

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A ENVIRONMENTÁLNÍHO
MODELOVÁNÍ**



Vertikální pohyby v atmosféře

Vertical movements in the atmosphere

Bakalářská práce

Vypracoval: Vlastimil Kricnar

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Jan Kyselý, Ph.D.

Studijní program: Vodní hospodářství

Akademický rok: 2019/2020

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Vlastimil Kricnar

Krajinářství
Vodní hospodářství

Název práce

Vertikální pohyby v atmosféře

Název anglicky

Vertical movements in the atmosphere

Cíle práce

Vertikální pohyby vzduchu hrají klíčovou úlohu v zemské atmosféře: dochází při nich k transportu energie, vlhkosti a dalších látek (včetně znečišťujících), zásadním způsobem ovlivňují vznik a vývoj oblačnosti, jsou spojeny s nebezpečnými jevy (silná konvekce vedoucí k bouřkám, turbulence nebo propady studeného vzduchu nebezpečné v letecké dopravě, atd.). Existuje přitom mnoho druhů vertikálních pohybů, lišících se mechanismy vzniku, prostorovým a časovým měřítkem i vlivem na počasí. Cílem práce je zpracovat přehled vertikálních pohybů v atmosféře včetně mechanismů, které k nim vedou, diskutovat jejich vliv na vývoj a vlastnosti oblačnosti, a shrnout nebezpečné jevy související s vertikálními pohyby a jejich projevy u zemského povrchu (např. intenzivní srážky) i v troposféře (zejména z hlediska bezpečnosti letecké dopravy a vlivu na volné létání).

Metodika

Práce je převážně rešeršní, čerpá ze zdrojů odborné literatury české i zahraniční. Meteorologické jevy a terminologie jsou uvedeny do souvislosti s problematikou volného létání, s využitím vlastních poznatků a zkušeností.

Doporučený rozsah práce

40 s.

Klíčová slova

Atmosféra, vertikální pohyby, nebezpečné jevy, volné létání, termická aktivita, stabilita atmosféry, konvekce

Doporučené zdroje informací

BEDNÁŘ, J. – PECHALA, F. *Příručka dynamické meteorologie*. Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky, 1991. ISBN 80-200-0198-0.

DVOŘÁK, P. *Termika : vyšší škola plachtění*. Cheb: Svět křídél, 2002. ISBN 80-85280-83-3.

CHROMOV, S. P. *Meteorológia a klimatológia*. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, 1968. ISBN 71-056-68

LUTGENS, F. K. – TARBUCK, E. J. *The Earth : an introduction to physical geology*. Columbus: Merrill Publishing Company, 1990. ISBN 0-675-21205-7.

PROŠEK, P. – REIN, F. *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. Praha: SPN, 1982.

ŘEZÁČOVÁ, D. *Fyzika oblaků a srážek*. Praha: Academia, 2007. ISBN 978-80-200-1505-1.

VYSOUDIL, M. *Základy fyzické geografie 1: Meteorologie a klimatologie*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2013. ISBN 978-80-244-3892-4.

Předběžný termín obhajoby

2019/20 LS – FŽP

Vedoucí práce

doc. RNDr. Jan Kyselý, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 26. 3. 2020

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 27. 3. 2020

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 29. 03. 2020

ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma: Vertikální pohyby v atmosféře vypracoval samostatně a citoval jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil a které jsem rovněž uvedl na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědom, že na moji bakalářskou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědom, že odevzdáním bakalářské práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne 16. 6. 2020

.....

PODĚKOVÁNÍ

Děkuji doc. RNDr. Janu Kyselému, Ph.D. za trpělivost, motivaci a odborné cenné rady, které mi poskytnul v celém průběhu zpracování bakalářské práce. Za podporu bych chtěl také poděkovat své rodině.

Abstrakt

V atmosféře probíhá každou vteřinu mnoho dějů, které ovlivňují nás, přírodu i vývoj našeho okolí. Bakalářská práce má za cíl shrnout celkové poznatky o vertikálních pohybech v atmosféře a jejich vlivu na počasí a leteckou dopravu. Konkrétně se jedná o popis vertikálního transportu vlhkosti a energie, dále o vývoj oblačnosti v mezní vrstvě atmosféry a troposféře, a nebezpečné vlivy na leteckou dopravu a závěsné létání. Tato práce se také věnuje rozdělení vertikálních pohybů dle mechanismu vzniku, rozlohy působení a časového měřítka, a vlivu konvektivní oblačnosti na vývoj počasí a meteorologické prvky, jako třeba intenzita srážek, teplota ovzduší. V práci nechybí ani diskuze o vývoji termické aktivity a nebezpečných jevů s ní spojených.

Klíčová slova:

Atmosféra, vertikální pohyby, transport látek, nebezpečné jevy, termická aktivita, stabilita atmosféry, konvekce, turbulence

Abstract

There are many events going on every second in the atmosphere which have impact on us, nature and development of our environment. The goal of the thesis is to summarize overall knowledge about vertical movements in the atmosphere and their impacts on weather and air transport. Specifically, it provides the description of vertical transport of moisture and energy. In addition, it deals with the development of clouds in boundary layer of the atmosphere and in troposphere, and dangerous effects on air transport and paragliding. The thesis also attempts to summarize vertical movements in the atmosphere based on mechanism of origin, area of action and time scale. Influence of convective clouds on weather development and meteorological characteristics, for example precipitation intensity and air temperature, is discussed. The thesis also includes discussion about the development of thermal activity and dangerous effects connected with it.

Key words:

Atmosphere, vertical movements, transport of substances, dangerous phenomena, thermal activity, atmospheric stability, convection, turbulence

Obsah

1. Úvod.....	10
2. Cíle práce a metodika.....	11
3. Atmosféra Země.....	12
3.1 Vertikální dělení.....	13
3.2 Stabilita.....	15
3.2.1 Instabilní zvrstvení.....	16
3.2.2 Podmíněná instabilita.....	17
3.2.3 Absolutní stabilita.....	17
3.2.4 Aerologická měření.....	18
3.3 Transport látek.....	19
3.3.1 Transport vodní páry.....	20
3.3.2 Transport látek a energie.....	21
4. Příčiny a vznik vertikálních pohybů v atmosféře.....	21
4.1 Konvekce.....	22
4.2 Dynamicky podmíněné vertikální pohyby.....	23
4.2.1 Velkoměřítkové v tlakových útvarech.....	23
4.2.1.1 Anticyklona a subsidence.....	23
4.2.1.2 Cyklona a ascendance.....	24
4.2.2 Pasáty, antipasáty a monzuny.....	25
4.2.3 Velkoměřítkové pohyby na frontách.....	27
4.2.3.1 Teplá fronta.....	27
4.2.3.2 Studená fronta.....	28
4.2.4 Orografické vertikální pohyby.....	30
4.2.4.1 Katabatické proudění.....	30
4.2.4.2 Anabatické proudění.....	31
4.2.4.3 Fén (föhn).....	31
4.2.4.4 Bora.....	32
4.3 Turbulence.....	32
5. Atmosférické jevy související s vertikálními pohyby nebezpečné pro létání.....	33
5.1 Konvektivní bouře.....	33
5.2 Převývoj oblačnosti v letním období.....	34
5.3 Silné konvektivní bouře s blesky a krupobitím.....	35
5.3.1 Kroupy.....	36

5.3.2	Blesky	37
5.3.3	Turbulence	38
5.3.4	Dešťové srážky	39
5.3.5	Downburst.....	40
5.3.6	Vlastní zkušenosti s nebezpečnými jevy při létání	42
6.	Termická aktivita při volném létání.....	43
6.1	Termika	43
6.2	Taktika při přeletech	43
6.3	Místa s největším potenciálem na termickou aktivitu.....	47
6.3.1	Černá hora.....	47
6.4	Rozdíl mezi létáním v rovinách a v horách.....	49
6.4.1	Hory.....	50
6.4.2	Roviny.....	52
7.	Závěr a diskuze.....	53
8.	Přehled literatury a použitých zdrojů	56
	Literatura	56
	Internetové zdroje	58
9.	Seznam použitých zkratk a jednotek.....	61
	Zkratky.....	61
	Jednotky	61
10.	Seznam použitých obrázků	63

1. Úvod

Vertikální pohyby v atmosféře považuji za zajímavé a to hned z několika důvodů. Už od malička mě fascinovaly letní konvektivní bouře tvořené z termické aktivity. Kladl jsem si otázku, jak kluzáky dovedou létat bez motoru hodiny a hodiny nad mojí hlavou. Sám jsem před pár lety začal létat s paraglidingovým kluzákem a o vznik termických proudů, orografického proudění a celkově všech dějů v atmosféře spojených s volným létáním jsem se začal zajímat mnohem více.

Atmosféra obklopuje naši planetu Zemi a je nedílnou součástí ochrany nás všech. Je neustále v pohybu a její vlastnosti se neustále mění v čase. I člověk svojí činností ovlivňuje složení atmosféry. V atmosféře, většinou ve spodní vrstvě jménem troposféra, se odehrává většina jevů nazývaných počasí. S ním souvisí vývoj oblačnosti a konvekční vertikální pohyby, které mohou být nebezpečné pro leteckou dopravu. Sledování atmosférických jevů je velmi důležité pro všechny osoby žijící na naší planetě, ať už se jedná o piloty sportovních či dopravních leteckých prostředků, řidiče pozemních dopravních prostředků, zemědělce, projektanty pozemních a dopravních staveb, nebo třeba jen rekreanty, kteří by chtěli mít na dovolené pěkné počasí.

Vertikální pohyby v atmosféře promíchávají vzduch a zajišťují tak cirkulaci vzduchu v atmosféře. Atmosféra je dělená do vrstev, které mají různý charakter průběhu teplot, složení látek v objemu. Díky vertikálním pohybům tak dochází k transportu látek a energie do atmosféry, jako je například vodní pára, latentní a zjevné teplo a skleníkové plyny.

Vznik a příčiny vertikálních pohybů můžeme dělit do několika skupin a jsou rozdílné v různých částech naší planety. Mají rozdílnou velikost svého působení, jakou jsou třeba velkoměřítkové vertikální pohyby v tlakových útvarech, nebo třeba výstupné proudy na frontách, ale také nemůžeme zanedbat ani lokální vertikální pohyby způsobené orografickými výstupy nebo termickou konvekcí. Všechny tyto atmosférické jevy jsou doprovázeny určitým charakterem vývoje počasí. Některé mají za následek vývoj počasí bez silného větru, bez oblačnosti a relativně teplé počasí v daném ročním období. Jiné ovšem přináší velký úhrn srážek nebo sněžení, silný vítr, hodně oblačnosti a bývají doprovázeny nebezpečnými meteorologickými jevy jako je například krupobití, blesky, silné turbulence a silný nárazový vítr. Tyto nebezpečné atmosférické jevy jsou klíčové

pro piloty všech leteckých prostředků a piloti musí znát rizika spojená s létáním za těchto podmínek.

V neposlední řadě mají vertikální pohyby vliv na sportovní létání pilotů bezmotorových leteckých zařízení a napomáhají k dosažení dlouhých přeletů, překonávání rekordních vzdáleností, nebo udržení se celé hodiny ve vzduchu.

2. Cíle práce a metodika

V této práci je nejprve popsán plynný obal Země, tedy atmosféra. Popis toho, co to vlastně atmosféra je, jaké látky se v atmosféře vyskytují a v jakém procentuálním zastoupení jsou obsaženy. Dále bakalářská práce pokračuje vertikálním rozdělením jednotlivých vrstev a popisem atmosféry podle průběhu teploty. Je zde také popsáno, jak se v těchto vrstvách chovají částice vzduchu za různých podmínek, rozdělení stabilních a instabilních vrstev atmosféry a proč k tomuto atmosférickému jevu dochází. Práce se soustřeďuje i na měření vertikálního zvrstvení atmosféry pomocí meteorologických balónů se sondou. Díky instabilnímu zvrstvení atmosféry dochází k transportu látek mezi těmito vrstvami a dochází ke změnám počasí spojeným především s transportem vodní páry.

Hlavní část práce se věnuje vertikálním pohybům v atmosféře. Jejich vzniku, proč k vertikálním pohybům dochází a jak souvisí se stabilitou atmosféry. Jsou zkoumány mechanismy vzniku orografických, termických a frontálních vertikálních pohybů, jak u zemského povrchu, tak v troposféře. Dále zde najdeme rozdělení podle velikosti měřítka jejich působení a časové jednotky. Rozdělení oblačnosti podle mechanismu vzniku, vývoje a dalšího ovlivnění počasí. Řešena je i problematika vertikálních pohybů, které ohrožují leteckou dopravu. Většinou jsou to silné konvektivní bouře nebo frontální cyklony, které jsou doprovázeny intenzivními srážkami, krupobitím, blesky nebo silným nárazovým větrem.

V poslední části je provedeno zkoumání vertikálních pohybů a jejich vliv na sportovní létání s bezmotorovými leteckými zařízeními. Najdeme tu také popis termických výstupných proudů, díky kterým může pilot překonávat větší vzdálenosti a posouvat svoje hranice ve sportovním létání. Tato část zmiňuje i jak pilot musí uvažovat při létání, jakou taktiku volí pro svůj let, jak pozná místo odtržení termického stoupavého proudu a rozdíl mezi létáním v horách a v rovinách. V této

kapitole je popsáno místo v České republice, které je oblíbené piloty závěsných kluzáků pro termické létání a také průběh výskytu termických proudů v průběhu dne v daném ročním období.

Zdroje používané v rešeršní části bakalářské práce jsou převážně z odborné literatury od českých a zahraničních autorů. Jsou použity i odborné články z internetových zdrojů a publikace v časopisech zaměřené na probírané téma. Jak už jsem zmiňoval, sám létám na padákovém kluzáku, a proto jsem v poslední kapitole této práce využíval své vlastní zkušenosti a poznatky z létání provázané s meteorologickými jevy popisovanými v rešeršní části bakalářské práce. Napomohly mi internetové zdroje s údaji o létání od pilotů, které jsou volně dostupné.

3. Atmosféra Země

Jedná se o převážně plynný obal Země, který sahá do výšky několika tisíc kilometrů nad zemský povrch. Atmosféra ochraňuje Zemi před zářením od Slunce, probíhají v ní meteorologické procesy a má zásadní vliv na život na Zemi. Atmosféra je tvořena směsí plynů, pevných a kapalných částic a vodními parami (Tarbuck, Lutgens, 1987).

Do atmosféry se dostávají nejrůznější látky, ať už činností člověka, nebo přirozenými přírodními procesy, jako je například vulkanická činnost. Složení suché a čisté atmosféry je ponejvíce z dvouatomárních plynů. Největší složku objemu tvoří dusík 78,084 %, poté 20,946 % kyslík. Zbytek je tvořen převážně z argonu 0,934 % a oxidu uhličitého 0,033 %. Dále jsou zastoupeny vzácné plyny v tisícinách procenta (Dvořák, 2012). Zastoupení těchto plynů vyjádřené v procentech objemu odpovídá koncentraci blízko u povrchu země. Relativní zastoupení se ovšem přibližně do výšky 100 km nad zemský povrch nemění (Warneck, 2000).

Další součástí atmosféry je vodní pára. V porovnání s dalšími plyny obsaženými v atmosféře se vodní pára vyskytuje nejčastěji jen do 10 km nad zemským povrchem. Voda se vyskytuje v atmosféře ve všech třech skupenstvích, plynném, kapalném a pevném. Voda se do atmosféry dostává výparem z vodní hladiny, sublimací z povrchu ledu, sněhové pokrývky, evapotranspirací (Horák, Krupka, 1976).

Vodní pára v atmosféře se šíří difúzí, díky které dochází k neustálému pohybu a promíchávání. Do výšky 8 – 10 km tvoří voda v atmosféře 0,3 – 0,4 % celkové hmotnosti vzduchu a z 95 % se vyskytuje ve formě plynného skupenství (Klabzuba, Kožnarová, 2004).

3.1 Vertikální dělení

Atmosféra se vertikálně dělí několika způsoby a to například podle chemického složení, koncentrace atmosférických iontů, nebo vzhledem k interakci atmosféry Země se zemským povrchem ([11]). Rozdělení pro moji práci bude nejvhodnější dle teplotního průběhu s výškou.

Jako první máme troposféru. Je to vrstva, ve které probíhá nejvíce jevů počasí a je nejvíce ovlivněna člověkem. Její průměrná výška je 11 km nad úrovní moře. Pokud bychom se pohybovali na úrovni pólů, její výška by byla menší, okolo 8 km nad mořem. A naopak nad rovníkem je její výška největší a pohybuje se okolo 17 – 18 km (Braniš, Hůnová, 2009). V troposféře je jednou z největších charakteristik pokles teploty s rostoucí výškou. Průměrně se teplota snižuje o 0,65 °C s každými 100 m výšky. Touto hodnotou se nemůžeme řídit vždycky, na celém povrchu Země nikdy nemáme stejné teploty a s měnící se zeměpisnou polohou se mění také teploty. Ovšem na horní hranici troposféry se teploty liší průměrně do 10 °C v závislosti na poloze nad zemským povrchem (Chromov, 1968). Vzhledem k tomu, že je spodní část troposféry ovlivňována zemským povrchem, dělí se ještě na 3 části. Nejnižší k zemskému povrchu se rozkládá vrstva přízemní, která má výšku pouze několik desítek metrů. Přízemní vrstva mění svoji podobu v průběhu dne a je nejvíce ovlivněna dynamikou a termodynamikou zemského povrchu. Nad ní se nachází mezní vrstva, která má výšku 1 – 2 km, v některých publikacích se o ní může hovořit jako o vrstvě třetí. Nejvýše z těchto tří vrstev se nachází volná atmosféra, která na rozdíl od předešlých dvou vrstev není ovlivněná třením o zemský povrch (Dvořák, 2012).

Další vrstva, která se nalézá nad troposférou, je stratosféra. Mezi těmito vrstvami je poměrně tenká přechodová vrstva, její tloušťka se mění s umístěním nad zemským povrchem, pohybuje se mezi stovkami metrů až 2 km. Nazýváme ji tropopauza. Je charakteristická tím, že zastavuje klesání teploty z troposféry a s nabývajícím výškou zůstává teplota vzduchu konstantní. Takový jev nazýváme izotermií. Na rozdíl od troposféry se s narůstající výškou v oblasti stratosféry vzduch

otepluje. Na horní hranici stratosféry nabývá hodnot většinou od 10 do 30 °C. Růst teploty se nejvíce projevuje ve výšce od 25 do 50 km nad zemským povrchem. Teplota v této vrstvě roste kvůli obsahu ozónu, který v interakci se slunečním zářením otepluje okolní prostředí (Dvořák, 2012). Ve stratosféře se můžou vyskytovat perleťová oblaky, která jsou vidět pouze v noci. Vyskytují se ve výškách 10 – 25 km a jsou vidět díky slunci, které už zapadlo za obzor a nasvítí oblaky zespod ([9]).

Nad horní hranicí stratosféry je mezosféra, přibližně mezi 50 – 85 km výšky. Teplota v této vrstvě je od 0 °C až po -95 °C. I v této vrstvě můžeme za ideálních podmínek pozorovat oblačnost. Tato oblačnost se nazývá stříbřitá a vzniká desublimací vodní páry na jádrech sopečného či meteoritického prachu. U horní hranice se nachází mezopauza (Vysoudil, 2013).

