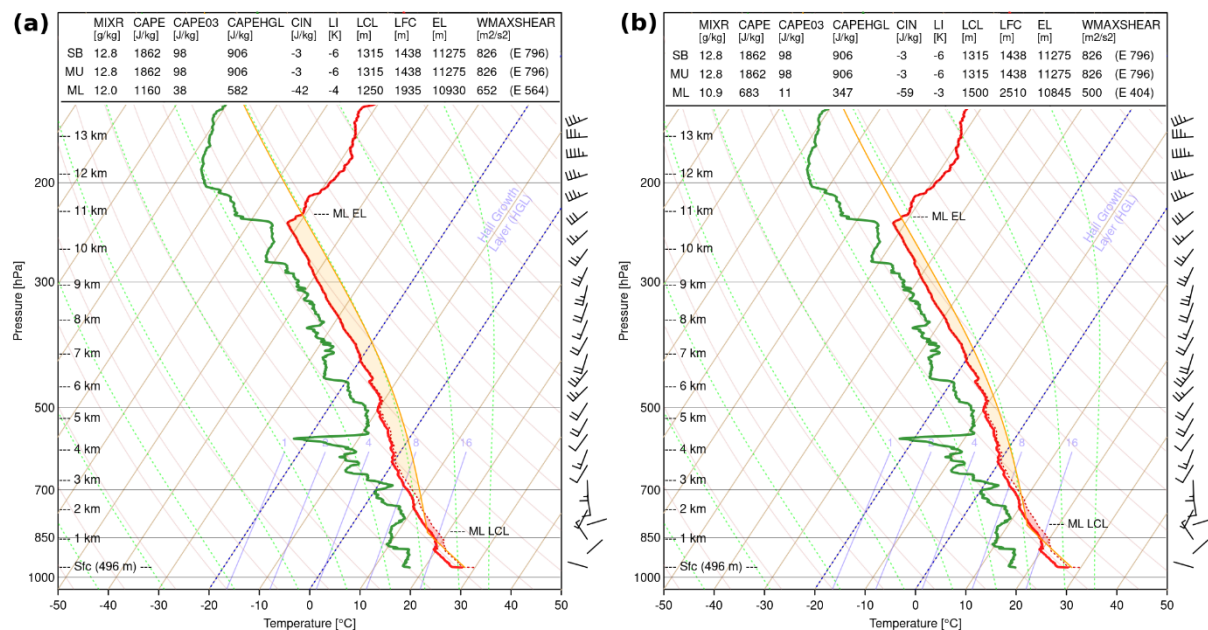
Kromě výběru sondáží a pseudosondáží ve vztahu k intenzitě derecha je důležité zmínit i rozdělení vertikálních profilů v závislosti na životním cyklu derecha. Evans a Doswell (2001) použili časové kritérium prvních a posledních tří hodin existence derecha oproti dvěma hodinám a zástupně 150 km dráhy použitých v této diplomové práci. Využití delšího časového kritéria by sice znamenalo symetričtěji rozdělené sondáže a pseudosondáže, nicméně na stranu druhou by mohlo znamenat menší rozdíly mezi počítanými prekurzory. Mimo to je však třeba poznamenat, že Weisman et al. (1988) zjistili, že od iniciace konvekce po tvorbu squall line uplyne průměrně doba 3 hodiny. Vliv použití dvou hodin jako časového kritéria a 150 km jako prostorového kritéria je vhodné dále prozkoumat, ale nelze volbu hodnotit jako špatnou, neboť v této diplomové práci je vývoj derecha zkoumán od chvíle, kdy začne systém produkovat silný vítr, nikoliv od chvíle, kdy se bouře začnou vyvíjet.

Poslední zásadní otázkou z hlediska přesnosti počítaných charakteristik je, jak by větší vzorek pseudosondáží ovlivnil hodnoty počítaných parametrů. Z hlediska počtu vertikálních profilů se tato práce řadí mezi ty, které porovnávají středně velký počet profilů. Oproti Gatzenovi et al. (2020), Paceymu et al. (2021) nebo Evansovi a Doswellovi (2001) je sice vzorek profilů větší, nicméně nejedná se o tak rozsáhlou analýzu podmínek konvektivního prostředí jako v případě Púčika et al. (2015) nebo Tazarka et al. (2020 a, b). Pro lepší odhad podmínek při vývoji derecha by se tak budoucí práce měla ubírat zhodnocením podmínek přímo z reanalýzy ERA5 a posléze i z detailních výstupů NWP se zhodnocením podmínek nejen v dráze derecha, ale také v jeho okolí. Tímto by celkový počet profilů nabyl v případě využití

všech bodových dat z reanalýzy ERA5 v oblasti výskytu 48 analyzovaných derech několika desítek tisíc a v případě využití detailního modelu milionů profilů. Takto robustní analýza si však žádá více práce.

### 5.3 Odlišnost hodnot ve vztahu k volbě softwaru a vstupních dat

Vypočítané hodnoty parametrů se mohou lišit také volbou softwaru nebo datového vstupu. V knihovně ThundeR je také možnost volby přesnosti výpočtu ve vztahu k rychlosti výpočtu. Výsledky se tak mohou lišit kvůli výběru menšího počtu hladin, z nichž jsou hodnoty parametrů počítány. Druhým úskalím počítání parametrů konvektivního prostředí může být odlišnost podmínek vstupujících do výpočtu. Například knihovna SHARPPy (Blumberg et al. 2017) počítá ML CAPE na základě průměrného směšovacího poměru a potenciální teploty ve výšce odpovídající vrstvě 100 hPa při zemském povrchu, tedy přibližně 1 km. Hodnoty ML CAPE se pak mohou výrazněji lišit a jsou zpravidla nižší o desítky až nižší stovky  $J \cdot kg^{-1}$  (obr. 36). Změna hodnot se pak týká i ML LCL, která je výše, než kdyby byla počítána na základě průměrných parametrů ve vrstvě 50 hPa při zemském povrchu.

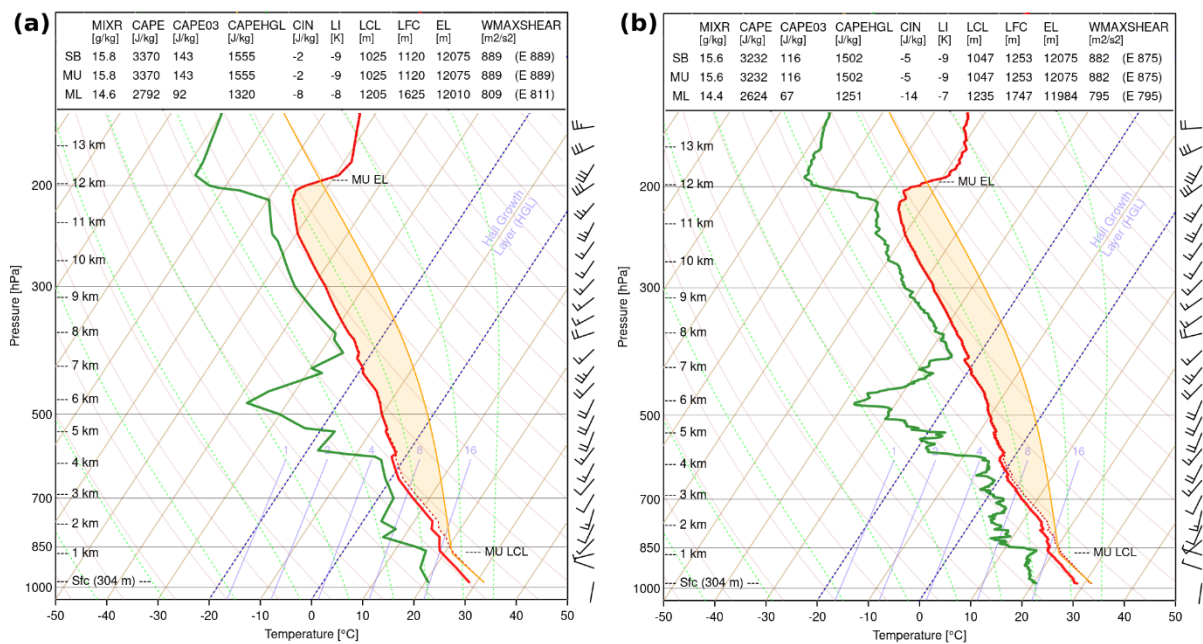


Obr. 36: Zkosené diagramy s některými spočítanými charakteristikami konvektivního prostředí ze sondážního měření dne 10. 7. 2024 v čase 12 UTC z Mnichova. Proložení stavové křivky je založeno na (a) průměrném směšovacím poměru a potenciální teplotě ve vrstvě 50 hPa, (b) průměrném směšovacím poměru a potenciální teplotě ve vrstvě 100 hPa.

I při zachování stejné metodiky výpočtu se však mohou parametry lišit. Taszarek et al. (2023b) uvedli, že při datovém vstupu založeném na vertikálním rozlišení 5 metrů (tedy

nejvyšší přesnosti vstupních dat v rámci knihovny ThundeR) je vůči knihovně MetPy (May et al. 2022) RMSE  $57,5 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  v případě hodnot SB CAPE založených na 13400 analyzovaných vertikálních profilech ze stanice Leba v Polsku v letech 2000 až 2019. Mimo to Taszarek et al. (2023b) uvedli, že v rámci SB CAPE ThundeR oproti MetPy slabě nadhodnocuje.

Zásadnější roli při přesnosti popisu podmínek konvektivního prostředí však hraje vertikální rozlišení vstupních dat, a to zejména ve spodních hladinách (Zacharov, Řezáčová 2005). Jelikož byly v této práci použity celkem tři vstupy dat – modelová data a sondáže kódované do formátů BUFR a TEMP, počítaná data se z tohoto důvodu mohou lišit více než při použití různých nástrojů pro výpočet charakteristik konvektivního prostředí. V případě CAPE může mít zjednodušený modelový popis zejména mezní vrstvy atmosféry za následek rozdíly v rámci desítek až nižších stovek  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Větší vliv vertikálního rozlišení je však obecně pozorován v rámci CAPE integrovaného do výšky 3 km (obr. 37) a dalších veličin, které popisují konvektivní podmínky v nižší troposféře (jako např. SRH do výšky 500 m nebo 1 km).



