

Univerzita Karlova v Praze
Matematicko–fyzikální fakulta
DIPLOMOVÁ PRÁCE



Radka Indráková

**Vybrané nebezpečné meteorologické jevy a jejich
vliv na různé typy letadel**

Katedra meteorologie a ochrany životního prostředí

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Josef Keder, CSc.
Studijní program: Fyzika

2009

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu diplomové práce RNDr. Josefu Kederovi, CSc a panu Ing. Martinu Zašťákovi.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci napsala samostatně a výhradně s použitím citovaných zdrojů. Souhlasím se zapůjčováním práce a jejím zveřejňováním.

V Praze dne 4.8.2009

Radka Indráková

.....

Obsah

OBSAH.....	3
ÚVOD.....	6
1 FYZIKA OBLAKŮ A SRÁŽEK.....	7
1.1 FÁZE VODY.....	7
1.2 OBLAKA	9
1.2.1 Kondenzační jádra	9
1.2.2 Vodní obsah oblaků.....	11
1.2.3 Tvorba oblačnosti.....	11
1.2.4 Rozdělení oblaků	12
2 NÁMRAZA.....	16
2.1 NÁMRAZA V RŮZNÝCH DRUŽÍCH OBLAKŮ	17
2.2 OBLASTI NEBEZPEČNÉ PRO LET	18
2.3 DRUHY A TVARY LEDU NAMRZAJÍCÍ NA LETADLE.....	19
2.3.1 Druh ledu	19
2.3.2 Charakter ledu	20
2.3.3 Tvar ledu	20
2.4 INTENZITA NÁMRAZY	22
2.5 NÁMRAZA LETOUNŮ A VRTULNÍKŮ ZA LETU	23
2.5.1 Námrazou ohrožené části letounu	23
2.5.2 Námraza na vrtulnicích.....	24
2.6 NÁMRAZA LETOUNŮ A VRTULNÍKŮ NA ZEMI	25
2.7 ODSTRAŇOVÁNÍ NÁMRAZY ZA LETU	26
2.8 ODSTRAŇOVÁNÍ NÁMRAZY NA ZEMI	27
2.9 PRODUKTY ZOBRAZUJÍCÍ OBLASTI S MOŽNOSTÍ VÝSKYTU NÁMRAZY	28
2.9.1 SW mapa.....	28
2.9.2 Aerologický výstup	29
2.10 ZPŮSOBY PŘEDPOVĚDI NÁMRAZY	30
3 DYNAMIKA ATMOSFÉRY	31
3.1 SÍLA TLAKOVÉHO (BARICKÉHO) GRADIENTU	31
3.2 CORIOLISOVA SÍLA	32
3.3 Odstředivá síla	32
3.4 TŘECÍ SÍLA	33
3.5 GEOSTROFICKÝ A GRADIENTOVÝ VÍTR	34
<i>Geostrofický vítr</i>	<i>34</i>
4 VÍTR.....	35
4.1 SMĚR VĚTRU	35
4.2 RYCHLOST VĚTRU	35
4.3 VLIV VĚTRU NA VZLET A PŘISTÁNÍ	36
5 STŘIH VĚTRU	38
5.1 VLIV STŘIHU VĚTRU NA VZTLAKOVOU SÍLU	39
5.2 STŘIH VĚTRU V JETSTREAMU	41
6 TURBULENCE.....	42
6.1 POJEM TURBULENCE.....	42
6.2 DRUHY TURBULENCE	42
6.2.1 Mechanická turbulence	42
6.2.2 Konvektivní turbulence.....	43
6.2.3 Dynamická turbulence – CAT	43
6.3 TURBULENCE V OBLACÍCH A V OBLASTECH ATMOSFÉRICKÝCH FRONT	44
6.3.1 Turbulence v oblacích	44

6.3.2	<i>Turbulence v oblastech atmosférických front</i>	44
6.4	VÝSKYT A ROZSAH TURBULENCE	45
6.5	OBLASTI VHODNÉ PRO VZNIK TURBULENCE	47
6.6	PŘEDPOVĚĎ TURBULENCE	47
7	MICROBURST	49
7.1	POJEM DOWNBURST, MACROBURST A MICROBURST	49
7.2	PLANETÁRNÍ MĚŘÍTKO	49
7.3	PROJEVY MACROBURSTU.....	50
7.4	PROJEVY MICROBURSTU.....	51
7.5	HISTORIE IDENTIFIKACE MICROBURSTŮ	52
7.6	MODELÝ DOWNBURSTŮ	54
7.6.1	<i>Empirický model downburstu</i>	54
7.7	LETECKÉ NEHODY ZPŮSOBENÉ MICROBURSTEM.....	56
7.7.1	<i>Letecké nehody v průběhu vzletu</i>	56
7.7.2	<i>Letecké nehody během finálního přiblížení</i>	59
7.8	PŘEDPOVĚĎ MICROBURSTU	60
8	NUMERICKÉ PŘEDPOVĚDNÍ MODELÝ	62
8.1	ALADIN	62
8.2	MM5	62
8.2.1	<i>Stručný popis</i>	62
8.2.2	<i>Vlastnosti modelovacího systému</i>	64
8.2.3	<i>Aktuální vývoj</i>	65
8.2.4	<i>Úroveň kvalifikace uživatelů</i>	65
8.2.5	<i>Minimální požadavky pro spuštění modelovacího systému</i>	65
9	INDEXÝ STABILITY	66
9.1	FAUSTŮV INDEX	66
9.2	SHOWALTERŮV INDEX.....	66
9.3	LIFTED INDEX.....	67
9.4	TOTAL TOTALS INDEX	67
9.5	K INDEX	68
9.6	CAPE (CONVECTIVE AVAILABLE POTENTIAL ENERGY)	69
9.7	SWEAT INDEX.....	69
10	INDEXÝ PRO TVORBU NÁMRAZY	72
10.1	ICING INDEX	72
11	PREDIKČNÍ SCHOPNOST INDEXŮ INSTABILITY	74
12	ZÁVĚR	81
	SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A GRAFŮ:	82
	LITERATURA	84

Název práce: Vybrané nebezpečné meteorologické jevy a jejich vliv na různé typy letadel

Autor: Radka Indráková

Katedra: Katedra meteorologie a ochrany životního prostředí

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Josef Keder, CSc

e-mail vedoucího: keder@chmi.cz

Abstrakt:

Nehledě na technický rozvoj leteckých prostředků v posledních desetiletích, nebezpečné meteorologické jevy jako námraza, turbulence nebo vertikální stříh větru stále představují významný rizikový prvek pro letadla všech kategorií, zejména během fáze přiblížení a přistání. Diplomová práce má za cíl shrnout soudobé poznatky o vlivu těchto jevů na různé kategorie soudobých letadel, popsat možnosti predikce těchto jevů a nastínit využití výstupů numerických modelů předpovědi počasí pro tento účel. Součástí práce je rovněž odhad úspěšnosti takových předpovědí.

Title: Selected hazard weather phenomena and their impact on various types of aircrafts

Author: Radka Indráková

Department: Department of Meteorology and Environment Protection

Supervisor: RNDr. Josef Keder, CSc

Supervisor's e-mail: keder@chmi.cz

Abstract:

Despite of technical progress of aircrafts in last decades, hazard weather phenomena such as icing, turbulence or vertical wind shear still represent significant risk factor for all aircraft categories, especially during the approach and landing flight phases. The goals of diploma theses are to summarise present knowledge on influence of these phenomena on various categories of contemporary aircrafts, to describe possibilities of prediction of these phenomena and to outline an application of LAM NWP models outputs to this purpose. An assessment of such forecast performance comprises a part of thesis as well.

Úvod

Nebezpečné jevy počasí jsou jedním z nejdůležitějších meteorologických prvků, při sestavování letecké předpovědi. Při zanedbání predikce jakéhokoli z těchto jevů, by se pilot letounu mohl dostat do vážného nebezpečí. I v dnešní době není celá řada letadel a vrtulníků vybavena palubními meteorologickými radiolokátory a piloti jsou tak závislí pouze na hlášení ostatních posádek a na předpověď meteorologa.

V průběhu několika desetiletí se schopnost předpovědí těchto jevů stále zvyšuje. Máme k dispozici relativně přesné meteorologické modely, které nám ve spojení s úsudkem meteorologa napomáhají dosáhnout co největší úspěšnosti predikce nebezpečných meteorologických jevů.

Mezi nebezpečné meteorologické jevy řadíme zejména bouřkovou činnost, námrazu, mrznoucí srážky, mlhu, turbulenci a stříh větru.

V diplomové práci jsem se zaměřila na popis a předpověď vybraných nebezpečných meteorologických jevů a jejich vliv na různé typy letounů. Zaměřuji se na popis čtyř základních nebezpečných jevů, a to námrazy, stříhu větru, turbulence a microburstu. Problematika námrazy je uvedena obecnou kapitolou Fyzika oblaků a srážek. Kapitolám o stříhu větru, turbulenci a microburstu předchází stručné nahlédnutí do základních pojmů dynamiky atmosféry. Každá z kapitol začíná popisem daného nebezpečného meteorologického jevu, následuje část o vlivu na různé typy letounů a ukončena je možností předpovědí těchto jevů.

Nejvíce jsem se v následujícím textu zaměřila na problematiku microburstu. Tento u nás ne příliš známý meteorologický jev se stále častějšími extrémními projevy počasí, které se v posledních letech vyskytují na území české republiky, určitě stane stejně běžně používaným pojmem jako ostatní nebezpečné meteorologické jevy a dostane se i do povědomí laické veřejnosti.

Závěrečnou část diplomové práce tvoří kapitola o predikční schopnosti vybraných indexů stability. Data byla použita ze aerologických stanic Praha Libuš a Prostějov.

Celá práce je doplněna názornými obrázky, grafy a řadou tabulek.

1 Fyzika oblaků a srážek

1.1 Fáze vody

Voda se v přírodě vyskytuje ve třech fázích: plynná (vodní pára), kapalná (vodní kapičky) a tuhá (ledové krystalky). V oblacích mohou být všechny tři fáze zastoupeny současně. Přejít z jedné fáze do druhé je způsobeno změnami fyzikálních vlastností atmosféry. Přechody mezi jednotlivými fázemi nazýváme:

kondenzací – přechod z plynné fáze do kapalné

vypařování – přechod z kapalné fáze do plynné

krystalizací – přechod z kapalné fáze do tuhé

tání – přechod z tuhé fáze do kapalné

sublimací – přechod z tuhé fáze do plynné

Fáze jsou určeny teplotou a tlakem páry. Postupným snižováním teploty se vzduch přesytí vodní parou a začnou se tvořit vodní kapičky. Hodnota, při které dochází k přeměně vodní páry ve vodní kapičky, závisí na fyzikálním stavu ovzduší, koncentraci kondenzačních jader a jejich chemickém složení.

Rovnice, vyjadřující vztah mezi teplotou T a hodnotou napětí nasycené vodní páry e_s , se nazývá Clausiova – Clapeyronova rovnice (1.1) (Řezáčová o kol., 2007):

$$de_s/dT = S_v - S_w / \alpha_v - \alpha_w = L_{wv} / T(\alpha_v - \alpha_w) \quad (1.1)$$

Pro získání nejjednoduššího tvaru rovnice můžeme řešení přepsat na tvar:

$$L_n e_s(T) / e_{s0} = L_{wv} / R_v (1/T_0 - 1/T) \quad (1.2)$$

$e_{s0} = e_s(T_0)$integrační konstanta

e_snapětí nasycené vodní páry

L_{wv}latentní teplo výparu

Tteplota

R_vměrná plynová konstanta vodní páry

T_0teplota

Tlak páry je závislý na rozložení teplot, vlhkosti, rychlosti větru a intenzitě turbulence. Množství vodní páry v atmosféře, tedy vlhkost, lze vyjádřit různě:

Absolutní vlhkost ρ_v – hmotnost vodní páry v objemové jednotce vlhkého vzduchu, vyjadřuje se v $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, označuje se také jako hustota vodní páry. (Sobíšek a kol., 1993)

Napětí vodní páry e – parciální tlak vodní páry ve vlhkém vzduchu, udává se v hPa, hodnota je dána stavovou rovnicí vodní páry.

Měrná vlhkost q_v – poměr hustoty vodní páry a hustoty vlhkého vzduchu.

$$q_v = \rho_v / \rho \quad (1.3)$$

e_s ρ hustota vlhkého vzduchu

Směšovací poměr vodní páry r_v – poměr hustoty vodní páry a hustoty suchého vzduchu. (Řezáčová a kol., 2007)

$$r_v = \rho_v / \rho_d = \epsilon e / (p - e) = \epsilon e / p \quad (1.4)$$

ρ_v hustota vodní páry

ρ_d hustota suchého vzduchu

ϵ $\epsilon = R_d / R_v = 0,622$

e tlak vodní páry

p tlak vzduchu

Relativní vlhkost h_{rel} – poměr napětí vodní páry o dané teplotě k napětí nasycené vodní páry při stejné teplotě, vyjadřuje se v procentech.

$$h_{rel} = e / e_s = \rho_v / \rho_s \quad (1.5)$$

e napětí vodní páry

e_s napětí vodní páry nasycené vzhledem k vodě

ρ_s hustota vodní páry nasycené vzhledem k vodě

ρ_v hustota vodní páry

Rosný bod t_d – teplota, při které se vzduch díky izobarickému ochlazení stane nasyceným, aniž by mu z vnějšku byla dodána vodní pára.

1.2 Oblaka

Oblakem rozumíme oku patrný polydisperzní aerosol tvořený mikroskopickými částicemi vody v kapalně (vodní oblak) nebo tuhé (ledový oblak) fázi. V oblaku se mohou nacházet i obě fáze vody (smíšený oblak). Pro vznik oblaků je důležitá přítomnost vodní páry, kondenzačních jader a vhodný termodynamický stav ovzduší. Oblaka vznikají postupným narůstáním vodních kapiček a krystalků na kondenzačních nebo ledových jádrech. Vlivem termodynamických podmínek v okolní atmosféře a uvnitř oblaku se mění koncentrace částic i jejich složení, dochází k přechodu z jedné fáze do druhé a tím i ke změnám ve tvaru a rozměrech oblaku.

1.2.1 Kondenzační jádra

Pro vznik kapek v atmosféře je důležitá přítomnost kondenzačních jader, bez nich by musela být atmosféra přesycena vodní parou o několik set procent. V prvopočátku růstu kondenzačního jádra mají vliv absorpce a adsorpce molekul vody. Jestliže se jádro navenek začíná chovat už jako kapička, popisují jeho další vývoj zákony kondenzace popřípadě koagulace. Přesné rozhraní mezi kondenzačním jádrem a kapičkou není určeno. Kondenzační jádro svou velikostí a povrchem pevně poutá molekulární vrstvy vodní páry, tvoří kapičku, na kterou se váží další molekuly vody. Rozlišujeme kondenzační jádra hygroskopická a ledová. Ve vysokých hladinách atmosféry, kde je kondenzačních jader nedostatek, se oblaky často vytváří až po průletu letadla (kondenzační sledy). Ve výfukových plynech je obsažen dostatek kondenzačních jader a také vodní páry. Množství kondenzačních jader v ovzduší je ovlivněno několika faktory, například blízkostí průmyslových středisek, vodních ploch, převládajícím směru větru, ale také nadmořskou výškou. Kondenzační jádra tvořená hygroskopickými částicemi působí už při relativních vlhkostech nižších než 100%. U kondenzačních jader je důležitá jejich velikost, chemické složení a jejich celková koncentrace. Nejúčinnější jsou velká kondenzační jádra. U ledových jader pak záleží také na jejich geometrickém tvaru. V dutinách jader kondenzuje a mrzne voda dříve, než na jejich vypouklých stranách. (Podzimek, 1959)

1.2.1.1 Hygroskopická kondenzační jádra

Hygroskopická jsou nejúčinnějšími kondenzačními jádery v atmosféře. Vodní kapičky na jádrech narůstají už při relativní vlhkosti několik desítek procent pod stavem nasycení vzduchu vodní parou. S tím, jak se zvyšuje vlhkost vzduchu, zvyšuje se i poloměr částice. Oblačné kapičky mohou vznikat pouze v prostředí s relativní vlhkostí nad 100%.

1.2.1.2 Ledová kondenzační jádra

Ledová jádra jsou kondenzační jádra, která jsou zvláště schopna vytvářet tuhou fázi vody. Ledové jádro působí nejprve jako kondenzační jádro, následně jako jádro podporující mrznutí vody a vytváření krystalku. Mají značně nižší koncentraci, než hygrokopická kondenzační jádra.

Tvorba ledu v atmosféře probíhá dvojím způsobem. Prvním z nich je přímé usazování molekul vodní páry na zárodku nebo krystalu sublimací, druhým je mrznutí přechlazených vodních kapek (Podzimek, 1959). Sublimací vodní páry a zmrznutím kapiček vznikají ledové krystalky, při pádu v atmosféře se dále zvětšují. Dochází ke koagulaci. Krystalky ledu mají určitou tvrdost, ta s klesající teplotou vzrůstá. Zároveň jsou ale křehké.

Na přechod vodních kapiček z kapalné fáze do tuhé má vliv mimo jiné velikost kapičky, doba po kterou byla kapička ohlázována, povrchové napětí, přítomnost chemických látek atd.

Početně lze stanovit přechod od kapalné fáze k tuhé jen přibližně, stejně tak i opačný proces – tání.

Bilanční rovnice pro ledovou částici o hmotnosti m (Řezáčová a kol.):

$$-Lw_i(dm/dt) = 4\pi RK_a[T-273]f_c + (dm/dt)c_w[T_w-273] + Q_s \quad (1.6)$$

$-Lw_i(dm/dt)$množství latentního tepla spotřebovaného při tání

$4\pi RK_a[T-273]f_c$tepelný tok z okolního vzduchu o teplotě T [K], f_c je zde ventilační faktor

$(dm/dt)c_w[T_w-273]$teplo předané ledové částici při zachycení kapek o teplotě T_w [K]

Qteplo odevzdané nebo získané při difúzi vodní páry, má jen doplňkový význam

Z výše uvedeného vztahu je patrné, že se zmenšujícím se poloměrem částice je její teplota tání nižší. Tání probíhá od povrchu částice. Menší částičky tedy roztávají rychleji, než velké částice, které pro úplné roztátí potřebují značnou dobu (Řezáčová a kol., 2007).

1.2.1.3 Narůstání dešťových kapek

Dvě kapičky, které se ve vzduchu pohybují různou rychlostí a srazí se, dají vznik větší kapce, tento jev se nazývá koagulace. Padající kapička naráží na další kapičky a zvětšuje se. Nakonec dosáhne takové velikosti a hmotnosti, že ve formě velké dešťové kapky vypadne z oblaku. Změnu hmoty kapky můžeme vyjádřit vzorcem (Podzimek, 1959):

$$dm/dt = 4\pi R^2 \rho_v dR/dt = K_1 K_2 \pi (R+r_i)^2 w (V-v) \quad (1.7)$$

R.....poloměr velké kapky

ρ_vměrná hmotnost vody

V,v....rychlost pádu velké kapky a malé kapičky, která se s ní sráží

w.....vodní obsah oblaku vztážený na jednotku objemu, v případě různých poloměrů kapiček

$$\text{je jeho hodnota: } w = 4/3\pi \rho_v \sum n_i r_i^3 \quad (1.8)$$

n_ikoncentrace kapiček o poloměru r_i

K_1srážková účinnost kapek

K_2sdružovací účinnost

1.2.2 Vodní obsah oblaků

Vodní obsah oblaků je dán celkovým množstvím vody v kapalném skupenství, které se nachází v jednotce objemu vzduchu. Vyjadřuje se v jednotkách $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Bylo zjištěno, že největší vodní obsah vykazují oblaka typu Cu hum a Cu con. Přitom u základny oblaků je vodní obsah nepatrný, řádově setiny až desetiny $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, dále s výškou stoupá a maxima dosahuje přibližně ve střední části oblaku. Směrem k vrcholu a k okrajům oblaku se vodní obsah opět snižuje. Maximální hodnoty se v průměru pohybují kolem $1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. (Bednář, 1989).

1.2.3 Tvorba oblačnosti

Oblaka se mohou tvořit prostřednictvím konvekce nebo advekce. Vyskytují se dva druhy konvekce, nucená a přirozená.

1.2.3.1 Konvekce

Při konvekci dochází k výstupným pohybům teplého vzduchu, které mají za následek vznik některých druhů oblaků. Na nárůstu oblaků se také podílí vtahování okolního chladného vzduchu do teplejších výstupných proudů, mění se tím teplota a vlhkost stoupající vzdušné částice.

Díky poklesu teploty při stavu nasycení dochází ke kondenzaci, vznikají kapičky. Vzduch, který není nasycen vodní parou, popisuje stavová rovnice, uvažujeme zde směs suchého vzduchu a vodní páry.

$$p_v = R_d T \quad (1.9)$$

p...tlak

T...teplota

v...specifický objem

R_d ... specifická plynová konstanta suchého vzduchu

Při výstupu se vzduchová částice postupně rozpíná dochází k jejímu ochlazení a ke zvyšování relativní vlhkosti. V okamžiku, kdy částice překročí stav nasycení, vodní pára kondenzuje na jádrech. Při záporných teplotách vznikají krystalky ledu.

Nucená konvekce

Vzniká v důsledku proudění vzduchu přes orografické překážky nebo díky drsnosti povrchu. Orografickým výstupem dochází na návětrné straně k tvorbě oblačného systému a vypadávání srážek, za pohořím se vlivem sestupných proudů oblačnost rozpouští (föhn) a vytváří se až ve větší vzdálenosti za ním.

Turbulentní výměna vytváří rovnováhu mezi vzduchem v přízemních vrstvách a vzduchem ve vyšších hladinách. Při dokonalém promíchání vzduchu dochází k takovému rozložení vodní páry, že relativní vlhkost v horní základně je dvojnásobná, než u spodní základny. Větší obsah vodní páry v základní hladině způsobí přesycení v horních částech vrstvy a vznik oblaků (Sobíšek a kol., 1993).

Přirozená konvekce

Při vzniku tohoto druhu konvekce není zapotřebí jiných, než archimédovských vztahových sil. (Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993)

1.2.3.2 Advekce

Vznikem oblačnosti pomocí advekce se rozumí především oblačnost vznikající v souvislosti s tlakovými útvary, na frontálních plochách (teplá fronta, studená fronta, okluzní fronta). Dochází k uspořádaným výkluzným pohybům podél frontálních ploch. Rychlost výstupu je řádově cm/s. Teplejší vzduch vystupuje nad klín studenějšího vzduchu, rozpíná se a ochlazuje, nebo se studený vzduch nasouvá pod klín teplejšího vzduchu a tím dochází k jeho vyzvedávání. Vytváří se oblačnost o značném horizontálním rozsahu, ze které často vypadávají významné srážky.

1.2.4 Rozdělení oblaků

Oblaka dělíme podle tvaru, vzhledu, výšky, ve které se vyskytují nebo podle fázového složení.

1.2.4.1 Rozdělení oblaků podle tvaru, vzhledu a výšky výskytu

Tvar a vzhled oblačnosti je určen fyzikálními podmínkami při tvoření oblaků. Oblaka jsou v neustálém vývoji a proto se setkáváme se značnou rozmanitostí jejich tvarů. Přesto je možné stanovit určitý omezený počet charakteristických oblačných tvarů, do kterých mohou být zhruba roztrženy. Mezinárodně byla zavedena klasifikace typických oblaků, která je dělí podle druhů, tvarů a odrůd. Podle této klasifikace se oblaka rozdělují na deset základních druhů.

Oblaka se v atmosféře tvoří a vyskytují v různé výšce v závislosti na okamžitém stavu atmosféry. Ta část atmosféry, ve které se oblaka vyskytují, byla úmluvou rozdělena na tři patra – nízké, střední a vysoké.

