

Univerzita Karlova v Praze  
Matematicko-fyzikální fakulta

## **DIPLOMOVÁ PRÁCE**



Michal Pokorný

### **Multimediální přehled synoptické meteorologie**

Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Michal Žák, Ph.D.

Studijní program: Fyzika, obor Meteorologie a klimatologie

2008

Děkuji Mgr. Michalu Žákovi, Ph.D. a Doc. RNDr. Jaroslavu Kopáčkovi, CSc.  
za vedení diplomové práce, rady a připomínky k obsahové stránce práce.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci napsal samostatně a výhradně s použitím  
citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce.

V Praze dne 20.6.2008

Michal Pokorný

# Obsah

<b>Obsah</b>	<b>3</b>
<b>Anotace, klíčová slova</b>	<b>5</b>
<b>Úvod</b>	<b>6</b>
<b>1 Vzduchové hmoty</b>	<b>12</b>
1.1 Definice vzduchových hmot, podmínky formování .....	13
1.2 Termodynamická klasifikace vzduchových hmot .....	14
1.3 Geografická klasifikace vzduchových hmot .....	15
1.4 Charakteristiky teplých vzduchových hmot .....	17
1.5 Charakteristiky studených vzduchových hmot .....	19
1.6 Charakteristiky místních vzduchových hmot .....	20
1.7 Charakteristiky geografických typů vzduchových hmot .....	20
1.8 Transformace vzduchových hmot .....	23
1.9 Vliv orografie na vzduchové hmoty .....	24
<b>2 Atmosférické fronty</b>	<b>25</b>
2.1 Klasifikace atmosférických front.....	26
2.2 Sklon frontální plochy .....	27
2.3 Tlakové pole a pole tlakových tendencí v oblasti front.....	28
2.4 Teplá fronta.....	29
2.5 Koncepční modely teplé fronty.....	30
2.6 Studená fronta .....	38
2.7 Koncepční modely studené fronty .....	40
2.8 Okluzní fronta .....	47
2.9 Koncepční modely okluzní fronty s teplým přenosovým pásem.....	48
2.10 Koncepční modely okluzní fronty se studeným přenosovým pásem.....	56
2.11 Frontogeneze a frontolýza .....	60
2.12 Vliv orografie a podkladu na fronty .....	62
2.13 Výškové frontální zóny.....	63
2.14 Tryskové proudění .....	64

<b>3 Tlakové útvary</b>	<b>67</b>
3.1 Typy tlakových útvarů, stádia jejich vývoje.....	67
3.2 Vznik a vývoj cyklon.....	69
3.3 Vlastnosti cyklon v různých stádiích vývoje.....	71
3.4 Vznik a vývoj anticyklon.....	73
3.5 Výškové tlakové útvary.....	75
3.6 Pohyb tlakových útvarů.....	76
3.7 Regenerace cyklon a anticyklon.....	77
3.8 Vliv orografie na cyklony a anticyklony.....	77
<b>Závěr</b>	<b>79</b>
<b>Seznam použitých zkratk</b>	<b>82</b>
<b>Literatura</b>	<b>84</b>

Název práce: Multimediální přehled synoptické meteorologie

Autor: Michal Pokorný

Katedra: Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Michal Žák, Ph.D.

e-mail vedoucího: Michal.Zak@mff.cuni.cz

Abstrakt: Diplomová práce obsahuje přehled synoptické meteorologie, provázání znalostí tzv. Norské meteorologické školy s modernějšími koncepty. Zabývá se vzduchovými hmotami, atmosférickými frontami a tlakovými útvary. Mimo jiné se tu objevuje i přehled novějších koncepčních modelů atmosférických front, ale také ukázky využití družicových i radarových pozorování v synoptické praxi. První kapitola se zabývá formováním vzduchových hmot a jejich rozdělením. Dále je zmíněna transformace vzduchových hmot. Následující kapitola představuje základní klasifikaci front. Fronty jsou také zobrazeny pomocí družicových snímků a snímků radiolokačních odhadů srážek. Ve třetí kapitole je rozebrán vznik a vývoj cyklon a anticyklon.