Obr. 37: Ukázka odlišnosti počítaných parametrů ze sondážního měření z Prahy-Libuše dne 10. 7. 2024 času 12 UTC. (a) Datovým vstupem je TEMP, (b) datovým vstupem je BUFR. Zpracováno pomocí knihovny ThundeR v programovacím jazyce R.

## 5.4 Shrnutí výsledků

Výsledky této diplomové práce lze shrnout přehledně do několika zásadních bodů:

- 1) Derecha se ve střední Evropě formují nejčastěji na severozápadním úpatí Alp v blízkosti státních hranic mezi Německem a Švýcarskem. Hlavními oblastmi, kde dochází k rozpadu derech, je pomezí Čech a Moravy a také střední Slovensko.
- 2) Výskyt weak-forcing derech ve střední Evropě je podmíněn přibližně dvakrát až třikrát nižšími hodnotami ML CAPE, než je tomu v USA. Naopak vertikální stříh větru mezi 0 a 6 km dosahuje  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , což může být problém pro operativní meteorologii a vydávání varování, jelikož podobné podmínky z hlediska vertikálního stříhu větru jsou typické i pro supercely.
- 3) Z vhodných podmínek šestikilometrového stříhu větru pro vznik supercel plyne, že supercely mohou ovlivňovat chování squall line s derechy a podporovat silný vítr v rámci derecha. Je také pravděpodobné, že podpora supercel může účinně kompenzovat nižší CAPE a DCAPE.
- 4) Derecha se vyskytují v prostředí, které kombinuje spíše nižší hodnoty helicity v nižších hladinách v kombinaci s většími výškami výstupné kondenzační hladiny a hladiny volné konvekce. Navíc je přítomno při řadě případů derech i určité množství CIN. To znamená, že v naprosté většině případů výskyt derecha nedoprovází výskyt tornád. Tornáda se však mohou vyskytnout výjimečně, při podmínkách s výraznou helicitou a vyšší vlhkostí vzduchu blízko zemského povrchu.
- 5) Rozložení vlhkosti ve vertikálním profilu troposférou nehraje tak zásadní vliv na to, jestli derecho vznikne.
- 6) Podmínky pro tvorbu derech ve střední Evropě výrazně korespondují s podmínkami pro vznik downburstů v USA z hlediska složených parametrů Windex, DEI a také charakteristik teplotního gradientu mezi 0 a 4 km výšky. Průměrné hodnoty DEI značí, že derecha se vyskytují v prostředí, které je vhodné pro tvorbu downburstů.
- 7) Ačkoliv se nejedná o statisticky významný vztah, byla potvrzena závislost mezi CAPE a vertikálním stříhem větru a také DCAPE a kilometrovým stříhem větru. Čím větší je CAPE, tím menší může být šestikilometrový stříh větru. Zároveň čím větší je DCAPE, tím menší může být kilometrový vertikální stříh větru.
- 8) Významná závislost byla zjištěna mezi složenými parametry WINDEX a CPS s vertikálním teplotním gradientem ve vrstvě 0 až 4 km. Vertikální teplotní gradient do

výšky 4 km tak může být použit jako doplněk k CPS a parametru WINDEX, avšak souvislosti bude potřeba ještě ověřit na dalších situacích.

Z hlediska konvektivního prostředí ve vztahu k intenzitě derecha a při různých fázích vývoje derech byly zjištěny následující okolnosti:

- 1) Derecha vznikají obecně v relativně vlhčím prostředí blíže frontálního rozhraní a postupně se přesouvají do relativně suššího prostředí dále od frontálního rozhraní, kde zanikají, přičemž hodnoty potenciální srážkové vody jsou v rámci vertikálního profilu při vývoji derech podobné.
- 2) Vznik derech je typický nižšími hodnotami CAPE, nižšími hodnotami DCAPE ale vyššími hodnotami vertikálního stříhu větru mezi 0 a 6 km výšky. Po zformování derecha se v jeho průběhu zmenšuje vertikální stříh větru mezi 0 a 6 km výšky. Kompenzací zmenšení vertikálního stříhu větru je zvýšení hodnot CAPE a DCAPE. To znamená, že před vyvíjejícím se derechem musí být dostatečně velký rezervoár CAPE. Vlhkost v nižších hladinách, která je klíčová pro vyšší hodnoty CAPE, může být také přesunuta z jiného místa k derechu, které může být touto dotací vlhkosti podpořeno ve vývoji.
- 3) Rozpad derech bývá provázen postupně snižujícími se hodnotami vertikálního stříhu větru i výraznějším snížením CAPE. Zásadní roli však hraje zmenšení teplotního gradientu do jednoho km výšky. Ve většině případů se derecho rozpadá za vyvýšené konvekce.
- 4) Se zvyšující se intenzitou derech se zvyšují také hodnoty CAPE. Zásadní vliv však má množství potenciální srážkové vody, které má derecho k dispozici pro to, aby mohlo produkovat velmi silný vítr. Naopak charakteristiky teplotního gradientu a dynamiky nemají podstatný vliv na intenzitu derech.



## 6 Závěr

Ačkoliv v USA jsou derecha lépe podchycena a analyzována často jak pomocí detailních případových studií, tak i rozsáhlejších prací, které analyzují desítky až stovky případů, v Evropě je pouze jedna práce věnující se fenoménu derecho v Německu z dlouhodobějšího horizontu. Vzhledem ke skutečnostem, že si derecha ve střední Evropě žádají ročně v průměru i vyšší jednotky až desítky zranění a úmrtí a na majetku působí výrazné škody, je na místě se jimi podrobněji zabírat.

Tato diplomová práce se tak zabývala podmínkami vývoje celkem 48 větrných bouří typu derecho na území střední Evropy v letech 2000 až 2023 pomocí 1453 vertikálních profilů z blízkých sondáží nebo pseudosondáží počítaných z reanalýzy ERA5. Spočítány byly hodnoty 37 charakteristik konvekce nejen obecně pro celou dráhu všech derech, ale také byly vertikální profily rozděleny na základě intenzity a životního cyklu derech. Na základě toho byly zjištěny podmínky, které jsou typické pro jak zformování a průběh derech, tak také podmínky, které vedou k jejich rozpadu. Zhodnocení podmínek při vzniku, průběhu a rozpadu derech pak bylo provedeno neparametrickým Mannovým-Whitneyho U testem. Zhodnocení poukázalo na to, že většina počítaných veličin vykazuje při rozpadu derecha větší rozdíly než v průběhu derecha. Zhodnocení provedené v rámci tří zkoumaných kategorií derech dle intenzity ukázalo také na to, že zásadnější vliv na intenzitu derecha má vyšší CAPE a větší množství potenciální srážkové vody. U ostatních veličin nebyly rozdíly mezi kategoriemi tak výrazné.

Z hlediska cílů této práce bylo prvním cílem vytvořit databázi derech a k nim přiřadit sondážní měření, ze kterých měly být následně spočítány charakteristiky konvektivního prostředí v blízkosti derech. Bylo třeba se vypořádat s nehomogenitou dat, a to jak s dostupností synoptických map, na základě kterých byla vybrána weak-forcing derecha, tak i s prostorovou nehomogenitou použitých radarových dat kvůli neexistenci veřejně dostupného evropského kompozitu radarových dat pro celé zkoumané období. Částečně však bylo možné tuto datovou nehomogenitu kompenzovat i daty z detekce blesků v kombinaci se zprávami o škodách z ESWD, které byly použity pro odhad přesné dráhy derecha. V poslední řadě byly velmi nápomocné publikace, a to ať už detailní případové studie, nebo rozsáhlejší studie zaměřené na větší množství derech. Nakonec se podařilo vybrat 48 případů weak-forcing derech.

Druhým cílem bylo zjištění podmínek při vývoji derech. Vzhledem k velké variabilitě dat byla v první fázi data průměrována pro celou dráhu derech. Z výsledků vyplynulo, že rozdělení některých veličin je velmi podobné, jiné veličiny se však lišily více (např.

šestikilometrový stříh větru). Velká variabilita dat byla způsobena přirozeně tím, jak se v průběhu dráhy podmínky měnily, ale také mohla být dána výběrem sondáží a nastavenými kritérii jejich výběru v kombinaci s využitím pseudosondáží z ERA5 reanalýzy. I přes výraznou variabilitu dat byly veličiny získané z jednotlivých vertikálních profilů zkoumány z hlediska jejich statistického rozdělení.

Třetím cílem této práce bylo vytipování charakteristik konvektivního prostředí, které jsou směrodatné pro derecha rozdílné intenzity a při jednotlivých fázích existence derech. Souvislosti mezi veličinami poukázaly na provázání souvislostí mezi výrazným vertikálním teplotním gradientem a silným větrem, jak dokazují četné studie z USA zaměřené však na downbursty. Prokázána byla rovněž významnější role potenciální srážkové vody na intenzitu derecha, což je jedno z diskutovaných témat mezi meteorology nejen v Česku, ale také v USA.

Jelikož tato práce přináší řadu výsledků pro jeden typ silného větru, je vhodné na tuto práci navázat dalším výzkumem, a to ať už detailní analýzou podmínek 48 studovaných derech, tak i prozkoumáním podmínek vzniku dalších větrných jevů různých měřítek. Z výsledků však zejména vyplynulo, že může být velmi zajímavé detailně prozkoumat souvislosti mezi supercelami a derechy, jak jsou schopny supercely vývoj derech podpořit. Další zajímavou skutečností může být detailní prostorová analýza z hlediska variability podmínek s cílem zjistit, jak dalece nevhodné prostředí jsou schopna derecha překonat během svého vývoje. Mimo to může být tato práce základem pro další práce zabývajícími se detailněji konkrétními případy větrných bouří.

## 7 Seznam použité literatury a zdroje

### 7.1 Literatura

ATKINS, N. T., LAURENT, M. ST. (2009): Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis. *Monthly Weather Review*, 137, 5, 1514–1532.