Rozdělení oblaků podle vzhledu charakterizuje následující tabulka:

Oblaka vysokého patra C_H

Cirry	Ci	(5000m a výše)
Cirrocumuly	Cc	(5000m a výše)
Cirostraty	Cs	(5000m a výše)

Oblaka středního patra C_M

Alto cumulus	Ac	(2100 až 5000m)
Altostratus	As	(2100 až 5000m)
Nimbostratus	Ns	(zem až 2100m)

Oblaka nízkého patra C_L

Stratus	St	(zem až 600m)
Cumulus	Cu	(400 až 1800m)
Stratocumulus	Sc	(510 až 1800m)
Cumulonimbus	Cb	(zem až 2100m)

1.2.4.2 Rozdělení oblaků podle skupenství

Podle skupenství dělíme oblaka na vodní smíšené a ledové.

Vodní oblaka

Vodní oblaka jsou tvořena pouze vodními kapkami, které mají různou velikost. Klesne-li v tomto druhu oblaku teplota pod 0°C, vyskytují se zde kapky v přechlazeném stavu.

Ledová oblaka

Ledová oblaka vznikají při velmi nízkých teplotách, kolem -40°C. Dochází ke spontánnímu vzniku ledových zárodků. Často vznikají na ledových a sublimačních jádrech. Zárodek dále narůstá přímou sublimací molekul vodní páry a mrznutím přechlazených kapiček. Růst zárodku určuje kromě jeho geometrického tvaru především koncentrace vodní páry v okolí a teplota.

Voda v její tuhé fázi se vyskytuje v horních vrstvách atmosféry. Z ledových krystalků jsou tvořena oblaka typu Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc), Cirrostratus (Cs) a také kondenzační pásy vytvářené za letadly.

Krystalky ledu se v atmosféře vyskytují v různé podobě. Mají tvar jehlic, sloupků, destiček nebo hvězdic. Protože náleží k šesterečné krystalové soustavě, mají podobu šestiúhelníku, jejich velikosti jsou různé. Složitější struktury krystalků se vyskytují v nižších vrstvách atmosféry. Oblaka vysokého patra jsou tvořena sloupkovitými krystalky o velikosti několika desetin mm, hvězdicemi a jehlicemi, ty jsou velké několik mm. Na tvar ledových krystalků má největší vliv teplota a vlhkost vzduchu, struktura ledového jádra a fyzikální stav okolního prostředí.

Led a oblaka

Led můžeme najít i v podobě krup vypadávajících z bouřkové oblačnosti typu Cumulonimbus (Cb). Kroupy nebo zmrzlý déšť nemají zřetelnou krystalickou strukturu, jsou to vlastně silné vrstvy ledu bez konkrétních krystalových tvarů. V řezu kroupy můžeme vidět několik průhledných vrstev amorfního ledu, které jsou soustředně umístěny kolem zárodku a střídají se s neprůhlednými vrstvami.

Smíšená oblaka

Ve smíšených oblacích se vyskytuje voda ve všech třech skupenstvích. Bývají to většinou oblaka s větším vertikálním vývojem. Často z nich vypadávají srážky. Smíšený

oblak vzniká, je-li teplota nižší než 0°C. Po dostatečném nasycení vzduchu vodní parou se na kondenzačním jádru tvoří oblačná kapička. Začínají působit ledová jádra. Na nich kondenzuje vodní pára, mrzne a tím se vytvoří ledový zárodek. Ten dále narůstá díky kondenzaci a koagulaci. Vznikají zárodky ledových krystalů. Na složení smíšených oblaků působí také mrznutí přechlazených vodních kapiček. Kapičky velmi malých rozměrů snesou sice velké přechlazení, ale jestliže dojde k jejich srážce při koagulaci, může z přechlazené kapičky vzniknout ledový krystal. Typickými představiteli smíšených oblaků je oblačnost typu Cumulonimbus nebo Nimbostratus.

2 Námraza

Studium námrazy má značný význam pro dopravu, energetiku, zemědělství, především ale pro letectví. Námrazou se rozumí usazování ledu na obtékaných částech, hnacích jednotkách a vnějších částech speciálního vybavení letounu za letu v přechlazených oblacích, dešti, mrholení, mokřím sněžení a vysoké vlhkosti, při nízkých teplotách. Jsou jí vystaveny všechny druhy letadel i vrtulníků. Fyzikální příčiny námrazy jsou kondenzace a sublimace vodní páry. Nutnou podmínkou pro vznik námrazy je narážení přechlazených kapek na povrch letadla, který má zápornou teplotu a je vystaven nabíhajícímu proudu vzduchu. Samotné mechanické narážení nevede k mrznutí, kapka se musí srazit s ledovým krystalkem na povrchu letadla. Ten se může vytvořit buď před vzletem, nebo za letu v oblacích.

Usazování námrazy a její tvar ovlivňují teplota, tlak, vlhkost vzduchu, rychlost větru, sluneční záření, vodní obsah oblaku, spektrum kapiček a také vlastnosti předmětu, na kterém se námraza usazuje. Jedná se hlavně o tvar daného předmětu, jeho povrch, materiál ze kterého je vyroben a samozřejmě o teplotu daného předmětu. Množství námrazy závisí na vodním obsahu oblaku. Čím větší vodní obsah oblak má, tím intenzivněji námraza se vytváří.

Tvorba námrazy závisí také na typu letadla a rychlosti jeho letu. Se zvyšující se rychlostí letu klesá teplota, při které se může začít tvořit námraza. Nejčastěji se námraza tvoří při rychlostech 400 - 500 km.h⁻¹. Při rychlejším letu už dochází ke značnému kinetickému ohřevu, námraza se tvoří méně. Nadzvuková letadla jsou vystavena námraze pouze při letu podzvukovou rychlostí, zejména při vzletu a manévru na přistání.

Pilot letadla by měl zvolit takovou dráhu letu, aby se letadlo pohybovalo v oblaku tvořeném ledovými krystalky, nebo ve vodním oblaku, pouze při kladné teplotě vzduchu. Větší frontální pásma není vhodné prolétávat v oblasti přechlazených kapiček. Letoun by také neměl mít teplotu menší než 1°C. Velmi nebezpečné z hlediska námrazy jsou oblačné systémy v okolí hor (Sobota, 2002).

Vznik námrazy na letadlech je dán tepelnými poměry ve vrstvě vzduchu přiléhající k obtékanému povrchu a v samotném tělese. Rychlým prouděním vzduchu kolem tělesa se těleso zahřívá u náběžné hrany, převládá vliv komprese, tj. adiabatické oteplení vzduchu. Za náběžnou hranou se uplatňuje především vliv tření vzduchu o obtékaný povrch. Zvýšení teploty Δv v přiléhající mezní vrstvě vzduchu se dá vyjádřit vztahem (LET 51-24, 1978):

$$\Delta v = 3,87 \cdot 10^{-5} u^2 \text{ky, kde} \quad (2.1)$$

u...rychlost letu v $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$

k...součinitel vystihující tvar tělesa, u náběžných hran $k=1$

γ ...funkce tlaku a teploty (představuje vertikální nasyceně adiabatický gradient teploty)

2.1 Námraza v různých druzích oblaků

St – často se tvoří pod inverzní vrstvou. Výška základny dosahuje výšek 100 až 300m, ale může klesnout i pod 50m. Jeho tloušťka zpravidla nepřesahuje 600m. Je složen z drobných kapek vody, ledových krystalků nebo kousků ledu. Vodní obsah se v těchto oblacích při teplotách nad 0°C pohybuje nejčastěji mezi $0,21$ až $0,60 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Čím je vodní obsah přechlazené oblačnosti vyšší, tím intenzivnější námraza vzniká. K nejintenzivnější námraze pak dochází ve střední a horní části oblačnosti.

Sc – mohou být řídké nebo husté, řídké o tloušťce 100 až 300m, husté 600 až 1000m. V oblastech front bývá tato oblačnost rozvrstvena. Vodní obsah při teplotách nad nulou je většinou mezi $0,11$ a $0,40 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Při krátkodobém letu v tomto typu oblačnosti vzniká především slabá námraza, při déle trvajícím letu může být až mírná.

Cu – vertikální mohutnost dosahuje několika set metrů až několika km. Vodní obsah se pohybuje přibližně v rozmezí od $0,11$ do $0,38 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, ve více vertikálně vyvinutých Cu je to až $1,65 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Námraza se vyskytuje především v přechodných ročních obdobích. Je to dáno výskytem přechlazených vodních kapek v oblaku. U vertikálně mohutných oblaků s teplotou pod bodem mrazu je mírná až silná.

Cb – Jedná se o velmi nebezpečný oblak. Vrcholky mohou dosahovat až tropopauzy. V Cb se vyskytuje silná námraza a hrozí zde i další nebezpečí. Létání v tomto druhu oblačnosti je zakázáno, musí se obléhat ve vzdálenosti nejméně 10 km.

Ns – typická frontální oblačnost, tloušťka závisí na vzdálenosti od čela fronty a pohybuje se od několika set metrů do několika km. Jde o smíšenou oblačnost, v její vrchní části se vyskytují ledové krystalky a malé přechlazené kapky. Střední a spodní část je tvořena z velkých kapek a krystalů. Je složen z dešťových kapek i sněhových vloček. Vodní obsah se pohybuje v rozmezí od $0,6$ do $1,3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. V zimním období se vyskytuje silná námraza v celé vrstvě oblačnosti, v létě především nad nulovou izotermou. Zvláště nebezpečný je let v oblasti přechlazeného deště v přechodných obdobích.

Ac – tvoří se pod a nebo nad inverzní vrstvou. Tloušťka vrstvy oblačnosti dosahuje většinou 300m. Je složen převážně z drobných kapiček. Vodní obsah se pohybuje mezi $0,005$ a $0,23 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Kapičky jsou téměř vždy přechlazené, při dlouhodobém letu dochází k výskytu námrazy.

As – tloušťka vrstvy dosahuje 0,6 až 1,1 km. Může být v několika vrstvách. Zatímco As na frontách je většinou smíšený, nefrontální As je z větší části krystalický. Vodní obsah se pohybuje okolo $0,17 \text{ g.m}^{-3}$. Vyskytuje se zde námraza především ve formě bílého drobnozrnného ledu nebo jíní.

Ci – nejčastěji se tvoří v důsledku vlnového proudění pod blokuujícími vrstvami horní troposféry a pod tropopauzou. Tloušťka vrstvy se pohybuje od několika set metrů do několika km. Tato oblačnost je tvořena ledovými krystalky, vodní obsah je tedy velmi nízký, pohybuje se od několika setin do několika tisícín g.m^{-3} . Námraza se zde téměř nevyskytuje.

Cs – bývá především frontální. Od oblačnosti As a Ns je ale oddělen. Tloušťka od několika stovek metrů do několika km. Jedná se o krystalický oblak, vodní obsah se pohybuje v řádu několika setin až tisícín g.m^{-3} . Námraza se může vyskytnout pouze při velkých rychlostech letu.

2.2 Oblasti nebezpečné pro let

Nejvíce nebezpečné pro let jsou rozsáhlé oblačné systémy, zejména oblačnost teplé fronty. Jsou v nich nejlépe splněny meteorologické podmínky pro tvorbu námrazy. Vyskytuje se zde velké množství přechlazených vodních kapiček, teplota je pod, nebo jen slabě nad bodem mrazu a je zde vysoká vlhkost. Námraza se často tvoří v nízkých vrstevnatých oblacích, jako jsou Sc St a Ns. Nejintenzivnější je pod horní hranic oblaků. Drobné kapičky, které tento druh oblaků obsahuje dávají vznik námraze, ta pak rychle narůstá. Sc, St i Ns jsou většinou horizontálně velmi rozsáhlé, nelze je tedy oblétnout a vyhnout se tak oblastem s námrazou. Pod vrstevnatými oblaky je nejvíce nebezpečné pásmo zasažené přechlazeným deštěm nebo mrholením.

V oblacích typu Ac, As se silná námraza vyskytuje jen výjimečně. V Ac se ještě může vytvořit silnější námraza, As už ale obsahuje především ledové krystalky, nebezpečí námrazy je zde pak minimální. Stejně je tomu i u oblaků nejvyššího patra Ci, Cc, Cs. Je proto nutné správně si naplánovat trasu letu a vyhnout se tak nebezpečným oblastem s tvorbou námrazy.

Méně nebezpečná je kupovitá oblačnost. Může být sice hodně vertikálně vyvinutá, ale má zpravidla malý horizontální rozsah. Kupovitý oblak se vyvíjí poměrně krátkou dobu a tak přechod vodního oblaku v ledový probíhá vzhledem ke značným rychlostem výstupného proudu v malém vertikálním rozsahu. Nebezpečný může být například průlet vrcholkem oblaku Cumulus Congestus nebo Cumulonimbus, ve kterém se největší vodní obsah vyskytuje těsně před jeho přechodem v bouřkový oblak. Tato oblaka lze oblétnout a tím se vyhnout nebezpečí námrazy.

2.3 Druhy a tvary ledu namrzající na letadle

Druhy a tvary ledu namrzající na letadle jsou různé a závisí především na teplotě vzduchu, velikosti kapek, výskytu ledových krystalků a režimu letu (Sobota, 2002). Velké přechlazené kapky se po povrchu letadla rozlévají, mrznou a tvoří souvislou průhlednou vrstvu. Malé ledové kapky mrznou na povrchu letadla velmi rychle, zachovávají si svůj kulový tvar. V tvořícím se ledu vzniká mnoho vzduchových bublin, led je pak matově nebo úplně bílý.

Existuje několik druhů dělení námrazy. Námrazu na letadle nejčastěji rozdělujeme podle druhu, charakteru a tvaru.

- Druh
 - jíní
 - led – dále dělíme podle charakteru a tvaru
 - jinovatka
- Charakter ledu
 - průzračný
 - matový
 - bílý
- Tvar ledu
 - profilový
 - žlábkový
 - hrbolkovitý

2.3.1 Druh ledu

Jíní je velkozrnná krystalická námraza. Tvoří se v oblacích mrznutím malých vodních kapek společně s ledovými krystalky při značně nižších teplotách než -10°C . Tento druh námrazy má nerovný a drsný povrch a nebývá pevně přimrzlý k povrchu letadla. Lehce se odlupuje a proudem vzduchu je strháván.

Jinovatka je tenká bílá vrstva drobných krystalků vznikající v důsledku sublimace vodních par. Při vibracích se snadno odděluje od povrchu letadla, nepředstavuje tedy pro letadlo zvláštní nebezpečí. Nebezpečná je pouze jinovatka usazená na skle pilotní kabiny ztěžující výhled.

2.3.2 Charakter ledu

Průzračný led se tvoří v oblacích s velkými přechlazenými kapkami, nebo pod oblaky v přechlazeném dešti. Tvoří se při teplotách v rozmezí od 0 do -10°C . Povrch ledu je hladký a z povrchu letadla se odstraňuje velmi obtížně. Jen nepatrně deformuje profil letadla, tudíž není téměř nebezpečný, ovšem jen za podmínky, že je ve slabé vrstvě, s rostoucí hmotností tohoto druhu námrazy roste i nebezpečí pro let.

Matový led vzniká při letu ve smíšených oblacích. V nich se nachází velké i malé přechlazené vodní kapky, ale i sněhové vločky a ledové krystalky. Velké kapky se po povrchu sice rozlijí, ale malé kapky po nárazu okamžitě mrznou. Sněhové vločky a ledové krystalky zamrzají do vodního filmu. Námraza má pak drsný povrch a matný charakter. Výrazně zhoršuje aerodynamické charakteristiky letadla. Tvoří se při teplotách -6 až -10°C . Je nejtěžším a nejvíce nebezpečným druhem námrazy.

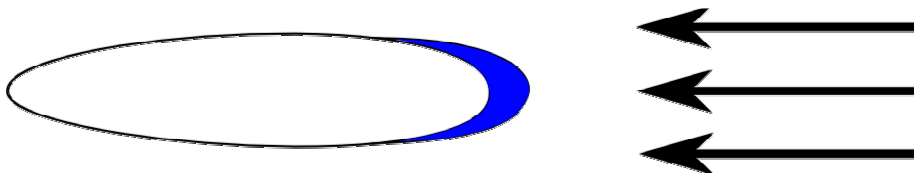
Bílý led se tvoří namrzáním malých přechlazených kapiček na povrchu letadla při teplotách pod -10°C . Led je porézní a jde snadno odstranit. Při dlouhodobém letu a zvyšování hustoty ledu může vzniknout vážné nebezpečí pro let. (LET 51-24, 1978).

2.3.3 Tvar ledu

Tvar námrazy závisí na druhu námrazy, rychlosti letu a zvláštностech obtékání různých částí letadla.

Profilový tvar

Profilový tvar je nejčastěji z průhledného ledu. Led se usazuje poměrně rovnoměrně, tím zachovává původní tvar profilu. Vyskytuje se za letu v oblačnosti s malou vodnatostí při teplotách pod -20°C .

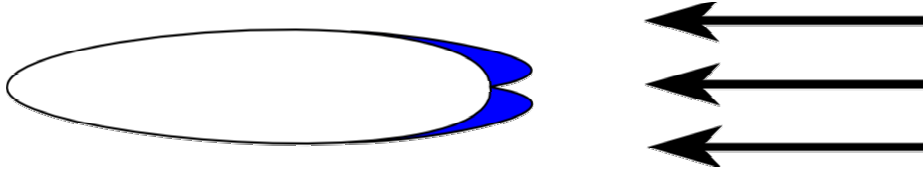


obr.1. Profilový tvar námrazy

Žlábkovitý tvar

Žlábkovitý tvar bývá drsný a vzniká při teplotách -5 až -7°C , když kapky na čelní hraně křídla nestačí hned zmrznout. Kapky jsou unášeny proudem vzduchu dál na chladnější místa profilu a tam mrznou. Vzniká také v důsledku kinetického ohřevu čelních ploch letícího

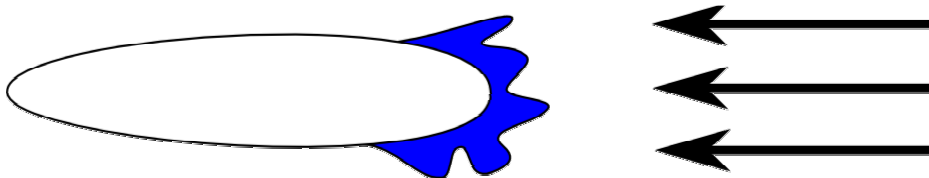
letounu při velkých rychlostech letu. V tomto případě se náběžná hrana profilu ohřeje natolik, že v těchto místech námraza nevzniká a tvoří se až na chladnějších částech dál od náběžné hrany.



obr.2. Žlábkovitý tvar námrazy

Hrbolkovitý tvar

Hrbolkovitý tvar vzniká při letu ve smíšených oblacích. Způsobuje růst hmotnosti letadla, změnu profilu obtékaných částí, vzrůstá čelní odpor, zmenšuje se vztlak, roste potřebný a snižuje se využitelný tah motoru. Zmenšuje se vertikální rychlost stoupání, dostup, dochází ke zvýšené spotřebě paliva, zhoršují se přistávací charakteristiky letadla a v krajním případě může dojít i k vážné letecké události.



obr.3. Hrbolkovitý tvar námrazy

Námraza na náběžné hraně křídla způsobuje zvýšení čelního odporu letounu a tím se zhoršují jeho nosné vlastnosti.

Pro přistání a lety při malých rychlostech je zvláště nebezpečná změna kritického úhlu náběhu křídla a ocasních ploch v důsledku námrazy. Minimální rychlost se zvyšuje a letoun nemusí být schopen ani horizontálního letu.

Jiné dělení námrazy

Krystalická námraza – jinovatka, tvořena zřetelnými krystalky ledu, mají tvar sloupků, pyramid, jehlic, peříček a vějířů. Tvoří se podobně jako rosa, ale za teplot nižších než 0°C.

Zrnitá námraza – bílá námraza, složená z ledových zrněk oddělených vzdušnými mezerami. Tvoří se rychlým zmrznutím přechlazených vodních kapiček a postupným narůstáním v silnější vrstvu. Na zemi vzniká na čelních stranách předmětů, vystavených přímo účinkům větru, na letadlech tvoří bílou zrnitou vrstvu na náběžných hranách.

Ledovka – průsvitná námraza. Má tvar homogenního průhledného ledu a vytváří se zmrznutím přechlazených vodních kapiček při mrhnutí a dešti na předmětech o teplotě pod bodem mrazu nebo nepatrně vyšší. Na letadlech se tvoří při letu v přechlazených oblacích, kdy velké kapky po nárazu na náběžné části hned nemrzou, ale rozlévají se ve stejnorodou průhlednou vrstvu.

2.4 Intenzita námrazy

Intenzita námrazy je charakterizovaná rychlostí narůstání ledu, udává se v mm za minutu. Závisí hlavně na rozměrech přechlazených kapek, na vodnatosti oblaků a na rychlosti letu. S vyšší vodnatostí oblaku roste i intenzita námrazy. Nejintenzivnější námraza vzniká při vodnatosti oblaků nad 1 g.m⁻³. To platí, je-li teplota namrzajícího povrchu pod bodem mrazu a pokud všechny kapky při nárazu mrznou. Rozlišujeme čtyři stádia intenzity námrazy:

- Slabá menší jak 0,5 mm.min⁻¹
- Mírná 0,6 až 1,0 mm.min⁻¹
- Silná 1,1 až 2,0 mm.min⁻¹
- Velmi silná větší než 2,0 mm.min⁻¹

Chceme-li spočítat narůstání námrazy v určitém časovém úseku, můžeme si tvar tělesa zjednodušit, budeme předpokládat, že se jedná o válec. Zvětšení hmotnosti námrazy usazené na tělese dM za čas dt je dán vztahem (LET 51-24, 1978):

$$dM = KAwudt, \text{ kde} \tag{2.2}$$

K...sběrová účinnost tělesa

w...specifický vodní obsah oblaku

u...rychlost proudění vzduch (rychlost letu)

A...čelní průřez tělesem

2.5 Námraza letounů a vrtulníků za letu

2.5.1 Námrazou ohrožené části letounu

Námraza se tvoří na všech typech letadel, včetně vrtulníků a nadzvukových letounů. Nejvíce ohrožuje nosné plochy letadel, zhoršuje jejich aerodynamické vlastnosti, klesá součinitel vztlaku a vzrůstá součinitel odporu. Největší změnu aerodynamických vlastností způsobují velké kapky, které se při styku s povrchem křídla rozlijí a zasáhnou místa, kde působí výslednice vztlaku. Mezi ohrožené části letadla patří také vrtule, nebo motor a motorové vstupy.

Pohyb kapek v blízkosti profilu křídla je značně složitý. Závisí na rozměru křídla, poloměru kapek, vazkosti vzduchu a rychlosti letu. Na tenkých profilech se obtékající proud vzduchu deformuje méně, jsou zde lepší podmínky pro usazování kapek a tvorbu námrazy. Čím větší jsou vodní kapky v oblaku a rychlost obtékání, tím mají kapky větší setrvačnou sílu a je pravděpodobnější, že narazí na tenký profil. Námraza se tedy tvoří nejprve na koncích křídel a až následně se dostává blíže k trupu letounu. Namrzání ledu na předním okraji kormidel, zamrzání vlhkosti v místech uchycení křidélek, klappek atd. může za letu způsobit jejich zaklínění a tím i znemožnění jejich funkce. Vytvoří-li se námraza na motoru letadla podstatně zhoršuje jeho charakteristiky. V důsledku námrazy na vstupním hrdle pohonné jednotky se potřebný tah zvětšuje, ale maximální tah se zmenšuje. Rychlost letu se potom i při mírné námraze snižuje.