Klíčová slova: fronta, cyklona, anticyklona, vzduchová hmota, synoptická meteorologie

Title: Multimedia Overview of Synoptic Meteorology

Author: Michal Pokorný

Department: Department of Meteorology and Environment Protection

Supervisor: Mgr. Michal Žák, Ph.D.

Supervisor's e-mail address: Michal.Zak@mff.cuni.cz

Abstract: This diploma thesis contains an overview of the synoptic meteorology, from the so called Norwegian meteorological school and its interlacing with more modern concepts. It deals with air masses, atmospheric fronts and pressure systems. Further, the overview of latter conceptual models of atmospheric fronts is presented. It shows using of satellite and radar measurements in synoptical praxis, as well. The first chapter introduces formation of air masses and apportionment of air masses. It notices transformation of air masses, too. The second chapter deals with basic clasification of atmospheric fronts. Fronts are shown with help of satelite and radar images. Creation and development of pressure systems follows.

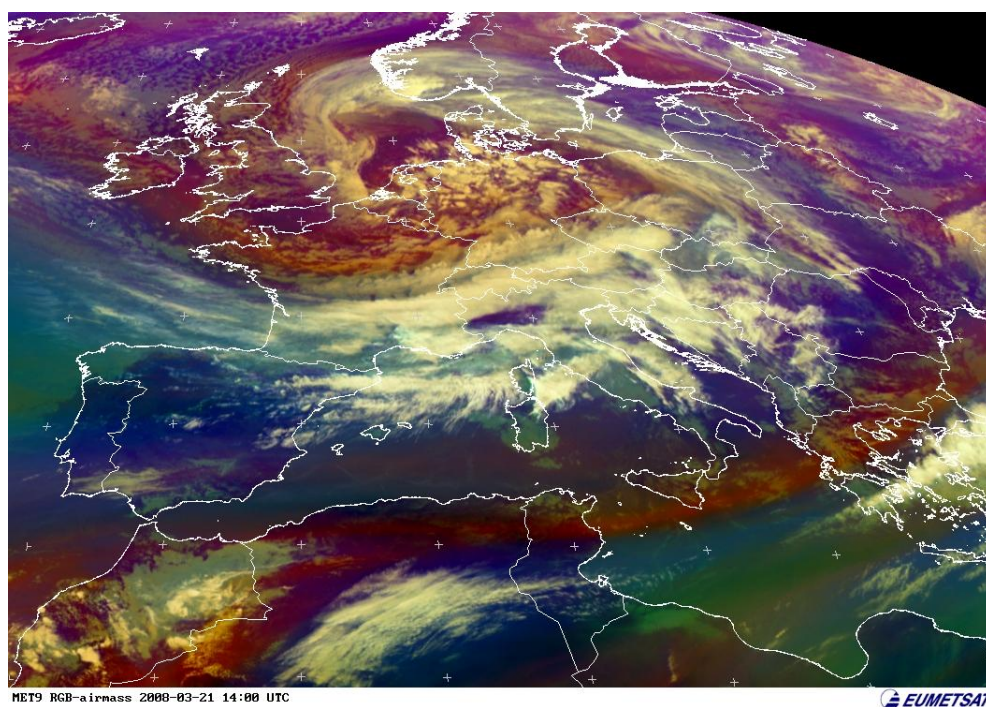
Keywords: front, cyklone, anticyclone, air mass, synoptical meteorology

# Úvod

Tuto tištěnou formu diplomové práce je třeba chápat jako úvod k materiálům v elektronické podobě, jako stručnější představení samotné diplomové práce. Plné znění diplomové práce je v multimediální formě na přiloženém CD.

Provázání klasických teorií s moderními poznatky v oblasti meteorologie a ukázky družicových snímků a snímků radiolokačních odhadů srážek totiž způsobují značný rozsah celé práce. Elektronická podoba diplomové práce by měla sloužit jako podklad pro výuku synoptické meteorologie. Proto jsou kapitoly podrobné, což přispívá k dalšímu zvětšení rozsahu celé práce.