ATKINS, N. T., WAKIMOTO, R. M. (1991): Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. *Weather and Forecasting*, 6, 4, 470–482.

BENTLEY, M. L., MOTE, T. L. (1998): A climatology of derecho-producing mesoscale convective systems in the central and eastern United States, 1986–95. Part I Temporal and spatial distribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 11, 2527–2540.

BLUESTEIN, H. B., JAIN, M. H. (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 16, 1711–1732.

BLUESTEIN, H. B., PARKS C. R. (1983): Synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the Southern Plains. *Monthly Weather Review*, 111, 10, 2034–2046.

BLUMBERG, W. G., HALBERT, K. T., SUPINIE, T. A., MARSH, P. T., THOMPSON, R. L., HART, J. A. (2017): SHARPy: An open-source sounding analysis toolkit for the atmospheric sciences. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 8, 1625–1636.

BOLTON, D. (1980): The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108, 7, 1046–1053.

BROOKS, H. E. (2013): Severe thunderstorms and climate change. *Atmospheric Research*, 123, 129–138.

BROTZGE, J. A., NELSON, S. E., THOMPSON, R. L., SMITH, B. T. (2013): Tornado probability of detection and lead time as a function of convective mode and environmental parameters. *Weather and Forecasting*, 28, 5, 1261–1276.

BUNKERS, M. J., BARBER, D. A., THOMPSON, R. L., EDWARDS, R., GARNER, J. (2000): Choosing a universal mean wind for supercell motion prediction. *NWA Journal of Operational Meteorology*, 2, 11, 115–129.

BUNKERS, M. J., BARBER, D. A., THOMPSON, R. L., EDWARDS, R., GARNER, J. (2014): Choosing a universal mean wind for supercell motion prediction. *Journal of Operational Meteorology*, 2, 11, 115–129.

BUNKERS, M. J., KLIMOWSKI, B. A., ZEITLER, J. W. (2002): The importance of parcel choice and the measure of vertical shear evaluating the convective environment, [https://ams.confex.com/ams/SLS\\_WAF\\_NWP/techprogram/paper\\_47319.htm](https://ams.confex.com/ams/SLS_WAF_NWP/techprogram/paper_47319.htm) (cit. 2. 3. 2024).

CELIŃSKI-MYSŁAW, D., MATUSZKO, D. (2014): An analysis of selected cases of derecho in Poland. *Atmospheric Research*, 149, 263–281.

COFFER, B. E., PARKER, M. D., PETERS, J. M., WADE, A. R. (2023): Supercell low-level mesocyclones: Origins of inflow and vorticity. *Monthly Weather Review*, 151, 9, 2205–2232.

COFFER, B. E., PARKER, M. D., THOMPSON, R. L., SMITH, B. T., JEWELL, R. E. (2019): Using near-ground storm relative helicity in supercell tornado forecasting. *Weather and Forecasting*, 34, 5, 1417–1435.

COFFER, B. E., TASZAREK, M., PARKER, M. D. (2020): Near-ground wind profiles of tornadic and nontornadic environments in the United States and Europe from ERA5 reanalyses. *Weather and Forecasting*, 35, 6, 2621–2638.

COHEN, A. E., CONIGLIO, M. C., CORFIDI, S. F., CORFIDI, S. J. (2007): Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations. *Weather and Forecasting*, 22, 5, 1045–1062.

COLMAN, B. R. (1990): Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE, Part I: A Climatology. *Monthly Weather Review*, 118, 5, 1103–1122.

CONIGLIO, M. C., STENSRUD, D. J., RICHMAN, M. B. (2004): An observational study of derecho-producing convective systems. *Weather and Forecasting*, 19, 2, 320–337.

CONIGLIO, M., WEISS, S., EVANS, J., BRIGHT, D., HART, J., BOTHWELL, P., CORFIDI, S., JOHNS, B. (2005): NOAA Hazardous Weather Testbed, Summer Experiment 2005: Testing forecast tools for MCS maintenance, speed and severity, [https://www.nssl.noaa.gov/users/mcon/public\\_html/2005\\_summer\\_exp\\_plan.pdf](https://www.nssl.noaa.gov/users/mcon/public_html/2005_summer_exp_plan.pdf) (cit. 25. 7. 2024).

CORFIDI, S. F. (2003): Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. *Weather and Forecasting*, 18, 6, 997–1017.

- CORFIDI, S. F., CONIGLIO, M. C., COHEN, A. E., MEAD, C. M. (2016): A proposed revision to the definition of „Derecho“. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 6, 935–949.
- CORFIDI, S. F., CORFIDI, S. J., IMY, D. A. (2006): A preliminary study of severe wind-producing MCSs in environments of limited moisture. *Weather and Forecasting*, 21, 5, 715–734.
- CORFIDI, S. F., CORFIDI, S. J., SCHULTZ, D. M. (2008): FORECASTER’S FORUM, Elevated convection and castellanus: Ambiguities, significance and questions. *Monthly Weather Review*, 23, 6, 1280–1303.
- CORFIDI, S. F., EVANS, J. S., JOHNS, R. H. (2024): About derechos. <https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/derechofacts.htm> (cit. 14. 5. 2024).
- CRAVEN, J. P., BROOKS, H. E. (2004): Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection. *National Weather Digest*, 28, 13–24.
- ČMeS (2024): Elektronický meteorologický slovník, Česká meteorologická společnost. <http://slovník.cmes.cz/> (cit. 29. 7. 2024).
- DAVIES, J. M. (2002): On low-level Thermodynamic parameters associated with tornadic and nontornadic supercells, 21st Conference on Severe Local Storms, American Meteorological Society, San Antonio, TX, [https://ams.confex.com/ams/SLS\\_WAF\\_NWP/techprogram/paper\\_46974.htm](https://ams.confex.com/ams/SLS_WAF_NWP/techprogram/paper_46974.htm) (cit. 2. 3. 2024).
- DAVIES-JONES, R. (2009): On formulas for equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 137, 9, 3137–3148.
- DOSWELL, C. A., BROOKS, H. E., MADDOX, R. A. (1996): Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11, 4, 560–581.
- DOSWELL, C. A., EVANS, J. S. (2003): Proximity sounding analysis for derechos and supercells: An assessment of similarities and differences. *Atmospheric Research*, 67–68, 117–133.
- DOSWELL, C. A., RASMUSSEN, E. N. (1994): The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Weather and Forecasting*, 9, 4, 625–629.

- DOTZEK, N., GROENEMEIJER, P., FEUERSTEIN, B., HOLZER, A. M. (2009): Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmospheric Research*, 93, 1–3, 575–586.
- DROEGEMEIER, K. K., LAZARUS, S. M., DAVIES-JONES, R. (1993): The influence of helicity on numerically simulated convective storms. *Weather and Forecasting*, 121, 7, 2005–2029.
- EVANS, J. S., DOSWELL, C. A. (2001): Examination of derecho environments using proximity soundings. *Weather and Forecasting*, 16, 3, 329–342.
- EVANS, M., CONSTANTINO, J., LAMBERT, B., GRUMM, R. (2012): A preliminary study of inverted-V soundings and downstream severe weather in New York and Pennsylvania. *National Weather Digest*, 36, 1, 1–20.
- FLACK, D. L., LEHNERT, M., LEAN, H.W., WILLINGTON, S. (2023): Characteristics of diagnostics for identifying elevated convection over the British isles in a convection-allowing model. *Weather and Forecasting*, 38, 7, 1079–1094.
- FRENCH, A. J., PARKER, M. D. (2012): Observations of mergers between squall lines and isolated supercell thunderstorms. *Weather and Forecasting*, 27, 2, 255–278.
- FRENCH, A. J., PARKER, M. D. (2014): Numerical simulations of bow-echo formation following a squall line–supercell merger. *Monthly Weather Review*, 142, 12, 4791–4822.
- FUJITA, T. T. (1971): Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity, Satellite & Mesometeorology Research Project, [https://swco-ir.tdl.org/bitstream/handle/10605/261875/ttu\\_fujita\\_000292.pdf?sequence=3&isAllowed=y](https://swco-ir.tdl.org/bitstream/handle/10605/261875/ttu_fujita_000292.pdf?sequence=3&isAllowed=y) (cit. 6. 6. 2024).
- FUJITA, T. T., WAKIMOTO, R. M. (1981): Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. *Monthly Weather Review*, 109,7, 1438–1456.
- GALLUS, W. A., DUHACHEK, A. C. (2022): Differences in near-storm parameters useful for forecasting intensity of nocturnal and diurnal bow echo winds. *Weather and Forecasting*, 37, 12, 2331–2347.
- GALWAY, J. G. (1956): The Lifted Index as a predictor of latent instability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 37, 10, 528–529.

GATZEN, CH. (2004): A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002. *Weather and Forecasting*, 19, 3, 639–645.

GATZEN, CH., FINK, A. H., SCHULZ, D. M., PINTO, J. G. (2020): An 18-year climatology of derechos in Germany. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20, 5, 1335–1351.

GILLETT, K. (2024): SounderPy: Vertical profile data retrieval & analysis tool for Python (Version 3.0.1), <https://pypi.org/project/sounderpy/> (cit. 2. 3. 2024).

GILMORE, M. S., WICKER L. J. (1998): The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Monthly Weather Review*, 126, 4, 943–958.

GODFREY, E. S., TRAPP, J. S., BROOKS, H. E. (2004): A Study of the pre-storm environment of tornadic quasi-linear convective systems, <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/81388.pdf> (cit. 14. 5. 2024).

GOLDACKER, N. A., PARKER, M. D. (2021): Low-level updraft intensification in response to environmental wind profiles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78, 9, 2763–2781.

GROENEMEIJER, P. (2005): Sounding-derived parameters associated with severe convective storms in the Netherlands, <https://www.estofex.org/files/scriptie.pdf>. (cit. 2. 3. 2024).

GROENEMEIJER, P. H., VAN DELDEN, A. (2007): Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmospheric Research*, 83, 2–4, 473–487.

GROPP, M. E., DAVENPORT, C. E. (2018): The impact of the nocturnal transition on the lifetime and evolution of supercell thunderstorms in the Great Plains. *Weather and Forecasting*, 33, 4, 1045–1061.