Usazováním námrazy na anténách se ztěžuje rádiové spojení. Může dojít k přerušení rádiového spojení a vysazení radionavigačního vybavení. Při námraze snímačů tlaku vzduchu mohou vysadit přístroje jako rychloměr, výškoměr nebo ukazatel úhlu náběhu.

Námraza na vrtulových listech snižuje koeficient užitečné účinnosti. Vodní kapky se na vrtulích zachycují podstatně více než na křídle, ocasní ploše nebo jiných částech letounů. Při tvorbě námrazy na listech vrtulí může dojít vlivem hmotnostní a aerodynamické asymetrie listů k třesení letounu. Nejrychleji se námraza vytvoří kolem náboje vrtule, na koncích listů se vlivem kinetického ohřevu netvoří. „Úlomky ledu odlétající z vrtule mohou poškodit části letadla a způsobit nevyvážení a kmitání pohonného systému. Námraza na čelních tabulích pilotního prostoru, která vzniká během krátké doby, znemožňuje bezpečné přistání. Stejně nebezpečné je zkreslení údajů rychloměrů a výškoměrů námrazou, jež se usadila v rychloměrné trubici.

Velmi nebezpečná je námraza na pohonné jednotce podzvukových proudových letounů. Usazování ledu ve vstupním hrdle na ochranných sítěch a na dalších detailech zvyšuje spotřebu paliva a snižuje tah motoru. Zvyšuje se teplota výtokových plynů a může dojít k třesení motoru.

Námrazou trpí nejvíce proudové axiální motory. Lopatky usměrňovacího zařízení mají malé rozměry a namrzají poměrně intenzivně. Led, který se usazuje na lopatkách, mění jejich profil a tím prudce zhoršuje aerodynamické charakteristiky. Kinetickým ohřevem částí, jako jsou náběžné hrany křídel a ocasní plochy se námraza někdy tvoří pouze na vstupním otvoru proudového motoru. Má-li ovšem turbína motoru při malé rychlosti letu velké otáčky, dochází místo stlačování vzduchu k jeho sání. V důsledku adiabatického rozpínání vzduchu teplota klesá i o několik stupňů. Pak může dojít k námraze i při teplotách lehce nad bodem mrazu.

U pístových motorů vrtulových letounů spočívá riziko v námraze sacího systému karburátoru. Karburátor je sice tepelně chráněn proti námraze, ale přehřívání vzduchu musí být včas zapnuto, jinak už se nemusí podařit led v karburátoru rozehrát. K námraze na karburátoru může dojít i při kladných teplotách vzduchu. Vzduch v karburátoru se podstatně ochlazuje vlivem odpařování paliva, kondenzací vodních par a jejich mrznutím. Teplota nasávaného vzduchu do karburátoru může klesnout o 18 až 20°C. Při letu v oblacích je třeba zapínat odmrazovací systém už při teplotě 5°C. (LET 51-24, 1978).

2.5.2 Námraza na vrtulnicích

Při letu poměrně velkou rychlostí v oblačnosti s možností tvorby námrazy se námraza tvoří na listech rotoru, vrtulky, na všech čelních částech vrtulníku, stabilizátoru, předních sklech pilotní kabiny, podvozku, anténách, snímači tlaku pro rychloměr a dalších částech.

Při nízkých rychlostech letu, například při stoupání či klesání, nebo při visení se námraza tvoří pouze na rotoru a vrtulce. V tom případě se ale může na ostatních částech vrtulníku tvořit námraza při přechlazeném dešti, mrholení nebo padání mokrého sněhu. Námraza rotoru patří mezi nejvíce nebezpečné.

Intenzita námrazy na rotorových listech závisí při konstantním počtu otáček, na obvodové rychlosti otáčení listů, relativní tloušťce profilu listů, materiálu, ale i na povětrnostních podmínkách, ze kterých mají největší vliv vodní obsah oblaku, velikost kapek a teplota okolního vzduchu. Při teplotách kolem -10°C a nižších se tvoří námraza po celé délce rotorových listů, stejně tak i na náboji a všech obtékaných ovládacích prvcích rotoru.

Při oteplení přestávají vlivem kinetického ohřevu namrzat nejprve koncové části rotorových listů. Působením teploty vzduchu a rychlosti proudění a díky nerovnosti povrchu

listů může námraza podél listů měnit svůj tvar. Na tvořící se námraze působí odstředivá síla. Je-li větší než přilnavost ledu, dochází k jejímu odlupování a proudem vzduchu je strhávána. U rotoru se ale toto odlupování prakticky neprojevuje, bylo by zapotřebí velké tloušťky námrazy. Podstatně větší význam má odstředivá síla u ocasní vrtulky. Otáčí se totiž několikanásobně rychleji než nosný rotor. Led, který namrzá na listech, zvyšuje jejich zatížení, tím se zvětšují odstředivé síly působící na střed rotoru. Rotor přestává být vyvážen a vznikají silné vibrace, které zhoršují říditelnost vrtulníku, v krajním případě mohou zapříčít ztrátu stability. Prvotním příznakem tvorby námrazy je zamrznání skel pilotní kabiny. Dále dochází k silným vibračním rádky, třesení, zhoršené říditelnosti a snížení počtu otáček rotoru.

Vrtulníky jsou na námraze podstatně citlivější, než letouny. Na rotorových listech se usazuje led rychleji než na plochách letounu. Nejvíce se na vrtulnicích tvoří námraza v oblacích v oblasti přechlazeného deště a nad vodními plochami při teplotě vzduchu 0 až -10°C . Při teplotách pod -20°C může docházet k zamrznutí kabiny zevnitř. Nacházíme-li se v oblasti tvorby námrazy, je třeba okamžitě zapnout protinámrazová zařízení a oblast opustit bez prudkých změn v režimu letu. Námraze můžeme předejít i změnou letové hladiny a různými manévry. (LET 51-24, 1978).

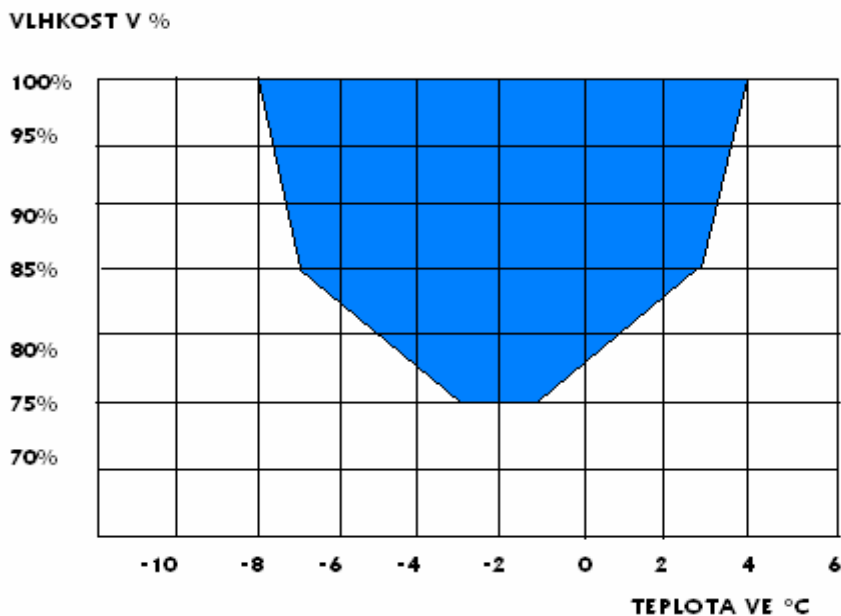
2.6 Námraza letounů a vrtulníků na zemi

Námraze na zemi dělíme do tří skupin. Do první skupiny patří jinovatka, krystalická vrstva ledu a jim podobné usazeniny. Tvoří se při záporné teplotě povrchu letadel, tato teplota musí být zároveň nižší než je teplota vzduchu. Vznikají v důsledku sublimace vodních par. Patří sem i krystalické jíní, které vzniká přesycením vzduchu vodními parami při nízkých teplotách. Tyto druhy námrazy nepřilnou pevně k povrchu letadla a jdou snadno odstranit.

Druhou skupinu tvoří ledovka. Tvoří se při přechlazeném dešti, mrholení nebo mrznoucí mlze. Velké kapky se po dopadu na povrch letadla rozlijí a mrznou. Malé kapičky mrznou velmi rychle, nestačí se tudíž rozlít a tvoří bílý velkozrnný led.

Do poslední skupiny patří námraza, která se tvoří v důsledku mrznoucí rosy, mokrého sněhu a dešťových kapek (Sobota, 2002).

Led se nejdříve usazuje na návětrné straně, díky tomu má ledová vrstva na povrchu letadla různou tloušťku. U letadla s námrazou působí větší čelní odpor, a tím se prodlužuje délka rozjezdu. Vlivem zhoršené stoupavosti letounu je pilot nucen zvětšovat úhel náběhu, to může zapříčinit odtržení proudnic z křídla. Je tedy důležité odstranit námraze z letadla ještě před jeho samotným vzletem.



obr.4. Námraza při chodu motoru na zemi

Na obrázku 4 vidíme závislost vlhkosti vzduchu na teplotě. Modře je znázorněna oblast s rizikem vzniku námrazy na zemi. Námraza se může vytvořit při kladných teplotách vzduchu. K tomu ale dochází pouze, má-li předmět, na kterém námraza vzniká teplotu nižší, než bod mrazu. S nárůstem vlhkosti roste i rozmezí teplot, při kterých dochází k tvorbě námrazy.

2.7 Odstraňování námrazy za letu

Nejrozšířenějším způsobem odstraňování námrazy za letu je tepelný způsob. Pomocí teplého vzduchu se ohřívají plochy letadla, na kterých se námraza tvoří, nad teplotu bodu mrazu. U protinámrazových systémů se využívá také elektricky vodivých vrstev umístěných mezi dvě izolační vrstvy. Skla kabin a snímač tlaku vzduchu se ohřívají pomocí odporových drátů. Letadla, jež nejsou vybavena protinámrazovým zařízením by neměla do prostorů s přechlazenými kapičkami vlétnout. Ta, která mají hlavní náběžné části vyhřívány, mohou vlétnout prakticky do všech oblačných systémů. Samozřejmě mimo oblačnost typu Cb, do které je vlétat zakázáno.

2.8 Odstraňování námrazy na zemi

K odmrazování námrazy na zemi se používají většinou infračervené zářiče, nebo různé chemické sloučeniny.

Před vzletem se letadla mohou natírat speciálním chemickým nátěrem, který zamezuje vzniku námrazy. Chemický způsob je založen na snížení přilnavosti ledu k povrchu letadla, nebo na snížení teploty mrznutí vody. Používají se kapaliny snižující teplotu mrznutí vody. Tyto kapaliny musí tuhnout při dostatečně nízkých teplotách a musí se dobře spojovat s vodou, nesmí být jedovaté a nesmí způsobovat korozi nebo poškozovat lak. Těmto požadavkům odpovídá například líh, nebo směs lihu s glycerinem. Nedostatkem tohoto způsobu protinámrazové ochrany je omezená doba působení.

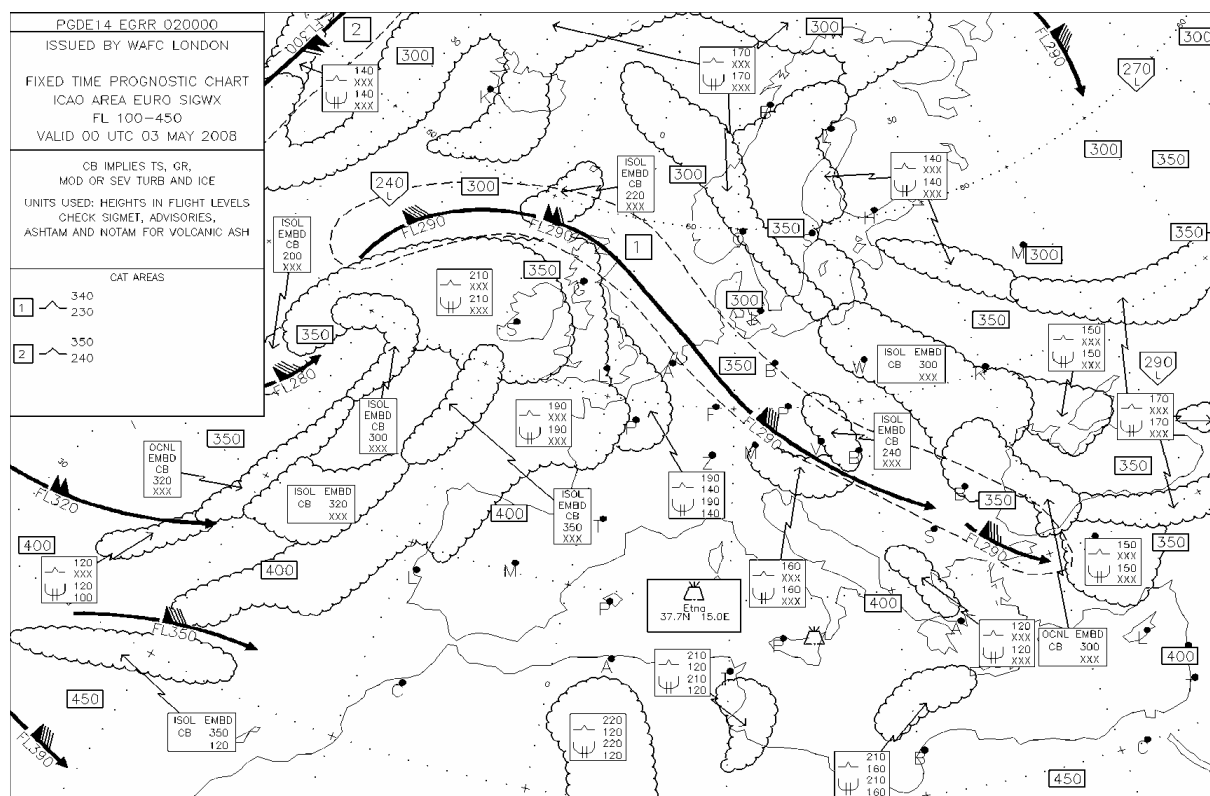
Tvorbě námrazy na zemi můžeme předejít umístěním letadel do hangárů, mechanickým nebo fyzikálně chemickým způsobem. Mechanickým způsobem se rozumí zaplachtování těch částí letadel, kterých se námraza nejvíce týká. Jedná se o křídla, ocasní plochy, trup nebo listy vrtule.

Fyzikálně chemický způsob spočívá v zabránění usazování vody na chráněném povrchu, nebo ve snížení přilnavosti ledu k povrchu letadla. Na povrch letadla se nanáší např. uhlovodíky, mastné kyseliny, parafin atd. Povrch letadla můžeme také pokrýt látkami s nízkou teplotou tuhnutí, jako je například líh.

2.9 Produkty zobrazující oblasti s možností výskytu námrazy

2.9.1 SW mapa

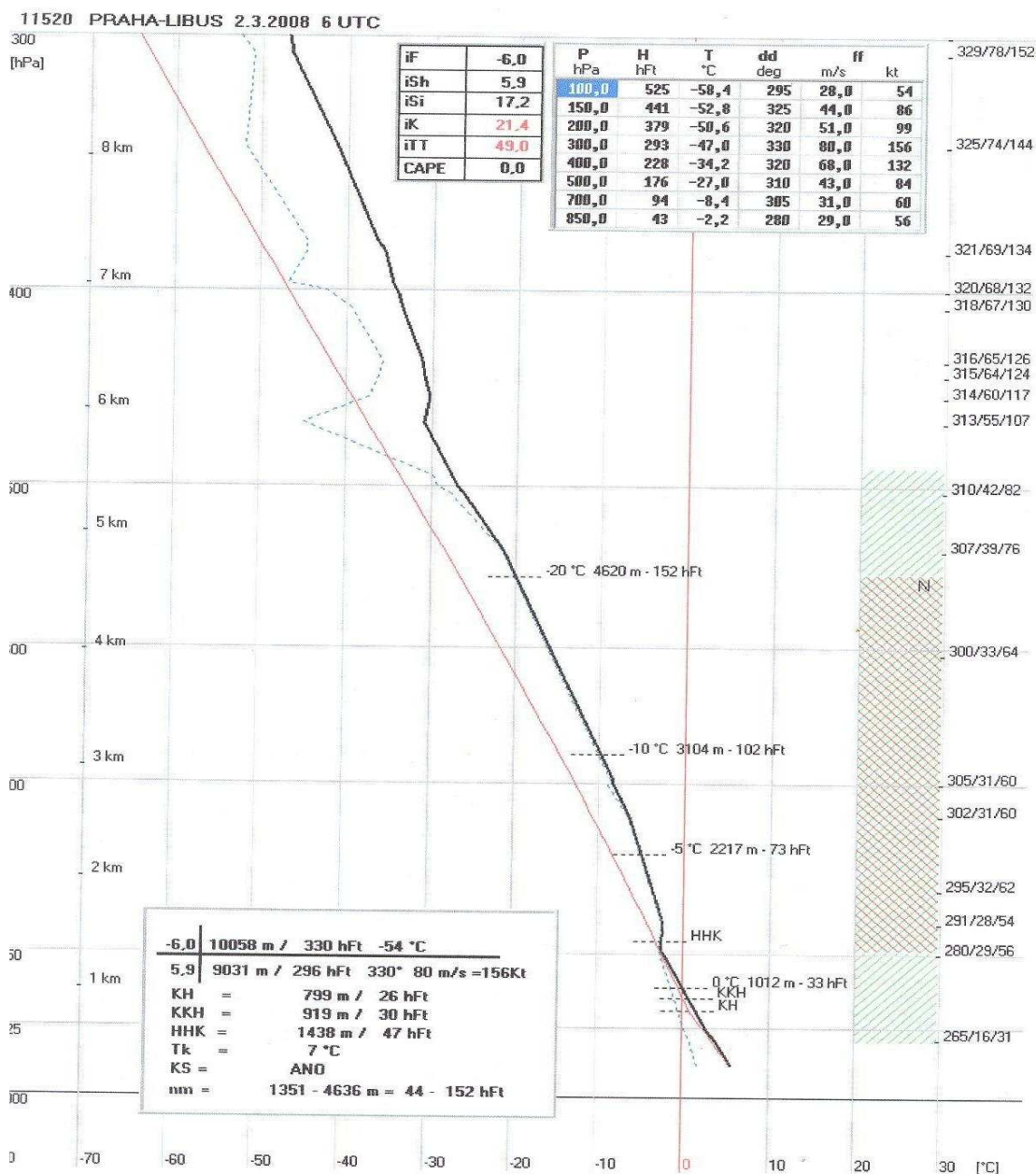
SW mapa, nebo-li mapa význačného počasí (significant weather), nám kromě jiných meteorologických jevů jimiž jsou například oblasti turbulence, proudových toků nebo oblasti front, znázorňuje i oblasti s výskytem námrazy. V mapě jsou znázorněny symbolem pro námrazu (Ψ), u kterého je uvedena i letová hladina, ve které se námraza nachází.



obr.5. SW mapa s oblastmi možného výskytu námrazy

2.9.2 Aerologický výstup

Na aerologickém výstupu se námraza zjišťuje pomocí dvou křivek. Jedná se o křivku zvrstvení a křivku relativní vlhkosti. Pokud křivka relativní vlhkosti zasahuje vpravo od křivky zvrstvení, dochází v oblačnosti, kterou sonda procházela k tvorbě námrazy. Další podmínkou je také to, aby teploty, ve kterých se křivky nachází, byly v intervalu od 0°C do -20°C. Oblast s výskytem námrazy je na aerologickém výstupu znázorněna červeným šrafováním a označena písmenem N.

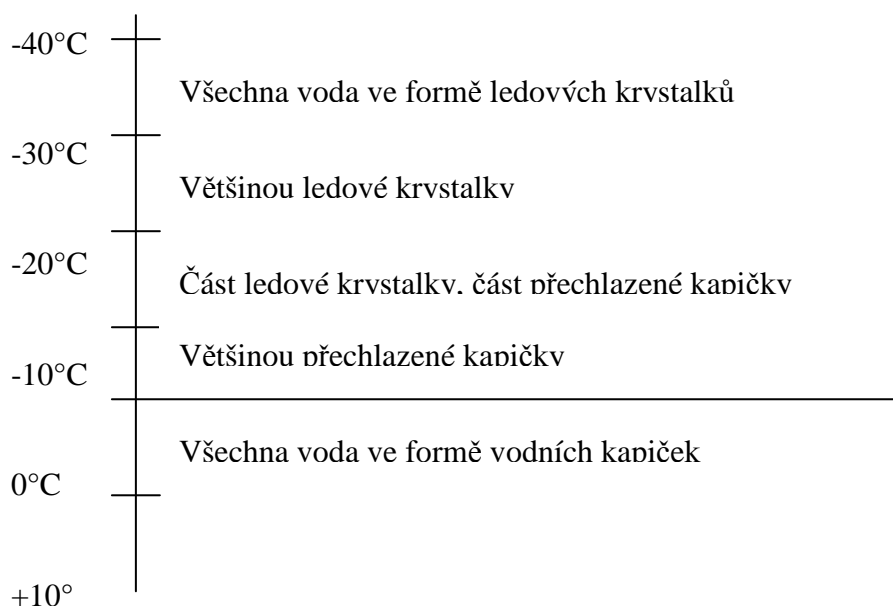


obr.6. Aerologický výstup

2.10 Způsoby předpovědi námrazy


Námraza patří mezi nejméně snadno předpověditelné nebezpečné meteorologické jevy. Numerické metody jsou ne vždy spolehlivé a modelových produktů zobrazujících oblasti s možným výskytem námrazy je velmi málo. V našich podmínkách je stále nejvíce využíván rozbor termodynamického diagramu. Předpověď námrazy je závislá na předpovědích jiných meteorologických jevů a veličin. Jedná se především o druh oblačnosti, vlhkost, telotu. Největší pravděpodobnost existence námrazy je při letu mezi izotermami 0°C a -20°C. Tvorbu námrazy můžeme usuzovat také ze synoptické situace. Nejintenzivnější a nejvíce nebezpečné jsou oblasti front. Letoun se zde zdržuje poměrně dlouhou dobu a vzniká tím dostatek času pro vytvoření námrazy.


Skupenství vody v atmosféře:




obr.7. Skupenství vody v atmosféře

Symbols námrazy:

slabá námraza

mírná námraza

silná námraza

3 Dynamika atmosféry

Dynamika atmosféry se zabývá příčinami pohybů vzduchových částic v zemské atmosféře. Základní příčinou změn počasí je pohyb vzduchu. Ten je vyvolán působením různých sil na vzduchové částice. Zdrojem energie atmosférických dějů je sluneční záření. Způsobuje ohřev atmosféry a uvádí ji do pohybu, vzniká tak všeobecná cirkulace atmosféry.

Proudění vzduchu se skládá z horizontální i vertikální složky pohybu, přitom vertikální složka je ve srovnání s horizontální menší a často se zanedbává, je přitom ale příčinou vzniku srážek a oblačnosti. Pro dynamiku atmosféry jsou důležité i vertikální pohyby.

Proudění vzduchu úzce souvisí s rozložením atmosférického tlaku. Díky nerovnoměrnému ohřívání zemského povrchu v různých oblastech vznikají místa s vysokým a nízkým tlakem vzduchu. Jedná se o cyklony a anticyklony. Vzduch proudí z místa vysokého tlaku tedy anticyklony do místa nízkého tlaku, cyklony. Tlakový rozdíl se tím postupně vyrovnává. Rychlost proudění charakterizuje nahuštění izobar. Čím více se k sobě izobary přibližují, tím silnější vítr vane. Je to dáno větším tlakovým rozdílem mezi místy vysokého a nízkého tlaku.

Vítr ale nevane přímo z míst nízkého tlaku do míst s vysokým tlakem. Na proudění působí několik dalších sil. Jedná se o sílu tlakového (barického) gradientu, Coriolisovu sílu, odstředivou sílu a sílu tření.