Nad mezopauzou je vrstva, která se nazývá termosféra. Je to nejvyšší vrstva s danou hranicí, která je 800 až 1000 km. Rapidně se zde navyšuje teplota a to až na 1000 °C v nejvyšší oblasti termosféry. Teplota se zde nedá měřit normálními teploměry vzhledem k malé hustotě atmosféry. Teplota je způsobena vysokou vnitřní energií plynu, kterou formuluje kinetická teorie plynů (Dvořák, 2012).

Poslední vrstva se nazývá exosféra a můžeme se setkat také s označením sféra rozptylu. Její horní hranice se nedá vyjádřit, ale byla zjištěna i v 20 000 km. Atomy se zde pohybují vysokými rychlostmi a může se stát, že opustí atmosféru a uniknou do volného prostoru vesmíru. Aby to bylo možné, musí atomy dosáhnout rychlosti minimálně 11,2 km.s⁻¹ a musí putovat po hyperbolické dráze (Dvořák, 2012).

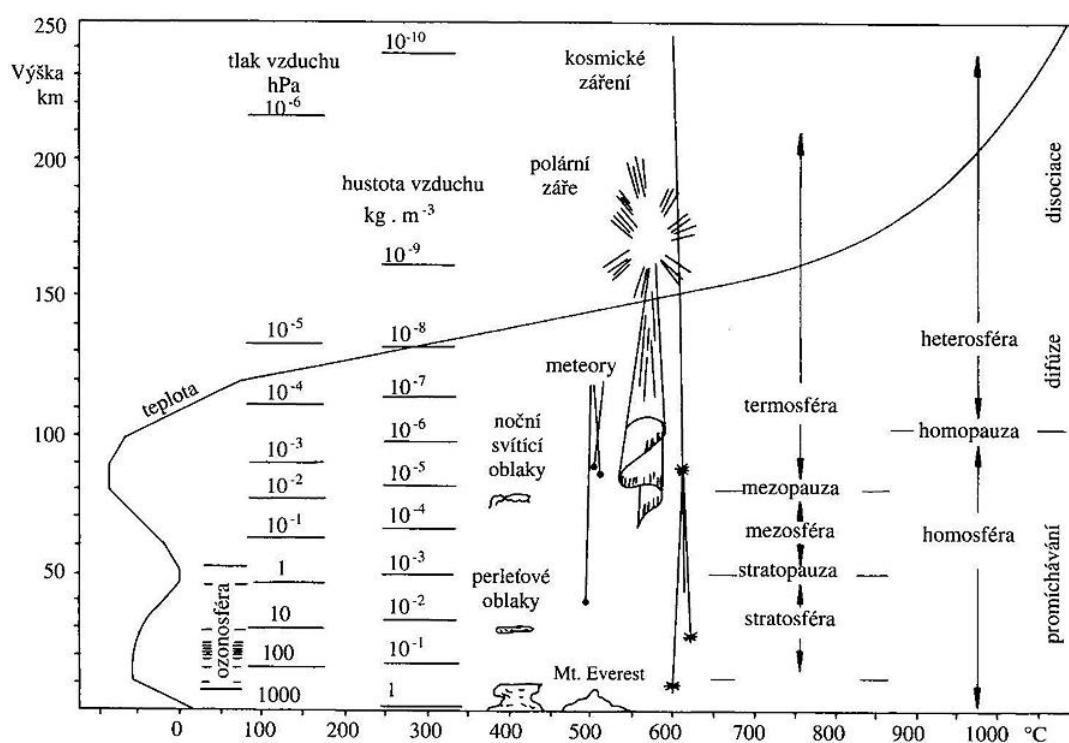
Po poslední vrstvě atmosféry Země se nachází meziplanetární prostor. Hranice mezi těmito dvěma prostory se nedá přesně určit, je totiž závislá na sluneční aktivitě a díky sluneční aktivitě podléhá neustálým změnám. Rozdíl mezi exosférou a meziplanetárním prostorem je v hustotě částic, která je v meziplanetárním prostoru přibližně 5 částic na cm³. Hustota těchto částic je dále ovlivněna dalšími faktory, například magnetickými poli ([16]).

„Kosmonauti popisují, že viditelná část atmosféry se z oběžné dráhy jeví jako překvapivě tenká slupka okolo zemského glóbu,“ popisuje Dvořák (2012) ve své knize. Takže i když naše atmosféra sahá až do výšky 20 000 km nad zemský

povrch, tak se za hranici atmosféry občas pokládá výška 80 – 100 km nad zemským povrchem, kde je konzistence vzduchu taková, že v ní začíná docházet k rozptylu slunečního záření.

Tato relativně tenká vrstva kolem naší planety je tedy viditelná jen díky rozptylu slunečního záření. Rozptyl můžeme dělit na dva základní typy, jejichž projevy jsou pro naše oko viditelné. První typ je rozptyl na molekulách vzduchu nazývaný molekulární rozptyl a druhý je na větších částicích přítomných v atmosféře, jako jsou například vodní kapky, ledové krystalky a různé prachové částice (Plášek, 2011).

Hlavně díky molekulárnímu rozptylu můžeme pozorovat nebe modré barvy, rozptýlené sluneční záření je totiž tvořeno nejvíce z krátkých vlnových délek, které jsou viditelné v barevném spektru fialové a modré (Bednář, 1989).



Obrázek 1: Vertikální dělení atmosféry (zdroj: Bednář, 2007)

3.2 Stabilita

Když mluvíme o vertikální stabilitě atmosféry, mluvíme o stavu atmosféry, kdy dochází k útlumu poruch vzniklých vychýlením vzduchové částice vertikálním směrem. V některých případech používáme označení statická stabilita atmosféry, protože se vyhodnocují data z prostředí v hydrostatické rovnováze. Útlum

je charakterizován teplotním gradientem menším než suchoadiabatický teplotní gradient v případě vzduchu nenasyceného. V případě nasyceného vzduchu je charakterizován teplotním gradientem menším než nasyceně adiabatický teplotní gradient. V druhém případě mluvíme o absolutní stabilitě atmosféry. Stabilitu atmosféry zpravidla určujeme pomocí rozboru výsledků aerologických měření na termodynamickém diagramu (Kurz, 1998). Při teplotním zvrstvení, kdy teplota vzduchu roste již v troposféře, mluvíme o inverzních vrstvách, které brzdí výstupné konvekční proudy. Stabilita atmosféry Země se měří aerologickým měřením, sondami nebo letadly (Holton, 1979).

Jedna z nejlepších metod na zjištění stabilních podmínek atmosféry je metoda částice. Metoda vychází z porovnávání hodnot, v našem případě jsou vstupními hodnotami hodnoty adiabatického teplotního gradientu a vertikálního teplotního gradientu v určité hladině, či celé vrstvě atmosféry. Je předpokládána adiabatická změna teploty při vertikálním pohybu vzduchové částice. Tlak působící v částici se okamžitě mění a přizpůsobuje okolnímu tlaku vzduchové hmoty, která musí být v hydrostatické rovnováze ([7]).

Vzduchová částice je v podstatě modelový objem vzduchu. Musí splňovat dvě podmínky. U první vyžadujeme dostatečnou velikost, aby se dala popsat hodnotami makroskopických proměnných. V druhém případě musí splňovat podmínku opačného významu, musí být natolik malá, aby při svém pohybu nenarušovala okolní prostředí a nevyvolávala tak kompenzační pohyby okolních částic ([7]).

3.2.1 Instabilní zvrstvení

Jde o stav atmosféry Země, který podporuje vznik výstupných konvekčních proudů vzduchu. Jedná se o to, že libovolně malé poruchy vertikálních pohybů rostou samovolně z energie vnitřního systému (Prošek, Rein, 1982). Vertikální instabilita atmosféry vytváří podmínky pro mísení vzduchu v atmosféře vertikálním směrem, způsobuje transport tepla, vodní páry a různých příměsí. K příčinám vertikální instability vzduchu v atmosféře obecně patří vertikálně nerovnoměrná advekce hustoty vzduchu ve vzduchové hmotě. Ve dnech, kdy je atmosféra instabilní, většinou bývá riziko konvektivních bouří vyvolaných konvekčním prouděním (Emanuel, 1994).

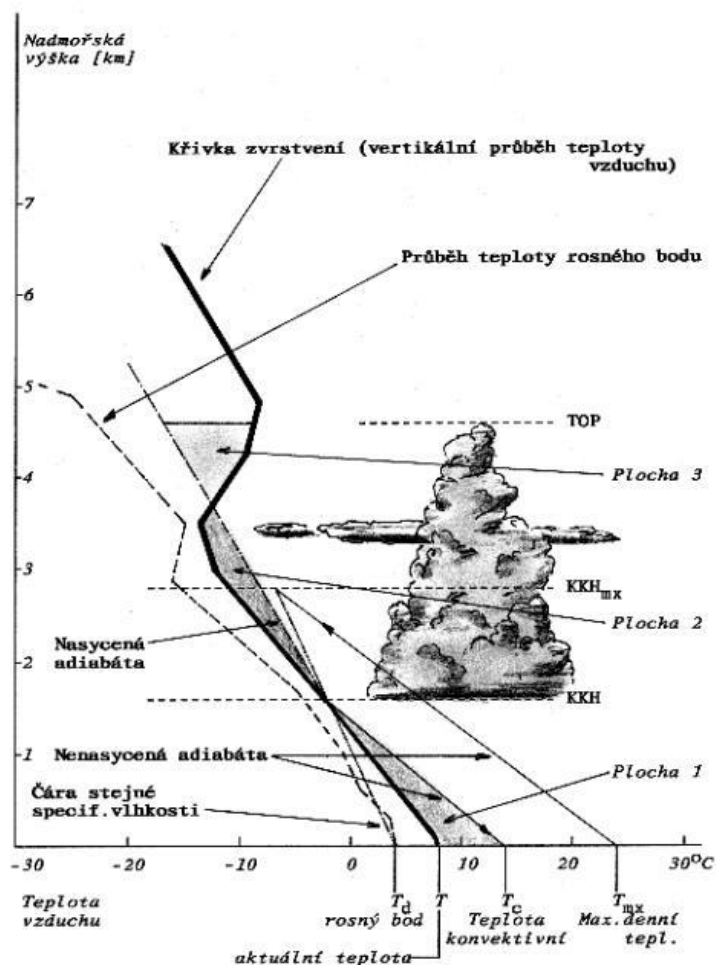
3.2.2 Podmíněná instabilita

Jedná se o stav atmosféry, kde platí, že hodnota vertikálního teplotního gradientu v dané vrstvě atmosféry leží mezi hodnotami suchoadiabatického a nasyceně adiabatického teplotního gradientu. Dochází tedy k tomu, že vrstva atmosféry je stabilní vůči suchému vzduchu, ale instabilní vůči vzduchu nasycenému. Nasycený vzduch, který při stoupání dosáhne hladiny volné konvekce, začne svůj pohyb ještě zrychlovat (Toni, 2013).

3.2.3 Absolutní stabilita

Jedná se o stav atmosféry, který platí pro suchý, nenasycený i nasycený vzduch, kdy vertikální teplotní gradient v určité vrstvě atmosféry je menší než nasyceně adiabatický teplotní gradient. Situace by mohla připomínat teplotní inverzi nebo izotermii. Stoupavé proudy v ní budou tedy probíhat pouze v případě, bude-li výstup nucený ([13]).

K absolutní stabilitě vzduchu většinou dochází v oblastech vysokého tlaku, za působení subsidence vzduchové hmoty. Díky sestupu vzduchu se stlačený vzduch zahřívá a vytváří teplotní inverzi. V případě, že dojde ke konvekčnímu stoupavému proudu vzduchu, je jeho rychlost vzestupu pomalá a velmi rychle se teplota konvekčního proudu vyrovná teplotě okolního vzduchu a zpomalí tak vzestup vzduchu, nebo úplně zastaví (Goldsmith a kol., 2018).



Obrázek 2: Příklad vertikálního zvrstvení (zdroj: http://pocasi.astronomie.cz/aerologicky_vystup2.htm)

3.2.4 Aerologická měření

Pro zjištění aktuálního vertikálního zvrstvení atmosféry, průběhu teploty, vlhkosti, směru a rychlosti větru slouží aerologická měření. Měření probíhá vypuštěním meteorologického balónu se sondou (viz obrázek 3). V České republice se každý den provádí tři měření (00:00; 06:00; 12:00 hodin UTC) v Praze na Libuši a dvě měření (00:00; 12:00 hodin UTC) v Prostějově z aerologické stanice, která spadá pod Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad. Naměřená data průběhu teploty, teplota rosného bodu, suchá a nasycená adiabata, výstupná a konvekční kondenzační hladina, index stability, konvekční teplota, směr a rychlost větru jsou volně přístupná na stránkách Českého hydrometeorologického ústavu (viz http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/ptu_grafy.html).

Balónová sonda měří do výšky 30 – 35 km a cesta do vyšších pater atmosféry trvá kolem 90 minut. Při selhání sondy, kdy balón praskne dřív, než by měl,

se vypouští další sonda. Vypouštěné sondy mají konstrukci balónu z latexu, který je napuštěný vodíkem, a měřicí zařízení připevněné na provázek, který se po vypuštění balónu začne odvíjet až do délky 50 m. Samotná sonda je z plastu, zařízená malou elektronikou, čidly, anténou a baterií. Sonda je zavěšena na malý padáček, který je zabalený ve velkém balónu a nafoukne se po prasknutí latexového balónu. Sonda vysílá každou vteřinou naměřené údaje na základnu, kde byl balón vypuštěný a pomocí GPS (GPS – Global Positioning System) signálu se dopočítávají hodnoty rychlosti a směru větru ([8]).



Obrázek 3: Aerologický balón se sondou (zdroj: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/meteorologicke-balony-sondy-4.2.2020/>)

3.3 Transport látek

Atmosféra je velmi prostorově objemná vzduchová hmota, ve které se mohou částice pohybovat jak horizontálně, tak vertikálně. Transport látek je většinou způsoben mechanicky. Látky v atmosféře, o kterých se hovoří v souvislosti s transportem, můžeme rozdělit na stálé a nestálé. Za stálé považujeme hlavně plyny jako například kyslík nebo dusík. Za nestálé považujeme látky, které se do prostoru atmosféry dostaly například přičiněním člověka nebo vulkanickou činností. Tyto objekty zpravidla nezůstávají v atmosféře dlouhou dobu.

Jak popsal ve svých skriptech Vysoudil (2013): „*Základní vlastností zemské atmosféry je její neustálý pohyb a přemísťování různě velkých objemů vzduchu. Při tom dochází k přenosu hmotných částic a transportu tepelné energie. Charakter přesunu vzduchu je zásadně určován prostorovými rozdíly tlakového pole, které má atmosféra snahu vyrovnávat. Konkrétním projevem této snahy je proudění vzduchu.*“

Pro to, abychom mohli dynamiku pohybu hmoty a látkovou bilanci atmosféry co nejlépe popsat, musíme atmosféru brát jako rezervoár (zásobník), do kterého vstupují různé chemické látky, pevné částice, nebo v něm přímo vznikají. Jinými mechanismy poté opět vystupují z atmosféry. O těchto procesech můžeme také hovořit jako o zdrojích a propadech (Braniš, Hůnová, 2009).

Prostor, ve kterém dochází k transportu látek, nazývaný rezervoár, můžeme definovat hranicemi, které jsou tvořeny buďto reálnými, jasně danými fyzikálně určenými plochami, nebo je můžeme zvolit virtuálně. Virtuální plochy jsou idealizované a většinou i nedobře definovatelné plochy. U takto stanoveného rezervoáru se hodnotí jeho velikost, to je většinou jeho celkový objem, anebo jeho celková hmotnost obsahu. Můžeme jej charakterizovat i podle jeho složení. U plynné části se tak nejčastěji provádí v procentech (%). Při výskytu stopových prvků se udává koncentrace v mg/m^3 nebo ng/m^3 , a to za předpokladu dodržení standardních podmínek, tj. teploty 273 K (0 °C) a tlaku 1013,25 hPa. Pro vyjádření nízkých koncentrací se mezinárodně používají bezrozměrné jednotky ppm (10^{-6}), ppb (10^{-9}) a ppt (10^{-12}). Tyto jednotky jsou vyjádřením poměru objemu jednotlivé plynné složky k celkovému objemu plynné směsi. Jestliže transport látek překročí hranice, které byly pro zkoumané území stanoveny, mluvíme tak o látkovém toku. Jeho množství je možné určit buďto absolutně, což znamená určit jeho celkové množství za jednotku času ($\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$), nebo vyjádříme jako celkový hmotnostní tok látky za jednotku času a procházející určitou plochou ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). Tato jednotka se často používá pro delší časové úseky jako je například měsíc, rok. Další důležitou charakteristikou, kterou zkoumáme, je průměrná doba setrvání látky v atmosféře (Braniš, Hůnová, 2009).

3.3.1 Transport vodní páry

Jeden ze základních procesů transportu látek v atmosféře je výpar a transpirace. Dochází při něm k uvolňování vody výparem z vodní hladiny,

z povrchu půdy nebo povrchu rostlinného krytu. Nebo můžeme vodní páru do atmosféry dostat pomocí transpirace rostlin (Kemel, 1996).

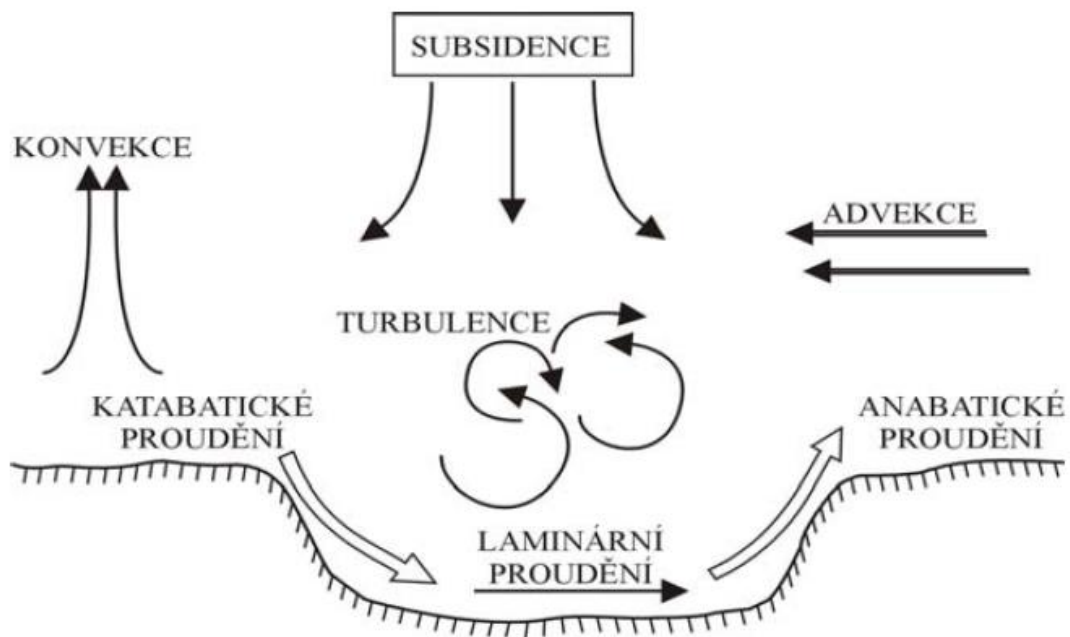
Při transportu vodní páry dochází k ochlazení objemu vzduchu, po výstupu do určité hladiny začnou vodní páry kondenzovat. Tato hladina se nazývá kondenzační a je proměnlivá v čase. Po zkondenzování je vodní pára v atmosféře viditelná ve formě oblačnosti. Vodní pára v atmosféře je jeden z nejdůležitějších skleníkových plynů a hlavní médium pro transport latentního tepla ([14]).