GUASTINI, C. T., BOSART, L. F. (2016): Analysis of a progressive derecho climatology and associated formation environments. *Monthly Weather Review*, 144, 4, 1363–1382.

HAMPSHIRE, N. L., MOSIE, R. M., CAVANAUGH, D. E., RYAN, T. M. (2018): The role of low-level instability on tornado intensity, <https://ams.confex.com/ams/26SLS/webprogram/Manuscript/Paper211209/Hampshire.pdf>. (cit. 29. 7. 2024).

HARRISON, S. J., MECIKALSKI, J. R., KNUPP, K. R. (2009): Analysis of outflow boundary collisions in North-Central Alabama. *Weather and Forecasting*, 24, 6, 1680–1690.

HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD P. et al. (2023): ERA5, the story so far & plans for ERA6, [https://climate.copernicus.eu/sites/default/files/2023-09/C3S\\_GA\\_2023-Hersbach.pdf](https://climate.copernicus.eu/sites/default/files/2023-09/C3S_GA_2023-Hersbach.pdf) (cit. 16. 7. 2024).

HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., HIRAHARA, S. et al. (2020): The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 730, 1999–2049.

HINRICHS, G. (1888): Tornados and derechos.  
[https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/hinrichs/amj\\_hinrichs.pdf](https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/hinrichs/amj_hinrichs.pdf) (cit. 6. 6. 2024).

HOUZE, R. A. (1993): *Cloud dynamics*. Elsevier, Amsterdam.

HOUZE, R. A. (2004): Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42, 4, 1–43.

HOUZE, R. A. (2018): 100 years of research on mesoscale convective systems. *Meteorological Monographs*, 59, 1, 17.1–17.54.

CHERNOKULSKY, A., SHIKHOV, A., BYKOV, A., KALININ, N., KURGANSKY, M., SHERSTYUKOV, B., YARINICH, Y. (2022): Diagnosis and modelling of two destructive derecho events in European Russia in the summer of 2010. *Atmospheric Research*, 267, 1–15.

INGLEBY, B., EDWARDS, D. (2015): Changes to radiosonde reports and their processing for numerical weather prediction. *Atmospheric Science Letters*, 16, 1, 44–49.

JAMES, R. P., MARKOWSKI, P. M. (2010): A numerical investigation of the effects of dry air aloft on deep convection. *Monthly Weather Review*, 138, 1, 140–161.

JOHNS, R. H., DAVIES, J. M., LEFTWICH, P. W. (1993): Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. 2. Variations in the combinations of wind and instability parameters, <https://www.spc.noaa.gov/publications/johns/torparms.pdf> (cit. 2. 3. 2024).

JOHNS, R. H., HIRT, W. D. (1987): Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Weather and Forecasting*, 2, 1, 32–49.

JOHNSON, R. H. (2001): Surface mesohighs and mesolows. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 1, 13–32.

KALTENBÖCK, R., DIENDORFER, G., DOTZEK, N. (2009): Evaluation of thunderstorm indices from ECMWF analyses, lightning data and severe storm reports. *Atmospheric Research*, 93, 1–3, 381–396.



- KNUPP, K. R. (1989): Numerical simulation of low-level downdraft initiation within precipitating Cumulonimbi: Some preliminary results. *Monthly Weather Review*, 117, 7, 1517–1529.
- LAGERQUIST, R., MCGOVERN, A., SMITH, T. (2017): Machine learning for real-time prediction of damaging straight-line convective wind. *Weather and Forecasting*, 32, 6, 2175–2193.
- LEE, B. D., WILHELMSON R. B. (1997): The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. Part I: Initiation and evolution of pretornadic mesocyclone circulations along a dry outflow boundary. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1, 32–60.
- LEE, W., WAKIMOTO, R. M., CARBONE, R. E. (1992): The evolution and structure of a „bow-echo-microburst“ event. Part II: The bow echo. *Monthly Weather Review*, 120, 10, 2211–2225.
- LETZMANN, J. (1923): Das Bewegungsfeld im Fuss einer fortschreitenden Wind oder Wasserhose, <https://www.essl.org/cms/wp-content/uploads/Letzmann1923.pdf> (cit. 6. 6. 2024).
- LÓPEZ, J. M. (2007): A Mediterranean derecho: Catalonia (Spain), 17th August 2003. *Atmospheric Research*, 83, 2–4, 272–283.
- MADDOX, R. A. (1976): An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Monthly Weather Review*, 104, 2, 133–142.
- MANN, H. B., WHITNEY, D. R. (1947): On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The Annals of Mathematical Statistics*, 18, 1, 50–60.
- MARKOWSKI, P. M., STRAKA, J. M., RASMUSSEN, E.N., BLANCHARD, D. O. (1998): Variability of storm-relative helicity during VORTEX. *Monthly Weather Review*, 126, 11, 2959–2971.
- MARKOWSKI, P., RICHARDSON, Y. (2010): *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- MAY, R. M., GOEBBERT, K. H., THIELEN, J. E., LEEMAN, J. R., CAMRON, M. D., BRUICK, Z., BRUNING, E. C., MANSER, R. P., ARMS, S. C., MARSH, P. T. (2022): MetPy: A meteorological Python library for data analysis and visualisation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103, 10, E2273–E2284.

- McCANN, D. W. (1994): WINDEX – A new index for forecasting microburst potential. *Weather and Forecasting*, 9, 4, 532–541.
- MEADEN, G. T. (1976): Tornadoes in Britain: Their intensities and distribution in space and time. *Journal of Meteorology*, 1, 8, 242–251.
- MONCRIEFF, M. W., MILLER, M. J. (1976): The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 432, 373–394.
- MOTL, M., RÝVA, D. (2023): Kombinace indexů stability pro předpovědi bouřek. *Meteorologické zprávy*, 76, 6, 178–186.
- MULHOLLAND, J. P., PETERS, J. M., MORRISON, H. (2021): How does vertical wind shear influence entrainment in squall lines?. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78, 6, 1931–1946.
- NOAA (2024): Supercell Composite Parameter (SCP), <https://www.spc.noaa.gov/exper/soundings/help/scp.html> (cit. 16. 5. 2024).
- ORF, L. G., ANDERSON, J. R. (1999): A numerical study of traveling microbursts. *Monthly Weather Review*, 127, 6, 1244–1258.
- PACEY, G. P., SCHULTZ, D. M., CARRERAS, L. G. (2021): Severe convective windstorms in Europe: Climatology, preconvective environments, and convective mode. *Weather and Forecasting*, 36, 1, 237–252.
- PARKER, M. D., JOHNSON, R. H. (2000): Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 128, 10, 3413–3436.
- PETERS, J. M., NOWOTARSKI, C. J., MORRISON, H. (2019): The role of vertical wind shear in modulating maximum supercell updraft velocities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76, 10, 3169–3189.
- PILGUJ, N., TASZAREK, M., KRYZA, M., BROOKS, H. E. (2022): Reconstruction of violent tornado environments in Europe: High-resolution dynamical downscaling of ERA5. *Geophysical Research Letters*, 49, 11, e2022GL098242.
- POREBA, S., TASZAREK, M., USTRNUL, Z. (2022): Diurnal and seasonal variability of ERA5 convective parameters in relation to lightning flash rates in Poland. *Weather and Forecasting*, 37, 8, 1447–1470.

- POTVIN, C. K., ELMORE, K. L., WEISS, S. J. (2010): Assessing the impacts of proximity sounding criteria on the climatology of significant tornado environments. *Weather and Forecasting*, 25, 3, 921–930.
- PROCTOR, F. H. (1989): Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity Experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 14, 2143–2165.
- PRYOR, K. L. (2015): Progress and developments of downburst predictions applications of GOES. *Weather and Forecasting*, 30, 5, 1182–1200.
- PÚČIK, T. (2013): Možnosti predikce nebezpečných bouřkových jevů, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, [https://is.muni.cz/th/nbp1/diplomova\\_praca.pdf](https://is.muni.cz/th/nbp1/diplomova_praca.pdf) (cit. 2. 3. 2024).
- PÚČIK, T., FRANCOVÁ, M., RÝVA, D., KOLÁŘ, M., RONGE, L. (2011): Forecasting challenges during the severe weather outbreak in Central Europe on 25 June 2008. *Atmospheric Research*, 100, 4, 680–704.
- PÚČIK, T., GROENEMEIJER, P., RÝVA, D., KOLÁŘ, M. (2015): Proximity soundings of severe and nonsevere thunderstorms in Central Europe. *Monthly Weather Review*, 143, 12, 4805–4821.
- PÚČIK, T., RÝVA, D., ŠINGER, M., STANĚK, M., GROENEMEIJER, P. (2022): Damage survey of the violent tornado in southeast Czechia on 24 June 2021, <https://www.essl.org/cms/wp-content/uploads/24-June-2021-violent-tornado-damage-assessment-.pdf> (cit. 19. 7. 2024).
- PUNKKA, A. J., TEITTINEN, J., JOHNS, R. H. (2006): Synoptic and mesoscale analysis of a high-latitude derecho – severe thunderstorm outbreak in Finland on 5 July 2002. *Weather and Forecasting*, 21, 5, 752–763.
- RASMUSSEN, E. N., BLANCHARD, D. O. (1998): A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 13, 4, 1148–1164.
- RODRÍGUEZ, O., BECH, J. (2018): Sounding-derived parameters associated with tornadic storms in Catalonia. *International Journal of Climatology*, 38, 2400–2414.
- ROCHETTE, S. M., MOORE, J. T., MARKET, P. S. (1999): The importance of parcel choice in elevated CAPE computations. *National Weather Digest*, 23, 4, 20–32.