3.1 Síla tlakového (barického) gradientu

Tlakovým gradientem nazýváme konečnou změnu tlaku směřující ve směru normály k izobaře, působí tedy kolmo na izobarické plochy na stranu s nižším atmosférickým tlakem. V meteorologii uvažujeme pouze horizontální složku tlakového gradientu, vertikální složka je pro praxi zanedbatelná.

Horizontální tlakový gradient vyjadřuje rovnice:

$$G = - \frac{dp}{dn} \tag{3.1}$$

G.....síla tlakového gradientu

p..... atmosférický tlak

n..... normála k izobaře v horizontální ploše

Se zmenšující se vzdáleností mezi izobarami, síla tlakového gradientu roste.

Zrychlení, které uděluje síla horizontálního tlakového gradientu jednotce vzduchové hmotnosti, je sice velmi malé, ale význačnější síly horizontální v atmosféře nejsou. Coriolisova síla, odstředivá síla nebo síla tření, vyvolávají zrychlení řádově nejvýše stejně velká jako síla tlakového gradientu.

3.2 Coriolisova síla

Coriolisova síla je spojená s rotujícími systémy a působí na tělesa, která se vůči těmto systémům pohybují. V meteorologii je Coriolisova síla definována jako uchylující síla zemské rotace. Můžeme ji vyjádřit vztahem:

$$C = 2m \cdot \omega \cdot v \cdot \sin\varphi \quad (3.2)$$

C...Coriolisova síla

m...jednotka vzduchové hmotnosti ($m=1$)

ω ...úhlová rychlost rotace Země ($7,29 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$)

v...rychlost větru

φ ... zeměpisná šířka

V meteorologii se uvažuje pouze horizontální složka Coriolisovy síly, která působí vždy kolmo na směr pohybu a roste se zvětšující se zeměpisnou šířkou. Na severní polokouli uchyluje proudění vpravo, na jižní vlevo, na rovníku je $C = 0$. Zrychlení Coriolisovy síly má řádově stejnou velikost jako zrychlení, které vzduchové částici uděluje síla tlakového gradientu.

Kdyby Coriolisova síla neexistovala, docházelo by k okamžitému vyrovnání horizontálních tlakových rozdílů.

3.3 Odstředivá síla

Bez rotace Země by se tlakové rozdíly vyrovnávaly velmi rychle. Vzduch by vtekl z oblasti vysokého tlaku do oblasti nízkého tlaku. Díky tomu, že se Země otáčí, vzniká

odstředivá síla. Odstředivá síla působí směrem ven ze středu tlakové výše i níže a působí stejně jako Coriolisova síla, kolmo na směr pohybu. Na rozdíl od Coriolisovy síly, která na severní polokouli působí vždy vpravo, směřuje od směru pohybu jak vpravo, tak vlevo.

Velikost odstředivé síly udává vztah:

$$O = v^2/r \quad (3.3)$$

O...odstředivá síla

v...rychlost proudění

r...poloměr zakřivení trajektorie pohybu

Ze vztahu vyplývá, že odstředivá síla roste se vzrůstající rychlostí a se zmenšujícím se poloměrem křivosti. V mírných šířkách je v běžných cyklonách i anticyklonách odstředivá síla 4 až 5 krát menší než síla Coriolisova a lze ji často zanedbat.

3.4 Třecí síla

Tření ovlivňuje pohyb vzduchu v tak zvané vrstvě tření, která sahá přibližně do výšky 1 až 2 km nad zemský povrch. Uvažujeme-li jen nejspodnější tenkou vrstvu vzduchu přiléhající přímo k zemskému povrchu, působí třecí síla proti směru daného pohybu. Síla tření můžeme vyjádřit vztahem:

$$R = -k.v \quad (3.4)$$

R...třecí síla

k... koeficientu, závislý na drsnosti podkladu

v...rychlost proudění

Ze vztahu vyplývá, že třecí síla je přímo úměrná rychlosti pohybu. V reálné atmosféře se zpomalení rychlosti přenáší z nejspodnější vrstvy vzduchu do vyšších vrstev. Tření je největší u zemského povrchu a směrem vzhůru klesá poměrně rychle.

Máme dva typy tření. Prvním z nich je vazké tření, které ovlivňuje laminární proudění vazkých tekutin. Druhým typem je tření turbulentní, tímto získává proudění turbulentní charakter (Sobota, 2002).

V reálné atmosféře převažuje turbulentní proudění, může se zde objevit i laminární podvrstva a to nad aerodynamicky hladkými povrchy jako je například vodní hladina. U laminárního proudění nepřečází částice z jedné vrstvy do druhé. Ve volné atmosféře se působení třecí síly zanedbává

3.5 Geostrofický a gradientový vítr

Geostrofický vítr

Vznikne-li v horizontální rovině nějaký rozdíl atmosférického tlaku, začne se vzduchová částice pohybovat kolmo na izobary ve směru tlakového gradientu. Na částici začne působit také Coriolisova síla a bude uchylovat směr pohybu částice na severní polokouli vpravo od původního směru. Za určitý čas dojde k ustálenému proudění. Horizontální složka síly tlakového gradientu je stejně velká jako Coriolisova síla, ale mají opačný směr. Odstředivá síla je nulová. Geostrofické proudění je tedy ideální horizontální proudění bez tření v atmosféře. Tečné i normálové zrychlení je rovno nule a proudnice mají tvar přímky.

Buys - Bolotovo pravidlo:

Geostrofický vítr vane podél izobar tak, že postavíme-li se po směru proudění máme po pravé ruce vyšší atmosférický tlak a po levé nižší.

Geostrofický vítr se ale jen zřídka přesně kryje se skutečným větrem. V reálném ovzduší jsou izobary téměř vždy nějak zakřiveny. Toto zakřivené charakterizuje vítr gradientový.

Gradientový vítr

V cykloně směřují proudnice proti směru otáčení hodinových ručiček, v anticykloně po směru otáčení hodinových ručiček. Aby nastal ustálený pohyb podél zakřivené izobary, musí být v každém místě a okamžiku ve vzájemné rovnováze síla tlakového gradientu, síla Coriolisova a odstředivá síla. Nastane-li rovnováha těchto tří sil, mluvíme o gradientovém větru.

$$\text{v cykloně } G = O + C \quad (3.5)$$

$$\text{v anticykloně } G = C - O \quad (3.6)$$

G....síla tlakového gradientu

C....coriolisova síla

O....odstředivá síla

4 Vítr

Vítr je jedním z významných meteorologických prvků. Jedná se o horizontální proudění vzduchu zapříčiněné nestejným zahříváním povrchu země a tím i nestejným rozložením atmosférického tlaku, tj. síly tlakového gradientu, především jeho horizontální složky. Velikost této síly můžeme určit z hustoty izobar nebo izohyps. Přitom u izobar používáme hodnoty tlaku přepočtené na hladinu moře a u izohyps hodnoty změřené ve volné atmosféře.

Za situace, že by vítr ovlivňovala pouze síla tlakového gradientu, by proudění vzduchu probíhalo přímo směrem z oblastí vyššího atmosférického tlaku do oblastí s nižším atmosférickým tlakem, kolmo na izobary. V atmosféře by docházelo k téměř okamžitému vyrovnání horizontálních tlakových rozdílů. Na pohyb vzduchových částic ale dále působí Coriolisova síla, odstředivá síla a v mezní vrstvě atmosféry i síla tření. Podrobněji rozebráno v předchozí kapitole.

Směr a rychlost větru ovlivňuje také orografie.

4.1 Směr větru

Směr větru se udává jako směr odkud vítr vane. Na meteorologických stanicích se vítr vyjadřuje v obloukových stupních. Stupnice je rozdělena po deseti stupních od nula do třistašedesáti stupňů. Sever je označován jako 360 stupňů, východ 90 stupňů, jih 180 stupňů a západ jako 270 stupňů.

4.2 Rychlost větru

Rychlost větru se definuje jako dráha, kterou vzduchová částice urazí za jednotku času. Udává se v metrech za sekundu nebo v uzlech (kt). Přitom $1 \text{ m/s} = 1,944 \text{ kt}$.

Vítr nikdy nevane rovnoměrně. Jeho směr i rychlost nepravidelně kolísají. Na letištích a v jejich okolí je nutné pečlivě sledovat meteorologické prvky a povětrnostní podmínky důležité pro letecký provoz. Vítr je jedním z nejvýznamnějších faktorů. Výrazně ovlivňuje pohyb po letišti při vzletu, přiblížení, přistání, pojíždění a parkování letadel. Vzletové a přistávací dráhy na všech letištích jsou orientovány podle převládajícího směru větru na daném letišti.

4.3 Vliv větru na vzlet a přistání

Na vzlet a přistání letadla má kromě teploty a hustoty vzduchu největší vliv směr a rychlost větru. Nejvýhodnější podmínky pro vzlet a přistání jsou, vane-li protivítr. Při vzletu proti větru nastává dodatečné obtékání letadla, tím se zlepšuje jeho stabilita, ovladatelnost a zkracuje se délka rozjezdu v první fázi letu po odpoutání. Při přistání se zkracuje délka dojezdu.

Vliv protivětru na dobu a délku rozjezdu můžeme vyjádřit pomocí vztahů:

$$t_{\text{roz}} = V_{\text{odp}} - u/j \quad (4.1)$$

$$L_{\text{roz}} = (V_{\text{odp}} - u)^2/2j \quad (4.2)$$

t_{roz} ...doba rozjezdu

L_{roz} ...délka rozjezdu

V_{odp} ...rychlost odpoutání

u ...rychlost protivětru

j ...průměrné zrychlení při rozjezdu

Nejvíce nebezpečný pro start a přistání je boční vítr. Na letadlo působí dodatečné aerodynamické síly, ztěžují ovladatelnost letadla. Pod vlivem těchto sil vzniká náklonový a otáčivý moment. Náklonový moment vzniká v důsledku nerovnoměrného ofukování křídel. Působí-li na letadlo vítr zprava, bude na pravém křídle vztlak stoupat a na levém klesat o hodnotu ΔY . Při bočním větru působí na letadlo síla Z , má snahu otočit letadlo proti větru.

Působí-li na letadlo při startu velmi silný vítr, může se natočit napříč vzletové a přistávací dráze. Přílnavost kol nebude stačit k udržení letadla v potřebném směru. V první fázi rozjezdu se tomu dá předejít přibrzděním příslušného kola. Se vzrůstající rychlostí rozjezdu můžeme otáčivý moment kompenzovat vychylováním směrovky ve směru větru.

Přistání při bočním větru je pak ještě více složitější. Pilot musí čelit snosu letadla. Nesprávné určení snosu může mít za následek přistání mimo vzletovou a přistávací dráhu. Tím může dojít k poškození krytu kol nebo i celého podvozku. Během dojezdu vzniká stejný otáčivý moment jako při vzletu.

Každý typ letadla má stanovenou maximální přípustnou hodnotu stranového větru pro vzlet a přistání. Tato hodnota závisí na konstrukčních vlastnostech letadla a měrném zatížení na křídlo. Čím bude měrná zátěž na křídlo větší, tím větší bude i hodnota maximální přípustné rychlosti bočního větru. Nadzvuková letadla s delta křídlem mají velmi vysokou měrnou zátěž.

V následující tabulce jsou uvedeny maximální rychlosti větru, které mohou ovlivňovat vzlet a přistání letadel. Tabulka je platná pro letiště Pardubice, tedy pro dráhu ve směru 27-09. V krajních sloupcích je uveden směr větru rozdělený po deseti stupních. Uvnitř tabulky je pak pro každý letoun uvedena maximální přípustná rychlost pro daný směr. Z tabulky je zřetelné, že nejvíce omezené jsou letouny, vane-li boční vítr.

MAXIMÁLNÍ PŘÍPUSTNÁ RYCHLOST PŘI VZLETU A PŘISTÁNÍ

27		Tu-154 Tu-134 An-24 An-26 L-610 MiG-21 Su-22 An-26 Z1M	L-159 L-59 L-39 L-29 MiG-23 Su-25	L-410	lehké sportovní	Z-142 CAF	09
směr větru	těžké transportní						směr větru
090° - 130°	4	4	4	4	3	3	230° - 270°
140°	4	4,5	4	4	3	3	220°
150°	5	5,5	5	4,5	3	3	210°
160°	6,5	7,5	6	5,5	3,5	3,5	200°
170°	8,5	9,5	8,5	7	4	4	190°
180°	15	15	12,5	10	4,5	10	180°
190°	15	16	13	10,5	5	10	170°
200°	15	16	13,5	11	5	11	160°
210°	15	17,5	15	12	6	11	150°
220°	16	20	17	13	6,5	13	140°
230°	17,5	24	20	15,5	8	15	130°
240°	20	25	25	18	10	16	120°
250°	25	25	25	18	10	17	110°
260° - 280°	30	25	25	18	10	18	080° - 100°
290°	25	25	25	18	10	17	070°
300°	20	25	25	18	10	16	060°
310°	17,5	24	20	15,5	8	15	050°
320°	16	20	17	13	6,5	13	040°
330°	15	17,5	15	12	6	11	030°
340°	15	16	13,5	11	5	11	020°
350°	15	16	13	10,5	5	10	010°
360°	15	1	12,5	10	4,5	10	360°
010°	8,5	9,5	8,5	7	4	4	350°
020°	6,5	7,5	6	5,5	3,5	3,5	340°
030°	5	5,5	5	4,5	3	3	330°
040°	4	4,5	4	4	3	3	320°
060° - 090°	4	4	4	4	3	3	310° - 270°

Tab.1. Tabulka maximálních přípustných rychlostí větru při vzletu a přistání. Hodnoty jsou uvedeny v jednotkách $m.s^{-1}$.

5 Střih větru

Vertikální střih větru můžeme rozdělit do dvou skupin. Do první z nich by patřila změna rychlosti větru s výškou a do druhé změna směru větru s výškou. V nejnižší vrstvě atmosféry může být pozorovaná poměrně velká změna rychlosti větru s výškou. Horní vzduch se většinou pohybuje rychleji, než spodní. Velké změny větru ovlivňují dráhu i režim letu letadla. Při vzletu a přistání letadlo prolétává jednotlivými výškovými hladinami, ve kterých se hodnoty směru a rychlosti větru značně liší. Pro bezpečný vzlet a přistání musí tedy pilot přihlížet i ke střihu větru.

V důsledku setrvačnosti se letadlo pohybuje určitou dobu původní rychlostí. Vzdušná rychlost se změní o hodnotu změny větru, to způsobí změnu aerodynamických sil, které na letadlo působí, hlavně změnu vztlaku (Sobota, 2002).. Velké změny v proudění vzduchu působí na letadlo jako silné nečekané nárazy větru. Nejvíce nebezpečné jsou pro nadzvukové letouny, které mají při malých rychlostech letu omezenou schopnost manévrování.

Tři komponenty střihu větru můžeme vyjádřit následujícím vzorcem:

$$W = iu + jv + kw' \quad (5.1)$$

W.....rychlost větru

i, j, kjednotlivé vektory ve směru os x, y, z

u, v, w.....velikost vektoru větru ve směru os x, y, z

Střih větru v letectví je časová změna rychlosti větru podél trati letu daného letounu kterou můžeme popsat (Fujita, 1985):

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = G \frac{\delta W}{\delta L} + \frac{\delta W}{\delta t} \quad (5.2)$$

L.....vzdálenost měřená podél letové trati

$\delta W/\delta t$...výraz udává lokální změnu větru způsobenou zformováním nebo vývojem větrného systému způsobeného letícím letadlem.

$G \delta W / \delta L$...výraz vyjadřuje změnu větru v okamžiku, kdy letoun vletává do existujícího systému stříhu větru.

Za předpokladu, že trať letu je vyjádřena rovinou $x - z$ ve vztahu (5.1), definujeme stříh větru třemi komponenty větru u, v, w vztahem:

$$\Delta u / \Delta t = \text{stříh protivětru} + \text{protivítr} - \text{stranový vítr} \quad (5.3)$$

$$\Delta v / \Delta t = \text{stříh bočního větru} + \text{zprava} - \text{zleva} \quad (5.4)$$

$$\Delta w / \Delta t = \text{vertikální stříh větru} + \text{stoupavý} - \text{klesavý} \quad (5.5)$$

5.1 Vliv stříhu větru na vztlakovou sílu

Letoun se skutečnou rychlostí A , který vletává do oblasti 3D větrného systému W , se pohybuje vzhledem k zemi rychlostí G . Vztlaková síla působící na letoun je kolmá na vektor A a síla odporu má opačný směr oproti vektoru A . Použijeme-li symboly ze vztahu (5.1), vztlaková síla může být vyjádřena (Fujita, 1985):

$$F = \frac{1}{2} \rho A^2 C_L S \quad (5.6)$$

ρ hustota vzduchu

C_L součinitel vztlaku

S příčný průřez vztlakovou silou působící na letoun

Prozatím je β malé a θ a G nekolísají v čase a jsme schopni určit rychlost vůči zemi a úhel náběhu jako:

$$G = A + u \quad (5.7)$$

$$O = \frac{\Delta A}{\Delta u} + I$$

$$\alpha = \theta - \gamma + \frac{w}{G}$$

$$\frac{\delta\alpha}{\delta w} = 0 - 0 + \frac{1}{G}$$
(5.8)

F_L ...vztlaková síla

F_o ...síla odporu

FG ...gravitační síla

θ ...úhel sklonu

α ...úhel náběhu

β ...sklon letové trati vůči vzduchu

γ ...sklon letové trati vůči zemi

W ...vektor větru

$u, v, w, - x, y, z$...komponenty vektoru větru

A ...skutečná vzdušná rychlost

G ...rychlost vůči zemi

Zvýšení vztlakové síly způsobené fluktuací u a w vypočítáme z diferenciální rovnice (5.6):

$$\Delta F_L = \frac{1}{2} \rho A^2 C_L S \left(\frac{2}{A} \cdot \frac{\delta A \delta}{u \Delta u} + \frac{1}{C_L} \cdot \frac{\delta C_L}{\delta \alpha} \cdot \frac{\delta \alpha}{\delta w \Delta w} \right)$$
(5.9)

Použitím vztahů (5.7) a (5.8), zjednodušíme rovnici (5.9) na:

$$\frac{\Delta F_L}{F_L} = -\frac{2}{A \Delta u} + \frac{K}{G \Delta w}$$
(5.10)

kde

$$k = \frac{1}{C_L} \frac{\delta C_L}{\delta \alpha} (rad) = \frac{180}{JIC_L} \frac{\delta C_L}{\delta \alpha} (deg)$$
(5.11)

je určen charakteristikami součinitele vztlaku při stříhu větru. Tato rovnice udává, že ztráta vztlaku není způsobena pouze ztrátou vzdušné rychlosti, ale také snížením úhlu náběhu, což způsobí snížení součinitele vztlaku.

Hodnoty, které byly vypočítány pro letoun se šípovým křídlem v průběhu startovacího manévru (vztlakové klapky vysunuty), ukazují, že ztráta tlaku v důsledku zádového větru je konstantou, bez ohledu na úhel náběhu, pod kterým letoun letí. Na druhé straně ztráta vztlaku vzrůstá významným způsobem při snižování úhlu náběhu. Rovnice (5.10) naznačuje, že zmenšování úhlu stoupání, kvůli získání rychlosti, může v podmínkách zádového a klesavého stříhu větru způsobit ztrátu vztlaku a následně prudké klesání (Fujita, 1985).

5.2 Střih větru v Jetstreamu

Jetstream neboli proudový tok je velmi silné proudění vzduchu nacházející se zpravidla 1-2 km pod tropopauzou. Mluvíme o něm, přesáhne-li rychlost vzdušného proudu 30 m.s^{-1} . Vlétno-li letoun do oblasti jetstreamu, může tím výrazně zkrátit, nebo také naopak prodloužit dobu letu. Abychom se nedostali do oblasti silného protivětru, můžeme se těmito oblastem nepříznivým pro let vyhnout a oblétnout je. Naopak u proudění shodného se směrem letu, je výhodné těchto oblastí využít.

K určování proudění větru ve výškách nám slouží výškové mapy. Výškové mapy se analyzují v izobarických hladinách například 100hPa, 200hPa, 300hPa, 400hPa nebo 500hPa.

Pro tryskové proudění je charakteristický velký horizontální i vertikální střih větru. Horizontální střih větru je dán rychlostí nejméně 5 m.s^{-1} na 100 km a vertikální střih větru $5-10 \text{ m.s}^{-1}$ na 1 km. Následkem takto silných stříhů větru se v jetsreamu setkáváme také se silnou turbulencí, hlavně v oblasti nejsilnějšího proudění (CAT - clear air turbulence)

6 Turbulence

6.1 Pojem turbulence

Za letu je letadlo vystaveno různým vlivům, jedním z nejnebezpečnějších je vliv turbulence. Při letu v turbulentním prostředí dochází ke kymácení letadla, střídají se kladná a záporná zrychlení, dochází ke kmitání těžiště, díky působení výstupných a sestupných proudů dochází ke značným změnám výšky, rychlosti a kurzu letu. Při intenzivní turbulenci může dojít k poškození nebo porušení konstrukce letadla, k vysazení motoru, vlivem prudkého snížení množství dodávaného vzduchu do motoru a v některých případech se může stát i neřiditelným. Při silném kymácení může letoun dosáhnout kritického úhlu náběhu a ztratit stabilitu.

6.2 Druhy turbulence

Podle příčin vzniku se turbulence dělí na konvektivní, mechanickou a dynamickou. Konvektivní turbulence vzniká například při advekci studeného vzduchu nad teplejší povrch nebo také v důsledku nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu. Má výrazný denní chod.

Dynamická turbulence je zapříčiněna velkými stříhy větru v atmosféře, v horizontálním i vertikálním směru. Nejčastěji se vyskytují v oblastech jetstreamů. Mechanická turbulence vzniká třením proudícího vzduchu o zemský povrch. Intenzita závisí na členitosti terénu, rychlosti proudícího vzduchu a stabilitě ovzduší.

6.2.1 Mechanická turbulence

Mechanická turbulence vzniká v důsledku tření vzduchu o zemský povrch. Působí tedy především v nízkých hladinách. Intenzita závisí na rychlosti větru, charakteru povrchu a stabilitě, nebo spíše instabilitě ovzduší. Je-li zvrstvení instabilní, můžeme na návětrné straně a nad hřebeny hor. Vertikální mohutnost vrstvy s mechanickou turbulencí dosahuje řádově stovky metrů. Jako postačující podmínka pro její vznik je proudění větru o rychlosti 7 až 10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

6.2.1.1 Orografická turbulence

Jedná se v podstatě o mechanickou turbulenci zesílenou o drsnost terénu. Intenzita turbulence v horských oblastech závisí na tvaru a rozměrech horského masívu. Dále pak na směru, rychlosti a stříhu větru vzhledem k pohoří. K turbulenci dochází především na závětrné straně hor. Tvoří se zde horské vlny, stacionární oblasti se zvláště intenzivní

turbulencí a s vysokými rychlostmi sestupných a výstupných proudů. Za příznivých podmínek může být vyvolána vlnová deformace proudění i ve střední a vyšší troposféře.

6.2.2 Konvektivní turbulence

Druh turbulence vznikající v důsledku nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu. Základní podmínkou vzniku je labilní zvrstvení atmosféry. V atmosféře se dochází ke tvorbě výstupných a sestupných pohybů. Zpočátku nemusí být konvektivní turbulence spojena s oblačností, může se jednat pouze o výstupné pohyby nad přehřátými povrchy, jako jsou například asfaltové nebo betonové plochy. Má výrazný denní chod s maximem v odpoledních hodinách a minimem v noci.

Tento druh turbulence se vyskytuje především uvnitř a v okolí konvektivní oblačnosti a to hlavně oblaků typu Cumulonimbus. Za dobrých podmínek může zasahovat od země až po horní hranici oblačnosti. Horizontální rozsah je proměnlivý od několika kilometrů do několika desítek kilometrů.