3.3.2 Transport látek a energie

V zemské atmosféře dochází k vertikálnímu transportu látek, které mohou být jak přírodního původu, tak odpadem činností lidské populace na zemi. Můžeme je dělit na plynné a pevné. V atmosféře látky setrvávají podle toho, jaké mají fyzikální vlastnosti a dle aktuálních vlastností atmosféry. Transport látky tedy vyplývá z interakce mezi látkou a prostředím, ve kterém se vyskytuje.

4. Příčiny a vznik vertikálních pohybů v atmosféře

Objemy vzduchu se stále promíchávají jak horizontálně, tak vertikálně. Může za to nerovnoměrné ohřívání zemského povrchu, rozdílné tlakové oblasti, gravitace a rotace zeměkoule. Vertikální pohyby obecně dělíme na dynamicky vynucené, konvekční a turbulentní. Dynamicky vynucené jsou podmíněné dynamikou zemské atmosféry, jedná se tak o velkorozměrové výstupné nebo sestupné pohyby vzduchu v tlakových útvech, výkluzy na atmosférických frontách, anebo o orografické výstupné a padavé proudy. Konvekční vertikální pohyby jsou podmíněné termodynamicky a na částice pohybující se v atmosféře působí vztlak. Turbulence jsou chaotické neuspořádané vířivé pohyby.



Obrázek 4: Vertikální a horizontální pohyby – mechanismy (zdroj: Vysoudil, 2013)

4.1 Konvekce

Za atmosférickou konvekci označujeme v meteorologii proces, při němž se vyvíjejí horizontálně omezené výstupné a kompenzační sestupné proudy vzduchu (Meteorologický slovník, 1993).

Konvekční pohyby jsou závislé na vertikálním rozložení hustoty vzduchu v atmosféře, která za určitých podmínek podporuje pohyb vzduchových částic ze spodních vrstev atmosféry směrem vzhůru. Sestupné proudy pak jsou většinou nazývány jako kompenzační a v některých případech mohou i zesílit, například v souvislosti s vypadáváním srážek. Jedná se o velmi důležitý proces, při němž se transportuje teplo a vlhkost v troposféře. Výstupné konvekční proudy jsou zapříčiněny vztlakovou silou, která působí na objemy vzduchu různých hustot. Jiné hustoty vzduchu nastávají se změnou teploty, která je zapříčiněna nerovnoměrným prohříváním terénu (Řezáčová a kol., 2007).

Tento ohřátý vzduch stoupá nahoru až do chvíle, kdy se jeho teplota vyrovná s okolním vzduchem. Rychlost výstupných proudů se pohybuje v řádu jednotek až desítek metrů za sekundu. Po vyrovnání teplot začne být výstupný proud brzděn třením o okolní vzduch. Pokud nastane situace, že částice stoupavého proudu bude chladnější než okolní vzduch, začne ji také brzdít vztlaková síla působící směrem dolů (Dvořák, 2012).

Takové stoupavé proudy se většinou charakterizují jako prstencovité uzavřené útvary o poloměru od 100 m do 10 km (Vysoudil, 2013).

4.2 Dynamicky podmíněné vertikální pohyby

4.2.1 Velkoměřítkové v tlakových útvarech

K dynamicky podmíněným vertikálním pohybům v atmosféře patří pohyby spojené s tlakovými útvary. Jsou součástí cirkulace atmosféry a ve středních zeměpisných šířkách obou polokoulí mají velký vliv na vývoj počasí a podnebí na velkých územích (Klabzuba, 2000).

Cyklony a anticyklony si můžeme představit jako velkoprostorové víry, které se otáčejí kolem své svislé osy. Vyznačují se prouděním vzduchu jak horizontálně, tak vertikálně. Mají svoji charakteristickou dynamiku, v průběhu svého života se vyvíjejí a pohybují. Tlakové útvary mohou mít svoji pravidelnost, kterou rozdělujeme na sezónní a permanentní. Mezi permanentní se řadí například pás nízkého tlaku podél rovníku nebo anticyklony v oblasti azorských a havajských ostrovů (Klabzuba, 2000).

Vertikální pohyby v tlakových útvarech jsou povětšinou uspořádané rychlosti o řádové velikosti 10^{-2} m.s⁻¹ a představují „spojovací článek“ mezi přízemní horizontální konvergencí a horizontální divergencí ve vyšších hladinách v oblastech nízkého tlaku vzduchu, nebo naopak v oblastech vysokého tlaku vzduchu je to spojnice mezi přízemní horizontální divergencí a horizontální konvergencí ve výšce. Vznikají vlivem ageostrofických složek větru a mají velký vliv na vývoj počasí, neboť se zdržují nad velkým územím několik dnů (Pechala, Bednář, 1991).

4.2.1.1 Anticyklona a subsidence

Anticyklona je definována tak, když je alespoň jedna izobara uzavřená a kolem ní se vyskytuje oblast nižšího tlaku. V mimotropické cirkulaci má neodmyslitelnou souvislost s cyklonami. V přízemních hladinách kolem středu anticyklony je proudění vzduchu odstředivé a na severní polokouli pravotočivé. Horizontálně bývá velmi rozsáhlá a to až tisíce kilometrů, s malými horizontálními gradienty a hodnotou tlaku v místě maxima (středu anticyklony) obvykle 1020 až 1040 hPa (Malone, 1951).

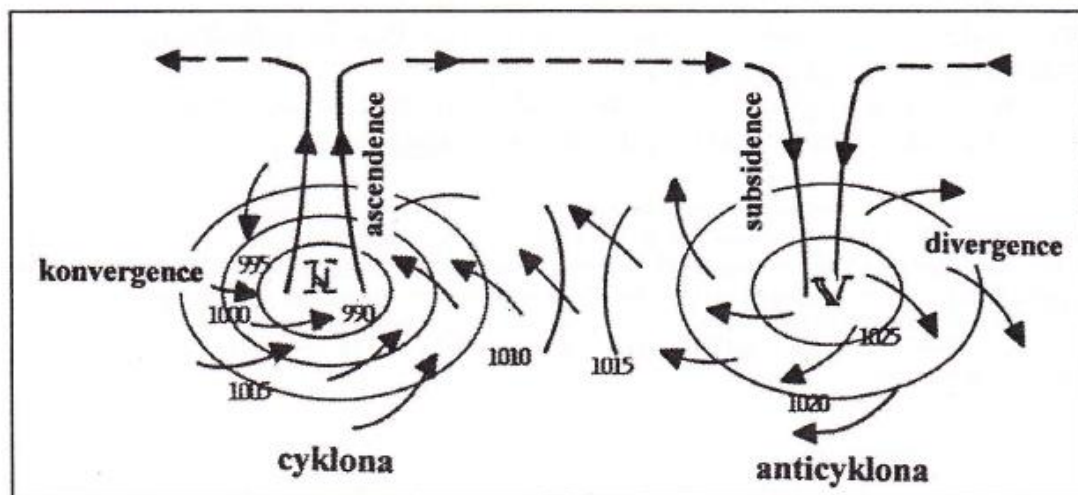
Subsidence je pomalý pohyb směrem dolů ve vzduchové hmotě za anticyklonálních podmínek. Má velký vliv na vývoj počasí, protože způsobuje výrazné adiabatické oteplování vzduchu, rozpouští vzniklou oblačnost a razantním způsobem brzdí vývoj konvekce (Vysoudil, 2013).

Nejčastěji se vyskytuje v oblasti tlakových výší, nebo i v zesilujících hřebenech vysokého tlaku vzduchu. Vzniká z dynamických příčin anticyklogeneze. Díky subsidenci dochází k výškové inverzi teploty vzduchu, které jsou zásadní pro počasí v anticyklonách. Inverze vede k další stabilizaci vzduchové hmoty, která už je velmi stabilní. Díky inverzi dochází k zhoršení rozptylových podmínek (Klabzuba, 2000).

4.2.1.2 Cyklona a ascendance

Cyklona je definovaná tak, že je alespoň jedna izobara uzavřená a kolem ní se vyskytuje oblast vyššího tlaku vzduchu. V přízemních hladinách je proudění vzduchu dostředivé levotočivé, platí pro severní polokouli. Konvergentní dostředivé proudění má za následek výstupné proudění v centrálních částech cyklony. Horizontální rozměry cyklony bývají často v řádech tisíců kilometrů a ve středu cyklony nabývá tlak hodnot většinou od 1000 do 980 hPa (Shaw, 1919).

Ascendance se vyskytuje uprostřed tlakových níží, směr proudění vzduchu je vzhůru a vystupuje až do horních vrstev troposféry. Po vystoupení do horních vrstev se roztéká do všech stran. V průběhu výstupu vzduchu dochází k zhoršení počasí, většinou k rychlé kondenzaci vodních par a tak k tvorbě oblačnosti a srážek (Kemel, 1996). I když se ve srovnání s konvekcí jedná o malé rychlosti výstupných pohybů, zasahují velkou oblast a trvají nad ní i několik dní, proto mají na počasí velký vliv.



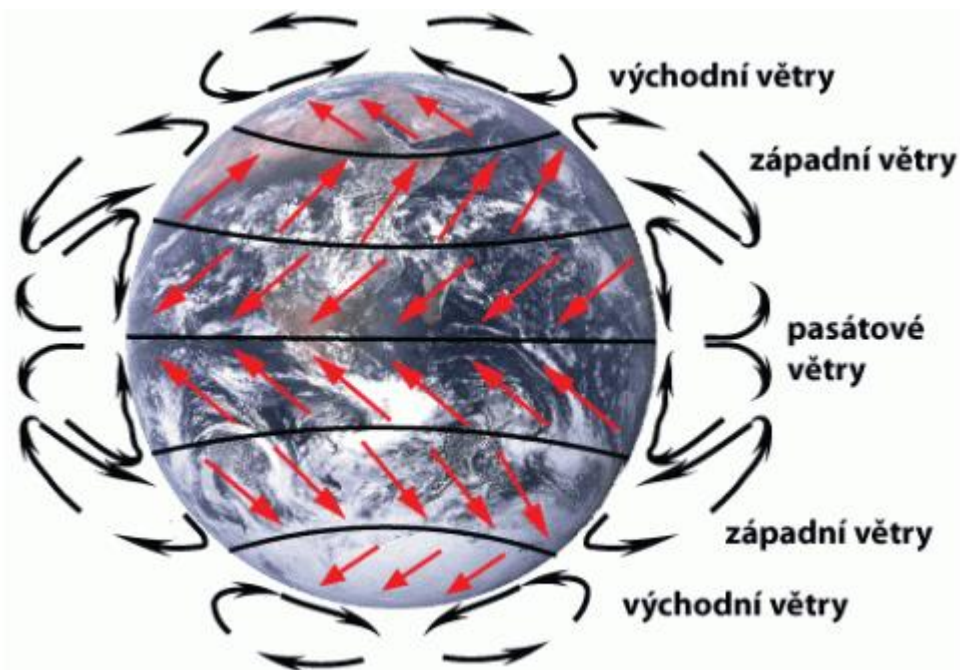
Obrázek 5: Schématické proudění v tlakové níži a výši (zdroj: Klabzuba, 2000)

4.2.2 Pasáty, antipasáty a monzuny

Tyto větry patří k všeobecné planetární cirkulaci vzduchu na Zemi. K největšímu ohřátí vzduchu dochází na rovníku, odkud ohřátý vzduch proudí do vyšších vrstev atmosféry. Dochází při tom i k poklesu tlaku. Ve vyšších vrstvách atmosféry poté proudí na severní polokouli k severu (na jižní polokouli je tomu naopak). Na pólech je tlak vyšší a vzduch proto klesá do nižších vrstev atmosféry a v přízemní vrstvě atmosféry se vrací opět k rovníku. Za podmínek, kdy by se Země neotáčela kolem osy, měla stejnorodý a rovný povrch, pak by proudění vzduchu bylo jednoduché a na severní polokouli by vanul při zemi jen severní vítr a ve vyšších vrstvách atmosféry jen jižní (na jižní polokouli by tomu bylo naopak). Naše Země tyto idealizované podmínky nemá a Coriolisova síla vychyluje proudění na severní polokouli vpravo. Ideální cirkulace vzduchu se rozpadá do menších úzce provázaných systémů (Belinskiĭ, 1961).

V rovníkové oblasti se vzduch ohřívá, stoupá do vyšších vrstev atmosféry a rozlévá se na obě polokoule. V oblastech kolem třicátých rovnoběžek začne opět klesat. Vytváří tak pás subtropického vysokého tlaku vzduchu, ve kterém leží většina velkých světových pouští. Z této oblasti vanou celoročně pasáty, které mají východní směr a míří zpět k rovníkové brázdě nízkého tlaku vzduchu. Nad nimi vanou větry opačného směru, které se nazývají antipasáty. Pasáty vanou rychlostí typicky 6 až 12 m.s⁻¹ a nejvíce dominantní jsou nad oceány, kde mají velký vliv na mořské proudy. Pasáty na jižní polokouli jsou silnější a kompaktnější, na obou polokoulích mění svoji polohu v závislosti na ročním období (Belinskiĭ, 1961).

Antipasáty, které tedy vanou obráceně než pasáty a vyskytují se ve vyšších vrstvách troposféry nad pasáty, zasahují od rovníku až do subtropických šířek. Kolem rovníku mají největší vertikální rozsah a občas zasahují až do 10 km nad zemský povrch, poté v subtropice začínají klesat (Brunt, 1934).



Obrázek 6: Proudění vzduchu (zdroj:

<https://edu.techmania.cz/cs/encyklopedie/fyzika/meteorologie/vseobecna-planetarni-cirkulace-vzduchu>)

Mezi mořem a pevninou se v některých zeměpisných šířkách rozvíjí monzunová cirkulace, která je zapříčiněná nerovnoměrným ohřevem moří a souší. Její průběh je závislý na ročním období. Monzuny jsou větry, které vanou převážně jedním směrem a při změně ročního období se jejich směr obrací. Monzuny můžeme rozlišovat podle geografického hlediska na tropické a mimotropické, nebo podle časového období na letní a zimní (Brunt, 1934).

Letní monzuny tak vanou v přízemní vrstvě z moře nebo oceánu na pevninu, interval jejich přetrvávání je určen obdobím dešťů. Vznik letních monzunových větrů je podmíněn nižším tlakem vzduchu, který se vyskytuje nad pevninou. V oblastech, kde se vyskytují tyto monzunové větry, je převážná část ročních srážek zapříčiněná právě díky monzunu. Jedny z nejsilnějších monzunů se vyskytují na indickém subkontinentu a součástí jsou intenzivní deště, které ještě zesilují na návětrných

stranách hor. Začátek období letních monzunů zde bývá začátkem června (Brunt, 1928).

Zimní monzuny vanou z pevniny na moře, což je podmíněné vysokým tlakem vzduchu nad studenější pevninou v zimě. Zimní monzuny jsou příčinou období sucha v oblastech monzunových větrů ([15]).

4.2.3 Velkoměřítkové pohyby na frontách

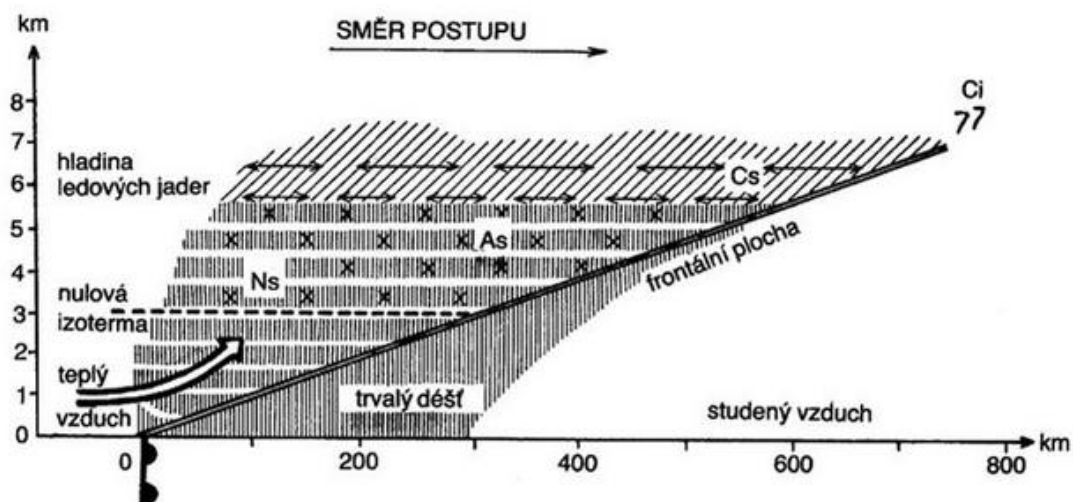
Pod pojmem atmosférická fronta si můžeme představit styk dvou různých vzduchových hmot o různých vlastnostech. Jedná se o tenkou přechodovou vrstvu, která se vyznačuje velkými změnami jak v horizontálním, tak ve vertikálním směru. Změny jsou znatelné hlavně v teplotě, vlhkosti vzduchu, může se projevit silný a nárazový vítr. Kdybychom takovou frontu rozřízli a řez vedli kolmo na čáru fronty, uvidíme, že frontální zóna tvoří nakloněnou úzkou vrstvu o tloušťce jen několik desítek až stovek metrů. Pro zjednodušení zobrazení a výpočtu se velmi často používá jen úzká linie rozdělující dvě odlišné vzduchové hmoty, čára fronty je pak dána průsečíkem této linie s povrchem země. Délka čáry fronty je závislá na velikosti a síle fronty a postupem času se mění. Jedná se ovšem o stovky až tisíce kilometrů ([2]).

Díky velkému sklonu frontálních ploch, který se pohybuje v rozmezí $10' - 1^\circ$, se povětrnostní jevy typu oblačnost, vítr a srážky objevují několik stovek kilometrů před i za čárou fronty, přičemž dochází k vertikálním pohybům spojeným se vznikem oblačnosti. Největší rozsah těchto vertikálních pohybů bývá na čáře fronty. Atmosférické fronty se stále vytvářejí a zanikají. Existuje několik typů atmosférických front a dělí se především podle charakteru vzduchových hmot, které na sebe působí. Záleží na tom, jestli je vytlačována teplá vzduchová hmota, nebo se teplá vzduchová hmota nasouvá nad studenou vzduchovou hmotu. Proto je dělíme na teplé, studené a v případě spojení teplé a studené vzniká fronta okluzní (Soukupová, 2011).