- ROMANIC, D., TASZAREK, M., BROOKS, H. (2022): Convective environments leading to microburst, macroburst and downburst events across the United States. *Weather and Climate Extremes*, 37, 100474.
- ROMERO, R., GAYA, M., DOSWELL, C. A. (2007): European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. *Atmospheric Research*, 83, 2–4, 389–404.
- ROTUNNO, R., KLEMP, J. S., WEISMAN, M. L. (1988): A theory for strong long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 3, 463–485.
- RÝVA, D. (2016): Výskyt jevu derecho na území ČR. *Meteorologické zprávy*, 69, 3, 83–89.
- RÝVA, D. (2018): Mimořádná četnost supercelárních bouří a derech v Česku v roce 2017. *Meteorologické zprávy*, 71, 6, 170–178.
- ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha.
- SHIKHOV, A., CHERNOKULSKY, A., KALININ, N., BYKOV, A., PISCHALNIKOVA, E. (2021): Climatology and formation environments of severe convective windstorms and tornadoes in the Perm region (Russia) in 1984–2020. *Atmosphere*, 12, 11, 1407.
- SCHENKMAN, A. D., XUE, M., SHAPIRO, A. (2012): Tornadogenesis in a simulated mesovortex within a mesoscale convective system. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 11, 3372–3390.
- SIPOS, Z., SIMON, A., CSIRMAZ, K., LEMLER, T., MANTA, R. D., KOCSIS, Z. (2021): A case study of a derecho storm in dry, high-shear environment. *Időjárás*, 125, 1, 1–37.
- SRIVASTAVA, R. C. (1985): A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 10, 1004–1023.
- SRIVASTAVA, R. C. (1987): A model of intense downdrafts driven by the melting and evaporation of precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 13, 1752–1774.
- STANĚK, M. (2022): Větrné bouře typu derecho. Bakalářská práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, <https://dspace.cuni.cz/handle/20.500.11956/175962> (cit. 29. 7. 2024).
- STANĚK, M., KOLÁŘ, Š. (2022): Tornádo na jižní Moravě. *Geografické rozhledy*, 31, 5, 12–15.

SUROWIECKI A., TASZAREK, M. (2020): A 10-year radar-based climatology of mesoscale convective system archetypes and derechos in Poland. *Monthly Weather Review*, 148, 8, 3471–3488.

ŠÁLEK, M. (2000): Přívalové srážky v podhůří Orlických hor 22–23. července 1998 z hlediska metod dálkové detekce a výsledků numerických modelů. *Meteorologické zprávy*, 53, 1, 4–16.

TANG, J., TANG, X., XU, F., ZHANG, F. (2022): Multi-scale interaction between a squall Line and a supercell and its impact on the genesis of the “0612” Gaoyou tornado. *Atmosphere*, 13 (2), 272.

TASZAREK, M. BROOKS, H. E., CZERNECKI, B. (2017): Sounding-derived parameters associated with convective hazards in Europe. *Monthly Weather Review*, 145, 4, 1511–1528.

TASZAREK, M., ALLEN, J. T., GROENEMEIJER, P., PÚČIK, T., EDWARDS, R., BROOKS, H. E., CHMIELEWSKI, V., ENNO, S. (2020a): Severe convective storms across Europe and the United States. Part I: Climatology of lightning, large hail, severe wind, and tornadoes. *Journal of Climate*, 33, 23, 10239–10261.

TASZAREK, M., ALLEN, J. T., PÚČIK, T., HOOGEWIND, K. A., BROOKS, H. E. (2020b): Severe convective storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 environments associated with lightning, large hail, severe wind, and tornadoes. *Journal of Climate*, 33, 23, 10263–10286.

TASZAREK, M., ALLEN, J., NIXON, C., DOWDY, A., BATTAGLIONI, F. (2023a): Do severe storms across Australia, Europe and the United States share similarities? A comparison of atmospheric profiles and environmental predictors, 11th European Conference on Severe Storms, Bucharest, Romania, 8–12 May 2023, <https://doi.org/10.5194/ecss2023-25> (cit. 2. 3. 2024).

TASZAREK, M., CZERNECKI, B., SZUSTER, P. (2023b): thundeR – a rawinsonde package for processing convective parameters and visualizing atmospheric profiles, 11th European Conference on Severe Storms, Bucharest, Romania, 8–12 May 2023, <https://doi.org/10.5194/ecss2023-28> (cit. 2. 3. 2024).

TASZAREK, M., PILGUJ, N., ORLIKOWSKI, J., SUROWIECKI, A., WALCZAKIEWITZ, S., PILORZ, W., PIASECKI, K., PAJUREK, L., PÓŁROLNICZAK, M. (2019): Derecho evolving from a mesocyclone – A study of 11 August 2017 severe weather outbreak in Poland: Event analysis and high resolution simulation. *Monthly Weather Review*, 147, 6, 2283–2306.

- THOMPSON, R. L., EDWARDS, R. E., HART, J. A., ELMORE, K. L., MARKOWSKI, P. (2003): Close proximity soundings within supercell environments obtained from the rapid update cycle. *Weather and Forecasting*, 18, 6, 1243–1261.
- THOMPSON, R. L., MEAD, C. M., EDWARDS, R. (2007): Effective storm-relative helicity and bulk shear in supercell thunderstorm environments. *Weather and Forecasting*, 22, 1, 102–115.
- TRAPP, R. J. (2013): *Mesoscale convective processes in the atmosphere*. Cambridge University Press, Cambridge.
- TUCKMAN, P., AGARD, V., EMANUEL, K. (2023): Evolution of convective energy and inhibition before instances of large CAPE. *Monthly Weather Review*, 151, 1, 321–338.
- WAKIMOTO, R. M. (1985): Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Monthly Weather Review*, 113, 7, 1131–1143.
- WAKIMOTO, R. M., BRINGI, V. N. (1988): Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. *Monthly Weather Review*, 116, 8, 1521–1539.
- WAKIMOTO, R. M., WILSON, J. W. (1989): Non-supercell tornadoes. *Monthly Weather Review*, 117, 6, 1113–1140.
- WEISMAN, M. L. (1992): The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49, 19, 1826–1847.
- WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B., ROTUNNO, R. (1988): Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 14, 1990–2013.
- ZACHAROV, P., ŘEZÁČOVÁ D. (2005): Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvekčního prostředí. *Meteorologické zprávy*, 58, 3, 65–72.

## 7.2 Internetové a datové zdroje

BLITZORTUNG [online]: Lightning & Thunderstorms – Map History.  
[https://www.blitzortung.org/en/historical\\_maps.php](https://www.blitzortung.org/en/historical_maps.php) [cit. 26. 7. 2024].

COPERNICUS [online]: ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present, Climate data store. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview> [cit. 14. 5. 2024].

ČHMÚ [online]: Vizualizace nefiltrovaných radarových dat (RLAN) sítě CZRAD.  
<https://radar4ctu.bourky.cz/> [cit. 26. 7. 2024].

ESSL [online]: ESWD Quality Control. <https://www.essl.org/cms/european-severe-weather-database/eswd-quality-control/> [cit. 30. 7. 2024].

ESWD [online]: European Severe Weather Database, <https://www.eswd.eu/> [cit. 30. 7. 2024].

KACHELMANNWETTER [online]: Radar HD+, Regenradar Deutschland.  
<https://kachelmannwetter.com/site/auswahl> [cit. 14. 5. 2024].

RAOB [online]: The Universal RAWinsonde OBServation program. <https://www.raob.com/> [cit. 14. 5. 2024].

RAWINSONDE [online]: thundeR rawinsonde package. <http://rawinsonde.com/> [cit. 14. 5. 2024]

UNIVERSITY OF WYOMING [online]: Atmospheric soundings – Wyoming Weather Web.  
<https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> [cit. 14. 5. 2024].

WETTER 3 [online]: Aktuelle Wetterkarten. <https://www1.wetter3.de/> [cit. 14. 5. 2024].

## 8 Seznam obrázků a tabulek

### Obrázky

Obr 1: Zkosené diagramy zobrazující průběh teplotního zvrstvení (červeně) a teploty rosného (zeleně) s výškou za podmínek umožňujících konvekci. ....	15
Obr. 2: Závislost vzniku určitého typu konvektivní bouře na vertikálním střihu větru. ....	16
Obr. 3: Jednoduchá konvektivní cela dne 19. května 2024, 14:52 UTC východně od Prahy. .	17
Obr 4: Multicela se zpětným vývojem konvektivních buněk za sebou dne 19. 5. 2024 15:46 UTC v severních Čechách. ....	18
Obr 5: Schématický řez squall line s připojenou stratiformní částí. ....	19
Obr. 6: Supercela dne 26. 8. 2023 v 17:00 UTC nad Šumavou na produktu CAPPI radarové odrazivosti ve výšce 1,75 km. ....	20
Obr. 7: Supercela dne 26. 8. 2023 v 17:00 UTC nad Šumavou na produktu CAPPI Dopplerovské radiální rychlosti měřené v horizontální polarizaci ve výšce 1,75 km. ....	20
Obr. 8: Schéma sloučení supercely se squall line na produktu radarové odrazivosti měřené v horizontální polarizaci v PPI 0,8°. ....	22
Obr. 9: Vzájemný vztah silného větru pěti různých prostorových měřítek v konvektivních bouřích. ....	24
Obr. 10: Lokace radiosondážních stanic použitých pro výpočet podmínek při vývoji derech ze sondážních měření nebo reanalýzy ERA5. ....	28
Obr. 11: Kontrola kvality dat v databázi ESWD. ....	29
Obr. 12: Ukázka spočítaných parametrů, vykreslení zkoseného digramu a hodografu s využitím knihovny ThundeR pro historickou situaci ze dne 12. července 1984. ....	34
Obr. 13: Dráhy studovaných derech ve střední Evropě. ....	46
Obr. 14: Krabicové grafy znázorňující rozdělení hodnot průměrných charakteristik instability pro 48 analyzovaných derech. ....	47
Obr. 15: Krabicové grafy charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu pro 48 zkoumaných derech. ....	49
Obr. 16: Krabicové grafy vertikálního střihu větru a helicity pro 48 zkoumaných derech. ....	50
Obr. 17: Krabicové grafy složených parametrů. Vysvětlení viz kap. 3.3.4. ....	51
Obr. 18: Vztahy mezi jednotlivými podmínkami zprůměrovanými pro každé derecho s proložením regresní přímky a hodnotami koeficientu determinace ( $R^2$ ) a Pearsonova korelačního koeficientu $r$ . ....	52
Obr. 19: Vztahy mezi ML CAPE, DCAPE a vertikálním střihem větru. ....	53