Vertikální výstupné pohyby dosahují řádově rychlostí od několika metrů do několika desítek metrů za sekundu

6.2.3 Dynamická turbulence – CAT

Turbulence se vyskytuje v oblacích, v jejich blízkosti, ale také při jasné obloze. Turbulence při jasné obloze je zapříčiněna několika jevy:

- 1) mechanická turbulence
- 2) horské vlny
- 3) turbulence proudových toků
- 4) turbulence ve vnitřních a z hlediska volné atmosféry v periferních vrstvách, tropopauza, troposférická hladina maximálního větru, stratosférická hladina změny směru větru

Turbulence při jasné obloze působí na letadlo náhle a nečekaně. Proudící vzduch se může stát turbulentním vlivem atmosférických vrstev s velkými gradienty rychlosti větru a teploty ve vertikálním i horizontálním směru. CAT se v troposféře vyskytuje poměrně často a závisí na zeměpisné šířce. Ve střední a horní troposféře se vyskytuje turbulence méně často, než v jižních zeměpisných šířkách. Ve stratosféře je výskyt minimální. Vznik CAT je dvakrát pravděpodobnější nad pevninou, než nad mořem a desetkrát pravděpodobnější v horských oblastech. Výskyt CAT je často spojen s existencí jetstreamu. Na studené straně jetstreamu se

s ní můžeme setkat pod jeho jádrem, na teplé straně nad jádrem. Intenzita CAT vzrůstá se vzrůstající silou jetsreamu.

Při tomto druhu turbulence můžeme počítat s mírným nebo slabým kymácením. Délka úseku s tímto druhem turbulence se pohybuje od jednoho do tří km a mocnost většinou nepřesahuje 600m (Sobota, 2002).

6.3 Turbulence v oblacích a v oblastech atmosférických front

6.3.1 Turbulence v oblacích

Vyskytuje se častěji, než turbulence při jasné obloze a je také více intenzivní. Nejvíce se s ní setkáváme u kupovitých oblaků. Zvrstvení atmosféry je při jejich existenci labilní a teplotní pole a pole hustoty nejsou v oblačných systémech stejnorodá. Vývoj turbulence je podporován také místními nárůsty vertikálních teplotních gradientů bezprostředně u horní hranice oblačnosti vlivem ochlazení vzduchu, v důsledku vypařování vodních kapek. V noci také v důsledku vyzařování tepla.

Nejsilnější kymácení se objevuje v blízkosti horní hranice oblačnosti zvláště, když není hranice rovná. V kupovité oblačnosti, ale i v její blízkosti jsou často pozorovány nárazy ve svislém i horizontálním směru. Turbulentní víry v Cu dosahují rozměrů od několika metrů do několika desítek metrů. V Cb je to zpravidla do 200m, ale nárazy zde mohou být značně velké, pak je dosahováno rozměrů 500 až 1000m.

6.3.2 Turbulence v oblastech atmosférických front

Turbulence se nejčastěji v troposféře vyskytuje na atmosférických frontách, v bouřkových oblastech, v proudových tocích, oblastech rozbíhajících se izohyps a v osách tlakových brázd a hřebenů.

Při studené advekci je četnost výskytu kymácení daleko větší než při teplé. Nejčastěji k tomuto jevu ovšem dochází na studené frontě 2. druhu. Díky velkým vertikálním pohybům, dochází k tvorbě velmi vyvinuté kupovité oblačnosti. Nejvíce intenzivní je kymácení v létě, kdy se na studených frontách často vyskytují bouřky. Kymácení se pak vyskytuje v celé vrstvě bouřkové oblačnosti i v její blízkosti, někdy dosahuje až stratosféry. Intenzita turbulence na studené frontě závisí na vodorovné rychlosti pohybu studeného vzduchu vzhledem k teplému vzduchu před postupující frontou.

Ve vrstevnaté oblačnosti s malými vertikálními rychlostmi proudění s uspořádaným charakterem, se turbulence příliš nevyskytuje.

U teplé fronty dochází k vývoji turbulence méně často, je to dáno menšími teplotními kontrasty ve frontální oblasti a menším úhlem sklonu fronty. Ovšem i na teplé frontě se může v létě vytvořit bouřková činnost, související s turbulencí.

V jetsreamu se turbulence vyskytuje častěji na cyklonální (studené) straně než na anticyklonální (teplé). Je to zapříčiněno rozdíly v hodnotách vertikálních a horizontálních gradientů rychlosti větru, ty jsou podstatně větší na studené straně.

V tropopauze může být několik turbulentních vrstev souvisejících s proudovými toky. Při malých rychlostech větru nebo při splnutí osy proudového toku s tropopauzou dochází k maximálnímu výskytu a intenzitě kymáčení pouze pod tropopauzou. Leží-li úroveň maximální rychlosti větru v proudovém toku pod tropopauzou, vznikají dvě turbulentní vrstvy. Jedna vrstva se nachází bezprostředně pod tropopauzou. Druhá vrstva, podstatně výraznější, s častým výskytem intenzivní turbulence se nachází přibližně 1,5 km pod úrovní maximální rychlosti větru. Leží-li osa proudového toku nad tropopauzou, může být několik vrstev s intenzivní turbulencí, (dvě vrstvy nad tropopauzou a jedna vrstva pod). Ve spodní stratosféře je anticyklonální část proudového toku studená a proto může být nad osou proudového toku pozorován opačný charakter rozdělení výskytu a intenzity turbulence. Největší výskyt a intenzita kymáčení bývá na anticyklonální straně proudového toku nad jeho osou.

6.4 Výskyt a rozsah turbulence

Kymáčení letadla je nejvíce pozorováno ve spodních vrstvách atmosféry (0 až 2 km). Ve střední troposféře se kymáčení vyskytuje jen zřídka. Naopak, v horní troposféře se zintenzivňuje a nejsilnější bývá v oblasti proudových toků nebo v blízkosti tropopauzy. Ve stratosféře se intenzita turbulence s výškou snižuje. V mírných zeměpisných šířkách se kymáčení vyskytuje nejvíce mezi osmým a dvanáctým kilometrem.

Oblasti turbulence jsou poměrně dobře ohraničeny. V troposféře se vertikální rozpětí této oblasti pohybuje od 400 do 800 m. Ve stratosféře jen asi 200 až 300 m. V oblastech frontálních systémů může tloušťka vrstvy dosahovat až několik tisíc metrů. Tloušťka turbulentní vrstvy závisí na zeměpisné šířce, směrem k pólům se zmenšuje.

Horizontálně jsou oblasti s turbulencí různě rozsáhlé, od několika desítek do několika tisíc kilometrů. V mírných zeměpisných šířkách se ve střední a horní troposféře vyskytuje mírná až silná turbulence především v letním období. V zimě je minimální. Naopak je tomu ve stratosféře, maxima výskytu turbulence připadají na zimu.

Turbulentní oblasti mohou být spojité, ale také přerušované. Doba trvání turbulentních oblastí je také značně rozdílná, ale většinou nepřesahuje šest hodin.

Při určování intenzity kymáčení letadla v turbulentní oblasti určujeme hodnotu přetížení nebo jeho přírůstek. Přetížení (n) určuje poměr součtu všech sil působících na letadlo a jeho hmotnost. Vyjádříme ho vztahem (LET 51-24, 1978):

$$n = (P+R)/G \quad (6.1)$$

P...tah motoru

R...úplná aerodynamická síla

G...hmotnost letadla

Intenzitu kymáčení můžeme vyjádřit také pomocí vztahu:

$$\Delta n = n - 1 \quad (6.2)$$

Letadlo letící konstantní rychlostí ve vodorovném směru vletne do oblasti silných výstupných proudů, vztlak se zvětší o hodnotu ΔY . Letadlo pak získá zrychlení:

$$j = g \cdot \Delta Y/G \quad (6.3)$$

Při vodorovném letu je tah motoru v rovnováze s čelním odporem, vzorec pak můžeme napsat ve tvaru:

$$N = Y/G \quad (6.4)$$

Ze vztahů (6.3) a (6.4) dostáváme vztah:

$$j = g \cdot (n-1) = g \cdot \Delta n \quad (6.5)$$

$$\text{nebo} \quad \Delta n = j/g \quad (6.6)$$

Přírůstek přetížení je tedy zrychlení, které letadlo získá při letu v turbulenci, vyjádřené zlomky gravitace g .

Stupně intenzity turbulence:

Slabá	Δn do 0,2
Mírná	Δn od 0,2 do 0,5
Silná	Δn od 0,5 do 1,2
velmi silná	Δn nad 1,2

Posádka letadla se musí před letem seznámit s tratí letu, znát oblasti, ve kterých by se mohli s turbulencí setkat, především oblasti hor. Dále je povinná znát chování letadla a přístrojů v oblasti turbulence při různých rychlostech letu. Dojde – li k tomu, že letadlo vletne do oblasti silné turbulence je pilot povinen z nebezpečné oblasti co nejdříve vylétnout. Dosáhne toho změnou výšky letu, rychlosti a kurzu letu.

Při překonávání horských masivů by měl pilot nastoupat předepsanou bezpečnostní výšku minimálně 10 až 15 km před příletem nad hory. Při přiblížení na přistání v oblasti turbulence je doporučeno zvýšit rychlost o 4-5 m.s⁻¹.

6.5 Oblasti vhodné pro vznik turbulence

Mezi oblasti vhodné pro vznik turbulence patří cyklonální strana proudového toku při velkých horizontálních střížích větru. Ty jsou obvykle doprovázeny změnou směru větru a osy výškové tlakové brázdy.

Turbulence vzniká také v oblast s málo výraznou rozbíhavostí izohyps a s postupným slábnutím rychlosti větru ve směru proudění. Ve spodních vrstvách troposféry vznikají v tomto případě frontální vlny na kvazistacionární atmosférické frontě. Oblast z intenzivní turbulencí se nachází ve vzdálenosti 200 km od středu frontální vlny ve směru proudění.

Oblasti s výraznou rozbíhavostí izohyps, které mají anticyklonální zakřivení, jak je tomu například v oblastech troposférických studených front a také oblasti v deltě výškové frontální zóny s výraznou divergencí rychlosti proudění, jsou další dvě místa vhodná pro vznik turbulence. Dochází zde k rozvětvení proudového toku a k podstatnému zeslabení větru ve směru proudění. Turbulence se vyvíjí při relativně slabém větru v oblasti anticyklonálního zakřivení izohyps. Intenzivní turbulence se ale může vyskytnout i v blízkosti izohyps s cyklonálním zakřivením. Turbulence je tím intenzivnější, čím výraznější je rozbíhavost izohyps a čím větší rychlosti větru dosahuje jetsream.

Mezi další oblasti můžeme zařadit oblast výškového tlakového hřebene nebo týlovou část brázdy se sbíhajícími se izohypsami.

6.6 Předpověď turbulence

Stejně jako u ostatních nebezpečných meteorologických jevů i předpověď turbulence je dána především synoptickou situací. Vytváří se zejména v průběhu přechodu aktivní studené fronty nebo při přechodu bouřek, kdy je zvrstvení atmosféry značně instabilní. Vhodná synoptická situace nastává i při velkém nahuštění izobar nad sledovaným územím. Při těchto

situacích dosahuje průměrná rychlost přízemního větru alespoň $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Připočítáme-li k těmto kritériím i vliv tření a orografie, vznikají vhodné podmínky pro tvorbu turbulence.

7 Microburst

7.1 Pojem downburst, macroburst a microburst

Bouřková oblaka, tedy oblačnost typu Cumulonimbus se skládají z výstupného a sestupného proudu. Výstupný proud dodává do oblaku potřebné množství teplého vzduchu. Tento vzduch se díky své teplotě dostává do vyšších pater oblaku, až v určité výšce začne vodní pára kondenzovat. Vzduch už dále nevystupuje, ochlazuje se a mění se na sestupný proud. Občas jsou projevy sestupného proudu intenzivnější. K těmto situacím dochází, vytvoří – li se v horní části oblaku kapsa s větším množstvím krup. Kapsa se při pohybu k zemi, díky latentnímu teplu spotřebovanému na tání, ochlazuje, stává se těžší a na zemský povrch dopadne velkou rychlostí s následným destruktivním účinkem. Tento jev se pak souhrnně nazývá downburst.

Downburst je silný padavý proud vzduchu, který způsobuje outburst (výlev) zničujícího větru na zemský povrch nebo v jeho blízkosti (Fujita, 1985). Tyto větry jsou vysoce divergentní, ať už v přímém nebo křivočarém směru. Velikosti downburstů jsou různé, mohou být menší než jeden km, ale také větší než desítky km. Downbursty se tedy rozdělují podle horizontálních rozměrů oblastí, které zasáhly na macrobursty a microbursty.

Macroburst je velký downburst, jehož ničivé větry zasahují oblast v horizontálním směru větší než 4 km. Silný macroburst často způsobuje rozsáhlé škody, podobně jako tornádo. Ničivé větry trvají 5 až 30 minut a dosahují i 60 m.s^{-1} .

Microburst je malý downburst. Ničivé větry zasahují horizontální oblast 4 km nebo menší. Navzdory malému horizontálnímu rozměru může vyvolat silné ničivé větry o rychlosti až 75 m.s^{-1} .

7.2 Planetární měřítko

Planetární měřítko navržené Fujitou v roce 1981 zahrnuje 5 kategorií uspořádaných podle pořadí samohlásek A – E – I – O – U. Velikost, která odděluje jednotlivé kategorie je vždy 1/100 předchozí velikosti (viz tab.2.). Podle tabulky pokrývá mezoměřítko velikost několika států, zatímco misoměřítko má horizontální rozměr srovnatelný s významnějším letištěm. Jinými slovy, macroburst může ovlivnit několik států, ale vznik a rozpad microburstu se může odehrát na letišti, aniž by ho někdo v okolí letiště zaznamenal. Velmi malé microbursty mohou ovlivnit provoz na jedné dráze, zatímco ostatní dráhy zůstávají nedotčené.

Rozměr	40 000 – 400 km	400 - 4 km	4 km – 40 m	40 m – 40 cm	40 cm – 4 mm
Měřítko	MASO	MESO	MISO	MOSO	MUSO
Downburst	Macroburst	Macroburst	Microburst	Microburst	Microburst
Cyklony	Hurikán	Mezocyklona	Tornádo	Prachový vír	Turbulentní vír

Tab.2. Fujitovo planetární měřítko řazené od 40 000 km, což je obvod země, ke 4 mm, velikosti hrášku.

V kontextu s planetárním měřítkem, macroburst je mezoměřítkovým downburstem a microburst je mizoměřítkovým downburstem. Microbursty často uniknou detekci nedopplerovských radarů, protože mají malý horizontální rozsah a krátkou dobu trvání (asi 10 minut). Nemusí ho zachytit ani anemometry umístěné na zemi. Následkem toho může nízko letící letadlo zcela nečekaně vlétnout do microburstu. Stejně tak se mohou do microburstu dostat auta na dálnici nebo lodě na moři.

7.3 Projevy macroburstu

Macroburst je díky svým velkým horizontálním rozměrům charakterizován objemem studeného vzduchu tvořeným posloupností downdraftů sestupujících k zemi pod mateřským Cumulonimbem. Jakmile je oblast studeného vzduchu těžší, než teplý vzduch, který ji obklopuje, je atmosférický tlak uvnitř této oblasti větší, než v jejím okolí. Síla tlakového gradientu, která míří ven z oblasti studeného vzduchu, tlačí studený vzduch ven a způsobuje nárazový vítr za čelní hranou výtok studeného vzduchu. Pojem „Gust front“ označuje čelní hranu nárazových větrů, které tlačí hranici studeného vzduchu pryč z oblasti pod oblakem (Fujita, 1985).

Macroburst detekovaný dopplerovským radarem je charakterizován obloukovou čarou hůlav (gust front) na snímku odrazivosti a rozsáhlým polem pozitivní nebo negativní rychlosti za gust frontou. Gust front je viditelný díky pásu zeslabené odrazivosti do 10 dBZ. Podél gust fronty je zobrazen skok v dopplerovských rychlostech.

Na základě zdroje (Fujita, 1985) zasáhl sled velkých silných macroburstů severní Wisconsin 4.7.1977. Z několika okresů byl hlášen silný vítr. Škody na stromech a majetku byly popsány jako po „přerostlém“ tornádu. Fotografie velkých oblastí a následné mapování, které prováděl Fujita, ale neprokázalo výskyt tornáda. Oblast škod o velikosti 27 km x 267 km byla způsobena dvacetipětí macrobursty. Maximální rychlost byla 50 – 70 m.s⁻¹. Stromy byly sfouknuty jako sirky, hospodářské budovy byly bez střech nebo úplně srovnány se zemí. (Fujita 1985).

7.4 Projevy microburstu

Letecký snímek obilného pole (obr.8) byl pořízen z výšky 6000 ft AGL. Výběrem vhodného úhlu Slunce je možné zvýšit odrazivost poškozeného obilí, takže se jeví světle šedé. Tyto poškozené pruhy jsou znázorněny černými šipkami.

Malý, ale velmi silný microburst často způsobuje poškození stromů ve tvaru vějíře.



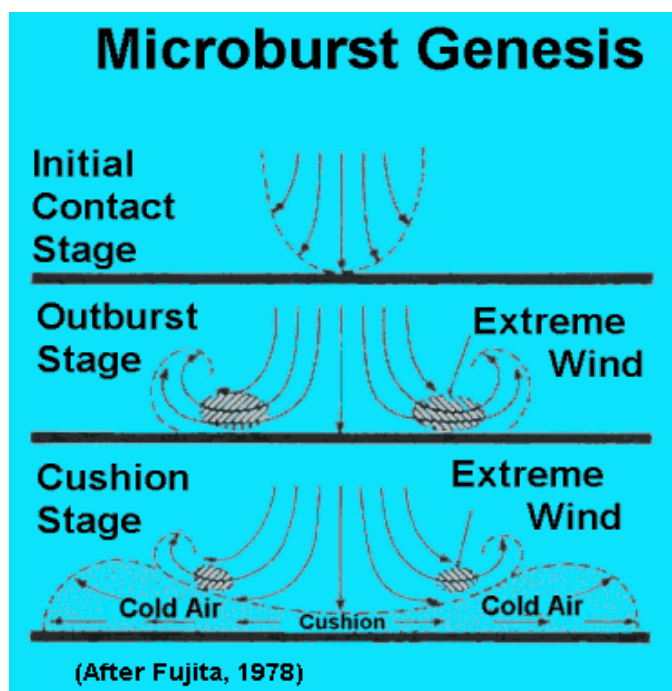
Obr.8. Krajina poškozená microburstem (Fujita, 1985).

Pokud uvažujeme vítr $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ podél kruhu o poloměru 100 m, průměrná divergence uvnitř kruhu je $0,5 \text{ s}^{-1}$. Aby byla dosažena takto velká divergence při zemi, rychlost sestupujícího vzduchu musí být $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ v 10 m AGL a $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ve 20m AGL. Jinými slovy sestupný proud je velmi silný, dokonce i v úrovni vrcholku stromů.

Fotografické důkazy větrů v microbrstu, které představuje létající prach, ukazují vír s horizontální osou. Když horizontální vír obkrouží centrum sestupujícího vzduchu, vytvoří se vírový kruh.



Obr.9. Výlev studeného vzduchu z Cb – Microburst (<http://images.google.cz/images>)



Obr.10. Vývoj microburstu (<http://images.google.cz/images>)

7.5 Historie identifikace microburstů

Identifikace downburstů byla zahájena v 70. letech 19. století. Po přechodu několika tornád ve dnech 3. až 4. dubna 1974 Fujita objevil zvláštní vzory ve zničené krajině. Byly odlišné od kruhového vzoru, který vzniká po zásahu tornáda. I přesto, že silný vítr, který byl příčinou poškození krajiny netrval dlouho, stovky stromů byly polámané a znečištěny ornici. Tornáda za sebou zanechaly několik tisíc kilometrů dlouhou cestu zničené krajiny, 315 mrtvých a 5484 zraněných. Ale ne všechna zničená místa byla důsledkem tornád, bylo zde velké množství zničené krajiny i mimo cesty tornád. Tenkrát byly identifikovány pouze tornáda, protože střechy byly odhozeny a stromy popadány do tvaru kruhu nebo vyvráceny z kořene jednoduše po směru větru. Nejméně 15% zničené krajiny bylo způsobeno spíše downbursty, než tornády.

Během výzkumu nehody Eastern 66, ke které došlo 24.června 1975 na letišti JFK v New Yorku, nazval Fujita, po důkladných analýzách dat a očitých svědectvích, tyto větrné systémy downbursty. Vítr byl dostatečně silný na to, aby způsobil pád letounu, ale malý na to, aby byl detekován anemometry umístěnými na zemi v čase, kdy by bylo možné letouny při přistání varovat.

Fujitův koncept downburstů a silných downdraftů, které indukují výlev silných proudů větru blízko země, byl ale považován za kontroverzní. Mnoho meteorologů věřilo, že downdraft může zeslábnout předtím, než dosáhne země. Při pokusech o objasnění tohoto

problému v 70. letech, autor a jeho spolupracovníci z Chicagské univerzity snímkovali poškozenou krajinu za pomoci nízko letící Cesny. Zjistili, že proud vzduchu sestupuje pomalu téměř až k zemi, aniž by se předčasně rozšířil.

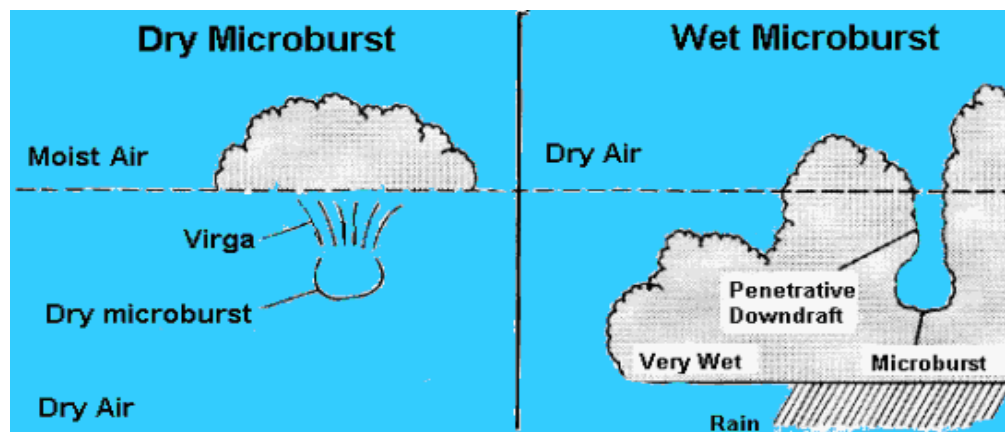
Letecké i pozemní fotografie pořízené v dead centru downburstu ukazují změny ve směru proudu větru z vertikálního na horizontální předtím, než se dotkne země nebo objektů na zemi. Například kukuřičné klasy blízko dead centra downburstu byly buď vytržené nebo polámané úzkou silnou linií větru.

První program pro výzkum downburstů se nazýval NIMROD. Byl zřízen v roce 1978 univerzitou v Chicagu. Projektová síť umístěná na západním předměstí Chicaga byla navržena tak, aby zobrazovala strukturu downburstů. Obvykle využívala 3 Dopplerovy radary a 27 PAM (Portable Automated Mesinet) stanic.

Během čtyřicetidenní činnosti Nimrodu zobrazovaly oba Dopplerovy radary a PAM velké počty downburstů. Některé byly malé, ale o chvíli později velmi horizontálně rozsáhlé. Fujita tedy rozdělil downbursty na macrobursty a microbursty. Podle horizontálních rozměrů plochy, kterou poškodí.