4.2.3.1 Teplá fronta

Jedná se o frontu, která má rozhraní mezi ustupujícím studeným vzduchem a teplým, který se na ní nasouvá zpoza frontální čáry. Tvar teplé fronty si můžeme představit jako klín. Studený vzduch má větší hustotu, proto leží na zemi, teplý vzduch po něm klouže pod úhlem nahoru, dostává se do oblastí s menším

atmosférickým tlakem a ochlazuje se. Dochází zde ke kondenzaci nebo sublimaci vodní páry a tvorbě oblaku, většinou převážně vrstevnatého charakteru. Na obloze bývá před příchodem fronty jasno a ve velké výšce můžeme pozorovat oblačnost typu Ci (Cirrus), která se projevuje stovky kilometrů před čarou fronty. Po oblačnosti Ci se začíná nasouvat vysoká celistvá oblačnost As (Altostratus). Velmi často s také na obloze objevují Ac (Altostratus), které mohou mít tvar vln. Vzdálenost srážek před čarou teplé fronty se liší podle síly a velikosti fronty, ale většinou to bývá kolem 500 km. Jsou to srážky trvalého charakteru a padají nad rozsáhlým územím, zejména z oblačnosti Ns (Nimbostratus). Čím více se blížíme k čáře fronty, tím jsou srážky vydatnější a mnohdy vypadávají z více vrstev oblačnosti. Teplá fronta se na mapě vyznačuje červenou barvou s půlkruhy. Směr postupu fronty souhlasí se zakreslením symbolů (Dvořák, 2012).



Obrázek 7: Vertikální řez teplou frontou (zdroj:

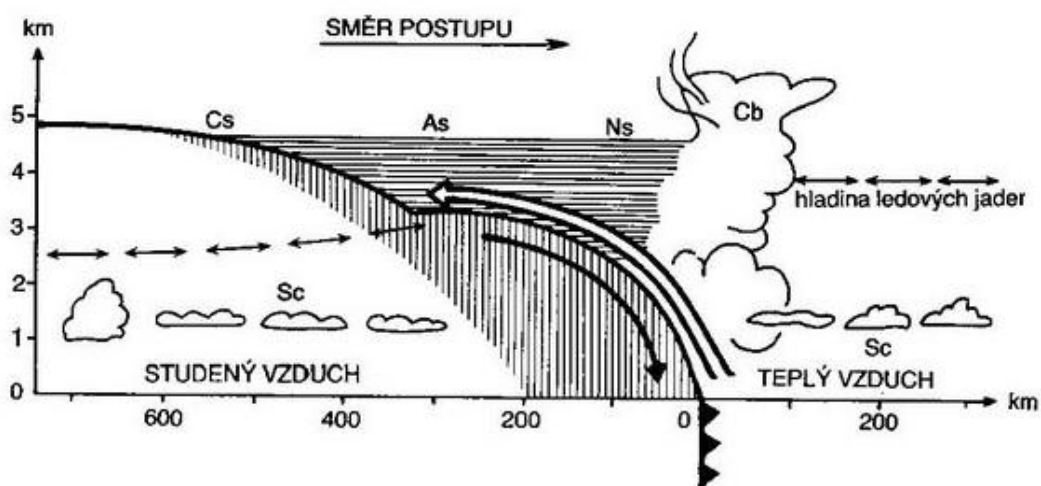
https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pdf/ps14/fyz_geogr/web/pages/04-cirkulace.html)

4.2.3.2 Studená fronta

V případě studené fronty mluvíme o chladné vzduchové hmotě, která se nasouvá pod teplejší vzduchovou hmotu. Tento teplejší vzduch je nucen stoupat vzhůru. Blížící se studená fronta má viditelné projevy typu kupovité oblačnosti s přeháňkami, v letních měsících se často setkáváme i s konvektivními bouřemi. Je to dáno mohutností a rychlostí výstupných proudů, které jsou u studené fronty mnohem rychlejší než u fronty teplé. Studenou frontu dělíme na dva typy a to z hlediska rychlosti postupu a s tím spojených dalších atmosférických jevů. Studená fronta se na mapě vyznačuje modrou barvou

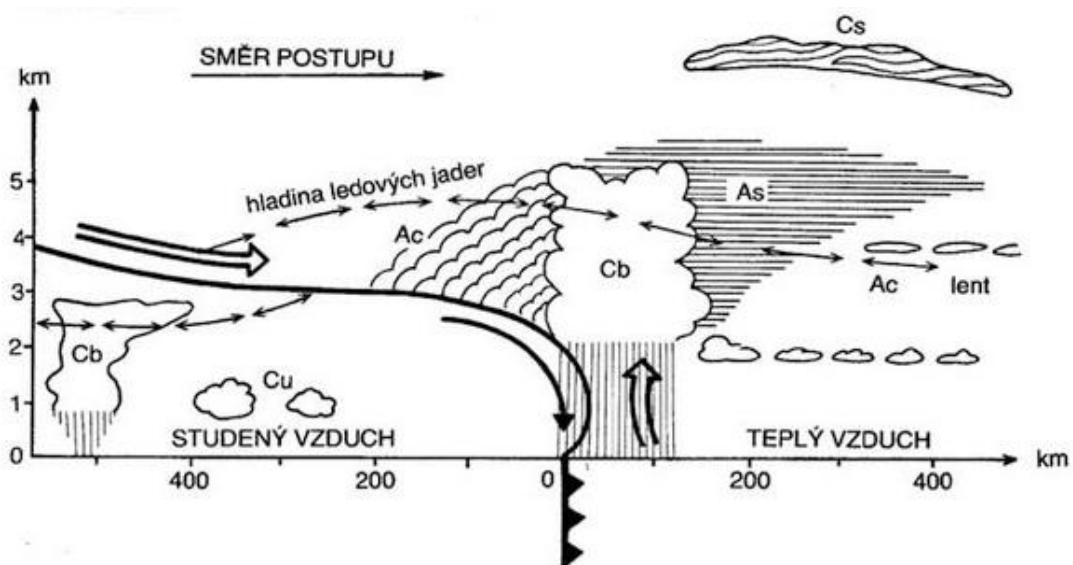
a trojúhelníky. Směr postupu fronty souhlasí se směrem zakreslených symbolů (Plos, 2004).

Studená fronta I. typu je pomalejší typ studené fronty, její charakteristická vlastnost spočívá ve výstupných proudech po celé výšce frontální plochy. Její rychlost je srovnatelná s rychlostí teplé fronty. Viditelné projevy jsou kupovitá oblačnost zejména Cu con (Cumulus congestus), případně Cb (Cumulonimbus). Po této viditelné vysoké hradbě oblačnosti přejde přes území Ns a As. Nakonec ještě pás vysoké oblačnosti. Na rozdíl od fronty teplé začíná u přechodu studené fronty I. typu pršet až na čáře fronty. Pásmo charakteristické nízkou základnou oblačnosti a srážkami může dosahovat vzdálenosti až 200 km za čáru studené fronty. Po přechodu tohoto pásu se začíná vyjasňovat, vzduch za studenou frontou je vyčištěný a na obloze se začínají objevovat Cu, které z počátku vývoje mají malý vertikální rozměr, ale časem mohou mohutnět (Plos, 2004).



Obrázek 8: Vertikální řez studenou frontou I. typu (zdroj: https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pages/04-cirkulace.html)

Studená fronta II. typu se pohybuje rychleji a vytlačovaná vzduchová hmota na čele frontální čáry se dostává pouze do výšky 2 – 4 km nad zemský povrch. Je to zapříčiněno výškovým prouděním, které má stejný směr jako pohyb postupu fronty. Výsledkem tohoto atmosférického jevu je úzká hradba konvektivní bouřkové oblačnosti, která dosahuje velkých rychlostí postupu. Před touto hradbou přichází jako první výstraha silný vítr o nárazech až 100 km.h⁻¹. Zvrstvení atmosféry po přechodu fronty může být natolik instabilní, že se nově vznikající oblačnost druhu Cu může proměnit opět v konvektivní bouře (Plos, 2004).



Obrázek 9: Vertikální řez studenou frontou II. typu (zdroj:

https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pages/04-cirkulace.html)

4.2.4 Orografické vertikální pohyby

Orografické vertikální pohyby jsou způsobeny podmíněně, jedná se o pohyb vzduchu přes, nebo po překážce tvořené z reliéfu zemského povrchu. Směr může být jak vzhůru, tak dolů a je proměnný jak v čase, tak v závislosti na zeměpisné poloze určitého jevu.

4.2.4.1 Katabatické proudění

Představuje pohyb studeného vzduchu směrem dolů ze svahu. Je do značné míry ovlivněn termickou aktivitou v průběhu dne. K večeru, kdy slunce ztrácí sílu a zapadá za obzor, se svahy začínají rychle ochlazovat a ochlazují i vzduch v blízkosti těchto svahů. Ten poté klouže směrem dolů do údolí po svazích. Toto proudění může nastat i při změně počasí, zatažení oblohy oblačností.

K ochlazení povrchu také napomáhá déšť. Dochází k tomu hlavně proto, že studený vzduch je těžší než okolní (Plos, 2004).

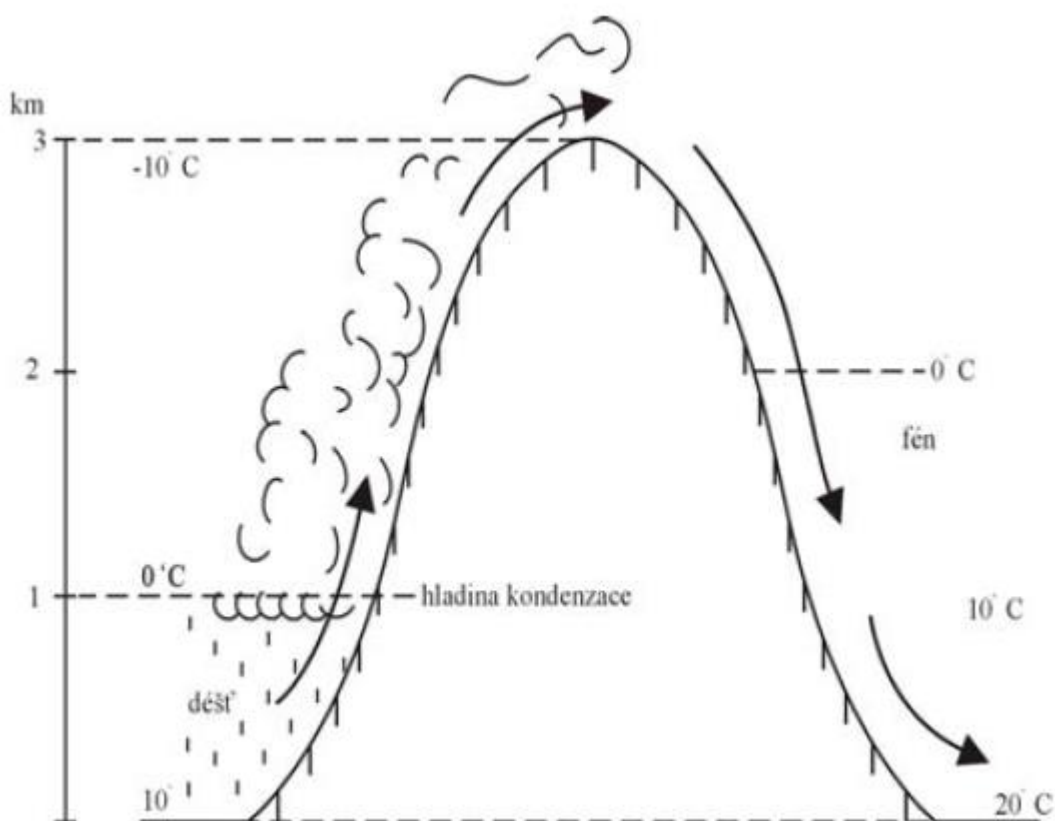
4.2.4.2 Anabatické proudění

Je to pohyb ohřátého vzduchu směrem vzhůru po svahu kopce, hory či skály. K tomuto jevu dochází proto, že vzduch se od prohřátých svahů ohřívá rychleji než vzduch na jiných místech. Nejsilnější anabatické proudění je na severní polokouli na jižních svazích. Na jižní polokouli tomu je naopak. Pro to, aby se v průběhu dne toto proudění vyskytovalo na svazích, musí být splněny předpoklady instabilního (viz kapitola 3.2.1) zvrstvení a dostatečné předání tepla ze sluneční energie (Plos, 2004).

4.2.4.3 Fén (föhn)

Je to sestupný proud teplého a suchého vzduchu, který směřuje z vysokých hor za jasné oblohy. Uplatňuje se výrazně pseudoadiabatický děj. Fén byl nejdříve pozorován v centrálních Alpách na severních stranách kopců, při čemž způsoboval rychlý úbytek sněhu na jaře. Menší projevy fénu byly pozorovány i v České republice a to zejména na severních stranách hor na západě republiky (Kemel, 1996).

Tento jev probíhá kvůli překážce horského hřebene v trajektorii větru. Abychom mohli mluvit o fénu, musí být vzduch na návětrné straně horského hřebene nasycený vodní parou. Je nucen vystoupat přes horský hřeben podél návětrné strany a přitom zde probíhá adiabatická přeměna. Nejdříve jen v podobě suchoadiabatické a po dosažení kondenzační hladiny se stane nasyceným. Poté se dále ochlazuje nasyceně–adiabaticky, tedy pomaleji, je to způsobeno uvolňováním latentního tepla z vodní páry. Na návětrné straně hřebene v tuto chvíli dochází ke srážkovým úhrnům. Po dosažení vrcholu vzduch pokračuje ve své trajektorii na závětrnou stranu hřebene. Vzduch začne klesat, vzhledem ke ztrátě vlhkosti na návětrné straně, začne při sestupu rozpouštět oblačnost a dále klesá jako nenasycený. Díky tomu se vzduch ohřívá rychleji, než kdyby byl nasycený (Dvořák, 2012).



Obrázek 10: Vznik fěnu (zdroj: Soukupová, 2011)

4.2.4.4 Bora

Původně to bylo označení pro padavý studený vítr s velmi silnými nárazy v přízemní vrstvě atmosféry na Jadranu. Tento vzduch vane k teplému moři z náhorních vnitrozemských plošin. Síla větru může komplikovat život obyvatel postižené oblasti. Největší rychlost větru, kterou se podařilo naměřit u zemského povrchu na Slovensku, byla naměřena v průběhu bory na Skalnatém plese ($283 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$). Tento jev je typický pro pobřeží Istrie a severní a střední Dalmácii. Vzhledem k opakování tohoto jevu se krajina na některých místech planety uzpůsobila travnatým porostem tak silnému větru. Jako příklad je možné uvést Kornatské ostrovy, kde roste jen prostá vegetace (Vysoudil, 2013).

4.3 Turbulence

Jedná se o proudění, podléhající náhodným pohybům, které si lze zjednodušeně představit v podobě chaoticky se pochybujících vírů různých velikostí. Kdybychom do takto proudícího vzduchu vypustili kontrastní látku, mohli bychom pozorovat proudnice vzduchu, jak mají zcela nepravidelný tvar,

který se rychle mění s časem. Trajektorie proudnic se nedá předpovídat a je opačná k proudění laminárnímu. Příčiny vzniku turbulence v atmosféře jsou jak mechanické, tak i termické povahy (Bednář, Zikmunda, 1985).

Turbulentní proudění je nejčastější typ proudění v atmosféře a v podstatě bychom velmi složitě hledali proudění laminární. Většinou je turbulence doprovázena silnými nárazy větru, působí na promíchávání vzduchu a transport tepla. Tyto jevy mají většinou různou dobu trvání, a to od několika sekund až po dny a také rozdílnou velikost poloměru působení, která se pohybuje od desítek centimetrů až po kilometry. Můžeme si takovou turbulenci tedy představit jako prašný vír (dustdevil), ale i cyklony (Vysoudil, 2013).

Turbulence dělíme do 3 kategorií podle vzniku.

Orografická – Označujeme tak pohyb vzduchu, který rotuje a promíchává se z důvodu překonání překážky. Také by se dala označovat jako závětrné proudy. Turbulence se tedy vyskytuje na závětrné straně překážky, kterou musí vzduch překonat. Turbulence se většinou objevuje mnohonásobně dál za překážkou ve směru proudění, než je výška samotné překážky (Häckel, 2009).

Dynamická – Jedná se o pohyb vzduchu, který v mezní vrstvě atmosféry tře o zemský povrch. Vytváří tak vertikální gradient velikosti rychlosti proudění. Tento gradient je v interakci s polem kolísání rychlosti proudění i teploty vzduchu a projevuje se turbulentním přenosem hybnosti od výše ležících a rychleji se pohybujících vrstev vzduchu směrem dolů (Bednář, Zikmunda, 1985).

Termická – Tato turbulence se nejvíce projevuje za instabilního teplotního zvrstvení atmosféry. Její vlastní příčinou jsou archimedovské síly uplatňující se v poli turbulentních změn teploty vzduchu (viz kapitola 4.1) (Plos, 2004).

5. Atmosférické jevy související s vertikálními pohyby nebezpečné pro létání

5.1 Konvektivní bouře

Bouře, které jsou vyvolané silnými konvekčními proudy (viz kapitola 3.2.1), se obecně nazývají konvektivní bouře. Je to souhrn konvekčních procesů a jevů, které probíhají při vývoji vertikálně mohutných, srážkových konvektivních oblaků

druhu Cb. Pro konvektivní bouře jsou typické intenzivní srážky (i přívalové, případně s kroupami), silný vítr, případně i jevy jako je downburst, microburst, výboje a hřmění. Podle těchto vlastností konvektivní bouře můžeme určit její sílu a nebezpečnost pro okolí. Určením síly konvektivní bouře se zabývá meteorologická služba v USA, která užívá kritéria podle výše zmíněných vlastností konvektivní bouře. Tato kritéria byla stanovena pouze pro území USA a celosvětově je pojem silná konvektivní bouře pouze kvalitativní charakteristika bez podkladové kvantitativní definice (Řezáčová a kol., 2007).

Konvektivní bouře jsou vyjádřeny základní strukturální jednotkou konvekční cela, která je popsána jedním výstupným proudem a poté sestupným proudem, který souvisí s vypadáváním srážek a v ideálním případě se jedná také pouze o jeden proud. Z hlediska intenzity projevů konvektivní bouře je nejslabším případem jednoduchá cela. Nejsilnější na projevy doprovázející konvektivní bouři je supercela, která vytváří vlastní cirkulační systém v určitých patrech oblačnosti a dochází k vývoji nižšího tlaku vzduchu uvnitř oblaku. Při vývoji může dojít z hlediska času, prostorového rozsahu a uspořádání k nerovnoměrnému tvoření, tyto cely nazýváme multicely. Konvekční cela tedy umožňuje transport látek ze spodních troposférických hladin do horní troposféry a spodní stratosféry (Řezáčová a kol., 2007).