Obr. 20: Vztahy mezi jednotlivými průměrnými podmínkami složených parametrů a jednotlivých prekurzorů konvekce pro každé дереcho s proložením regresní přímky a hodnotami koeficientu determinace ( $R^2$ ) a Pearsonova korelačního koeficientu $r$ . .....	54
Obr. 21: Zastoupení sondáží v jednotlivých kategoriích během životního cyklu derech.....	55
Obr. 22: Krabicové grafy osmi charakteristik instability pro vznik, průběh a rozpad derecha.56	
Obr. 23: Krabicové grafy výšky výstupné kondenzační hladiny (LCL) a hladiny volné konvekce (LFC) pro vznik, průběh a rozpad derecha. ....	57
Obr. 24: Krabicový graf konvektivní inhibice pro vznik, průběh a rozpad derecha. ....	58
Obr. 25: Krabicové grafy charakteristik vlhkosti vzduchu a teplotního gradientu pro vznik, průběh a rozpad derech. ....	60
Obr. 26: Krabicové grafy DCAPE a CPS pro vznik, průběh a rozpad derech. ....	61
Obr. 27: Vztahy mezi relativní vlhkostí vzduchu mezi 0 až 2 km výšky a 2 až 5 km výšky v rámci životního cyklu derech. ....	63
Obr. 28: Krabicové grafy charakteristik vertikálního stříhu větru a helicity pro vznik, průběh a rozpad derech. ....	64
Obr. 29: Krabicové grafy složených parametrů pro vznik, průběh a rozpad derech.....	66
Obr. 30: Krabicové grafy parametru WMAXSHEAR pro vznik, průběh a rozpad derech.....	67
Obr. 31: Zastoupení sondáží v jednotlivých kategoriích dle intenzity derech. ....	68
Obr. 32: Krabicové grafy charakteristik instability dle intenzity derech. ....	70
Obr. 33: Krabicové grafy charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu dle intenzity derech. ....	72
Obr. 34: Charakteristiky vertikálního stříhu větru a helicity na základě intenzity derech. ....	74
Obr. 35: Krabicové grafy složených parametrů dle intenzity derech.....	75
Obr. 36: Zkosené diagramy s některými spočítanými charakteristikami konvektivního prostředí ze sondážního měření dne 10. 7. 2024 v čase 12 UTC z Mnichova.. ....	85
Obr. 37: Ukázka odlišnosti počítaných parametrů ze sondážního měření z Prahy-Libuše dne 10. 7. 2024 času 12 UTC.....	86

## Tabulky

Tab. 1: Korelační matice vybraných nejlepších 9 prediktorů konvektivního prostředí ve vztahu k downburstům (dle Romanice et al. 2022) pro derecha ve střední Evropě. ....	55
Tab. 2: Zhodnocení charakteristik instability Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu derech. ....	59
Tab. 3: Zhodnocení charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu derech. ....	62
Tab. 4: Zhodnocení vertikálního střihu větru a helicity Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu derech. ....	65
Tab. 5: Zhodnocení složených parametrů Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií životního cyklu derech. ....	67
Tab. 6: Zhodnocení charakteristik instability Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. Hodnoty Z jsou uvedeny jako absolutní hodnoty. ....	69
Tab. 7: Zhodnocení charakteristik teplotního gradientu a vlhkosti vzduchu Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. ....	71
Tab. 8: Zhodnocení charakteristik vertikálního střihu větru a helicity Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. ....	73
Tab. 9: Zhodnocení složených parametrů Mannovým-Whitneyho U testem v rámci tří kategorií intenzity derech. ....	74

## 9 Seznam příloh

**Příloha 1:** Studované události dřeň ve střední Evropě a jejich základní charakteristiky.

**Příloha 2:** Sondážní stanice použité v analýze podmínek konvektivního prostředí a jejich poloha.

**Příloha 3:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro všechna studovaná dřeň.

**Příloha 4:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí při vzniku dřeň.

**Příloha 5:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí v průběhu dřeň.

**Příloha 6:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí při rozpadu dřeň.

**Příloha 7:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro slabá dřeň.

**Příloha 8:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro středně silná dřeň.

**Příloha 9:** Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro silná dřeň.

**Příloha 1:** Studované události derech ve střední Evropě a jejich základní charakteristiky. Délka derech studovaných do roku 2012 je převzata z práce Gatzena et al. (2020) a některé případy jsou rovněž doplněny dle Surowieckiho a Taszarka (2020). Intenzita je určena na základě dat z ESWD. Směr určuje průměrný azimut ve vztahu k celé dráze derecha, odkud derecho postupovalo.

datum	délka [km]	maximální rychlost větru v nárazu [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]	typ	směr [°]
02.07.2000	550	40	středně silné	257
04.07.2000	630	-	středně silné	259
06.07.2001	450	36	středně silné	232
10.07.2002	600	50	silné	171
19.05.2003	620	50	slabé	246
14.06.2003	1000	43	středně silné	297
12.08.2004	590	42	slabé	266
29.07.2005	740	53	silné	224
21.06.2007	1020	40	středně silné	265
25.06.2008	570	42	slabé	293
26.05.2009	570	34	středně silné	248
23.07.2009	670	36	středně silné	259
23.07.2009	520	37	středně silné	273
12.07.2010	650	53	středně silné	207
14.07.2010	500	38	středně silné	220
22.06.2011	450	25	slabé	243
22.06.2011	550	-	středně silné	247
20.07.2011	820	29	silné	191
24.08.2011	440	32	slabé	266
06.08.2012	560	44,5	silné	246
29.07.2013	660	39,8	středně silné	204
04.08.2013	690	31	slabé	272
04.08.2013	730	34	středně silné	265
06.08.2013	750	44,5	středně silné	223
07.07.2015	660	28	slabé	261
08.07.2015	820	34	středně silné	270
19.07.2015	870	29,7	slabé	264
17.06.2016	550	31	silné	215
22.06.2017	930	35	slabé	308
22.06.2017	540	35	slabé	307
29.06.2017	680	25,5	středně silné	164
10.08.2017	800	38,1	středně silné	207
10.08.2017	670	30	středně silné	225
11.08.2017	570	42,2	silné	203
18.08.2017	880	58	středně silné	244
17.09.2017	730	35	slabé	231
23.06.2021	580	27,5	slabé	218
29.06.2021	640	33,3	slabé	262
20.05.2022	520	34,6	slabé	261
18.08.2022	1020	62,2	silné	222
21.06.2023	1010	42	slabé	256
11.07.2023	720	38,1	středně silné	261
18.07.2023	830	45	středně silné	302
19.07.2023	1050	50	silné	296
21.07.2023	690	38,4	středně silné	286
25.07.2023	810	30,8	slabé	250
24.08.2023	580	48	silné	262
26.08.2023	820	39	středně silné	258

**Příloha 2: Sondážní stanice použité v analýze podmínek konvektivního prostředí a jejich poloha.**

Název stanice	stát	WMO ID	zeměpisná šířka [°]	zeměpisná délka [°]	nadmořská výška [m n. m.]
Elsenborn	Belgie	6496	50,47	6,18	570
Prague/Libus	Česko	11520	50	14,45	303
Prostejov	Česko	11747	49,45	17,13	213
Trappes	Francie	7145	48,77	2,02	168
Nancy/Essey	Francie	7180	48,68	6,22	225
Lyon/Satolas	Francie	7481	45,73	5,08	248
Nimes/Courbessac	Francie	7645	43,87	4,4	60
Nice/Cote D'azur	Francie	7690	43,65	7,2	10
Zagreb/Maksimir	Chorvatsko	14240	45,82	16,03	123
Zadar/Zemunik	Chorvatsko	14430	44,1	15,35	77
Udine/Campoformido	Itálie	16044	46,03	13,18	92
Milano/Linate	Itálie	16080	45,43	9,28	103
S. Pietro Capofiume	Itálie	16144	44,65	11,62	38
Budapest/Lorinc	Maďarsko	12843	47,43	19,18	139
Szeged	Maďarsko	12982	46,25	20,1	84
Schleswig	Německo	10035	54,53	9,55	48
Greifswald	Německo	10184	54,1	13,38	2
Emden/Koenigspolder	Německo	10200	53,35	7,22	1
Bergen	Německo	10238	52,82	9,93	68
Lindenberg	Německo	10393	52,22	14,12	115
Essen/Mulheim	Německo	10410	51,4	6,97	152
Meiningen	Německo	10548	50,57	10,37	450
Idar-Oberstein	Německo	10618	49,7	7,33	376
Stuttgart/Schnarrenberg	Německo	10739	48,83	9,2	315
Kuemmersbruck	Německo	10771	49,43	11,9	419
Muenchen/Oberschleissheim	Německo	10868	48,25	11,58	484
Hohenpeissenberg	Německo	10962	47,8	11,02	986
De Bilt	Nizozemsko	6260	52,1	5,18	2
Leba	Polsko	12120	54,75	17,53	2
Legionowo	Polsko	12374	52,4	20,97	96
Wroclaw/Maly Gadow	Polsko	12425	51,13	16,98	116
Tarnow	Polsko	12575	50,02	20,98	192
Horsching	Rakousko	11011	48,23	14,18	298
Wien/Hohe Warte	Rakousko	11035	48,25	16,37	200
Graz/Thalerhof Airport	Rakousko	11239	47	15,43	347
Poprad/Ganovce	Slovensko	11952	49,03	20,32	701
Beograd Kosutnjak	Srbsko	13275	44,77	20,42	203
Payerne	Švýcarsko	6610	46,82	6,95	490