Druhý program JAWS (Joint Airport Weather Studies) byl sestaven v roce 1982 univerzitou v Chicagu a Národním centrem pro atmosférický výzkum. Síť JAWS, umístěná v severní části Denveru, byla sestavena, aby zobrazovala přesněji microbursty, než macrobursty. Počty neštěstí způsobené microbursty byly totiž četnější.

Microbursty dělíme na suché a mokré, závisí to na množství srážek, které během microburstu dopadnou na zem (0,01mm a více). 83 % microburstů zachycených programem JAWS patřilo mezi suché microbursty. 64% microburstů zachycených programem NIMROD bylo mokrých.



Obr.11. Schéma suchého a mokrého microburstu (<http://images.google.cz/images>)

7.6 Modely downburstů

Radarová pozorování poskytnutá programy NIMROD a JAWS poskytují velmi dobré informace o struktuře větru v blízkosti zemského povrchu, při zásahu microburstu. S výjimkou programů NIROD a JAWS detekují dopplerovské radary umístěné v krajině jen málo microburstů. Je to dáno tím, že microbursty jsou malé a trvají velmi krátkou dobu.

Úspěšnost pozorování byla potvrzena i laboratorními experimenty a výpočty. Spillane ve své práci popisuje dva hlavní modely struktury větru v downburstu „The Vortex ring model of Caracena“ a „The impinging wall jet model of Hjelmfelt“. Důležitý je také empirický model horizontální rychlosti a směru větru v postupujícím downburstu. Hlavním důvodem vývoje tohoto modelu bylo vytvořit „záznam“ maximálních rychlostí větru v downburstu a také vytvořit model downburstu pro přenosové systémy.

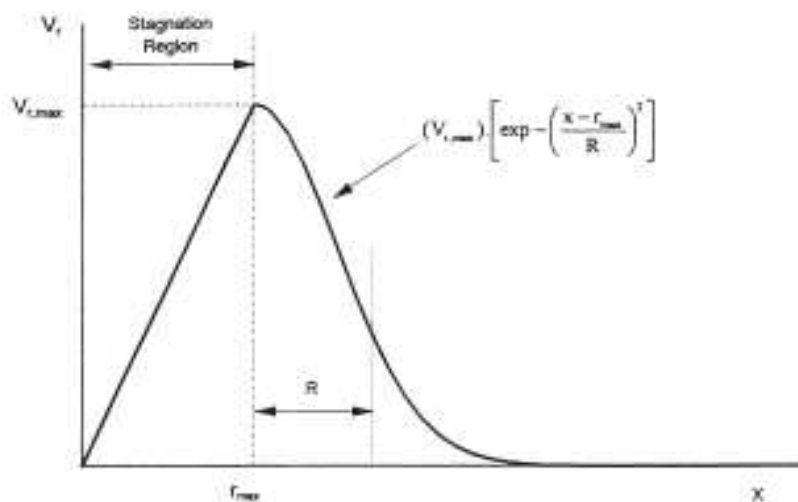
Komplikovanější třírozměrný model downburstu pro letecké využití byl navržen Zhuem a Etkinsonem.

7.6.1 Empirický model downburstu

Radiální rychlost proudění v_r

Jedná se o radiální rychlost proudu roztékajícího se symetricky od stagnačního bodu. Když osově symetrický proud studeného vzduchu padajícího z mraku dopadne na zemský povrch a po nárazem do země se rozteče do všech směrů. Stagnačním bodem nazýváme bod dotyku proudu se zemským povrchem (Holme, Oliver, 1999).

Graf 1. Profil modelu horizontální radiální rychlosti větru (Holme, Oliver, 1999):



Graf ukazuje horizontální rychlostní profil uvnitř a vně stagnační oblasti daný hodnotami r_{\max} a R , kde R je radiální vzdálenost scale a r_{\max} je úhel maximální horizontální rychlosti větru. Rychlost nejprve lineárně narůstá a pak klesá podle exponenciální křivky.

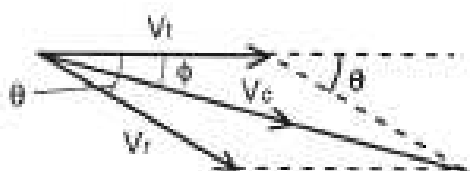
Rychlost postupu bouře v_t

Chceme-li dobře určit výslednou stopu, kterou po sobě downburst zanechá, potřebujeme znát i rychlost pohybu celé bouře.

Výsledná rychlost větru v_c

Pro předpověď struktury zničených oblastí je důležité znát rozsah silných větrů. Tato rychlost je počítána nad bodem, kde prošel downburst a je daná součtem vektorů radiální rychlosti proudění a rychlosti postupu bouře.

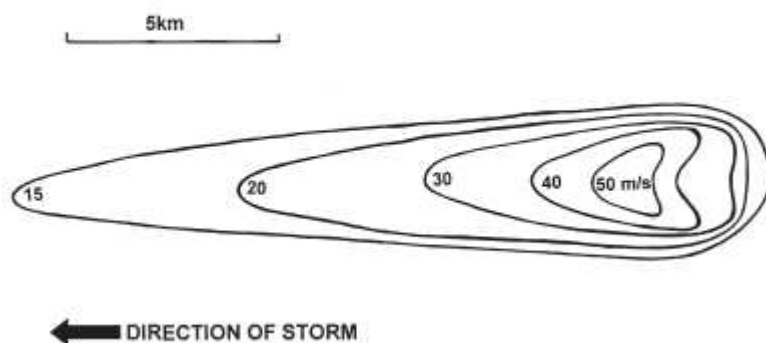
(Holme, Oliver, 1999)



Obr.12 Součet vektorů radiální rychlosti proudění(v_r) a rychlosti postupu bouře(v_t), výsledný vektor tvoří výsledná rychlost větru (v_c)

Zničená krajina po průchodu downburstu

Model je využíván pro simulaci vývoje „stopy“ zničené krajiny po průchodu downburstu. Jedná se o obrys maximálních rychlostí větru, který vytvoří jakousi „stopu“. Příklad obrysu maximálních rychlostí větru je uveden na obrázku č.12



Obr. 13 Zničená krajina po průchodu downburstu.

7.7 Letecké nehody způsobené microburstem

Některé letecké nehody, které se odehrály v malých výškách při instabilně zvrstveném ovzduší a konvektivní aktivitě, byly považovány za chybu pilota, bez přičinění nebezpečných jevů počasí, které k nim ale přispěly nejvíce.

Komplexní zpráva o stříhu větru nazvaná „Střih větru v nízkých hladinách a jeho nebezpečí vzhledem k letectví“ vydaná Národní akademií přírodních věd USA v roce 1983 obsahovala 27 leteckých nehod nebo předpokladů leteckých nehod v USA mezi lety 1964 až 1982. Z toho 21 případů (78%) bylo spojeno s přeháňkami, ať už s bouřkou nebo bez bouřky, což dokazuje, že střih větru je spojen i s běžnými přeháňkami, stejně jako s přeháňkami spojenými s bouřkou.

Od června 1975, dle vyšetřovatelů nehody letu Eastern 66 na letišti JFK, bylo sedm leteckých nehod způsobeno microburstem. Tři případy mezi 23.červencem 1973 a 30. lednem 1974 byly způsobeny výtokem (outflow) vzduchu. Všechny tyto výtoky byly spojené s deštěm, naznačujícím přítomnost microburstu. Dva případy v roce 1964 a 1973 pravděpodobně souvisely s húlavou a macroburstem.

Velká koncentrace leteckých nehod a předpokladů leteckých nehod ve Spojených státech neznamená častější výskyt microburstů, ale je výsledkem většího množství vzletů a přistání na tomto území a zároveň vyšetřovacími metodami založenými na znalosti stříhu větru v microburstu.

Vzácně se s nehodami setkáme v tropických oblastech, na ostrovech, podél pobřeží a ve vnitrozemí. (Fujita, 1985).

7.7.1 Letecké nehody v průběhu vzletu

Vlétne-li letoun do oblastí microburstu krátce po vzletu, jeho rychlost stoupání se zpomalí, jakmile vlétne do části s padavým větrem. Když padavý proud začne slábnout, je to známka toho, že letoun vlétává do části se zádočným proudem vzduchu, který způsobí snížení indikované vzdušné rychlosti (IAS – indicated air speed – rychlost, kterou ukazují přístroje letounu). Ztráta vztlaku nastane v průběhu vlétnutí do propadajícího se proudu vzduchu, který snižuje úhel náběhu. Ztráta vztlaku tímto proudem je zvlášt' výrazná, je-li úhel náběhu malý. Pokud letoun neudrží tento úhel velký, může prudce sklesat ještě předtím, než vstoupí do části se zadní složkou větru. Naneštěstí letoun nemůže vylétnout z oblasti microburstu, aniž by nevlétl do oblasti zádočného větru, neboť ta obklopuje část padavých větrů kolem dokola ze všech stran. Ztráta vztlaku vlivem zadního větru je značná, neboť snížení vzdušné rychlosti o 1kt způsobí ztrátu vztlaku o 1,3%.

Kombinace vlivu zádového a padavého proudu vzduchu v microburstu způsobuje snížení výšky i rychlosti letu. Pokud je intenzita microburstu pod určitou hraniční hodnotou, může letoun do tohoto systému vletnout s vysokým úhlem náběhu (dokud ztráta IAS nezpůsobí kmitání páky). V případě, že je microburst velmi intenzivní, nesmí do něj letouny vletnout. Včasné varování o výskytu takového microburstu je absolutně nezbytné.

Když je microburst v počátečním stádiu, řekněme 30 až 60 sekund po kontaktu vzdušné masy se zemí, je výška maximální rychlosti zádové složky větru velmi blízko u země. Během dvou až deseti minut se síla výtoku zvyšuje s tím, jak slábnou boční větry, na nevýznamnou hodnotu.

Stadium microburstu, které ohrožuje letoun při vzletu, trvá od jedné do tří minut od jeho zformování v blízkosti zemského povrchu. Vertikální mohutnost těchto větrů je většinou do 30m nad zemí. To je pravděpodobně důvod, proč se většina leteckých nehod a předpokladů leteckých nehod odehrává z výšky 30 až 45 m nad vzletovou a přistávací dráhou.

Předchozí varování o výskytu microburstu je pro pilota varovným signálem, že musí počítat se silným stříhem větru, ačkoli letoun, který odstartoval malou chvíli před ním, žádný stříh nehlásil.

BOAC 252/773 – letecká nehoda v Kano, Nigérie

Jeden z prvních případů letecké nehody v souvislosti s microburstem, který je znám leteckým úřadům, se odehrál 24. června 1956. Zpráva o tomto případě byla úřadům oznámena až 27. října 1977, tedy 21 let po události. Zajímavé je zjištění, že let BOAC se střetl s malorozměrným výtokem studeného vzduchu situovaným na konci vzletové a přistávací dráhy. Horizontální rozměr microburstu byl 3 km.

Podle výsledků šetření vzletl čtyřmotorový letoun DC – 4 Argonaut z dráhy 25 v 18:21:30 místního času za silného deště. Na TWR Kano byl v tu dobu měřen přízemní vítr z 270°, 20kt a dohlednost 1,4 km. Po vzletu poklesla dohlednost vzhledem k silnému dešti, což si vyžádalo let podle přístrojů. Když letoun míjel ve výšce 30 m práh dráhy, jeho indikovaná vzdušná rychlost byla 125 kt +- 5kt. V tomto bodě letoun stoupal rychlostí 300 ft/min (1,5 m/s) a pilot nahlásil zasunutí vztlačových klapek. Následně vzdušná rychlost poklesla na 103 kt a letoun začal ztrácet rychle výšku. Když klesání ustalo, výška letu byla pouhých 4-6 m nad zemí. Pilot se pokusil stoupat a letoun začal reagovat na řízení. V té chvíli, ale narazil do stromu a následně havaroval. Ještě předtím, než se letoun zastavil,

vypukl na palubě požár. Ze 45 osob na palubě 32 zahynulo, 11 bylo zraněno a 2 vyvázli bez zranění.

Nehoda letu Continental 426 v Denveru, stát Colorado

Tato nehoda se odehrála v 16:11 místního času 7.srpna 1975 , když se pilot pokusil odstartovat z dráhy 65L. Synoptická situace byla poměrně typická pro letní období, mnoho slabých přeháněk rozptýlených v okolí Denveru. Přesto letoun vlétl do oblasti silného stříhu větru, který způsobil roztržení letounu o zem nedaleko za prahem dráhy. Po kontaktu se zemí letoun dostal smyk a poté se zastavil na 56. východní ulici, která vede podél severní hranice letiště. Ze 134 osob na palubě bylo 15 zraněno, ostatní se obešli bez zranění. Před vzletem letu Continental odstartovaly ještě další dva letouny:

16:05:36 MDT – vzlet letu „Braniff 67“

16:08:03 MDT - vzlet letu „Frontier 509“

16:11:02 MDT – vzlet letu „Continental 426“

„Braniff 67“ čekal na dráze 36L, než zmizí prachová oblačnost, která právě přecházela přes vzletovou a přistávací dráhu od východu na západ. Po odbrždění letoun normálně akceleroval. Pak náhle nereagoval na žádné pohyby řadící páky a to po dobu 2 až 3 vteřiny, kdy míjel slabou čáru stříhu větru. Vše se pak vrátilo do normálu a letoun vzlétl. Ve výšce 30-90 m vlétl do oblasti sestupného a zádového větru a ztratil 10-15 kt vzdušné rychlosti.

„Frontier 509“ také vlétl do oblasti sestupného a zádového proudění ve výšce 60 m nad zemí. Ztratil 25 kt vzdušné rychlosti, mnohem více než letoun „Braniff 67“. Letoun snížil úhel stoupání, aby získal rychlost, přičemž po 20 sekund letěl horizontálně. Poté začal znovu normálně stoupat.

„Continental 426“ startoval s maximálním tahem motorů. Krátce před vzletem vjel do deště. Po vzletu letoun normálně stoupal pod úhlem 14°, pak náhle ztratil 42 kt vzdušné rychlosti a to v průběhu méně než 10s. Kapitán letounu snížil úhel stoupání na 10°, ale letoun pokračoval v klesání do země. Předpokládejme, že velikost divergence se rozšířila do odhadované maximální výšky 45 m AGL, rychlosti sestupného proudění v různých výškách byly 1 – 2 kt ve výšce 15 m, 2 – 4 kt ve výšce 30 m a 3 – 6 kt ve výšce 45 m. Ztráta vztlaku při 10° stoupání je 2,5 % na jeden uzel. To znamená maximálně 15 % ztráty vztlaku ve výšce 45 m při vlétnutí do downburstu. Ztráta vzdušné rychlosti o 42 kt je velmi výrazná, neboť vede ke ztrátě vztlaku o více než 55 %. První odraz microburstu byl zpozorován v 16:06 místního času, 5 minut před nehodou. Odraz dosáhl maximální intenzity v 16:12, jednu minutu před nehodou. Poté se odraz rozdělil na dvě části a zeslábl.

7.7.2 Letecké nehody během finálního přiblížení

K nehodám během přiblížení dochází, pokud se letoun snaží přistát skrz silný microburst, který se nachází na sestupové ose poblíž dráhy. Téměř ve všech případech letoun nejprve zasáhne silný čelní vítr při přibližování k přeháňce, nebo virgám. Následkem toho získá letoun výšku. Když pilot opět sestoupí na sestupovou osu, čeká na letadlo padavý a zádový vítr. Jestliže pilot nenastaví včas plný výkon, aby získal nebo udržel výšku, může letoun dál klesat, až narazí do země.

Nehoda Pan American 806 na Pago Pago, Americká Samoa

K nehodě došlo před půlnocí 30.1. 1974 během přiblížení na dráhu 5. Letadlo narazilo do stromů jen 1178 metrů od dráhy. Ze 101 lidí na palubě bylo 96 zabito, jen 5 přežilo. Během sestupu na výšku 900 ft (270m) nad dráhou narostla indikovaná vzdušná rychlost (IAS) ze 158 kt na 175 kt během 5 vteřin, následně prudce poklesla o 23 kt během 10 vteřin. Tato rychlá změna IAS značí, že letadlo prolétalo microburstem středních hladin v sestupném stádiu. Následně letadlo získávalo IAS až 167 kt ve 23:40:16 LST. Potom postupně IAS klesala až do nárazu letadla do stromů ve 23:42:00 LST. Poslední IAS bylo 140 kt.

Na letišti Pago Pago byl přízemní vítr ve 23:39 LST, tedy dvě minuty před nehodou, z 040° 22 kt v silné dešťové přeháňce. Ve 23:45, tedy 4 minuty po nehodě, se vítr stočil na 020°, rychlost 13 kt, nárazy 35 kt. Stále byla silná dešťová přeháňka. Nicméně zmíněné letadlo vůbec nevlétlo do přeháňky. Podle třetího důstojníka pouze prolétalo slabým deštěm. To potvrdili i ostatní lidé, kteří nehodu přežili. Dále uvedli, že světla na zemi byla vidět.

Podle analýzy se nacházel nad prostorem letiště macroburst a microburst ve středních hladinách asi 4 km jihozápadně od dráhy 5. Můžeme předpokládat, že v centru microburstu i macroburstu silně prší. Z toho plyne, že v místě nehody mohla být intenzita deště slabá. Ostrý nárůst IAS se očekává pod rotorem microburstu. Po vstupu do sestupného vzduchu se ale nárůst mění rychle v pokles. Proto se letadlo dostalo do silného čelního větru. Když ale letadlo kleslo, čelní vítr částečně poklesl kvůli blokujícímu efektu kopce Lobotala blízko dráhy 5.

Kvůli komplikované povaze této nehody byla znovu přezkoumána. Došlo se k závěru, že pravděpodobnou příčinou bylo to, že posádka pozdě rozpoznala nebezpečí a pozdě zareagovala na nadměrné klesání letadla.

Royal Jordanian 600, Druhá, Katar

Nehoda se stala ve 02:38 LST, 14.5.1976 v Druhá, když se letadlo pokoušelo opakovat přistání. Po dosažení 750ft začalo letadlo náhle ztrácet výšku, sklesalo až k zemi, kde zavadilo o levou část dráhy s náklonem 10°. Letadlo se odrazilo a klouzalo ještě 800 m, ocasem napřed a narazilo do hasičské stanice. Trup se rozlomil na tři hlavní části, 45 lidí zemřelo, 15 bylo zraněno a 4 zůstali nezraněni.

První část letu z Ammánu do Druhá probíhala bez komplikací. Když se ale letoun blížil k cíli, dostal se do bouřky. Druhá má dráhu ve směru 160°- 340°. V 02:08 LST chtěl pilot přistát směrem na jih. Dráha 16 byla schválena pro vizuální přiblížení. Když začalo letadlo sestupovat k dráze, změnil se vítr z 90° a 17 kt na 340° a 6 kt. V té chvíli pilot neviděl dráhu. Přiblížení nevyšlo a pilot vyžadoval nové, tentokrát na dráhu 34.

V 02:35, když letadlo dokončilo otáčení a pilot měl letiště v dohledu, dostal povolení k přistání. Nicméně vítr se opět změnil na 180° a 6 kt, což byl zádový vítr. Déšť byl velmi silný a dohlednost klesla pod 1 km. V 02:37:19 zahájil pilot další neúspěšné přiblížení ve výšce 300 ft. Pilot žádal povolení přistát v Daranu. Letadlo začalo stoupat pod úhlem 12° rychlostí 6,6 m/s. Během stoupaní IAS stále klesala až na 140 kt. Při dosažení 750ft AGL začalo letadlo klesat, až spadlo na zem rychlostí 21 m/s. Během posledních 7 vteřin narostla IAS na 170kt, výstražný systém blízkosti země dával varování posledních 11 vteřin.

Podle analýzy Fujity se letadlo dostalo do nárůstu čelního větru o rychlosti 28kt, ze 151 kt na 179 kt. Je pravděpodobné, že vletlo pod valícího se víru. Během druhého přiblížení v 02:37:19 se letadlo dostalo do centra padavého větru, aniž by někdo zjistil, že jsou v oblasti zádového větru. Ve chvíli, kdy opouštělo microburst, způsobila ztráta IAS takový stav, že nebylo možné udržet výšku letu. Letadlo plynule ztrácelo výšku, až se ve 02:37:58 LST zřítilo na zem.

Předběžné varování pilotů před nebezpečnými microbursty by jim umožnilo včas na situaci zareagovat. Zvýšit výkon motoru na úrovni před vstupem letadla do microburstu by byla jedna z možností. Letoun by měl více energie, větší výšku i rychlost a tím i větší šanci bezpečně microburstem prolétnout, popřípadě bude moci zvolit druhou možnost a nebezpečnou oblast oblétnout.

7.8 Předpověď microburstu

Vznik microburstu je spojen s bouřkovou oblačností typu Cb. Předpověď microburstu je tedy úzce spjata s předpovědí bouřek. Bouřky jako extrémní projev počasí vznikají při

labilním zvrstvení atmosféry a při dostatečné vlhkosti vzduchu. Vznikají uvnitř vzduchových hmot nebo na frontách. K výtoku studeného vzduchu spojeného se srážkami z oblaku, dochází je-li oblak ve stádiu rozpadu. Tehdy se výstupné proudy uplatňují pouze v horní části oblaku, zatímco sestupné proudy převládají. Předpověď microburstů je velice obtížná. Je téměř nemožné předpovědět ze kterého bouřkového oblaku budou vypadávat „obvyklé“ srážky ve formě přeháněk a ze kterých bude výtok sestupného proudu tak silný, že zničí okolní krajinu, kterou zasáhne. V našich podmínkách se tento jev v podstatě nepředpovídá. Je to dáno i tím, že pojem „microburst“ není v české republice příliš rozšířen. Piloti ve většině případů mluví o „výtoku studeného vzduchu“ nebo o „húlavě“.

8 Numerické předpovědní modely

8.1 Aladin

V dnešní době již existuje celá řada předpovědních numerických modelů. Jedním z nejvíce používaných typů modelu v letecké meteorologické službě je předpovědní model ALADIN. ALADIN je numerický meteorologický předpovědní model, který vypočítává vývoj atmosférických procesů na několik hodin dopředu. Model je určený pro krátkodobou předpověď a to v horizontu dvou dnů. Název ALADIN v sobě zahrnuje zkratky francouzských slov **A**ire **L**imitée, **A**daptation **D**ynamique, **D**evelopment **I**nternational. Výsledky jsou obnovovány po šesti hodinách. ALADIN je založen na systému základních rovnic řešených spektrální metodou na omezené oblasti semi-implicitním semi-lagrangeovským schématem. Slouží především pro předpověď srážek, teploty vzduchu, směru a rychlosti větru, ale také například pro předpověď indexu instability CAPE a pro další meteorologické veličiny.

Model byl vyvíjen francouzskou meteorologickou službou už od roku 1991.