5.2 Převývoj oblačnosti v letním období

V letním počasí, kdy jsou nejlepší podmínky pro létání, se mohou vyskytovat také problémy s tzv. „převývoji“ (převývoj = slangový výraz užívaný piloty závěsných kluzáků pro označení rychle rostoucího Cu noc). Konvektivní bouřková oblačnost se tvoří v instabilním vertikálním zvrstvení troposféry. Oblačnost Cu noc za určitých podmínek přerůstá v Cb v krátkém časovém intervalu ([4]). Časový interval, za který může z Cu con vyrůst Cb, je velmi krátký a nedá se předpovídat, kdy přesně k této změně dojde. Pro piloty bezmotorových, ale i motorových leteckých prostředků jsou velmi nebezpečné vertikální změny pohybu vzduchu velkých rychlostí, sestupné proudy spojené s deštěm či krupobitím, elektrické výboje, ale třeba i dezorientace uvnitř oblačnosti, kde bez GPS přístroje, gyrokompasu nebo magnetického kompasu prakticky není možné určit směr a rychlost pohybu leteckého prostředku. Proto musí každý pilot sledovat předpovědi

počasí a ve chvíli, kdy jsou podmínky vhodné pro vývoj Cb, pozorně sledovat, co se děje v prostoru kolem něj.

Ve střední Evropě můžeme registrovat konvektivní bouře, které nazýváme letními, převážně od dubna do srpna. Jejich nejčastější výskyt a největší intenzita je v odpoledních hodinách ([3]). V období krátce po poledni je také nejvíce termické aktivity, protože je slunce vysoko nad obzorem a prohřívá zemský povrch nejintenzivněji. Konvektivní bouře se mohou vytvořit i v noci, převážně v její první polovině, je to důsledek setrvačného energetického dožívání konvektivní bouřkové oblačnosti, která vznikla za dne. Další z předpokladů, který musí platit pro to, aby konvektivní bouře vznikla, je dostatečná vlhkost vzduchu, vodní pára se při výstupu nahoru v kondenzační hladině změní na kapičky vody a začne tvořit oblak. Velmi často vznikají konvektivní bouře z tepla v nevýrazném tlakovém poli, nebo v mělké oblasti nižšího tlaku vzduchu, kde povětšinou nefouká žádný, nebo velmi slabý vítr (Dvořák, 2012).

Protože jsem ve dnech, kdy byla předpověď konvektivních bouří, několikrát létal a rizika s tím spojená si uvědomuji, zažil jsem několik dní, kdy jsem už od rána pozoroval chování atmosféry a poté nárůst konvektivních bouřkových oblaků. Většinou bývá už od rána zhoršená viditelnost, díky velkému množství vodní páry ve vzduchu, což je spojené s dusnem. Obloha bývá bez oblaků už od rána, ale velmi brzo se začne projevovat silná termika, proto máme tyto dny rádi, můžeme startovat brzy a jen doufáme, že nakonec žádný oblak nepřeroste až do konvektivní bouře. Termika se projevuje tak, že se na obloze začnou tvořit Cu con, které se ještě brzy před polednem rozpadají a nepředstavují větší hrozbu, těchto cyklů proběhne od rána několik. S větší intenzitou prohřívání povrchu země také roste síla vzestupných proudů a oblačnost vyrůstá do větších vertikálních mocností, díky rychlosti, která je také větší. Při pozorování této oblačnosti si můžeme všimnout ostrých hran stále přibývajících oblačnosti Cu con, a jak se oblačnost zvětšuje, připomíná tvarem kvěťák. Ve chvíli, kdy se oblačnost rozlije do tvaru kovádky, má většinou oblak dostatek energie a během několika minut z něj začne pršet, zvedne se vítr, který fouká směrem k oblačnosti, protože si oblak začne přisávat okolní vzduch.

5.3 Silné konvektivní bouře s blesky a krupobitím

Blesky a krupobití patří mezi jedny z nebezpečných jevů vyskytujících se u silných konvektivních bouří, vznikají za určitých podmínek, které popíši

v dalších kapitolách, a nejsou běžné jako například silný nárazový vítr a vydatný déšť.

5.3.1 Kroupy

Ve střední Evropě většinou řídký a plošně omezený jev, ale i tak dokážou napáchat hodně škody. Již odedávna mu byla věnována pozornost, existuje mnoho popisů tvaru a charakteru krup. Kroupy mohou nabývat různých tvarů, většinou se ovšem jedná zhruba o kouli, o různých poloměrech, v našich zeměpisných šířkách průměrně od 1 – 2 cm, zřídka se vyskytují kroupy větší, než je charakteristický průměr 4 cm. Vývoj krup je možný pomocí shlukování a následným zachycováním přemrzlých krystalků vody. Kroupy mají povětšinou tvar symetrický, ale vyskytuje se i zploštělý sféroidní tvar, který je zapříčiněný převažující orientací směru při pádu. Velké kroupy, které se vyskytují jen velmi zřídka, bývají většinou nesymetrické s ledovými výrůstky nebo rampouchovitými laloky (Řezáčová a kol., 2007).

Kroupy jsou tvořeny postupně uvnitř vertikálně mohutného oblaku, ve vrchních vrstvách, kde je teplota pod bodem mrazu, se shlukují ledové krystalky, které poté pomocí sestupných proudů proklesávají oblakem do spodních pater. Ve spodních patrech se na ledový shluk začnou vázat přechlazené vodní kapky a na povrchu kroupy začnou přimrzat. Velmi silné vzestupné proudy poté kroupu opět vynesou do vyšších pater oblaku a celý proces začne znovu. Díky této cirkulaci uvnitř oblaku kroupa roste, a kdybychom ji podélně rozřízli, můžeme vidět, kolikrát prošla cyklem růstu, stejně jako třeba u stromu můžeme pozorovat letokruhy ([6]). Intenzivní vertikální pohyby v bouřkové oblačnosti tak mají na růst kroupy zásadní vliv.

Pro piloty dopravních letadel kroupy nejsou nic neočekávatelného, kokpity jsou vybaveny radary, které fungují na principu odražení vysílaných radiových vln, a tudíž je pevná překážka ve formě krup velmi rychle odhalena, navíc dostávají piloti informace od dispečinku. Většinou piloti v průběhu letu mění plán trasy a nebezpečí spojeným s kroupami se vyhnou. Může se stát, že pilot oblakem s výskytem krup proletí, nikdy se nestalo, že by letadlo po zásahu kroupou spadlo, ovšem může dojít k poškození konstrukce letadla ([1]).



Obrázek 11: Poškození náběžných hran křídel letadla od krup (zdroj: <http://www.bourky.com/ostatni-clanky/bourky-a-jejich-vliv-na-leteckou-dopravu/>)

Pro piloty SLZ (SLZ – sportovní letecké zařízení) bývají kroupy větším problémem, konstrukce letounu je křehčí a kroupy mohou nadělat velké škody. Vzhledem k výskytu krup pouze v konvektivní bouřkové oblačnosti by se pilot neměl vůbec do kontaktu s kroupami dostat. Piloti by se měli konvektivní bouřkové oblačnosti a výskytu krup vyhýbat a ve velmi instabilním zvrstvení atmosféry nelétat, nebo létat velmi opatrně.

5.3.2 Blesky

Jedná se o jev v atmosféře, který vznikne pomocí dvou elektrických nábojů, kladného a záporného. Tento elektrický optický jev a jeho následné akustické projevy ve formě hřmění jsou typické pro bouřkovou oblačnost. Je to tedy elektrický výboj, který může vzniknout dvěma způsoby, podle umístění elektrických nábojů. Blesky dělíme podle začátku a konce výboje na blesky mezi oblaky a blesky mezi oblakem a okolní zemí ([7]).

Nejčastější výskyt blesků je v oblacích Cb a vzácně i v Cu con, protože k tvorbě dostatečného elektrického náboje, aby udeřil blesk, dochází pouze v těchto oblacích. V Cb se náboj rozkládá do horní a spodní části oblaku, v horní části se předpokládá hlavní centrum kladného náboje a ve spodní části náboj záporný. Vznik nábojů v oblačnosti typu Cb není zcela jasný, ale zřejmě se jedná o kombinaci několika jevů odehrávajících se ve stejném časovém intervalu. Z laboratorních zkoušek a z intenzivního pozorování se jako nejvýznamnější ukázala

výměna náboje při kolizích ledových krystalků s většími ledovými krupkami v oblastech mohutného výstupného proudu, který má vysoký obsah vody (Řezáčová a kol., 2007).

Mohlo by se zdát, že člověk je před výboji v bezpečí, letadlo totiž funguje stejně jako Faradayova klec, to ovšem neznamená, že letadlu se nic nestane. Zásah bleskem může poškodit elektroniku letadla, či vytvoří díru do povrchu letadla ([1]).

Dle statistik se většina dopravních letadel zasažených bleskem vrátila bezpečně na zem. Po přistání musí všechna letadla, která byla zasažena bleskem podstoupit kontrolu technického stavu ([12]). Piloti jsou informováni dispečinkem před výskytem bouřkové oblačnosti s blesky a většinou se v průběhu letu mění plán trasy, pro bezpečné vyhnutí se tomuto prostoru. Pro piloty SLZ je pohyb v bouřkách s elektrickými výboji velmi nebezpečný a za žádnou cenu se nedoporučuje.



Obrázek 12: Poškození trupu letadla od blesku (zdroj: <http://www.bourky.com/ostatni-clanky/bourky-a-jejich-vliv-na-leteckou-dopravu/>)

5.3.3 Turbulence

Rozdělení a vznik turbulentního proudění jsem popsal v kapitole 4. Není zde ovšem napsáno, jak nebezpečná je turbulence pro leteckou dopravu a letecký sport. U letecké dopravy, bavíme-li se o velkých dopravních letadlech, je turbulence nebezpečná pouze v případech, kdy se jedná o velký rozsah působení a velké rozdílné rychlosti proudícího vzduchu. Technický stav letadel by ale měl tato místa

působení turbulence proletět bez větších problémů a problémy jsou spíše na straně pasažérů letadel, kteří nemusí snášet pohyby letadel uvnitř turbulence dobře. Dispečink piloty letadel varuje před silnými turbulencemi a v případě ohrožení technického stavu letadla se piloti těmito místům vyhýbají. Problém může nastat při proletění turbulence v přízemní vrstvě atmosféry, při startu nebo přistání letadel. Piloti těmito místy prolétají v rychlostech, při kterých by turbulence mohla narušit obtékání vzduchu po profilu křídla a letadlo se může vychýlit z kurzu, nebo může dojít k propadu letadla o jednotky až desítky metrů (Franklin, 1971).

U sportovního létání jsou turbulence větším problémem, konstrukce leteckých prostředků jsou znatelně menší a například v paraglidingu konstrukce není pevná. Při prolétnutí turbulence i menších rozměrů dochází k zaklopení vrchlíku (zaklopení vrchlíku – stav konstrukce padákového kluzáku, kdy dochází ke ztrátě vztlaku na konstrukci a následné destrukci profilu konstrukce), a při špatné reakci pilota na danou situaci může dojít k následné rotaci, změně pohybu vrchlíku směrem dolů, ohrožení pilotů v blízkém okolí a v přízemních vrstvách může dojít až ke kontaktu se zemí. Piloti SLZ nejsou vybaveni přístroji na odhalení turbulencí, a proto musí mít základní znalosti o místech s jejich možným výskytem. Nejčastější místa, kde může pilot potkat turbulence, jsou například na závětrných stranách reliéfu terénu, v blízké vzdálenosti kolem oblaku, nebo v oblaku. Dále může pilot očekávat turbulenci v úplavu za leteckou konstrukcí ostatních pilotů.

5.3.4 Dešťové srážky

Jak už bylo zmiňováno v předešlých kapitolách, dešťové srážky jsou jev doprovázející konvektivní bouře, frontální zóny nebo je tvořen orograficky. Můžeme je rozdělit na konvekční a trvalé. Dešťové srážky vypadávají z oblaků ve formě vodních kapek o průměru minimálně 0,5 mm, je-li průměr kapek menší, jedná se o mrholení. Déšť může mít různou intenzitu, velikost kapek a pádovou rychlost. U trvalých dešťů je většinou velikost kapek mezi 1 – 3 mm, v prudkých lijácích u konvektivní bouře (viz kapitola 4.1) může velikost kapek dosahovat až velikosti 6 mm ([10]).

Při ochlazení na určitou teplotu, která je proměnná v závislosti na aktuálním stavu atmosféry, dochází ke vzniku vodních kapek a ledových krystalků tvořících oblaky. Ledové krystalky můžou ještě nabývat větších rozměrů vlivem namrzání drobných přechlazených vodních kapek a jestliže nabudou dostatečné velikosti,

mohou začít vypadávat z oblačnosti ve formě sněhových vloček. Při svém pádu se mohou dostat do hladiny teplejšího vzduchu, kde se rozpouští a stanou se z nich dešťové srážky (Pruppacher, Klett, 1978).

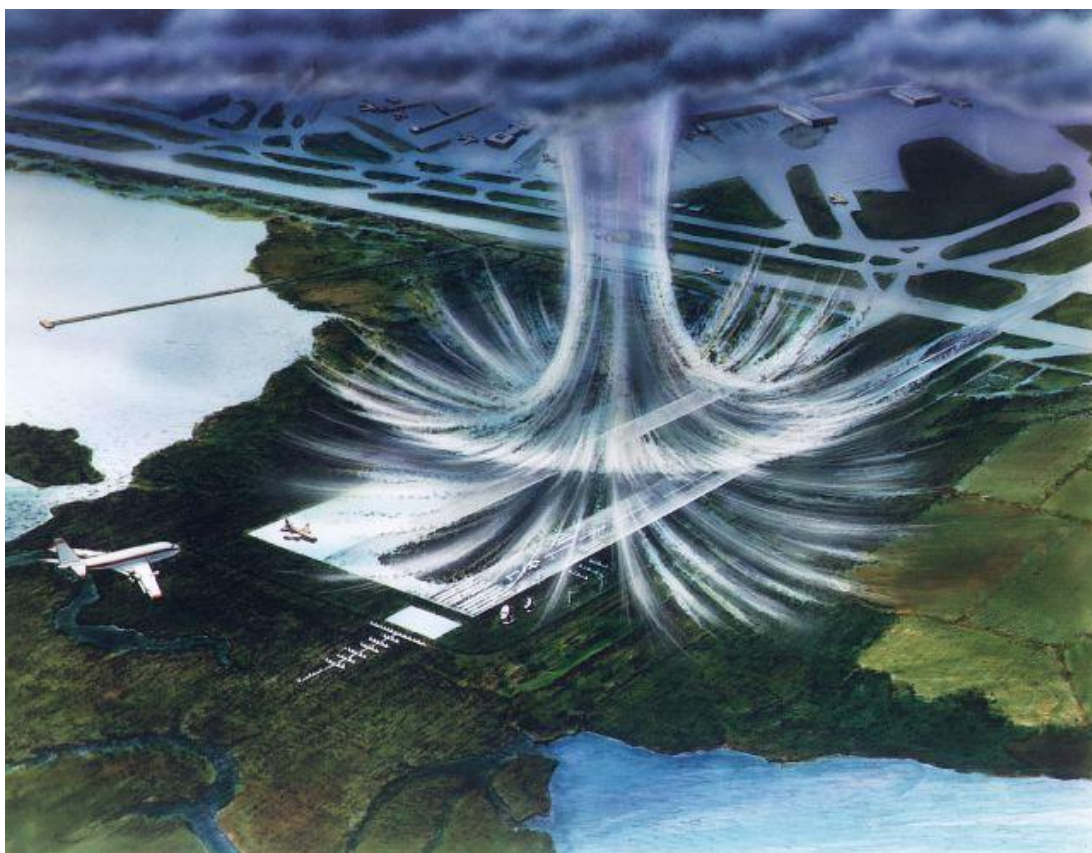
Dešťové srážky jsou nebezpečné pro dopravní letadla pouze při přistání, kdy může dojít při kontaktu podvozku letadla s letištní dráhou, která je pokryta souvislou vrstvou vody, k aquaplaningu. Piloti za těchto situací musí s letadlem přistát tvrději, než je obvyklé, aby porušili souvislou vrstvu vodní hladiny na letištní ploše. Dále mohou negativně ovlivnit průběh letu v hladinách, kde dochází k okamžitému namrznání vodních kapek na konstrukci letadla. Dochází k tomu v případě, že se voda v oblačnosti nachází už se zápornou teplotou, ale stále v tekutém skupenství. Nejčastěji k tomu dochází na částech letadla, které jsou na návětrné straně ve směru letu. Jsou to náběžné hrany křídel, ocasní hrany, nebo vstupy proudových motorů. Následkem toho může dojít k zhoršené aerodynamice letadla, zvýšení hmotnosti a tudíž zvětšení spotřeby paliva a ke zkrácení doletu. Jako ochrana před namrznáním slouží postřiky, které se ručně aplikují před odstartováním letadla, nebo speciální konstrukce na křídlech, které dokáží námrazu narušit za letu, ta poté samovolně odpadne ([1]).

Pro piloty SLZ jsou srážky větším problémem, při létání s kapotovaným trupem a pevnou konstrukcí letadla se dají menší srážky proletět, ale mluvímeli o intenzivních srážkových úhrnech, musejí se i tato letadla vyhýbat oblastem srážek. U závěsného létání je i malý úhrn problém. Konstrukce ztrácí svůj tvar, aerodynamické schopnosti a přestává letět ve standardním letovém režimu. Doporučuje se za podmínek výskytu srážek vůbec nelétat, nebo létat s maximální opatrností.

5.3.5 Downburst

Je to meteorologický jev, který vzniká v konvektivní bouřkové oblačnosti – velmi silný sestupný proud vzduchu, který dosahuje rychlosti kolem 150 km.h^{-1} . V každé konvektivní bouři vedle sebe koexistují dva rozdílné vzduchové proudy, jeden směrem vzhůru a druhý dolů. Vzestupný proud po celou dobu životnosti konvektivní bouře dodává energii a vodní páru oblakům a sestupný proud, doprovázený velice často srážkovým úhrnem, kompenzuje výměnu vzduchu a vodní páry. K downburstu dochází v případě, že se v horní polovině konvektivní bouře nahromadí velké množství krup a ve chvíli, kdy se tato pomyslná kapsa protrhne

a začne propadat k zemskému povrchu, se odpařováním kapek a táním ledu vzduch velmi rychle ochladí. Tím se vzduch stane těžším než za normálních podmínek a zvětší se jeho pádová rychlost. Destruktivní účinky downburstu jsou většinou umocněny kroupami, které nestihnou roztát. Po dopadu na zemský povrch se začne vzduch rozlévat do všech stran a změní svůj vertikální směr a rychlost na horizontální. Nejsilnější nárazy větru jsou ve směru postupu konvektivní bouře. Downburst trvá většinou jen do 10 minut, ale může se opakovat ve více vlnách. Rozloha downburstu bývá jen do stovek metrů, může se vyskytovat i menší verze nazývaná microburst, která má rozlohu jen několik desítek metrů ([5]).



Obrázek 13: Downburst (zdroj: <http://oea.larc.nasa.gov/trailblazer/SP-4216/photos/p60a.JPG>)

Na leteckou dopravu má downburst nebezpečný vliv, když se vyskytuje v okolí letiště. Nejvíce tak ovlivňuje fázi při přistání, vzletu, nebo průletu pod konvektivním bouřkovým oblakem v nízkých letových hladinách. Důsledkem silného stříhu větru v oblasti postižené downburstem může dojít ke snížení rychlosti letadla a ztrátě vztlaku na křídlech. Několik takových situací skončilo tragicky nehodou. Proto byl vytvořen systém na detekci downburstu a v případě výskytu v okolí letiště se nepouštějí letadla na start a čekají, až daná situace pomine.