**Příloha 3: Popisná statistika zprůměrovaných charakteristik konvektivního prostředí pro všechna studovaná děrecha.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1270,14	1193,81	1505,03	937,81	1849,53	706,14
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	4,18	2,28	6,00	0,36	8,43	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	38,92	32,31	54,51	21,88	72,50	9,12
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-55,22	-52,63	-31,30	-65,45	-19,92	-102,80
výška MU LCL	m	1476,91	1421,29	1713,35	1293,40	2025,19	1023,86
výška MU LFC	m	2237,88	2248,72	2508,83	1990,03	2915,59	1731,95
MU LI	°C	-4,57	-4,44	-3,78	-5,40	-3,04	-6,47
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	921,27	846,83	1130,50	654,18	1520,29	412,18
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	1,58	0,64	1,68	0,05	3,65	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	22,70	16,51	30,77	9,81	50,77	2,46
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-85,08	-75,00	-48,52	-106,94	-34,29	-151,30
výška ML LCL	m	1425,30	1390,11	1636,73	1247,53	1872,98	914,40
výška ML LFC	m	2444,20	2521,37	2748,85	2160,53	3099,47	1844,31
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-3,52	-3,60	-2,47	-4,40	-1,57	-5,43
LR 0-1 km	°C/km	7,13	7,38	8,32	6,49	9,09	5,07
LR 0-4 km	°C/km	6,90	6,92	7,16	6,74	7,46	6,23
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	11,16	10,92	13,51	9,00	16,42	6,10
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	12,91	12,55	15,16	10,50	17,55	8,29
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	741,61	754,08	840,99	620,56	958,66	524,89
CPS	°C	9,79	10,16	11,59	8,39	12,34	6,46
Potenciální srážková voda	mm	34,07	34,10	35,94	32,10	39,48	29,43
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	63,50	62,79	69,18	57,47	74,27	52,59
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	64,02	63,62	70,80	57,04	75,45	54,29
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	6,51	6,27	8,25	4,42	10,53	3,26
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,92	10,78	12,64	9,38	13,73	7,11
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	14,58	14,60	16,47	12,02	18,44	10,45
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	20,29	20,23	23,33	17,19	25,82	13,88
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	49,04	46,60	69,96	27,88	87,53	13,82
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	76,23	73,65	95,74	51,60	133,42	24,36
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	160,30	151,33	194,37	118,73	235,40	103,31
STP		0,15	0,08	0,22	0,03	0,48	0,01
SCP		2,68	2,28	3,23	1,35	5,54	0,87
DEI		0,73	0,71	1,03	0,37	1,34	0,05
DCP		1,64	1,40	2,21	0,94	2,92	0,62
WINDEX		19,85	20,73	22,60	17,59	24,50	12,74
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	955,73	924,83	1101,31	777,01	1238,43	633,10
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	777,80	743,38	949,50	556,76	1059,80	492,26

**Příloha 4: Výsledky charakteristik konvektivního prostředí při vzniku derech.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1193,28	1154,23	1564,39	687,22	2180,78	318,81
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	6,49	0,00	5,64	0,00	23,00	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	45,66	30,95	67,51	8,03	117,55	0,00
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-41,48	-22,38	-4,24	-55,47	-0,21	-111,90
výška MU LCL	m	1371,80	1350,00	1856,25	874,00	2085,00	510,00
výška MU LFC	m	2028,37	2025,00	2545,00	1510,00	3027,00	900,00
MU LI	°C	-4,42	-4,42	-3,16	-5,56	-1,95	-7,11
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	847,87	731,86	1220,56	333,53	1725,67	80,16
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	2,44	0,00	0,43	0,00	7,45	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	25,99	14,63	38,43	0,00	71,79	0,00
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-70,01	-41,67	-19,10	-103,33	-2,33	-187,11
výška ML LCL	m	1308,18	1235,00	1722,50	865,00	2056,00	605,00
výška ML LFC	m	2246,02	2325,00	2841,25	1770,00	3280,00	895,00
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-3,35	-3,50	-2,08	-4,53	-0,74	-6,15
LR 0-1 km	°C/km	7,71	8,01	9,67	6,22	10,46	4,54
LR 0-4 km	°C/km	6,89	6,90	7,40	6,29	7,92	5,81
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	10,67	10,56	13,75	6,85	18,56	4,48
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	12,58	12,08	15,52	8,82	20,39	5,89
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	665,01	643,12	900,75	425,86	1083,23	276,60
CPS	°C	9,39	9,53	12,48	6,13	14,64	4,21
Potenciální srážková voda	mm	33,07	33,08	36,46	30,00	40,14	26,08
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	66,78	65,66	76,80	58,12	86,18	49,79
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	66,09	66,30	78,81	52,41	87,68	43,52
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	5,88	4,87	8,09	3,05	11,58	1,74
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,95	10,42	13,82	7,58	17,10	5,93
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	14,96	14,56	17,73	11,41	21,42	9,36
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	21,41	21,19	24,80	17,97	28,36	14,87
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	44,06	29,36	58,61	9,12	113,82	4,07
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	67,47	49,01	87,93	24,03	142,60	9,52
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	161,74	143,79	210,99	90,91	284,51	56,22
STP		0,20	0,02	0,13		0,50	0,00
SCP		3,02	1,76	3,95	0,72	6,59	0,05
DEI		0,71	0,64	1,39	0,06	1,80	-0,44
DCP		1,65	1,03	2,05	0,43	3,73	0,17
WINDEX		19,61	20,23	24,58	15,78	27,81	11,61
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	985,40	944,96	1215,77	664,62	1535,00	470,76
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	790,57	756,90	1044,71	488,10	1293,75	280,30

**Příloha 5: Výsledky charakteristik konvektivního prostředí v průběhu derech.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1424,38	1401,51	1863,62	813,96	2517,30	352,69
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	4,72	0,00	3,43	0,00	17,15	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	44,53	30,71	74,08	4,68	114,32	0,00
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-48,80	-29,15	-9,20	-66,55	-1,84	-120,64
výška MU LCL	m	1434,50	1435,00	1866,25	970,00	2270,00	574,50
výška MU LFC	m	2152,75	2150,00	2635,00	1685,00	3170,00	1230,00
MU LI	°C	-4,97	-4,95	-3,69	-6,42	-2,20	-7,60
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1058,64	1007,79	1556,56	500,07	2120,77	147,69
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	1,50	0,00	0,00	0,00	4,02	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	25,82	10,89	43,33	0,06	72,60	0,00
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-74,41	-52,32	-24,09	-99,49	-9,16	-170,67
výška ML LCL	m	1458,97	1440,00	1840,00	1065,00	2175,50	754,50
výška ML LFC	m	2409,95	2425,00	2875,00	1930,00	3411,00	1544,00
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-3,98	-3,98	-2,74	-5,44	-1,21	-6,64
LR 0-1 km	°C/km	7,58	7,87	9,52	6,24	10,28	4,31
LR 0-4 km	°C/km	7,05	7,09	7,61	6,56	7,95	6,09
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	12,63	12,69	16,48	8,30	20,39	5,38
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	14,24	14,07	18,07	10,10	21,46	6,92
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	769,46	793,48	965,03	565,48	1119,28	386,95
CPS	°C	10,54	10,77	13,21	8,00	15,01	5,67
Potenciální srážková voda	mm	34,10	34,16	37,45	30,63	41,27	27,57
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	63,23	62,64	73,88	52,97	81,48	47,16
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	62,96	62,37	74,73	51,16	85,09	42,97
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	5,82	5,10	8,14	3,00	11,01	1,76
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,12	9,88	12,54	7,25	15,48	5,00
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	13,59	13,21	16,24	10,51	19,41	8,29
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	19,34	19,06	22,98	15,62	26,21	12,60
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	40,57	30,57	60,91	10,23	93,26	3,10
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	63,07	50,51	88,80	25,21	135,67	6,84
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	146,90	135,93	191,35	88,12	249,00	57,72
STP		0,15	0,03	0,18	0,00	0,44	0,05
SCP		2,79	2,01	3,86	0,77	6,38	0,00
DEI		0,85	0,92	1,45	0,31	1,83	-0,30
DCP		1,67	1,23	2,26	0,60	3,57	0,18
WINDEX		21,47	22,35	25,76	18,36	28,07	14,42
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	969,31	957,52	1226,16	672,23	1528,66	457,47
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	810,05	797,01	1092,09	549,36	1335,30	310,39



**Příloha 6: Výsledky charakteristik konvektivního prostředí při rozpadu derech.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1019,52	913,14	1461,11	539,28	2051,44	194,51
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	1,65	0,00	0,00	0,00	3,79	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	24,57	9,56	36,32	0,19	69,20	0,00
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-79,03	-49,82	-17,96	-100,43	-6,25	-175,89
výška MU LCL	m	1600,23	1590,00	2085,00	1135,00	2450,00	850,00
výška MU LFC	m	2520,73	2540,00	2890,00	2050,00	3385,00	1655,00
MU LI	°C	-3,90	-3,80	-2,56	-5,12	-1,20	-6,64
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	726,71	647,35	1080,64	249,15	1568,27	31,03
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	0,70	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	14,80	1,06	18,37	0,00	52,90	0,00
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-109,91	-80,62	-40,00	-150,67	-14,11	-242,44
výška ML LCL	m	1535,71	1485,00	1980,00	1075,00	2330,00	745,00
výška ML LFC	m	2697,18	2675,00	3230,00	2175,00	3825,00	1650,00
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-2,93	-3,05	-1,71	-4,33	-0,02	-5,53
LR 0-1 km	°C/km	6,03	5,67	8,29	4,10	9,76	2,47
LR 0-4 km	°C/km	6,72	6,73	7,31	6,13	7,86	5,70
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	9,85	9,64	13,26	6,49	16,78	2,98
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	11,44	11,08	14,91	8,54	18,58	4,86
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	795,45	829,18	966,11	620,93	1101,84	444,77
CPS	°C	9,35	9,38	12,03	6,97	14,41	4,50
Potenciální srážková voda	mm	33,82	33,43	37,43	30,17	42,38	26,75
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	60,62	60,54	69,26	50,02	79,49	43,61
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	61,46	59,22	74,50	49,53	84,09	41,82
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	7,36	7,10	9,68	4,42	12,09	2,48
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,59	10,28	13,10	7,12	16,39	5,65
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	13,69	13,49	16,47	10,28	19,46	7,81
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	18,30	17,89	21,63	14,81	25,11	11,68
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	60,67	56,24	94,85	18,80	125,42	7,41
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	91,68	83,12	132,45	44,21	190,77	14,06
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	167,44	163,99	209,24	101,52	269,76	70,08
STP		0,12	0,00	0,10	0,00	0,42	0,00
SCP		1,71	0,97	2,23	0,17	4,24	0,00
DEI		0,39	0,42	0,90	-0,09	1,42	-0,55
DCP		1,06	0,76	1,46	0,38	2,47	0,14
WINDEX		18,11	19,11	23,67	14,23	26,35	8,37
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	763,15	705,35	1003,58	504,24	1256,90	318,84
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	615,54	603,72	842,22	357,87	1130,30	114,74