8.2 MM5

8.2.1 Stručný popis

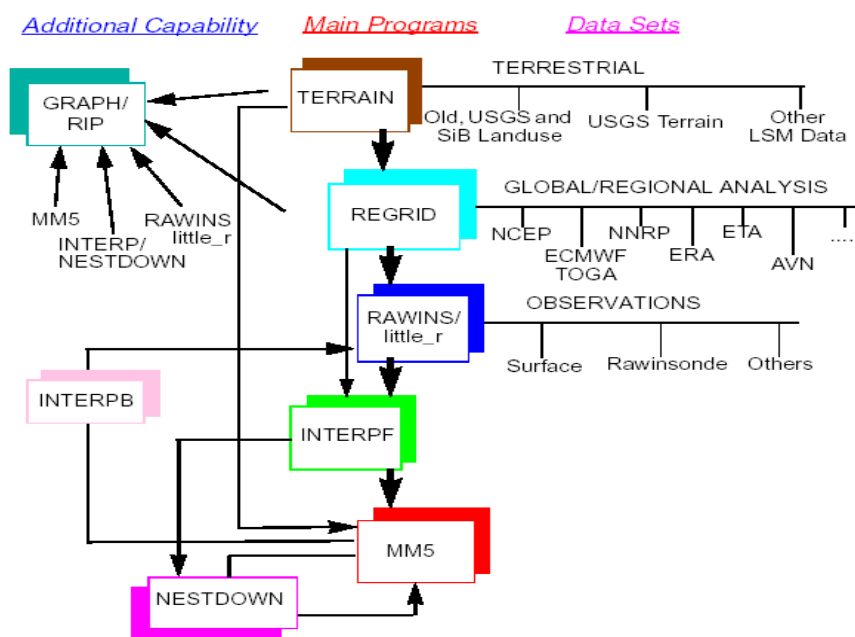
Model PSU/NCAR je nehydrostatický nebo hydrostatický (pouze verze 2), terén sledující model, který využívá sigma souřadnice. Je sestaven k simulaci nebo předpovídání mezoměřítkové a regionální atmosférické cirkulace. Byl vyvinut v Penn State a NCAR jako veřejný mezoměřítkový model a je neustále vylepšován na základě podnětů od uživatelů na mnoha univerzitách a národních laboratořích.

Pátá generace modelu NCAR / Penn State mezoměřítkového modelu (MM5) je posledním v sérii, která byla vyvinuta z modelu používaného *Anthesem* na *Penn State* v sedmdesátých letech, což později zdokumentoval *Anthes a Warner (1978)*. Od té doby prošel mnoha změnami, které umožnily jeho širší využití. Tyto změny obsahovaly *multiple-nest capability*, nehydrostatickou dynamiku, (která umožňuje využití modelu v měřítku několika kilometrů), *multitasking capability* na přístrojích se sdílenou a distribuovanou pamětí, 4-D asimilaci dat a více fyzikálních parametrů.

Model známý jako MM5 je podporován několika pomocnými programy, které se souhrnně označují jako MM5 modelovací systém.

Schématický diagram poskytuje náhled na celý modelovací systém. Jeho cílem je naznačit pořadí programů a tok dat. V krátkosti popisuje jejich základní funkce. Dokumentace jednotlivých programů modelovacího systému je volně dostupná on-line.

The MM5 Modeling System Flow Chart



Obr. 14 Schématický diagram modelovacího systému.

Schématický diagram modelovacího systému

Pozemní a izobarická meteorologická data jsou horizontálně interpolována (program *TERRAIN* a *REGRID*) ze šířkové a délkové sítě na různé oblasti s vysokým rozlišením nebo na Mercatorovu, Lambertovu konformální nebo polární stereografickou projekci.

Přestože interpolace neposkytuje mezoměřítkové detaily, interpolovaná data mohou být obohacena o data z pozorování na standardních pozemních stanicích a sondážních stanicích, které využívají *Cressmanovu* techniku, nebo multikvadratické schéma.

Program *INTERPF* vykonává vertikální interpolaci z tlakových hladin do sigma souřadnic modelu MM5. Sigma hladiny poblíž povrchu těsně kopírují terén, výškové sigma hladiny se přizpůsobují aproximaci izobarických hladin.

Vzhledem k tomu, že vertikální a horizontální rozlišení a velikost domén jsou proměnné, soubor modelovacích programů využívá parametrizované rozměry, které vyžadují proměnnou velikost jádra. Dále se využívají dodatečné externí přístroje pro ukládání dat.

Přesto že je MM5 regionální model, vyžaduje počáteční podmínky stejně jako okrajové podmínky. K vytvoření okrajových podmínek jsou potřeba gridová data k pokrytí kompletní časové periody, kterou model integruje.

8.2.2 Vlastnosti modelovacího systému

Globálně přemístitelný

- Tři druhy mapové projekce
 - Polární stereografická
 - Lambertova conformální
 - Mercatorova
- Podporuje různé správné šířky
- Proměnlivé rozlišení elevace terénu, využití půdy, druh půdy, hloubková teplota půdy, vegetace, povrchová voda

Flexibilní a vícenásobný způsob vkládání

- Může být konfigurován k provozu od globálního měřítka k oblačnému měřítku v jednom modelu
- Může být spuštěn ve dvoucestném, i jednocestném módu:
 - Dvoucestný: vícenásobné vkládání a pohyblivé vkládání
 - Jednocestný: model s jemným měřítkem řízený modelem s hrubým měřítkem
- Oblast vkládání může začít a skončit kdykoliv
- Složka terénu může být vložena kdykoli

Vkládání reálných dat

- Využívá běžná pozorování
 - Přízemní i výšková pozorování větru, teploty, relativní vlhkosti, tlaku přepočítaného na mořskou hladinu, teplota povrchu moře
- Propojení s globálním modelem a ostatními regionálními modely
 - Využívá výstupy ostatních modelů jako first guess pro objektivní analýzu, nebo jako okrajové podmínky

8.2.3 Aktuální vývoj

Update programu TERRAIN k využití USGS globálních 30-ti sekundových dat elevace terénu. V dřívější době byla tato kvalita dostupná pouze pro kontinentální část US. Po updatu je možné využívat detaily terénu ve vysokém rozlišení. Muže také produkovat data s lepším rozlišením pro využití půdy. Obsahuje také vylepšené informace ohledně pobřeží.

Program REGRID poskytuje stejné funkce jako DATAGRID (a některé další), nahradil DATAGRID ve třetí verzi v létě 1999. Program podporuje různé soubory dat archivované v NCAR a mnoho dalších GRIB souborů. Zjednodušuje vstupy uživatelských souborů dat a schopnost propojení s různými platformami.

Program LITTLE R umožňuje dostupnost dat jiných, než archivovaných v NCAR. Může být použit namísto programu RAWINS.

8.2.4 Úroveň kvalifikace uživatelů

Uživatel by měl mít zkušenost s numerickým modelováním atmosféry a měl by rozumět atmosférickým procesům. Měl by také rozumět UNIXu. Jsou také vyžadovány základní znalosti Fortranu 77 a 90.

Naopak se nevyžaduje předchozí zkušenost s MM5. Je ale důrazně doporučeno podstoupit výukový kurz.

8.2.5 Minimální požadavky pro spuštění modelovacího systému

Unixové pracoviště se 128 MB paměti a 1 – 2 GB disk. Nároky na vybavení narůstají s lepším rozlišením a jemnějším gridem.

Počítače s Linuxem s *Portland Group* Fortran a c kompilér. Základní důvody jsou podpora *Cray* a dalších programů.

MM5 modelovací systém nevyžaduje NCAR grafiku. Část kterou MM5 vyžaduje je volně ke stažení.

Je schopen získat gridové meteorologické soubory a pozorování.

9 Indexy stability

Indexy stability číselně vyjadřují míru stability vertikálního teplotního zvrstvení ovzduší. Indexy instability nám napomáhají při předpovědi bouřkové oblačnosti a jevů s ní spojených. Indexů, které se používají při předpovědi vývoje konvektivní oblačnosti a bouřek je celá řada. Na následujících stránkách jsou uvedeny některé ze základních. Já jsem si pro zhodnocení jejich úspěšnosti vybrala čtyři z nich a to Faustův index (FI), Showalterův index (SI), K index (KI) a Total totals index (TTI).

9.1 Faustův index

Faustův index je jedním z nejpoužívanějších indexů stability u nás. Zahrnuje v sobě vliv vypařování oblačných kapek do okolního nenasyceného vzduchu. Pro výpočet indexu je důležitá teplota v hladině 850 hPa a součet deficitu teploty rosného bodu v hladinách 850 hPa, 700 hPa a 500 hPa. Číselně lze Faustův index vyjádřit vzorcem:

$$FI = T_v - T_{500} \quad (9.1)$$

T_v ...teplota nasycené vzduchové částice obsahující kondenzační produkty, které se vypařují. Hodnota této teploty se získává z tabulek.

T_{500} ...teplota v hladině 500hPa

Hodnocení FI:

větší než -3 pravděpodobnost vzniku bouřek

9.2 Showalterův index

Patří mezi základní indexy stability používané v České republice. Showalterův index je určen rozdílem teploty vzduchu v hladině 500 hPa a teploty vzduchové částice, kterou necháme adiabaticky vystoupit z hladiny 850 hPa do hladiny 500hPa. Číselně jej můžeme vyjádřit následujícím vzorcem (Sobíšek a kol., 2003):

$$SI = T'_{500} - T_{500} \quad (si = T_{500} - T_c(850,500)) \quad (9.2)$$

T'_{500} teplota, kterou dosáhne vzduchová částice po suchoadiabatickém výstupu z hladiny 850hPa do kondenzační hladiny a odtud po nasyceně adiabatickém výstupu do hladiny 500 hPa.

T_{500}skutečná teplota vzduchu v hladině 500 hPa

Hodnocení SI:

od 3 do 2	předpoklad přeháněk i možnost bouřek
od 1 do -2	určitá tendence k vývoji silných bouřek
menší než -3	velká tendence k vývoji silných bouřek
menší než -6	ničivé bouře

Nevýhodou tohoto indexu je, že nebere v úvahu hodnoty přízemní teploty. Výhodou je možnost předpovědi frontálních bouřek.

9.3 Lifted index

Další v České republice hojně využívaný index lability. Lifted index je dán rozdílem teploty vzduchu v hladině 500 hPa a teploty vzduchové částice, kterou necháme adiabaticky vystoupit ze zemského povrchu do hladiny 500 hPa. Tento index je tedy dosti podobný Showalterově indexu, který je popsán výše. Lifted index můžeme zapsat pomocí vzorce:

$$LI = T_{500} - T_c(p, 500) \quad (9.3)$$

T_{500}skutečná teplota vzduchu v hladině 500hPa

$T_c(p, 500)$ teplota, kterou dosáhne vzduchová částice po suchoadiabatickém výstupu ze zemského povrchu do kondenzační hladiny a odtud po nasyceně adiabatickém výstupu do hladiny 500 hPa.

Hodnocení Lifted indexu:

větší než 20	silně stabilní zvrstvení, bez výskytu bouřek
od 0 do 20	pravděpodobnost vývoje bouřek je malá
od 0 do -4	pravděpodobný výskytu přeháněk a bouřek
od -4 do -8	pravděpodobný vývoj silných bouřek
menší než -8	možnost výskytu ničivých bouří

9.4 Total totals index

Index vzniklý složením dvou jiných indexů. Prvním z nich je Cross Totals index (CT) a druhý Verticals Totals (VT). Tento index ovšem obecně příliš nevyhovuje o tvorbě kupovitě oblačnosti, jelikož často předpovídá vývoj bouřek, i když se nakonec žádné netvoří.

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad (9.4)$$

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (9.5)$$

Z těchto dvou vztahů vytvoříme vzorec pro TTI, který je dán ve tvaru:

$$TTI = CT + VT = T_{d850} + T_{850} - 2T_{500} \quad (9.6)$$

T_{d850} ...teplota rosného bodu v hladině 850hPa

T_{850} ... teplota v hladině 850hPa

T_{500} ... teplota v hladině 500hPa

Hodnocení Total totals indexu:

menší než 40	pouze malá pravděpodobnost vzniku bouřek
od 40 do 44	ne příliš silné bouřky, většinou izolované
od 44 do 50	možnost tvorby bouřek, ojediněle i silných
od 50 do 55	velmi vysoká pravděpodobnost vzniku silných bouřek
nad 55	silné, v některých případech i ničivé bouřky

9.5 K index

Index sloužící pro předpověď bouřek uvnitř vzduchové hmoty. Pro výpočet jsou použity hodnoty teploty z hladin 850 hPa, 700 hPa a 500 hPa a hodnoty teploty rosného bodu v hladinách 850 hPa a 700 hPa. Pro výpočet K indexu je použit vzorec ve tvaru:

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

T_{850} ...teplota v hladině 850hPa

T_{500} ...teplota v hladině 500hPa

T_{d850} ...teplota rosného bodu v hladině 850hPa

T_{700} ...teplota v hladině 700hPa

T_{d700} ...teplota rosného bodu v hladině 700hPa

Hodnocení K indexu:

menší než 15	téměř bez výskytu bouřek
od 15 do 20	pravděpodobnost výskytu bouřek 20%
od 21 do 25	pravděpodobnost výskytu bouřek 20% - 40%
od 26 do 30	pravděpodobnost výskytu bouřek 40% - 60%
od 31 do 35	pravděpodobnost výskytu bouřek 60% - 80%
od 36 do 40	pravděpodobnost výskytu bouřek 80% - 90%
větší než 40	velmi vysoká pravděpodobnost vzniku bouřek

9.6 CAPE (Convective Available Potential Energy)

Index CAPE je někdy stručně charakterizován jako energie čekající na uvolnění. Aby k tomuto uvolnění došlo, musí existovat jistý spouštěcí mechanismus, díky kterému dojde k zahřátí vzduchu na teplotu volné konvekce. Jako jeden z mála indexů se u něj udává kromě výsledné číselné hodnoty i jednotka $J.kg^{-1}$. Hodnota CAPE není počítána jen v určitých tlakových hladinách, ale uvažuje celý výškový rozsah, ve kterém působí nezáporná vztlaková síla. CAPE v sobě kombinuje hodnotu vlhkosti v mezní vrstvě i teplotní zvrstvení volné atmosféry. Pro popis indexu CAPE nám poslouží následující definice: CAPE představuje práci vykonanou vztlakovou silou okolní atmosféry na adiabaticky izolovanou vzduchovou částici vystupující z hladiny volné konvekce (HVK) do hladiny nulového vztlaku (HNV) (www.chmi.cz). Hodnotu CAPE vypočítáme pomocí určitého integrálu, který je dán plochou mezi křivkou zvrstvení a stavovou křivkou na termodynamickém diagramu:

$$CAPE = g \int_{HVK}^{HNV} \frac{T - T_e}{T_e} dz \quad (9.3)$$

HVK.....hladina volné konvekce

HNV.....konvekční hladina

T.....teplota vystupující vzduchové částice

T_eteplota vzduchu

zvýška

Ze vzorce vyplývá, že čím větší je plocha mezi křivkou zvrstvení a stavovou křivkou, tím více je zvrstvení atmosféry instabilní.

Hodnocení indexu CAPE:

Menší než $300 J.kg^{-1}$	velmi malá bezvýznamná konvekce
Od 300 do $1000 J.kg^{-1}$	slabá konvekce
Od 1000 do $2000 J.kg^{-1}$	mírná konvekce
Od 2000 do $3000 J.kg^{-1}$	silná konvekce
Nad $3000 J.kg^{-1}$	velmi silná konvekce

9.7 SWEAT index

Název tohoto indexu je odvozen z anglického Severe WEATHER threaT, což do českého jazyka můžeme přeložit jako „hrozba špatného počasí“. Index byl sestaven na konci

šedesátých let v USA institucí Air force global weather central jako nový index pro předpovídání hluboké konvekce využívající termodynamických dat i informací o větru. SWEAT index je dán ve tvaru:

$$\text{SWEAT} = 12.D + 20.(TT-49) + 2.v_{850} + v_{500} + 125.(S + 0,2) \quad (9.4)$$

D.....rosný bod ve stupních Celsia v hladině 850hPa (pokud je tato teplota meší než 0°C je hodnota D rovna nule)

TT...Total Totals, jedná se index definovaný pomocí vzorce $TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$, kde T_{850} je teplota v hladině 850 hPa, T_{d850} je teplota rosného bodu v hladině 850 hPa a T_{500} je teplota v hladině 500 hPa

v_{850} ...rychlost větru v hladině 850 hPa

v_{500} ...rychlost větru v hladině 500 hPa

S.....S = sin směr větru v úhlových stupních v hladině 500hPa minus směr větru v hladině 850 hPa

Hodnota posledního členu, tedy výrazu $(S - 0,2)$ je rovna nule, pokud není splněna některá z následujících podmínek:

- 1) směr větru v hladině 850hPa je mezi 130°a 250°
- 2) směr větru v hladině 500hPa je mezi 210°a 310°
- 3) směr větru v hladině 850hPa minus směr větru v hladině 500hPa je menší než nula
- 4) rychlost větru obou hladinách (850 hPa i 500 hPa) je větší nebo rovna 15 kt

Hodnocení SWEAT indexu:

Od 150 do 300	malá pravděpodobnost vývoje silných bouřek
od 300 do 400	bouřky mohou dosáhnout ničivé intenzity
nad 400	velké riziko výskytu několika ničivých bouří i tornád

Výhodou tohoto indexu je, že kromě míry instability se snaží spočítat i vertikální stříh větru. Dále také vypovídá o možnosti vzniku supercelárních bouří. Díky tomu, že v sobě zahrnuje i vliv stříhu větru dokáže dobře předpovědět ničivé bouřky v předfrontální i frontální oblasti. V evropských oblastech se tento index příliš nevyužívá. Je to dáno i minimálním výskytem ničivých bouří na území Evropy. V posledních letech se ale počty bouří s ničivými

účinky stupňují a je možné, že v blízké budoucnosti bude mít SWEAT index své zastoupení i v předpovědních indexem instability na našem území.

10 Indexy pro tvorbu námrazy

Indexy pro tvorbu námrazy nám napomáhají k získání hodnot, při kterých je největší pravděpodobnost tvorby námrazy. Ve vzorcích se používají hodnoty vlhkosti a teploty v oblasti, ve které chceme pravděpodobnost tvorby námrazy spočítat.

10.1 Icing index

Pro výpočet tohoto indexu potřebujeme znát teplotu ve stupních celsia a relativní vlhkost v procentech. Index nepočítáme, je-li relativní vlhkost nižší, než 50%. „Icing index“ je dán ve tvaru:

$$\text{„Icing index“} = [(RH - 50) \times 2] \times [t \times (t + 14) / -49] \quad (10.1)$$

Pro určení hodnot Icing indexu byla také sestavena následující tabulka:

RV/t	-13°	-12°	-11°	-10°	-9°	-8°	-7°	-6°	-5°	-4°	-3°	-2°	-1°	0°
100%	26,5	49,0	67,3	81,6	91,8	98,0	100	98,0	91,8	81,6	67,3	49,0	26,5	0
95%	23,9	44,1	60,6	73,5	82,7	88,2	90,0	88,2	82,7	73,5	60,6	44,1	23,9	0
90%	21,2	39,2	53,9	65,3	73,5	78,4	80,0	78,4	73,5	65,3	53,9	39,2	21,2	0
85%	18,6	34,3	47,1	57,1	64,3	68,6	70,0	68,6	64,3	57,1	47,1	34,3	18,6	0
80%	15,9	29,1	40,4	49,0	55,1	58,8	60,0	58,8	55,1	49,0	40,4	29,1	15,9	0
75%	13,3	24,5	33,7	40,8	45,9	49,0	50,0	49,0	45,9	40,8	33,7	24,5	13,3	0
70%	10,6	19,6	26,9	32,6	36,7	39,2	40,0	39,2	36,7	32,6	26,9	19,6	10,6	0

Tab. 3 Hodnoty Icing indexu I.

Tabulka je konstruována pro rozmezí teplot -13°C až 0°C. Z tabulky vyplývá, že největší pravděpodobnost tvorby námrazy je při teplotě -7°C a relativní vlhkosti 100%.

Jelikož z praxe víme, že k tvorbě námrazy dochází i při kladných teplotách vzduchu a záporné teplotě letounu, byl vzorec pro Icing upraven následovně:

$$\text{„Icing index“} = [(RH - 60) \times 2,5] \times [x \times (t - 3) \times (t + 17) / -100]$$

Ke změnám došlo i v tabulce pro určování pravděpodobnosti tvorby námrazy. Rozmezí teplot je nyní od -10°C do 3°C.

RV/t	-10°	-9°	-8°	-7°	-6°	-5°	-4°	-3°	-2°	-1°	0°	1°	2°	3°
100%	91,0	96,0	99,0	100	99,0	96,0	91,0	84,0	75,0	64,0	51,0	36,0	19,0	0
95%	79,6	84,0	86,6	87,5	86,6	84,0	79,6	73,5	65,6	56,0	44,6	31,5	16,6	0
90%	68,2	72,0	74,2	75,0	74,2	72,0	68,2	63,0	56,2	48,0	38,2	27,0	14,2	0
85%	77,4	60,0	61,9	62,5	61,9	60,0	77,4	52,5	46,9	40,0	31,9	22,5	11,9	0
80%	45,5	48,0	49,5	50,0	49,5	48,0	45,5	42,0	37,5	32,0	25,5	18,0	09,5	0
75%	34,1	36,0	37,1	37,5	37,1	36,0	34,1	31,5	28,1	24,0	19,1	13,5	07,1	0
70%	22,8	24,0	24,8	25,0	24,8	24,0	22,8	21,0	18,8	16,0	12,8	09,0	04,8	0
65%	11,4	12,0	12,4	12,5	12,4	12,0	11,4	10,5	09,4	08,0	6,4	04,5	02,4	0
60%	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 4 Hodnoty Icing indexu II.

11 Predikční schopnost indexů instability

V této části diplomové práce jsem se zaměřila na schopnost vybraných bouřkových indexů získaných z aerologických výstupů, předpovídat vývoj kupovité oblačnosti a bouřek.

V období duben až červenec roku 2009 jsem vybrala dny, ve kterých se na území České republiky vyskytovaly bouřky. K těmto dnům jsem získala aerologické výstupy ze stanic Praha Libuš a Prostějov v čase 00 UTC a z nich vypočítané indexy instability. Hodnotila jsem zvlášť oblast Čech pro stanici Praha Libuš a zvlášť oblast Moravy pro stanici Prostějov.

Pro hodnocení predikční schopnosti jsem použila Faustův index (FI), Showalterův index (SI), K index (KI) a Total totals index (TTI).

Vypočítané indexy jsou seřazeny do tabulky dle místa vypuštění sondy a data. Oranžově podbarvené hodnoty udávají pravděpodobnost vzniku bouřek, dle kritérií každého z indexů. Pro Faustův index jsou to hodnoty větší, než -3, pro Showalterův index hodnoty menší než 1, pro K index jsou podbarveny hodnoty nad 20 a u Total totals indexu jsou to hodnoty nad 40.

Duben 2009 Praha Libuš

	5.4.2009	7.4.2009	8.4.2009	28.4.2009	29.4.2009	30.4.2009
FI	-4,2	-1,4	-0,8	-3	-2,3	-0,2
SI	1,8	-1,1	0,2	2,7	0,4	0,7
K	22,6	27,7	29	21,3	34,2	26,1
TTI	51,3	56,3	54,1	48,3	47,6	54,9

Tab.5 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, duben.

Duben 2009 Prostějov

	5.4.2009	8.4.2009	30.4.2009
FI	-7,6	-3,8	2
SI	2,5	1,6	0,7
K	-14,3	8,8	26,3
TTI	49,7	51,8	53,9

Tab.6 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, duben.

Květen 2009 Praha Libuš

	8.5.2009	11.5.2009	20.5.2009	21.5.2009	22.5.2009	26.5.2009	28.5.2009
FI	-2,2	-1,8	-5,4	-3,2	0,2	-2,6	-10,4
SI	2,5	0,2	0,2	3,5	2,8	0,1	7,1
K	25,9	27,7	29	24,6	31,2	30,2	-12,3
TTI	49,6	50,8	46,9	51,3	46,6	49,6	43,4

Tab.7 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, květen.

Květen 2009 Prostějov

	4.5.2009	8.5.2009	11.5.2009	18.5.2009	21.5.2009	22.5.2009	26.5.2009
FI	-2,6	-8,8	-2,8	-9	-2,8	1,2	-7,2
SI	1,7	6,1	1,7	-0,3	7,4	2,4	6,9
K	20,8	15,5	28	6,5	27,4	27,7	3,7
TTI	52,3	43,7	48,6	50,3	53,4	47,7	39,6
	28.5.2009						
FI	-14						
SI	8,1						
K	-7						
TTI	41,5						

Tab.8 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, květen.