V případě, že se letadlo chystá na přistání, se většinou jeho čas ve vzduchu prodlouží a letadlo krouží po bezpečných tratích kolem letiště do chvíle, kdy je bezpečné přistát ([1]).

5.3.6 Vlastní zkušenosti s nebezpečnými jevy při létání

Na závěr této kapitoly bych se rád podělil se svými vlastními zkušenostmi, kdy jsem se vlastní vinou dostal do nebezpečné situace při létání s padákovým kluzákem.

Jednou z nejčastějších situací, kdy se pilot dostane do nebezpečné situace, je „vytočení“ (vytočení = slangový výraz mezi piloty padákových kluzáků pro postupné získávání výšky v termických proudech) termického proudu až do základny oblaku, vynechání bezpečnostního odstupu od základny a následné nasátí pilota do vnitřku oblaku. Uvnitř oblaku pilot ztrácí okamžitě orientaci a může dojít ke ztrátě signálu v GPS přístroji. V případě, že k tomu dojde, je velmi obtížné se bez kompasu orientovat a vylézt bezpečně z oblaku. Vzduch se uvnitř oblaku pohybuje všemi směry a je velmi obtížné udržet padákový kluzák ve standardním letovém režimu a v jednom směru letu. Navíc padák uvnitř oblaku začíná navlhat a i to může ovlivnit letové schopnosti padákové konstrukce, jako například ztrátu vztlaku a pomalejší regeneraci při částečném zaklopení konstrukce. Navíc zde není vidět na víc než 5 m, říká se tomu slangově „bílá tma“, takže je velké riziko střetnutí se s ostatními účastníky, kteří se také do oblaku dostali. V případě že jsou základny oblaku pod vrchoły hor, je také nebezpečí nárazu do terénu.

Další nebezpečná situace nastává ve dnech, kdy je zvrstvení atmosféry instabilní a v průběhu dne dochází k tvorbě oblačnosti, ze které vypadávají srážky. Za takových situací většina pilotů ani nechodí létat, ovšem pro piloty, kteří posunují své hranice a limity ve výkonech stále dopředu, jsou tyto dny zajímavé. Termická aktivita většinou bývá silná už od rána a pro volné létání to znamená, že se na dlouhý přelet může startovat už v dopoledních hodinách a využít tak více času ve vzduchu pro uletění více kilometrů. Stává se pak, že při točení stoupavého proudu, který je ukončený Cu con, začnou vypadávat srážky. Padákový kluzák začne vsřebávat vodu a jeho hmotnost začne rapidně nabývat. Padákový kluzák poté ztrácí letové vlastnosti a začíná se propadat, prodlužuje se čas na regeneraci kluzáku po částečném zaklopení a v nejhorších případech dochází ke ztrátě vztlaku

a vyfouknutí vzduchu z konstrukce padákového kluzáku. Já jsem se jednou do takové situace dostal a propadal jsem za 35 sekund skoro 500 m výšky.

6. Termická aktivita při volném létání

Piloti, kteří nemají žádný motorový pohon, musí využívat pro své létání termické proudění. Je celkem obtížné určit den, který bude vhodný pro termické létání, trasu, kterou bude možné uletět, a v neposlední řadě vyhodnocovat podmínky a další kroky při samotném přeletu. V této kapitole nejdříve popíšu vznik termiky a jak využívají termické aktivity piloti, aby uletěli co nejdelší přelet, udrželi se ve vzduchu co možná nejdelší dobu a využili potenciál celého dne naplno.

6.1 Termika

Co to vlastně termika je? Jedná se o objem vzduchu, který se ohřeje u zemského povrchu a po dosažení dostatečné energie se tento objem vzduchu odtrhne a začne stoupat do výšky. Zemský povrch není jednotný a každý materiál má svoje albedo. Albedo je poměr množství odráženého záření k množství záření dopadajícího na zemský povrch. Termické proudy vznikají na rozdílných teplotách ohřátého vzduchu nad zemským povrchem. Příkladem dobrého místa na odtržení termického proudu je čerstvě posečené pole o velké rozloze, které sousedí například s lesem. Na rozdíl od lesní plochy se vzduch nad polem v letní den nahřeje a není zde nic, co by ho mohlo ochlazovat. Lesní plocha svým stínem z korun stromů ochrání povrch země a plocha korun stromů se jen těžko prohřívá. Tyto dvě plochy mají mezi sebou teplotní rozdíl, na základě kterého se může tvořit termika. Tak, jako se tvoří výstupné proudy ohřátého vzduchu, se také tvoří proudy kompenzační. Jedná se o vzduch, který se v průběhu výstupu ochladí a poté proudí směrem zpět k zemskému povrchu. Termické proudy mění svoji horizontální velikost, rychlost proudění a délku trvání výstupných proudů. Tyto parametry závisí na instabilním teplotním zvrstvení atmosféry, typu povrchu a jeho náklonu ke slunci v místech, kde výstupný proud vznikl. Místa s potenciálem na výskyt termických proudů jsou popsána v kapitole 6.3.

6.2 Taktika při přeletech

Pro ty, kdo chtějí létat dlouhé přelety a být úspěšní, začíná taktika přeletu několik dní předem, kdy je potřeba sledovat matematické modely předpovědi počasí, nejlépe i více druhů, sledovat synoptické mapy a vývoj počasí nejenom v lokalitě

plánovaného letu, ale nejlépe třeba pro celou Evropu. Důležité je sledovat rozložení tlakových útvarů (viz kapitola 4.2.1) a jejich vývoj, znát zvrstvení atmosféry a jak instabilní (viz kapitola 3.2.1) bude v den přeletu. Zkušenější piloti, kteří se létání věnují již několik let, mají vytipované situace a dokážou si naplánovat dny, kdy a na jaký start půjdou létat. Vzhledem k tomu, že předpovědní modely pracují s určitou přesností, musí pilot do takového plánování vložit i svoje zkušenosti. Znalost terénu, kam se pilot chystá, je také užitečná a když se chystá na nová místa, většinou se radí s místními piloty, kteří bývají velmi vstřícní. V neposlední řadě je potřeba si prozkoumat uletěné tratě od pilotů, kteří mají úspěchy na daném terénu již za sebou. Většina pilotů si zaznamenává své tratě na GPS přístroj a poté je publikuje na webových stránkách. Takto se dá vyvarovat chyb při létání, aby se pilot nedostal třeba do míst, která jsou nebezpečná (viz kapitola 5) nebo nevhodná pro vznik termiky. Také je potřeba si dopředu naplánovat, kudy danou trasu poletí, a spočítat si průměrnou rychlost, kterou musí dodržovat pro uletění této trasy. Rychlost se většinou přizpůsobuje podmínkám konvekčního proudění v daný den. Když jsou podmínky příznivé a konvekční proudění stoupá rychle, pilot využívá maximální rychlosti mezi konvekčními proudy a zanedbá zvýšené „opadání“ (slangový výraz mezi piloty padákových kluzáků pro vertikální rychlost směrem k zemi, která se neustále mění), to dožene v konvekčním stoupavém proudu. Jsou-li podmínky slabé a konvekční proudy stoupají pomalu, piloti většinou neletí maximální rychlostí, ale dbají na co nejlepší klouzavost a snaží se spíš docílit letu s nejmenší ztrátou výšky (Goldsmith a kol., 2018). Dá se kalkulovat i s rozdílnými rychlostmi a směry větru v různých výškových hladinách. Takto naplánovaná předletová příprava se hodí pro zvýšení průměrné rychlosti na trati.

Typy předpovědních modelů, které je dobré sledovat a vyhodnocovat:

FlyMet předpovědi pro plachtaře: <http://flymet.meteopress.cz/>

ICM polský numerický model: <http://www.meteo.pl/>

Medard – český předpovědní model: <http://www.medard-online.cz/>

Výstupy po celé Evropě: http://www.uni-koeln.de/math-nat-fak/geommet/meteo/winfos/radiosonden/Europa/index_europa.html

Synoptická předpověď, celá Evropa: <https://www.skyfly.cz/synopred.htm>

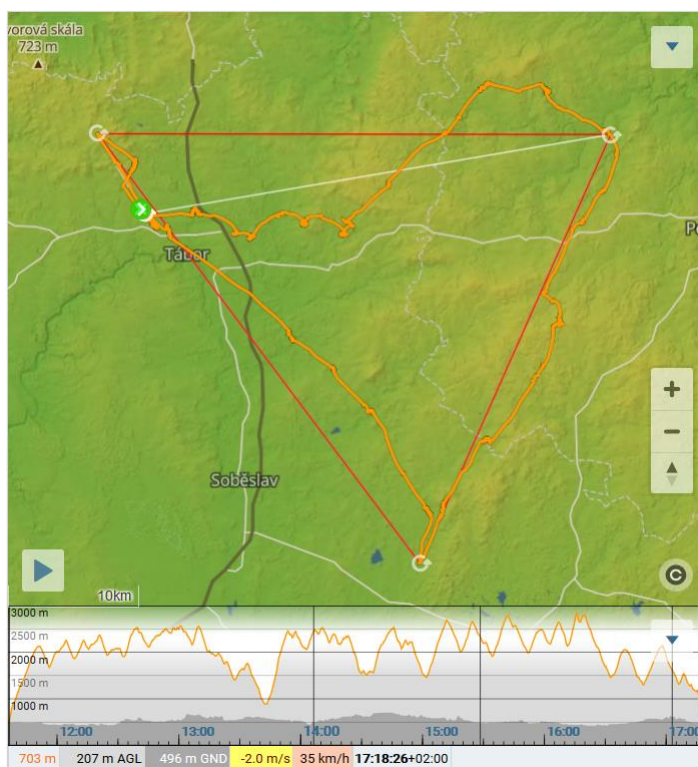
XCmeteo výškové zvrstvení troposféry pro plachtaře: <http://www.xcmeteo.net/>

XCPlanner plánování tras: <https://xcplanner.appspot.com/>

XContest světový záznam letů: <https://www.xcontest.org/world/en/>

V neposlední řadě je potřeba se ráno před přeletem podívat na aktuální stav počasí, větrné sondy, poslední aerologické sondážní měření (viz kapitola 3.2.4) a satelitní snímky.

V průběhu letu je velmi důležité, aby pilot neztrácel zbytečně čas. Každý svůj další krok, kam poletí, by měl v rychlosti vyhodnotit a s přihlédnutím na parametry svého padákového kluzáku, jako jsou rychlost a klouzavost, si najít i záložní varianty a vědět, kam poletí pro další termický proud. Výškový profil by měl připomínat zuby na pile.

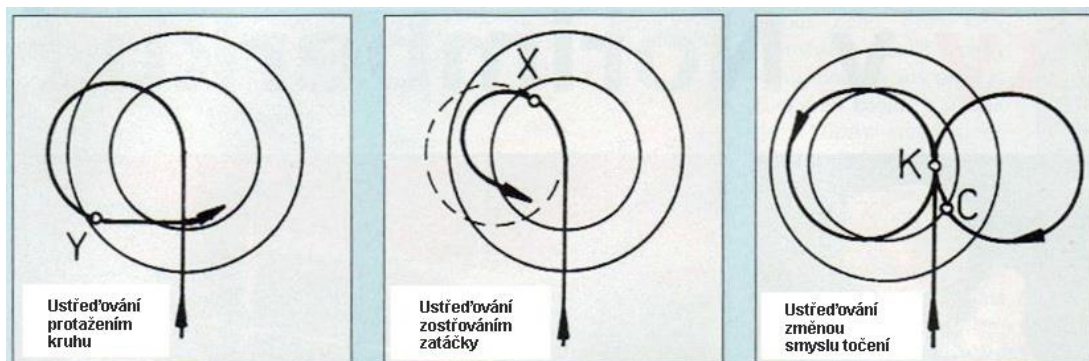


Obrázek 14: Trasa a vertikální profil výšky letu. Červená tenká určuje výslednou uzavřenou trať. Oranžová barva je přesný záznam z GPS přístroje. (zdroj:

<https://www.xcontest.org/2018/world/en/flights/detail:kricijunior/17.8.2018/09:36>)

Nejvýhodnější je neustále „přestředovat“ (slangový výraz mezi piloty padákových kluzáků pro efektivnější získávání výšky ve výstupných proudech, založené na změně poloměru otáčení a vyhledávání nejrychlejší části výstupného proudu) své točení v termickém proudu a najít jádro, které bude mít největší

vertikální rychlost (viz obrázek 15) a v kterém bude následně točit až do výškové hladiny pro něj výhodné. Už při točení jednoho termického proudu je zapotřebí rozmýšlet další kroky a vědět, kam se vydat dál po trase. Zde se dělí plánování na dvě možnosti.



Obrázek 15: Ustředění stoupavého proudu a hledání jádra stoupavého proudu. (zdroj: <https://www.rcbazar.cz//userfile/toen.jpg>)

První možnost je sledovat zemský povrch pod pilotem a v okolí, kam je možné doletět v relativně rozumné výšce (přibližně 300 m AGL). Je zapotřebí sledovat různorodost povrchu a snažit se vědět, jakým směrem při povrchu země fouká vítr, nejlepší ukazatel je třeba kouř. Důležité je taky pozorovat, jak dlouho je místo nasvíceno sluncem, v jaké poloze je v daný moment slunce na obloze a pod jakým sklonem je terén zrovna natočený ke slunci. Po analýze terénu je dobré si zvolit 2 až 3 varianty míst, kde by mohl být kvalitní termický proud.

Druhá varianta je založena na způsobu udržení se v co nejvyšších hladinách svého letu a orientovat se podle vývoje oblačnosti. Mně nejvíce pomáhá si při každém otočení ve „stoupáku“ (stoupák = slangový výraz mezi piloty SLZ pro termický proud) zapamatovat, jak oblačnost kolem mě vypadá, a porovnávat ji s každou další otáčkou. Pilot si vytipuje 2 až 3 oblaky v reálném doletu pod ně (maximálně 600 m pod základnu oblaku) a ty pozoruje a hodnotí, jestli jsou stále aktivní, nebo se už začínají rozpadat. Oblak, který má lehce prohnutou základnu ve svém středu, ostré kontury a při každé otočce se pilotovi zdá, že roste, může být jeden z potenciálních dalších kroků v přeletu. Není ovšem dobré mít vytipovaný pouze jeden oblak, může se taky stát, že v následujících 15 minutách, než se k němu pilot dostane, se oblak začne rozpadat. Rozpadající oblak má většinou obvykle narušenou základnu a kontura není celistvá a vypadá spíše jako potrhaný kus zmuchlané látky. Tahle představa ovšem může klamat, už několikrát jsem zažil,

že oblak měl na závětrné straně všechny rysy rozpadající se oblačnosti, ale na návětrné straně byl stále aktivní. To se velmi těžko odhaduje, především ve chvíli, kdy pilot letí svoji část trati proti větru.

Při vyhledávání dalších stoupavých proudů také může pomoci sledovat dění v přílehlém okolí. Stoupavé proudy využívají k překonání delších vzdáleností například i ptáci. Pilotům také mohou pomoci předměty, které byly transportovány ze zemského povrchu silným stoupavým proudem. Jedná se například o suché listí ze stromů, stébla slámy, která obvykle dostanou impuls při orbě suchých polí. Může to být také dust devil, který napovídá o silné termické aktivitě.

6.3 Místa s největším potenciálem na termickou aktivitu

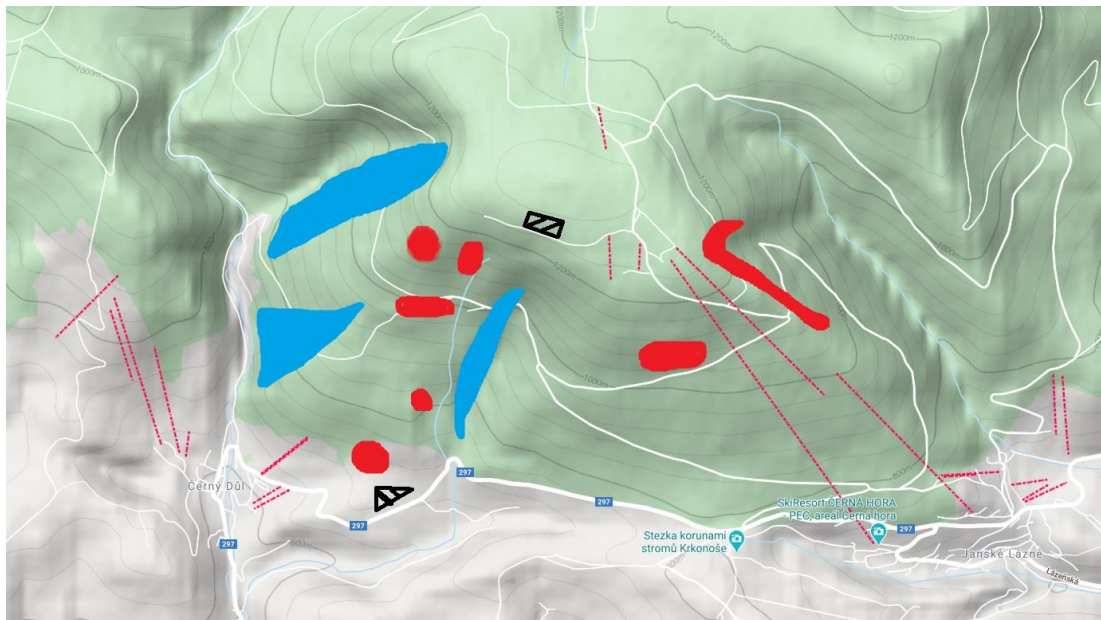
Jak vzniká termika, jsem popsal v kapitole 6.1. Nyní bych se rád zaměřil na místa, kde k těmto stoupavým proudům dochází nejčastěji a proč tomu tak je.

6.3.1 Černá hora

Černá hora v Krkonoších je velmi oblíbená mezi piloty padákových kluzáků a rogal. Pro piloty je zde vybudovaná startovací plocha ve výšce 1230 m n. m. s polohou a orientací směřovanou na jih, která v případě přívnětivých povětrnostních podmínek dovoluje pilotům startovat po celý den. Příznivé povětrnostní vlivy představují slabý proměnlivý vítr, nebo situaci, kdy jsou svahy návětrné a fouká vítr od 130 do 270 stupňů o rychlosti do 4 m/s .