**Příloha 7: Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro slabá děrecha.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1143,78	984,92	1572,80	612,21	2299,44	197,67
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	5,63	0,00	3,05	0,00	18,17	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	40,95	24,14	65,04	3,02	101,60	0,00
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-41,54	-23,55	-7,46	-59,62	-0,12	-108,69
výška MU LCL	m	1519,66	1480,00	1950,00	1072,50	2400,00	584,00
výška MU LFC	m	2200,18	2210,00	2720,00	1722,50	3065,00	1138,00
MU LI	°C	-4,10	-4,19	-2,78	-5,42	-1,27	-6,92
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	840,03	667,33	1262,15	302,88	1814,32	30,74
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	2,64	0,00	0,04	0,00	6,92	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	24,95	11,45	39,54	0,00	71,02	0,00
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-73,02	-43,87	-15,60	-100,45	-2,23	-188,65
výška ML LCL	m	1444,92	1395,00	1840,00	1065,00	2225,00	710,00
výška ML LFC	m	2352,35	2385,00	2930,00	1880,00	3436,00	1144,00
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-3,12	-3,24	-1,66	-4,80	0,01	-6,14
LR 0-1 km	°C/km	7,64	8,20	9,67	6,08	10,29	4,15
LR 0-4 km	°C/km	7,00	7,08	7,69	6,37	7,95	5,96
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	10,37	10,49	14,00	6,61	18,26	3,05
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	12,24	12,01	16,03	8,24	19,86	5,22
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	706,97	744,61	909,46	507,38	1064,94	279,12
CPS	°C	9,81	10,14	12,95	6,92	14,58	4,41
Potenciální srážková voda	mm	32,19	32,15	35,38	29,39	37,98	26,79
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	63,52	62,34	72,75	53,63	83,42	46,56
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	63,76	63,66	75,99	50,73	87,22	42,01
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	6,08	5,33	8,41	3,29	11,30	1,94
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,04	9,19	12,97	6,56	16,86	4,65
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	14,07	13,73	17,04	10,70	19,94	7,92
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	19,65	19,92	23,57	16,31	26,03	12,72
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	46,38	34,35	69,12	10,38	103,24	3,12
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	71,27	56,09	96,22	25,58	158,17	7,43
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	155,92	140,83	199,12	97,59	262,24	65,58
STP		0,14	0,01	0,14	0,00	0,37	0,00
SCP		2,55	1,47	3,67	0,52	6,46	0,00
DEI		0,60	0,62	1,26	0,02	1,64	-0,50
DCP		1,25	0,85	1,59	0,34	2,83	0,10
WINDEX		19,95	21,25	25,66	16,26	27,74	11,63
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	860,27	868,99	1156,41	545,59	1322,04	343,17
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	692,64	699,00	957,53	391,96	1189,81	132,05

**Příloha 8: Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro středně silná děrecha.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1287,06	1261,72	1709,80	732,76	2290,66	343,42
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	3,92	0,00	2,02	0,00	13,91	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	38,84	25,64	60,25	3,15	102,59	0,00
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-56,98	-34,00	-9,38	-76,71	-1,95	-140,44
výška MU LCL	m	1453,08	1490,00	1910,00	990,00	2256,00	572,00
výška MU LFC	m	2205,59	2190,00	2680,00	1710,00	3230,00	1307,00
MU LI	°C	-4,66	-4,72	-3,28	-6,05	-2,05	-7,35
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	922,93	843,51	1312,36	409,09	1811,85	77,32
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	0,95	0,00	0,00	0,00	2,27	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	21,35	7,83	33,08	0,00	65,90	0,00
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-84,60	-58,69	-27,09	-116,26	-8,19	-197,86
výška ML LCL	m	1432,51	1395,00	1840,00	995,00	2170,00	705,00
výška ML LFC	m	2464,58	2510,00	2980,00	1953,00	3481,00	1550,00
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-3,60	-3,71	-2,38	-4,94	-0,95	-6,28
LR 0-1 km	°C/km	7,13	7,29	9,33	5,36	10,25	3,53
LR 0-4 km	°C/km	6,90	6,95	7,44	6,32	7,90	5,87
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	11,65	11,47	15,33	7,82	19,09	4,79
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	13,22	13,01	16,86	9,51	20,47	6,10
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	759,25	773,73	954,41	537,06	1101,91	367,88
CPS	°C	9,96	10,17	12,77	7,01	14,90	4,75
Potenciální srážková voda	mm	34,07	34,05	37,67	30,36	42,28	27,01
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	63,85	63,55	74,45	54,37	81,88	46,60
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	63,05	61,60	75,49	51,11	85,25	42,73
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	6,33	5,60	8,84	3,32	11,92	1,86
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,59	10,30	13,10	7,67	16,30	5,59
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	14,18	13,85	16,87	10,87	20,04	8,70
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	19,67	19,17	23,23	15,54	27,42	12,68
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	47,22	36,42	67,65	13,68	110,36	4,58
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	74,16	60,04	103,76	31,28	159,31	9,62
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	167,31	153,83	210,54	98,72	278,64	67,07
STP		0,14	0,02	0,14	0,00	0,44	0,00
SCP		2,76	1,83	3,46	0,65	6,09	0,00
DEI		0,72	0,71	1,38	0,09	1,79	-0,36
DCP		1,61	1,09	2,19	0,48	3,43	0,19
WINDEX		20,07	21,24	24,80	16,56	27,75	11,38
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	938,14	889,63	1184,67	631,77	1511,49	461,28
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	765,17	742,58	1018,73	485,90	1334,04	227,16

**Příloha 9: Výsledky charakteristik konvektivního prostředí pro silná derecha.**

veličina	Jednotka	průměr	medián	3. kvartil (75 %)	1. kvartil (25 %)	90. percentil	10. percentil
MU CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1442,67	1369,24	1850,84	841,40	2570,30	496,94
MU CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	4,41	0,00	3,73	0,00	17,23	0,00
MU CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	44,25	28,33	74,49	2,84	119,75	0,00
- MU CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-71,36	-43,62	-18,46	-114,49	-3,48	-171,84
výška MU LCL	m	1365,71	1360,00	1817,50	855,00	2364,00	606,00
výška MU LFC	m	2222,79	2255,00	2740,00	1660,00	3380,00	1110,00
MU LI	°C	-5,31	-5,06	-3,74	-6,59	-2,70	-8,15
ML CAPE	J.kg <sup>-1</sup>	1088,09	1051,39	1576,75	535,20	2178,38	213,60
ML CAPE 2 km	J.kg <sup>-1</sup>	1,72	0,00	0,05	0,00	5,38	0,00
ML CAPE 3 km	J.kg <sup>-1</sup>	27,69	11,52	43,74	0,01	82,83	0,00
- ML CIN	J.kg <sup>-1</sup>	-92,01	-68,94	-28,89	-122,99	-16,78	-210,99
výška ML LCL	m	1431,51	1360,00	1895,00	920,00	2275,00	705,00
výška ML LFC	m	2481,44	2515,00	2985,00	1885,00	3673,00	1335,00
ML LI	J.kg <sup>-1</sup>	-4,36	-4,25	-2,91	-5,75	-1,76	-7,27
LR 0-1 km	°C/km	6,87	7,11	8,68	5,13	9,88	3,66
LR 0-4 km	°C/km	6,86	6,76	7,42	6,32	7,95	5,91
$\Delta\theta_e$ (3-5 km)	°C	12,82	12,40	15,12	8,41	21,98	5,85
$\Delta\theta_e$ (min 0-4 km)	°C	14,70	14,37	17,94	10,10	23,66	7,33
DCAPE	J.kg <sup>-1</sup>	787,55	829,18	1037,69	524,42	1168,60	351,12
CPS	°C	10,15	10,09	13,65	7,67	14,67	4,72
Potenciální srážková voda	mm	35,91	34,82	39,50	32,23	43,33	30,63
Rel. vlhkost vzduchu 0-2 km	%	62,58	61,37	74,22	51,44	84,01	45,10
Rel. vlhkost vzduchu 2-5 km	%	64,74	62,69	78,48	51,97	87,26	45,34
Vert. stříh větru (0-1 km)	m.s <sup>-1</sup>	5,25	4,79	7,62	2,84	9,45	1,62
Vert. stříh větru (0-2 km)	m.s <sup>-1</sup>	10,02	10,15	12,24	7,84	14,49	5,67
Vert. stříh větru (0-3 km)	m.s <sup>-1</sup>	12,72	12,77	14,80	10,46	17,67	8,29
Vert. stříh větru (0-6 km)	m.s <sup>-1</sup>	19,55	19,90	22,04	15,96	25,68	13,66
SRH RM 0-500 m	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	39,67	23,37	61,77	9,81	100,30	3,24
SRH RM 0-1 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	56,66	43,32	90,67	18,78	124,77	9,02
SRH RM 0-3 km	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	121,05	106,81	166,85	69,05	196,91	50,36
STP		0,22	0,04	0,21	0,00	0,69	0,00
SCP		2,34	1,37	2,95	0,58	5,63	0,17
DEI		0,87	0,91	1,43	0,33	1,94	-0,31
DCP		1,72	1,40	2,31	0,71	3,29	0,22
WINDEX		20,77	21,39	24,04	17,68	27,24	13,13
MU WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	1012,58	1068,22	1218,72	700,97	1453,87	527,70
ML WMAXSHEAR	m <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup>	861,59	885,50	1125,46	568,21	1284,45	385,84