Červen 2009 Praha Libuš

	2.6.2009	6.6.2009	9.6.2009	10.6.2009	11.6.2009	12.6.2009	15.6.2009
FI	-3,8	-10,4	-0,8	-6,4	-5,6	-2,2	1,6
SI	2,7	9,8	2,8	1,1	3,9	1,3	2,6
K	29,8	14,3	28,2	15	8,6	27,3	27,6
TTI	49	37,8	47,2	42,6	46,3	53,7	46,8
	16.6.2009	23.6.2009	25.6.2009	29.6.2009	30.6.2009		
FI	-3,8	-5,8	-1,6	-5,4	-0,2		
SI	2,8	6,6	1,9	0,3	-0,6		
K	30,4	25,6	32,5	34,1	33,5		
TTI	42,7	41	45,9	47,5	49,3		

Tab.9 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, červen.

Červen 2009 Prostějov

	6.6.2009	9.6.2009	10.6.2009	11.6.2009	12.6.2009	23.6.2009	24.6.2009
FI	-11,6	-2,2	1,6	-10,8	-9,2	-6,4	-4,4
SI	7,2	1,2	6	6,3	5,5	5,6	2,4
K	-3,8	27,1	29,6	10,4	18	25,3	30,6
TTI	41,5	48,9	50	41,5	45,8	41,3	44,9
	25.6.2009	29.6.2009	30.6.2009				
FI	-0,8	-0,2	0,4				
SI	0,3	2,5	0,8				
K	30,9	29,4	30,9				
TTI	49,7	45,6	48,3				

Tab.10 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, červen.

Červenec 2009 Praha Libuš

	1.7.2009	2.7.2009	3.7.2009	5.7.2009	7.7.2009	9.7.2009	10.7.2009
FI	1,4	0,5	0,9	0,4	-6,2	-5,1	-8,6
SI	0,7	1,2	1,4	0,1	4,9	4,8	5,2
K	32,2	27,6	30,2	34,6	24,5	23,8	24,1
TTI	48,2	44,8	44,5	48,2	48,3	50,4	44,9
	15.7.2009	17.7.2009	20.7.2009	22.7.2009	23.7.2009	25.7.2009	
FI	-0,2	-6,4	-4,8	3,8	2,2	-0,4	
SI	2,5	-1,6	4,8	0,1	1,2	1,9	
K	28	19,7	24,2	27,5	28,9	30,1	
TTI	44,8	51,2	45,3	50,4	48,1	48,6	

Tab.11 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, červenec.

Červenec 2009 Prostějov

	1.7.2009	2.7.2009	3.7.2009	5.7.2009	7.7.2009	9.7.2009	10.7.2009
FI	1,8	0,8	0,6	0,6	-5,4	-4,4	-6,4
SI	1,1	2,2	2,5	5,2	-4	4,9	5,2
K	30,1	31,2	29,1	38,2	26,2	22,6	22,3
TTI	53,6	45,6	42,3	52,3	43,1	45,4	44,8
	14.7.2009	15.7.2009	20.7.2009	22.7.2009	23.7.2009	25.7.2009	
FI	-10,8	2	-8	0,8	5	-5,4	
SI	7	0,7	7,2	3,1	-0,8	6,2	
K	-13,9	29,1	18,5	23,5	36,1	24,9	
TTI	37,5	48	40,6	45,3	50,9	40,2	

Tab.12 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, červenec.

Vyhodnotíme-li procentuální úspěšnost jednotlivých indexů, vyjde nám, že nejúspěšnějším indexem pro předpověď vývoje konvektivní oblačnosti a bouřek je Total totals index. Je to dáno také tím, že tento index často nadhodnocuje vývoj kupovitě

oblačnosti. Dalším indexem instability, co se týká predikční schopnosti je K index, následuje Faustův index a nejméně spolehlivým indexem pro předpověď bouřek je Showalterův index.

Podíváme-li se na jednotlivé měsíce, můžeme indexy stability seřadit ve stejném pořadí jako pro celkové období všech čtyř měsíců. Podrobnější výsledky jsou zapsány v následujících tabulkách. Hodnoty jsou uvedeny v procentech, podle toho s jakou pravděpodobností jsou schopny předpovídat vývoj bouřek.

Období duben – červenec 2009

	Praha Libuš	Prostějov
FI	55%	47%
SI	34%	21%
K	87%	68%
TTI	97%	94%

Tab.13 Predikční schopnost jednotlivých indexů za 4 měsíce.

Duben 2009

	Praha Libuš	Prostějov
FI	83%	33%
SI	66%	33%
K	100%	33%
TTI	100%	100%

Tab.14 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc duben.

Květen 2009

	Praha Libuš	Prostějov
FI	57%	38%
SI	43%	13%
K	85%	50%
TTI	100%	88%

Tab.15 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc květen.

Červen 2009

	Praha Libuš	Prostějov
FI	33%	50%
SI	17%	20%
K	75%	70%
TTI	92%	100%

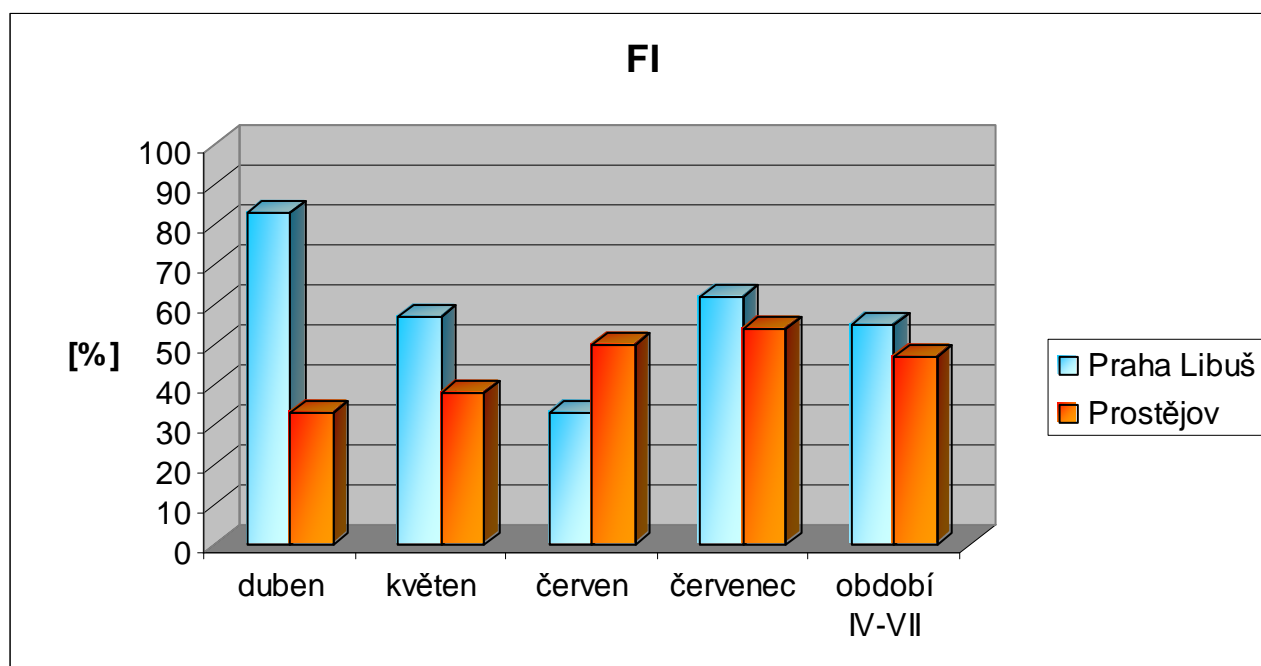
Tab.16 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc červen.

Červenec 2009

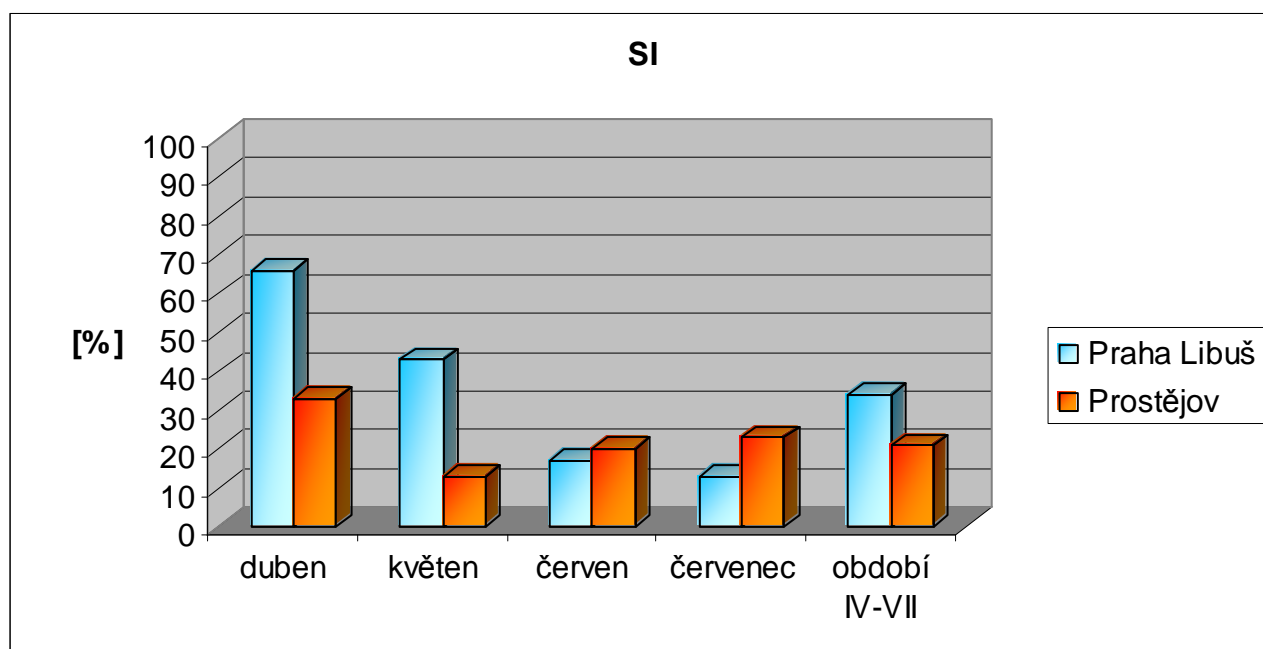
	Praha Libuš	Prostějov
FI	62%	54%
SI	13%	23%
K	92%	85%
TTI	100%	92%

Tab.17 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc červenec.

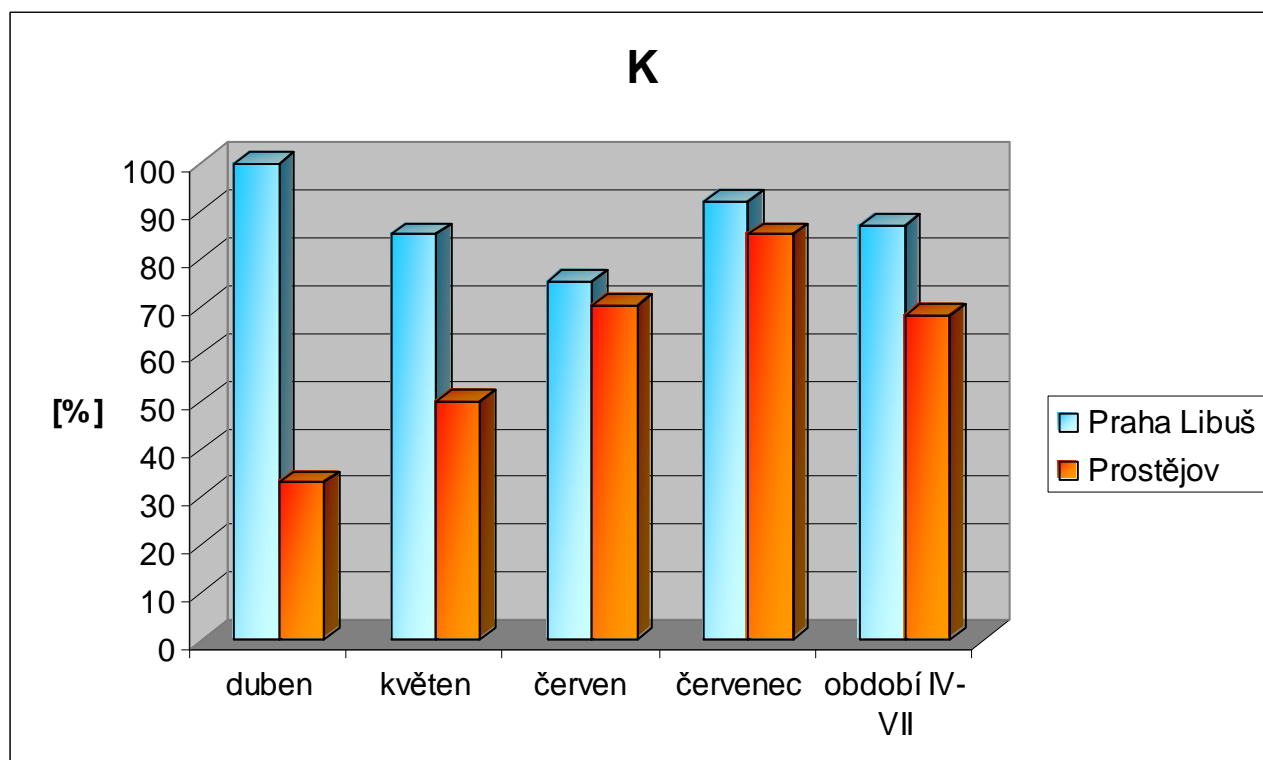
Následují grafy znázorňující procentuální úspěšnost jednotlivých indexů předpovídat vývoj bouřek na stanicích Praha Libuš a Prostějov. Pro každý index je vypracován jeden graf. Můžeme si všimnout, že ve většině případů jsou úspěšnější bouřkové indexy spočítané z aerologických výstupů ze stanice Praha Libuš.



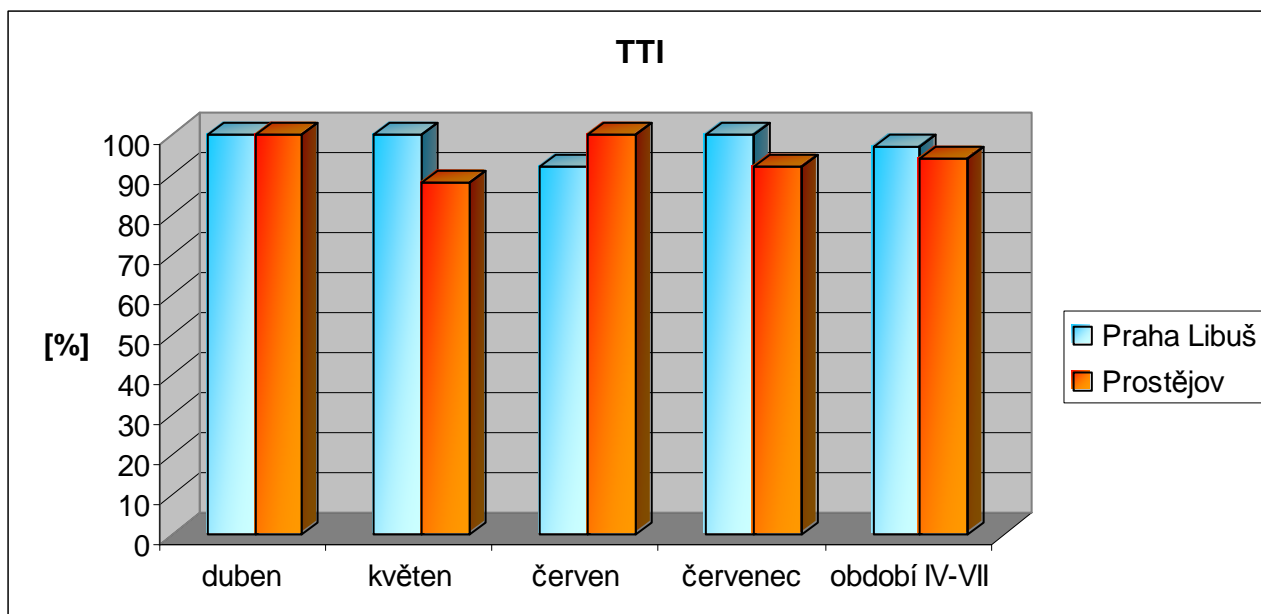
Graf 2. Porovnání predikční schopnosti Faustova indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.



Graf 3. Porovnání predikční schopnosti Showalterova indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.



Graf 4. Porovnání predikční schopnosti K indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.



Graf 5. Porovnání predikční schopnosti Total totals indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.

12 Závěr

I v dnešní době je pro nás předpověď nebezpečných jevů počasí nelehký úkol. Přestože vývoj moderních předpovědních metod, kterými jsou numerické meteorologické modely, v posledních letech pokročil, i dnes se můžeme setkat s řadou leteckých nehod způsobených právě nebezpečnými meteorologickými jevy.

Námraza, turbulence, stříh větru i microburst, tvoří značné nebezpečí pro všechny typy letounů i vrtulníků. Nejvíce ohrožená jsou ovšem malá sportovní letadla. Nemají dostatečnou hmotnost a také nejsou schopna vyvinout potřebnou rychlost pro překonání daného nebezpečného meteorologického jevu. Častou nejsou ani vybavena potřebnou technikou, například rozmrazovacím zařízením nebo palubními meteorologickými radiolokátory. Nebezpečné jevy ovšem vytváří problémy bez rozdílu všem letounům. Platí zde ovšem pravidlo, že čím větší a rychlejší stroj, tím lépe se s danými projevy vyrovnává.

Námraza je jedním z jevů, které ohrožují letadla na zemi i ve vzduchu. Často dochází k vytvoření námrazy již na zemském povrchu. Problém se pak musí řešit pomocí chemických postřiků, nebo mechanickým odstraněním.

S turbulencí, stříhem větru a microburstem se můžeme často setkat v souvislosti s bouřkovou činností. Turbulencí existuje několik druhů, vyznačujících se specifickými podmínkami vzniku. Všechny vyjmenované jevy působí na letoun náhle a nečekaně. Představují proto pro osádku značný problém. Piloti nejsou často schopni dostatečně rychle zareagovat a událost může skončit i tragicky.

Microburst je u nás novým pojmem, ani mezi piloty není, i v dnešní době, dostatečně rozšířen. Využívají spíše názvu húlava.

Pilot letounu by měl být vždy předem informován o výskytu nebezpečných jevů a měl by zvolit takovou dráhu letu, aby se těmto oblastem vyhnul.

V poslední kapitole jsem hodnotila predikční schopnost vybraných indexů stability. Porovnány byly Faustův index, Shlalwalterův index, K index a Total totals index. Z výsledků vyplývá, že nejvíce úspěšným indexem pro předpověď bouřek je Total totals index. Ve většině případů předpověděl výskyt bouřek na daný den s přesností nad 80%. Naopak s nejmenší úspěšností předpovídá labilitu ovzduší Showalterův index. Ve většině případů nepřekročil 30% úspěšnosti předpovědi.

Seznam obrázků, tabulek a grafů:

Seznam obrázků:

- Obr.1. Profilový tvar námrazy
- Obr.2. Žlábkovitý tvar námrazy
- Obr.3. Hrbolkovitý tvar námrazy
- Obr.4. Námraza při chodu motoru na zemi
- Obr.5. SW mapa s oblastmi možného výskytu námrazy
- Obr.6. Aerologický výstup
- Obr.7. Skupenství vody v atmosféře
- Obr.8. Krajina poškozená microburstem
- Obr.9. Výlev studeného vzduchu z Cb - Microburst
- Obr.10. Vývoj microburstu
- Obr.11. Schéma suchého a mokrého microburstu
- Obr.12. Zničená krajina po průchodu downburstu
- Obr. 14 Schématický diagram modelovacího systému.

Seznam tabulek:

- Tab.1. Tabulka maximálních přípustných rychlostí větru při vzletu a přistání
- Tab.2. Fujitovo planetární měřítko řazené od 40 000 km, což je obvod země, ke 4 mm, velikosti hrášku.
- Tab.3. Hodnoty icing indexu I.
- Tab.4.Hodnoty Icing indexu II.
- Tab.5 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, duben.
- Tab.6 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, duben.
- Tab.7 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, květen.
- Tab.8 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, květen.
- Tab.9 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, červen.
- Tab.10 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, červen.
- Tab.11 Hodnoty indexů instability z výstupu Praha Libuš, červenec.
- Tab.12 Hodnoty indexů instability z výstupu Prostějov, červenec.
- Tab.13 Predikční schopnost jednotlivých indexů za 4 měsíce.
- Tab.14 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc duben.
- Tab.15 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc květen.

Tab.16 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc červen.

Tab.17 Predikční schopnost jednotlivých indexů za měsíc červenec.

Seznam grafů:

Graf 1. Profil modelu horizontální radiální rychlosti větru.

Graf 2. Porovnání predikční schopnosti Faustova indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.

Graf 3. Porovnání predikční schopnosti Showalterova indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.

Graf 4. Porovnání predikční schopnosti K indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.

Graf.č.5. Porovnání predikční schopnosti Total totals indexu na stanicích Praha Libuš a Prostějov.

Literatura

- [1] Předpis LET-51-24, Letecká meteorologie (VŠ učebnice), Praha, 1978
- [2] Předpis LET 10-4, Předpovídání povětrnostních jevů nebezpečných pro letectvo, Praha, 1973
- [3] Čerňava a kol.: Letecká meteorologie, Praha, 1972
- [4] Indráková, R.: Porovnání metod měření větru a umístění větroměrných přístrojů, Brno, 2006
- [5] Konštický, J.: Hodnocení predikční schopnosti vybraných indexů instability na současných datech, Brno, 2005
- [6] Krejčí, J.: Vojenská meteorologie, tisk U1199, VAAZ, 1986
- [7] Podzimek, J.: Fysika oblaků a srážek, Nakl. ČSAV, Praha, 1959
- [8] Řezáčová, D., Novák, P., Kašpar, M.: Fyzika oblaků a srážek, Academia, 2007
- [9] Sobíšek, B. a kol.: Meteorologický slovník výkladový a terminologický, Praha, 1993
- [10] Sobota, J., Kráčmar, J.: Učební texty pro teoretickou přípravu dopravních pilotů - ATPL(A)dle předpisu JAR-FCL 1 (část 050), Praha, 2002
- [11] Pechala, F., Bednář, J., Příručka dynamické meteorologie, Academia Praha 1991
- [12] Dickerson S.N.: An Evaluation of Microburst Prediction Indices for the Kennedy Space Center and Cape Canaveral Air Station (KSC/CCAS). Thesis Nr. AFIT/GM/ENP/00M-06, Department of the Air Force Univerzity, Air Force Institute of Technology, USA, Ohio, 2000
- [13] Fujita, T.T.: The Downburst, Microburst and Macrobust. Report on Projects NIMROD and JAWS, University of Chicago, 1985
- [14] Holme, J.D., Oliver, S.E.: An empirical model of downburst, Australia, 1999
- [15] Passner J.E.: The Atmospheric Sounding Program: an Analysis and Forecasting Tool for Weather Hazards on the Battlefield. Report ARL-TR-1883, US Army Research Laboratory, 1999
- [16] Passner J.E.: An Aviation on Three-Dimension Weather Hazard Using Sounding Data and Model Output Data. Report ARL-TR-1046, US Army Research Laboratory, 2000
- [17] Spillane: On the microburst family, Brisbane, 1993
- [18] <http://www.chmi.cz/torn/poznamky/downburst.html>
- [19] <http://www.cimms.ou.edu/~doswell/microbursts/Handbook.html>
- [20] <http://images.google.cz/images>
- [21] <http://www.in-pocasi.eu/predpovedni-modely/aladin/>