Pro piloty, kteří chtějí uletět dlouhou vzdálenost, je důležité, aby odstartovali ještě v dopoledních hodinách (viz kapitola 6.2). Na Černé hoře, za podmínek, že je od rána obloha bez oblačnosti a je instabilní zvrstvení troposféry, se dá startovat mezi 9. a 10. hodinou SELČ. Jedny z prvních termicky aktivních podkladů, které jsou od rána nasvícené slunečním zářením, jsou východní straně údolí Zrcadlového potoka. Pokud to podmínky dovolí a dá se bezpečně „svahovat“ (svahování = slangový výraz pilotů padákových kluzáků pro létání blízko terénu) podél kopce, piloti létají od startu vlevo nad lanovou dráhu, kde je hřeben s východní stranou. Po této východní straně začíná již z rána proudit teplý vzduch a díky jižně vanoucímu větru, většinou s malými turbulencemi (viz kapitola 4.3), se odtrhávají stoupavé proudy. Tato varianta je ovšem trochu zrádná, protože když pilot zvolí nevhodný interval a nezíská výšku nad lanovou dráhu, je velmi obtížné dostat se na přistávací plochu a bezpečně přistát. Další variantou, kam po startu letět,

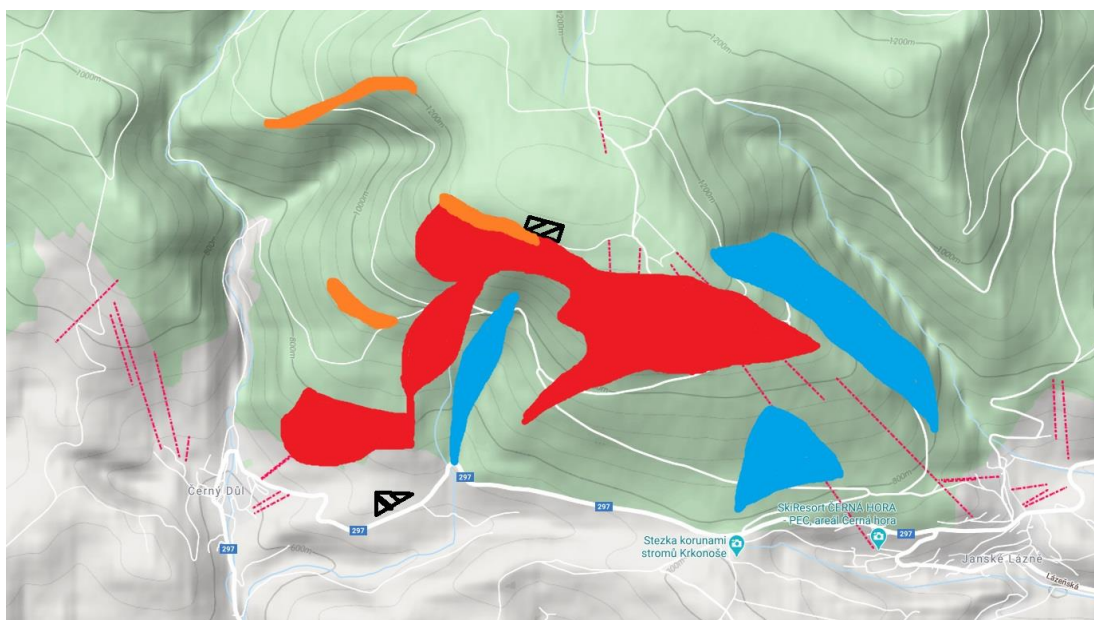
je Zrcadlová bouda. Leží na jižní–jihovýchodní straně hřebenu a má kolem sebe mýtiny, které jsou vhodné k odtržení stoupavého proudu. Tato varianta je výhodná i proto, že je viditelná pro pilota, který vyčkává na start a čeká na moment, kdy uvidí například ptáky, kteří tam začnou točit stoupák, nebo například chvění se špiček korun stromů. To bývá často impuls k tomu odstartovat a letět hledat stoupák do těchto míst. V případě, že ani zde ho pilot nenajde, snaží se využít orografického proudění vzduchu a udržet se díky svahování delší dobu u kopce a vyčkává na další interval. Toto ovšem nefunguje vždycky. Další záchytné místo je po cestě na přistávací plochu. Jsou to rozlehlé louky u úpatí hory, které leží v 600 m n. m. a v závislosti na průběhu vysušení rosy a instabilitě vzduchové hmoty se může stoupák odtrhnout v dopoledních hodinách i zde (Fejt, 2011).



Obrázek 16: Vývoj termické aktivity na Černé hoře v dopoledních hodinách. Červená místa bývají dobrým zdrojem termických proudů, modrá místa bývají bez termické aktivity. Černou barvou zvýrazněná plocha určena na start a přistání (Podle: Fejt, 2011).

V rozmezí od 11. do 16. hodiny SELČ za podmínek instabilního zvrstvení troposféry a dne bez oblačnosti bývá Černá hora velmi termicky aktivní. Termická aktivita je způsobena situováním svahů kopce na jižní stranu. Od východu slunce až po západ jsou svahy hory nahřívány slunečním zářením a v době největší termické aktivity přibližně kolem 14. hodiny SELČ většinou termicky funguje celý masiv Černé hory. Na jižním úbočí kopce se nachází masivní hřeben, kde dochází nejen k odtržení termických výstupných proudů, ale v průběhu dne i k anabatickému výkluzu (viz kapitola 4.2.4.2), který umožňuje svahovat kolem kopce a vyčkávat

na intervaly termiky. V odpoledních hodinách se často stává, že pilot nemusí vyčkávat na vhodný interval ke startu, ale může odstartovat kdykoliv, svahovat kolem kopce díky anabatickému proudění a v průběhu letu najít termický proud. Zmiňované pravidlo ovšem neplatí ve chvíli, kdy se jižní strana hory zastíní oblačností. Zajímavostí Černé hory je, že se zde dá startovat i poměrně pozdě (kolem 16. hodiny SELČ) a pilotovi se může podařit ještě dvě hodiny „místně“ (místní létání = slangový výraz mezi piloty padákových kluzáků pro létání kolem kopce a točení termiky) polétat. Díky západní straně kopce, která je tvořena jednou velkou kotlinou, může pilot hned po startu letět doprava, svahovat kolem kopce a do této kotliny přiletět s relativně velkou výškou. Kotlina se prohřívá od 14. hodiny SELČ a až do západu slunce tam akumuluje teplo, které se odtrhává, a piloti zde můžou létat až do západu slunce (Fejt, 2011).



Obrázek 17: Vývoj termické aktivity na Černé hoře v odpoledních hodinách. Červená místa bývají dobrým zdrojem termických proudů, modrá místa bývají bez termické aktivity. Oranžová barva značí anabatické proudění využívané při svahování. Černou barvou zvýrazněná plocha určena na start a přistání (Podle: Fejt, 2011).

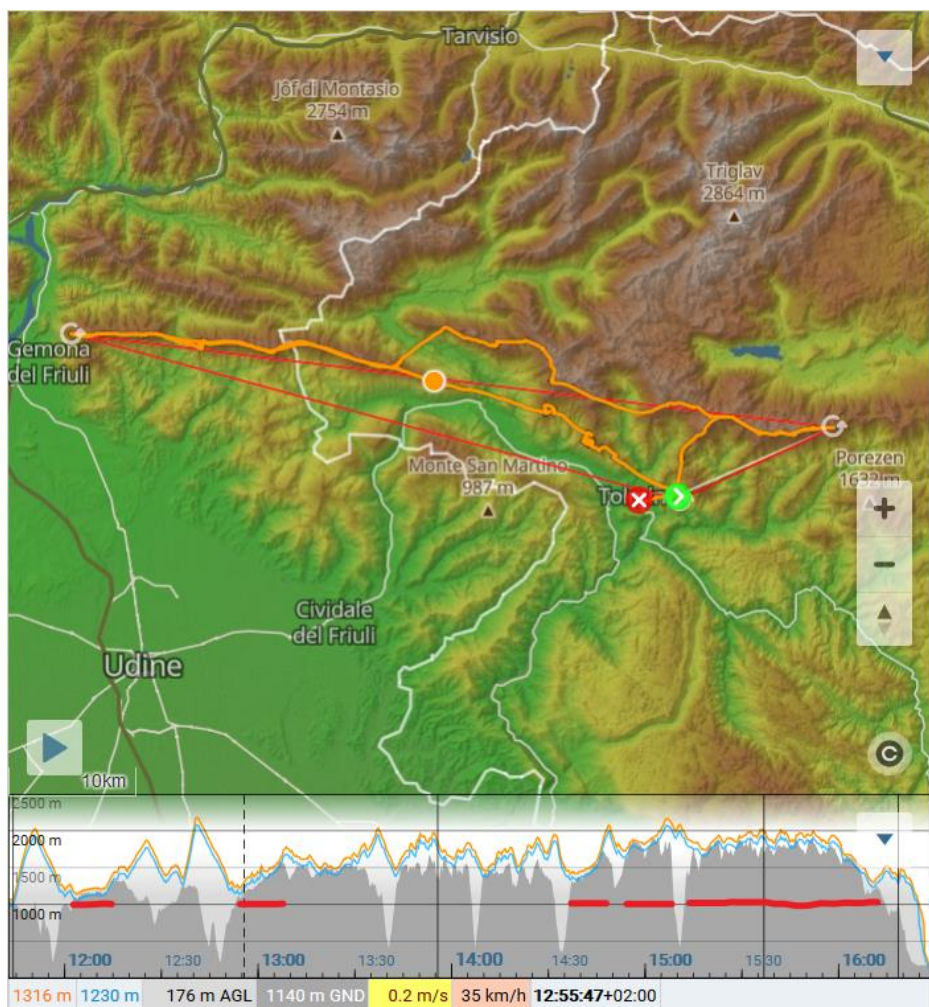
6.4 Rozdíl mezi létáním v rovinách a v horách

Plachtařská komunita se rozděluje na dva tábory: jeden, který nedá dopustit na létání v rovinách, a druhý, který upřednostňuje hory. Já osobně mám rád obě varianty. V horách je létání trošku rychlejší a létání kolem Alpských hřebenů bývá velmi často nádherné. V rovinách disponuje pilot zase větší výškou nad terénem a má možnost letět kamkoliv, protože není omezen reliéfem zemského povrchu.

6.4.1 Hory

Jak už jsem zmiňoval o odstavce výše, létání v hornatých oblastech má své kouzlo. Stoupavé proudy zde většinou fungují častěji a více než v rovinách, což je zapříčiněno nakloněním svahů ke slunci, paprsky tak dopadají téměř kolmo na povrch a většina tepelné energie je přijímána zemským povrchem. Slunce se opírá do nakloněných svahů hor již od rána, pilot má prostor odstartovat dříve než v rovinách. Tratě se většinou plánují tak, aby byly uzavřené. To znamená, že se pilot vrátí na místo, kde odstartoval. Díky členitému reliéfu terénu se stoupavé proudy odtrhávají od většiny skalnatých žeber hor, označují se tak boční úzké skalnaté hřebínky, spadající z vrcholových nebo hřebenových partií po spádnicí k úpatí hory. Tato žebra tvoří kotle, které jsou dobrými zásobníky pro nahřátý vzduch. Díky anabatickému proudění (viz kapitola 4.2.4.2) může pilot svahovat a udržovat si stejnou výškovou hladinu, zrychluje tak svoji průměrnou rychlost na trati a v podstatě existují terény, kde piloti točí stoupáky jen před velkým přeskokem do další části údolí (viz obrázek 18). Díky vyšší nadmořské výšce odtržení stoupavého proudu většinou bývají základny oblačnosti ve vyšší nadmořské výšce než v rovinách.

V horách se dá letět dvěma způsoby, buďto po hlavním hřebeni, nebo po svazích pod hlavním hřebenem. Nejrychlejší variantou je létání přes hlavní hřeben hor, musí k tomu být splněna podmínka, že kondenzační hladina musí být výš než hlavní hřeben hor. Varianta létání po svazích pod hlavním hřebenem se většinou volí při nízkých kondenzačních hladinách, anebo ji praktikují piloti v začátcích, kteří ještě nemají dostatek zkušeností a mnohdy se bojí letět do vysokých hor (Martens, 2014).



Obrázek 18: Trasa a vertikální profil výšky letu. Červená silná čára určuje odsvahované části letu. Červená tenká určuje výslednou uzavřenou trať. Oranžová barva je přesný záznam z GPS přístroje. (zdroj:

<https://www.xcontest.org/2014/world/en/flights/detail:kricijunior/17.8.2014/09:42>)

Hory ale mají také svoji zápornou stránku z hlediska bezpečnosti létání. Každá konstrukce sportovních leteckých prostředků má svoji konstrukční rychlost, například u padákových kluzáků se základní rychlost pohybuje kolem $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a maximální $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. V situaci kdy se rychlost větru blíží k základní rychlosti leteckého prostředku, je pilot ohrožen a může dojít k situaci, kdy se jeho dopředná rychlost vůči zemi může rovnat nule, nebo dokonce začne se svým leteckým zařízením „couvat“ (slangový výraz pro ztrátu dopředné rychlosti a přechod do režimu letu dozadu). V horách jsou tyto situace nebezpečné hlavně proto, že vzduch, který vystupuje po návětrné straně hornatého terénu, dosahuje svých maximálních rychlostí na vrcholu hory, nebo dosáhne svého maxima obtékáním terénu do zúžených míst údolí, kde se proudnice vzduchu nahustí. Pilot také musí

počítat s možným výskytem turbulencí za horským reliéfem (viz kapitola 4.3). V průběhu dne se také ve většině údolí u zemského povrchu rozfoukává silný údolní vítr, který je zrádný hlavně u pilotů, kteří tyto místní podmínky neznají. Celé trvání letu jsou ve výškových hladinách, které nejsou ovlivněny údolními větry, a při klesání pod hřebeny kopců začnou piloti ztrácet svoji dopřednou rychlost a začnou couvat do nebezpečných turbulentních míst. Údolní větry fungují v průběhu dne díky anabatickému proudění (viz kapitola 4.2.4.2). Vzhledem k tomu, že v horách funguje lépe termické proudění, které je silnější než v rovinách, vyskytují se také silnější kompenzační sestupné proudy (viz kapitola 4.1), tyto stříhy větru jsou nebezpečné pro začínající piloty a při proletění stříhem větru v nízké letové hladině nad terénem může být důsledek fatální. Když bývá předpověď velmi instabilního teplotního zvrstvení atmosféry s možností výskytu konvektivní bouře (viz kapitola 5.1), většinou se konvektivní oblačnost vytvoří dříve v horách než v rovinách. V tyto dny piloti většinou volí taktiku získat výšku základen v horách a při prvním náznaku výskytu větších Cu con odletět do rovin a vzdalovat se před konvektivními bouřemi.

6.4.2 Roviny

Létání v rovinách je z mého pohledu mnohem bezpečnější než v horách. Pilot má v rovinách neomezené možnosti, kudy zvolí trasu svého letu. Většinou má větší konstrukční výšku na vyhledávání dalších stoupáků, například když je výška terénu 400 m n. m. a základny oblačnosti jsou v 2600 m n. m., má konstrukční výšku na uskutečnění dalšího plánovaného kroku přes dva kilometry. V případě, že fouká silnější vítr, má možnost letět po větru a nemusí se bát turbulencí vzniklých reliéfem terénu (viz kapitola 4.3).

Létání v rovinách je obtížnější na udržení se ve vzduchu. Vyhledávání stoupavých proudů je zde mnohdy složitější a stoupavé proudy v rovinách nebývají tak silné jako v horách, bavíme-li se o porovnání například českých hor a českých rovin. Existují místa, například v Brazílii, kde se létají nejdelsí tratě v rovinách (v roce 2019 byl překonán rekord 564 km volnou vzdáleností uletěnou po větru, viz: <https://xcmag.com/news/world-records-tumble-on-big-day-in-tacima/>), v těchto místech jsou stoupavé proudy nesrovnatelně silnější než v našich podmínkách. Důvodem je zeměpisná poloha Brazílie, termika nad pevninou je tím silnější, čím blíže k rovníku se vyskytuje, když se ve vzduchu vyskytuje vlhkost.

7. Závěr a diskuze

Hlavními cíli této práce bylo shrnout a utřídit informace o vertikálních pohybech v atmosféře. Vertikální pohyby jsou důležitou součástí cirkulace zemské atmosféry a dochází při nich k transportu energie, vlhkosti a látek. Mají zásadní vliv na vývoj počasí a oblačnosti. Vývoj počasí je každý den jiný a závisí na stavu vertikálního zvrstvení atmosféry. Vertikální pohyby mohou být spojeny i s nebezpečnými jevy jako jsou například turbulence, konvekce vedoucí ke konvektivním bouřím anebo propady studeného vzduchu. Tyto jevy jsou nebezpečné především pro leteckou dopravu a piloty sportovních leteckých zařízení.

Úvod práce je věnován základním poznatkům o zemské atmosféře, jejím vertikálním dělení, stavu vrstev podle stability atmosféry a transportu látek a energie.

Hlavní kapitola je zaměřená na mechanismy a příčiny vzniku vertikálních pohybů. Podle vzniku jsou rozděleny do tří hlavních kategorií, a to na konvekční, dynamicky podmíněné a turbulenci. Je dán důraz na popis vzniku těchto pohybů a jejich měřítka působení (prostorová i časová). Dále jsou popsány charakteristické rychlosti těchto vertikálních pohybů a vývoj počasí, kterým jsou doprovázeny. U konvekce a turbulence je v této kapitole popsán základní mechanismus vývoje a rychlosti vertikálních pohybů, k nimž se znovu vrací část práce věnovaná atmosférickým jevům nebezpečným pro létání.

Dynamicky podmíněné vertikální pohyby jsou dále rozděleny na velkoměřítkové vertikální pohyby v tlakových útvarech, velkoměřítkové pohyby na frontách a orografické vertikální pohyby. Je rozebrána a diskutována jejich horizontální mohutnost, rychlost vertikálních pohybů a vliv na vývoj počasí.

V práci jsou uvedeny i složky globální cirkulace atmosféry s výraznými vertikálními pohyby, jako jsou pasáty, antipasáty a monzuny. Tyto cirkulační systémy mají velký vliv na vývoj počasí a ovlivňují i zemědělskou produkci v místě svého působení.

Frontální velkoměřítkové pohyby jsou zkoumány především z hlediska vývoje oblačnosti a srážek, které je doprovází.

Orografické vertikální pohyby jsou zaměřeny na katabatické a anabatické proudění. Tato proudění se vyskytují v hornatých oblastech a mají vliv na vývoj

počasí. Orografické vertikální pohyby se vytvářejí kvůli rozdílnému ohřívání (nebo ochlazování) zemského povrchu. V příslušné kapitole jsou popsány hlavní příčiny vzniku těchto pohybů a dále je propojená s využitím tohoto proudění v letecké části práce.

V další kapitole jsou popsány atmosférické jevy doprovázené nebezpečnými jevy na létání. Nejčastěji k těmto jevům dochází při výskytu konvektivních bouří, ať už jsou tvořeny z termické konvekce, nebo na frontálních rozhraních. Tyto konvektivní bouře vznikají silnými konvekčními výstupy a následně pro zachování hmoty vzduchu dochází ke kompenzačním sestupným proudům, které jsou doprovázeny vypadáváním srážek, krupobitím, silnými turbulencemi nebo třeba downbursty. V této kapitole jsou u každého jevu popsána rizika, jaká pilot podstupuje, když prolétává takovou oblastí, spolu s možnými následky. Naštěstí v dnešní době už existuje mnoho výpočetních modelů na odhad výskytů těchto nebezpečných atmosférických jevů a piloti jsou tak informováni od dispečerů letového provozu, nebo dokonce mají na palubě letadla vlastní radary a senzory na odhalení možného výskytu nebezpečí. Člověk ovšem není stroj a vývoj počasí je mnohdy rychlejší, než by se dalo předpokládat, proto je dobré vědět, jak se v krizových situacích chovat. Rád se nechám překvapit, kam se vývoj letecké techniky dostane, a jestli jednou letecká doprava bude natolik bezpečná, že se bude létat bez nehod.