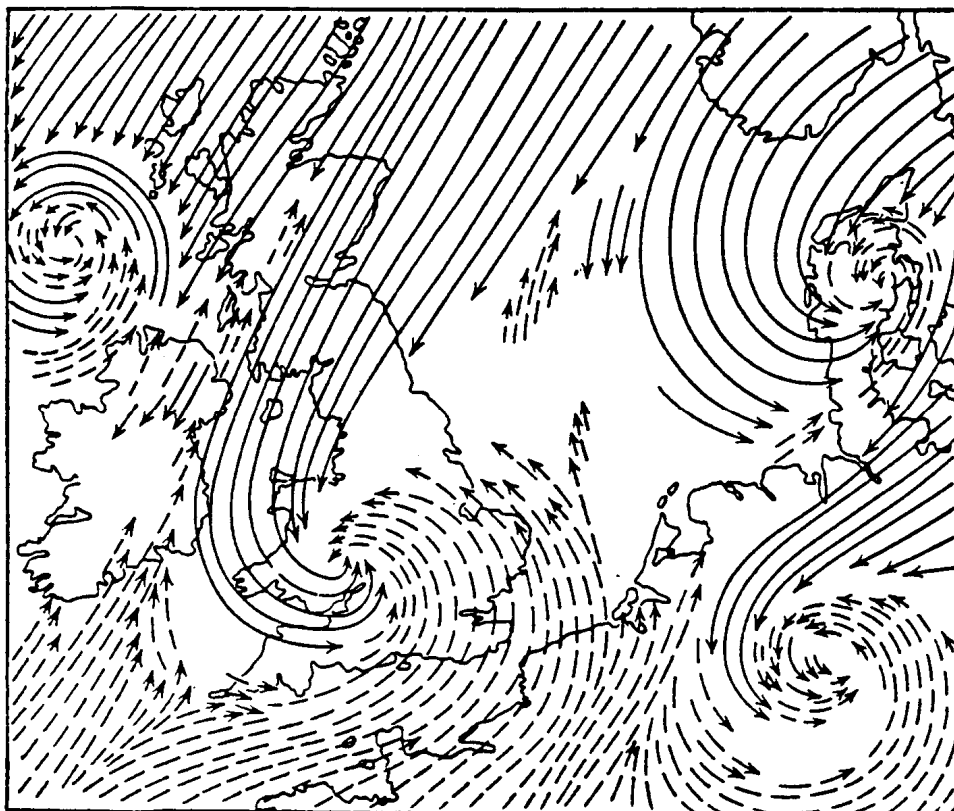
Již v polovině devatenáctého století zjistil Fitz-Roy, že oblasti nízkého tlaku v mírných zeměpisných šířkách jsou obvykle tvořeny dvěma různými typy vzduchových hmot. Jedná se o teplou vlhkou vzduchovou hmotu, která vzniká v subtropích a studenou suchou hmotu, která pochází z mírných zeměpisných šířek. Podle tohoto předpokladu vznikají oblasti nízkého tlaku mírných šířek na rozhraní těchto dvou vzduchových hmot a rozvíjejí se do cyklonálně rotujících vírů. Tyto útvary vtahují do cirkulace obě vzduchové hmoty. Taková představa (obr. 2) je i dnes překvapivě moderní a koresponduje s proudy, které známe z družicových snímků (obr. 1).



Obr. 1: Rozložení vzduchových hmot v cykloně

podle [5]

V čase Fitz-Royovy práce byla ale větší pozornost věnována rozložení tlaku, nikoliv struktuře proudění. Až na počátku dvacátého století došel Shaw k podobným závěrům při studiu trajektorií vzduchových částic a rozložení srážek v pohybujících se cyklonách.



Obr .2: Model cyklony podle Fitz-Roye

podle [2]

Po první světové válce představili Bjerknes a Solberg tzv. *teorii polární fronty*. Ta byla sestavena na základě četných studií cyklon kterou umožnila síť meteorologických stanic v západní a severní Evropě. Tato síť dosáhla po válce značného rozvoje a zdokonalení.

Teorie polární fronty je založena na existenci teplotní diskontinuity podobné frontě (válečné), která se rozkládá na rozhraní polárního a tropického vzduchu. Tato diskontinuita proto byla nazvána polární fronta. Cyklona se formuje jako nestabilní vlnová porucha na polární frontě a prochází typickým životním cyklem, ve kterém se eventuálně rozvine v obrovský silně rotující vír. Během tohoto procesu dochází k vertikálním pohybům velkého měřítka, ve kterých vystupuje teplý vzduch vzhůru a studený vzduch sesedá. Celkově vzniká cirkulace, ve které se dostupná potenciální energie v oblasti polární fronty transformuje na kinetickou energii cyklonálních pohybů. Takový převodní mechanismus byl představen Margulesem v roce 1903 jako nejdůležitější zdroj kinetické energie v cykloně.