Tímto se dostáváme do části, kde jsem vnesl vlastní pohled a zkušenosti s nebezpečnými situacemi v létání. Za 8 let, kdy se závěsnému létání věnuji, jsem už několik nebezpečných situací souvisejících s vertikálními pohyby v atmosféře zažil, ať už z prvního pohledu (do nebezpečné situace jsem se dostal sám), anebo se do této situace dostal některý z mých kolegů pilotů. Jsem rád, že instruktoři létání myslí i na začátečníky a učí piloty na speciálních kurzech v bezpečí nad vodní hladinou nácvik chování v těchto nestandardních a nebezpečných letových podmínkách.

Poslední kapitola je zaměřená především na termiku a pohyb sportovních leteckých zařízení v ní. Pro piloty bezmotorových kluzáků je zásadní rozdíl, jestli létají v rovinách anebo v horách. V těchto dvou oblastech se používají rozdílné taktiky letu, které jsou v práci vysvětleny a které souvisí s charakteristikami termických proudů. Pro pohyb bezmotorových kluzáků je velmi důležité umět poznat

místa s potenciálem pro výskyt termických proudů a vědět, proč se termické proudy vytvářejí. Popis vývoje termických proudů a míst, kde se vytvářejí, je součástí této kapitoly. Je nastíněna problematika dlouhých přeletů, překonávání hranic pilotů a vytváření nových rekordů. K této problematice není mnoho odborných textů, a proto jsem využíval hlavně svých vlastních zkušeností, rad od kolegů pilotů a internetových dat z již uletěných tratí. Možnosti přeletů jsou zde uvedeny v souvislosti s charakteristickými vertikálními pohyby vzduchu, vlastnostmi zemského povrchu a meteorologickými situacemi, které je umožňují. Při létání bez motoru může být každá chyba v rozhodování zásadní a pilot může ukončit svůj let, přičemž v něm už nebude moci dále pokračovat.

Práce také propojuje meteorologické jevy a s nimi spojenou terminologii s pojmy (často slangovými) rozšířenými mezi piloty, čímž může být užitečná pro případné vážnější zájemce o porozumění vertikálním pohybům v atmosféře a dalším meteorologickým jevům souvisejícím s podmínkami pro létání.

8. Přehled literatury a použitých zdrojů

Literatura

BEDNÁŘ, Jan a Otakar ZIKMUNDA. *Fyzika mezní vrstvy atmosféry: Vysokoškolská příručka pro studenty matematicko-fyzikálních a přírodovědeckých fakult.* Praha: Academia, 1985. ISBN 21-070-85.

BEDNÁŘ, Jan. *Pozoruhodné jevy v atmosféře: atmosférická optika, akustika a elektřina.* Praha: Academia, 1989. ISBN 80-200-0054-2.

BELINSKIĚ, V. A. *Dynamic meteorology.* Washington: Office of Technical Services, U.S. Dept. of Commerce, 1961.

BRANIŠ, Martin a Iva HŮNOVÁ, ed. *Atmosféra a klima: aktuální otázky ochrany ovzduší.* Praha: Karolinum, 2009. ISBN 978-80-246-1598-1.

BRUNT, David. *Physical & dynamical meteorology.* Cambridge: The University Press, 1934.

BRUNT, David. *Meteorology.* London: H. Milford, 1928.

DVOŘÁK, Petr. *Termika: [vyšší škola plachtění].* Cheb: Svět křídel, 2012. ISBN 978-80-87567-06-7.

DVOŘÁK, Petr. *Letecká meteorologie: učebnice meteorologie pro piloty kvalifikace UL, GLD, PPL, CPL, ATPL a všechny ostatní, kteří potřebují odborné znalosti letecké meteorologie.* Vyd. 1. Cheb: Svět křídel, 2010. ISBN 978-80-86808-85-7.

EMANUEL, Kerry A. *Atmospheric convection.* Vyd. 1. New York: Oxford University Press, 1994. ISBN 0195066308.

FEJT, Miroslav. *Létání na Černé hoře.* Pilot: bulletin Letecké amatérské asociace ČR. 2011 (1) strana 35 – 37. Praha: Letecká amatérská asociace ČR, 1992 –. ISSN issn1211-4081.

FRANKLIN, James A. *Turbulence and lateral-directional flying qualities.* Springfield: National Technical Information Service, 1971.

GOLDSMITH, Bruce a kol. *Fifty ways to fly better.* Edinburgh: Cross Country International Ltd., 2018. ISBN 978-0-9570727-2-5.

HÄCKEL, Hans. *Atlas oblaků*. Vyd. 2. Praha: Academia, 2009. ISBN 978-80-200-1783-3.

HOLTON, James R. *An introduction to dynamic meteorology*. Vyd. 2. New York: Academic Press, 1979. ISBN 0122543606.

HORÁK, Zdeněk a František KRUPKA. *Fyzika: příručka pro vysoké školy technického směru*. Bratislava: Alfa, 1976.

CHROMOV, Sergej Petrovič. *Meteorológia a klimatológia*. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, 1968. ISBN 71-056-68.

KEMEL, Miroslav. *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Praha: Vydavatelství ČVUT, 1996. ISBN 80-01-01456-8.

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

KLABZUBA, Jiří. *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. Vyd. 1. Praha: Česká zemědělská univerzita, 2000. ISBN 978-80-213-0704-9.

KURZ, Manfred. *Synoptic meteorology*. Vyd. 2. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst, 1998. ISBN 3881483381.

MALONE, Thomas F. *Compendium of meteorology*. Vyd. 1. Boston: American Meteorological Society, 1951. ISBN 978-1-940033-70-9.

MARTENS, Burkhard. *Das thermikbuch für Gleitschirm – und Drachenflieger*. Vyd. 4. München: EMTB–Führer, 2014. ISBN 978-3-00-046072-2.

Meteorologický slovník výkladový a terminologický s cizojazyčnými názvy hesel ve slovenštině, angličtině, němčině, francouzštině a ruštině. Praha: Academia, 1993. ISBN 80-85368-45-5.

PECHALA, František a Jan BEDNÁŘ. *Příručka dynamické meteorologie*. Praha: Academia, 1991. ISBN 80-200-0198-0.

PLÁŠEK, Jaromír. *Modré moře pod blankytnou oblohou, Modrá barva nebe a vody z pohledu fyziky*. Vesmír, 2019 (12) strana 28 – 32. Praha: 1871 –. ISSN issn0042-4544.

PLOS, Richard. *Paragliding*. Vyd. 2. Cheb: Svět křídel, 2004. ISBN 80-85280-57-4.

PROŠEK, Pavel a František REIN. *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. Praha: SPN, 1982.

PRUPPACHER, Hans R. a James D. KLETT. *Microphysics of clouds and precipitation*. Boston: D. Reidel Pub. Co., 1978. ISBN 9027705151.

ŘEZÁČOVÁ, Daniela a kol. *Fyzika oblaků a srážek*. Praha: Academia, 2007. ISBN 978-80-200-1505-1.

SHAW, Napier. *Manual of meteorology*. Vyd.1. Cambridge: The University press, 1919.

SOUKUPOVÁ, Jana. *Atmosférické procesy: (základy meteorologie a klimatologie)*. Vyd. 6. Praha: Česká zemědělská univerzita, 2011. ISBN 978-80-213-2234-9.

TARBUCK, Edward J. a Frederick K. LUTGENS. *An Introduction to Physical Geology: The earth*. Vyd. 3. New York: Macmillan Publishing Company, 1987. ISBN 0-675-21205-7.

TONI, Bourama. *Advances in interdisciplinary mathematical research: applications to engineering, physical and life sciences*. New York: Springer, 2013. ISBN 978-1-4614-6344-3.

VYSOUDIL, Miroslav. *Základy fyzické geografie 1 : Meteorologie a klimatologie*. Vyd. 1. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2013. ISBN 978-80-244-3892-4.

WARNECK, Peter. *Chemistry of the natural atmosphere*. Vyd. 2. San Diego: Academic Press, 2000. ISBN 0127356320.

Internetové zdroje

[1] AMATEUR STORMCHASING SOCIETY – Bouřky a jejich vliv na leteckou dopravu. *AMATEUR STORMCHASING SOCIETY – počasí: bouřky, blesky, oblaky a podobné jevy* [online]. Copyright © Petr Popel [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <http://www.bourky.com/ostatni-clanky/bourky-a-jejich-vliv-na-leteckou-dopravu/>

[2] Atmosférické fronty – Meteocentrum.cz. *Meteocentrum.cz – předpověď počasí podrobně, počasí aktuálně* [online]. Copyright © 2007 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://www.meteocentrum.cz/zajimavosti/encyklopedie/atmosfericke-fronty>

- [3] Cumulonimbus Clouds – an overview | ScienceDirect Topics. *ScienceDirect.com / Science, health and medical journals, full text articles and books*. [online]. Copyright © 1949 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/cumulonimbus-clouds>
- [4] Cumulus congestus (Cu con) | International Cloud Atlas. *ICA Website / International Cloud Atlas* [online]. Copyright © 2017 WMO [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://cloudatlas.wmo.int/species-cumulus-congestus-cu-con.html>
- [5] How Do Downbursts Form? | National Weather Service. *National oceanic and atmospheric administration / National Weather Service* [online]. Copyright © 2020 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://www.weather.gov/lmk/downburst>
- [6] Kroupy | In–počasí. *Počasi – předpověď počasí, aktuální informace | In–počasí* [online]. Copyright © 2020 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/kroupy/>
- [7] Meteorologický slovník. *Meteorologický slovník* [online]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/>
- [8] Nebe nad Českem brázdí meteorologické balóny se sondami | In–počasí. *Počasi – předpověď počasí, aktuální informace | In–počasí* [online]. Copyright © 2020 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/meteorologicke-balony-sondy-4.2.2020/>
- [9] Polar stratospheric clouds — Australian Antarctic Division. *Australian Antarctic Division — Australia in Antarctica* [online]. Dostupné z: <http://www.antarctica.gov.au/about-antarctica/environment/atmosphere/polar-stratospheric-clouds>
- [10] SIVS – kód 6. *Portál ČHMÚ : Home* [online]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/om/vystrahy/napoveda/dest.html>
- [11] SPDF – OMNIWeb Service. *SPDF – OMNIWeb Service* [online]. Dostupné z: <https://modelweb.gsfc.nasa.gov/>
- [12] The Aviation Herald. *The Aviation Herald* [online]. Copyright © 2008 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z:

http://avherald.com/h?search_term=lightning+strike&opt=0&dosearch=1&search.x=0&search.y=0

[13] Vertikální profil teploty vzduchu v atmosféře – Meteo Aktuality – počasí seriózně. *Meteo Aktuality – Seriózně a aktuálně o počasí každý den – počasí seriózně* [online]. Copyright © 2020 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://www.pocasimeteoaktuality.cz/vertikalni-profil-teploty-vzduchu-v-atmosfere/>

[14] Vodní pára v atmosféře :: MEF. *Fyzika :: MEF* [online]. Copyright © 2006 [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <http://fyzika.jreichl.com/main.article/view/656-vodni-para-v-atmosfere>

[15] Všeobecná (planetární) cirkulace vzduchu | Eduportál Techmania. *Eduportál | Eduportál Techmania* [online]. Copyright © Techmania Science Center, o.p.s. [cit. 22.03.2020]. Dostupné z: <https://edu.techmania.cz/cs/encyklopedie/fyzika/meteorologie/vseobecna-planetarni-cirkulace-vzduchu>

[16] What is Interplanetary Space? – Universe Today. *Universe Today – Space and astronomy news* [online]. Dostupné z: <https://www.universetoday.com/34074/interplanetary-space/>

9. Seznam použitých zkratk a jednotek

Zkratky

Ci – Cirrus

As – Altostratus

Ac – Altocumulus

Cu con – Cumulus congestus

Cb – Cumulonimbus

Ns – Nimbostratus

SLZ – sportovní letecké zařízení

GPS – Global Positioning System

AGL – Above Ground Level

SELČ – střeoevropský letní čas

UTC – koordinovaný světový čas

ppm – jedna miliontina celku

ppb – jedna miliardtina celku

ppt – jedna triliontina celku

Jednotky

mm – milimetr

cm – centimetr

m – metr

km – kilometr

cm³ – centimetr kubický

m.s⁻¹ – metr za sekundu

km.s⁻¹ – kilometr za sekundu

km.h⁻¹ – kilometr za hodinu

$\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ – celková hmotnost za sekundu

$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ – celková hmotnost za sekundu procházející metrem čtverečním

mg/m^3 – miligram na metr kubický

ng/m^3 – nanogram na metr kubický

% – procenta

$^{\circ}\text{C}$ – stupeň Celsia

K – Kelvin

hPa – hektopascal

$^{\circ}$ – stupeň

' – minuta

m n. m. – metry nad mořem

10. Seznam použitých obrázků

OBRÁZEK 1: VERTIKÁLNÍ DĚLENÍ ATMOSFÉRY (ZDROJ: BEDNÁŘ, 2007)	15
OBRÁZEK 2: PŘÍKLAD VERTIKÁLNÍHO ZVRSTVENÍ (ZDROJ: HTTP://POCASI.ASTRONOMIE.CZ/AEROLOGICKY_VYSTUP2.HTM)	18
OBRÁZEK 3: AEROLOGICKÝ BALÓN SE SONDOU (ZDROJ: HTTPS://WWW.IN-POCASI.CZ/CLANKY/TEORIE/METEOROLOGICKE-BALONY-SONDY-4.2.2020/)	19
OBRÁZEK 4: VERTIKÁLNÍ A HORIZONTÁLNÍ POHYBY – MECHANISMY (ZDROJ: VYSOUDIL, 2013)	22
OBRÁZEK 5: SCHÉMATICKÉ PROUDĚNÍ V TLAKOVÉ NÍŽI A VÝŠI (ZDROJ: KLABZUBA, 2000)	25
OBRÁZEK 6: PROUDĚNÍ VZDUCHU (ZDROJ: HTTPS://EDU.TECHMANIA.CZ/CS/ENCYKLOPEDIE/FYZIKA/METEOROLOGIE/VSEOBECNA-PLANETARNI-CIRKULACE-VZDUCHU)	26
OBRÁZEK 7: VERTIKÁLNÍ ŘEZ TEPLOU FRONTOU (ZDROJ: HTTPS://IS.MUNI.CZ/DO/RECT/EL/ESTUD/PEDF/PS14/FYZ_GEOGR/WEB/PAGES/04-CIRKULACE.HTML)	28
OBRÁZEK 8: VERTIKÁLNÍ ŘEZ STUDENOU FRONTOU I . TYPU (ZDROJ: HTTPS://IS.MUNI.CZ/DO/RECT/EL/ESTUD/PEDF/PS14/FYZ_GEOGR/WEB/PAGES/04-CIRKULACE.HTML)	29
OBRÁZEK 9: VERTIKÁLNÍ ŘEZ STUDENOU FRONTOU II. TYPU (ZDROJ: HTTPS://IS.MUNI.CZ/DO/RECT/EL/ESTUD/PEDF/PS14/FYZ_GEOGR/WEB/PAGES/04-CIRKULACE.HTML)	30
OBRÁZEK 10: VZNIK FÉNU (ZDROJ: SOUKUPOVÁ, 2011)	32
OBRÁZEK 11: POŠKOZENÍ NÁBĚŽNÝCH HRAN KŘÍDEL LETADLA OD KRUP (ZDROJ: HTTP://WWW.BOURKY.COM/OSTATNI-CLANKY/BOURKY-A-JEJICH-VLIV-NA-LETECKOU-DOPRAVU/)	37
OBRÁZEK 12: POŠKOZENÍ TRUPU LETADLA OD BLESKU (ZDROJ: HTTP://WWW.BOURKY.COM/OSTATNI-CLANKY/BOURKY-A-JEJICH-VLIV-NA-LETECKOU-DOPRAVU/)	38
OBRÁZEK 13: DOWNBURST (ZDROJ: HTTP://OEA.LARC.NASA.GOV/TRAILBLAZER/SP-4216/PHOTOS/P60A.JPG)	41
OBRÁZEK 14: TRASA A VERTIKÁLNÍ PROFIL VÝŠKY LETU. ČERVENÁ TENKÁ URČUJE VÝSLEDNOU UZAVŘENOU TRAŤ. ORANŽOVÁ BARVA JE PŘESNÝ ZÁZNAM Z GPS PŘÍSTROJE. (ZDROJ: HTTPS://WWW.XCONTEST.ORG/2018/WORLD/EN/FLIGHTS/DETAIL:KRICIJUNIOR/17.8.2018/09:36)	45
OBRÁZEK 15: USTŘEDĚNÍ STOUPAVÉHO PROUDU A HLEDÁNÍ JÁDRA STOUPAVÉHO PROUDU. (ZDROJ: HTTPS://WWW.RCBAZAR.CZ//USERFILE/TOEN.JPG)	46
OBRÁZEK 16: VÝVOJ TERMICKÉ AKTIVITY NA ČERNÉ HOŘE V DOPOLEDNÍCH HODINÁCH. ČERVENÁ MÍSTA BÝVAJÍ DOBRÝM ZDROJEM TERMICKÝCH PROUDŮ, MODRÁ MÍSTA BÝVAJÍ BEZ TERMICKÉ AKTIVITY. ČERNOU BARVOU ZVÝRAZNĚNÁ PLOCHA URČENÁ NA START A PŘISTÁNÍ (PODLE: FEJT, 2011)	48
OBRÁZEK 17: VÝVOJ TERMICKÉ AKTIVITY NA ČERNÉ HOŘE V DOPOLEDNÍCH HODINÁCH. ČERVENÁ MÍSTA BÝVAJÍ DOBRÝM ZDROJEM TERMICKÝCH PROUDŮ, MODRÁ MÍSTA BÝVAJÍ BEZ TERMICKÉ AKTIVITY. ORANŽOVÁ BARVA ZNAČÍ ANABATICKÉ PROUDĚNÍ VYUŽÍVANÉ PŘI SVAHOVÁNÍ. ČERNOU BARVOU ZVÝRAZNĚNÁ PLOCHA URČENÁ NA START A PŘISTÁNÍ (PODLE: FEJT, 2011)	49

OBRÁZEK 18: TRASA A VERTIKÁLNÍ PROFIL VÝŠKY LETU. ČERVENÁ SILNÁ ČÁRA URČUJE ODSVAHOVANÉ ČÁSTI LETU.

ČERVENÁ TENKÁ URČUJE VÝSLEDNOU UZAVŘENOU TRAI. ORANŽOVÁ BARVA JE PŘESNÝ ZÁZNAM Z GPS PŘÍSTROJE.

(ZDROJ: [HTTPS://WWW.XCONTEST.ORG/2014/WORLD/EN/FLIGHTS/DETAIL:KRICIJUNIOR/17.8.2014/09:42](https://www.xcontest.org/2014/world/en/flights/detail:kricijunior/17.8.2014/09:42))

..... 51