Teorie polární fronty nepovažuje cyklony a anticyklony za poruchy, ale dává jim podstatu nedílné součásti cirkulace na zemských polokoulích. Bjerknes a Solberg dokázali,

že meridionální transport vzduchových hmot, který je důležitý pro rozdělení tepla a hybnosti, nemůže být kvůli zemské rotaci ovlivněn jednotlivými meridionálními cirkulacemi mezi pólem a rovníkem. Podobná cirkulace podél horizontální osy zůstává omezena pro nižší zeměpisné šířky. Severně od ní zajišťují nezbytnou výměnu vzduchových hmot velké cyklonální a anticyklonální víry transportem tropického vzduchu k severu a polárního vzduchu k jihu.

Když byla formulována teorie polární fronty, byla dostupná pouze přízemní měření meteorologických prvků. Až v pozdější době, s postupným rozvojem zkoumání atmosféry ve vyšších hladinách, se stala dostupná i aerologická data. Původní názory a teorie pak byly mnohokrát přezkoumávány na základě znalostí situací ve volné atmosféře, zejména Bjerknese, Bergerona, Palmene atd. Rozvoj v používání radiosond pro získávání informací z vysokých hladin troposféry dal reálný podklad pro formulování poznatků o trojrozměrné struktuře cyklon i anticyklon. Potvrzoval tak jejich někdy dost idealizované představy o podmínkách v těchto tlakových útvarech. Objevovaly se ale také různé odchylky od idealizovaných představ Norské školy (viz dále). Takováto zjištění si vyžadovala svoje vysvětlení a proto se hledala nová vysvětlení a teorie. Takovým případem jsou např. teorie přenosových pásů. Jednotlivé přenosové pásy představují pohybující se objemy vzduchu, které se liší svou teplotou, obsahem vlhkosti apod. Na základě svých vlastností a v závislosti na směru pohybu určují podmínky počasí v jednotlivých sektorech tlakových útvarů. Objasňují tak některé dříve teorií Norské školy nevysvětlené jevy, jako je např. oblačnost v teplém sektoru cyklony, srážky před studenou frontou, existenci studené fronty v oblasti teplé advekce aj. Nicméně, základní koncepty polární fronty si zachovaly svou platnost až do dneška.

Jak bylo již zmíněno, klasické pohledy na synoptickou meteorologii byly formulovány ve 20. letech 20. století. Bergeron, Bjerknes, Solberg a jejich kolegové působili v Bergenu v Norsku. Pro jejich pracovní skupinu a vlastně i pro jejich názory a teorie se vžilo běžně užívané označení *Norská škola*. Postupné zdokonalování technik a prostředků radiosondáže dávalo nahlédnout stále víc a víc do struktury atmosférických jevů během jejich životního cyklu. Postupně byly objevovány vzestupné a sestupné proudy uvnitř cyklon plynoucí z proměnlivosti gradientu větru podél proudění.

V oblasti cyklogeneze a anticyklogeneze bylo učiněno několik následujících závěrů. Vypracování map četnosti výskytu cyklon ukazují dobře vyjádřená maxima ve směru proudění od hlavních překážek, horských masívů. To ukazuje výskyt pohyblivých cyklon poněkud mimo hlavní centra jejich formování. Centra anticyklon se nacházejí převážně



nad subtropickými oceány ve všech obdobích roku a v oblastech vyšších zeměpisných šířek během zimy nad kontinenty. Anticyklonální vorticity je tlumena zjevným teplem troposféry v mezní vrstvě, proto anticyklony obvykle obcházejí vnitrozemské vodní plochy a zálivy moří, které jsou v zimě teplejší než okolní kontinent.

Práce ze 60. a 70. let přichází s tzv. *self-development* konceptem. Ten pojednává o tom, že rozvoj cyklony v přízemní hladině nastává kdykoli a kdekoli tam, kde ve výškách oblast cyklonální vorticity překrývá přízemní baroklinní zónu.

Řezy cyklonou vykazují určité charakteristické znaky. Jedná se oblast chladného vzduchu v troposféře a relativně nízko položenou a teplou stratosféru nad oblastí studeného vzduchu. Z výsledné cyklonální cirkulace, která je nejsilnější poblíž tropopauzy, vyplývá následná hydrostatická úvaha. Cyklonou může být považován za anomálii v poli kladné potenciální vorticity, která se oddělila od hlavního centra potenciální vorticity, ležícího více směrem k pólu.

V devadesátých letech byly učiněny některé další závěry. Oblasti kladné potenciální vorticity jsou trvale přítomny podél tropopauzy hned nad oblastí cyklonální cirkulace v nízkých hladinách. Tvar, výška a orientace tropopauzy je ale rozhodující pro následný vývoj a intenzitu cyklon a anticyklon.

Young a Evans užívali pro klasifikaci mimotropických cyklon družicové snímky. Z jejich závěrů plyne, že mohou existovat typické rozměry atmosférických proudů, které jsou spojené s různým druhem cyklogeneze. Bývají odlišeny různými znaky oblačnosti, což je patrné právě z družicových snímků.

Různé koncepční modely životního cyklu cyklon, které jsou odvozené od satelitních snímků odráží strukturu proudů velkého měřítka měřeno podle amplitudy vlny, vlnové délky, konfigurace JTST, statické stability prostředí, sklonu brázdy a stupně konfluence nebo difluence proudění na pozadí.

Studie také objevily existenci důležitých znaků, které se zřetelně odlišují od klasického Norského pohledu. Jedná se o studenou split frontu jižně od středu cyklony nebo již zmíněnou oblačnost v teplém sektoru cyklony.

Diplomová práce obsahuje přehled klasické synoptické meteorologie (tzv. Norské meteorologické školy) a provázání jejích klasických znalostí s moderními poznatky. Zabývá se vzduchovými hmotami, atmosférickými frontami a tlakovými útvary. Objevuje se tu i přehled novějších koncepčních modelů atmosférických front, využití družicových

i radarových pozorování. Cílem práce je připravit materiály, které budou sloužit pro následnou podporu výuky synoptické meteorologie.

Kapitola *Vzduchové hmoty* se zabývá existencí větších oblastí vyplněných relativně stejnoměrně ohřátým vzduchem. Tato velkorozměrová množství vzduchu jednotného charakteru označujeme pojmem vzduchové hmoty. Tyto velkoprostorové části atmosféry se formují pod vlivem různých podmínek. V případě dostatečně dlouhého setrvání v určité geografické oblasti tak získávají své charakteristické vlastnosti. Rozdělení vzduchových hmot je uvedeno jednak podle místa vzniku vzduchové hmoty, ale také podle jejich termodynamických vlastností. Vzduchové hmoty prodělávají postupný vývoj, při kterém se mění jejich základní typické charakteristiky. Takovému procesu říkáme transformace vzduchové hmoty. Ta obvykle nastává po přemístění vzduchové hmoty nad povrch s vlastnostmi jinými než vykazoval povrch v místě formování vzduchové hmoty. Kapitola se zabývá základními metodami výzkumu a sledování transformace. Zmíněné jsou i některé veličiny, které se používají pro hodnocení změn probíhajících uvnitř vzduchových hmot. V závěru kapitoly je popsán vliv tvaru zemského povrchu na vzduchové hmoty. Vysoká pohoří totiž představují překážku pro jejich přemístění. Při kontaktu přemísťující se vzduchové hmoty s pohořím může vynuceně vznikat oblačnost a měnit se teplotní režim uvnitř vzduchové hmoty.

V místech, kde dochází ke styku dvou vzduchových hmot různých typů, nastává obvykle výrazný skok v průběhu jednotlivých meteorologických prvků. Takovýto prostor se nazývá frontální plocha nebo krátce fronta a věnuje se mu druhá kapitola. Fronta představuje skloněnou plochu. Výpočet sklonu je naznačen Margulesovým vzorcem. Pro fronty je uvedena základní klasifikace jak podle typických projevů počasí, podle geografických znaků, ale i podle horizontálních a vertikálních rozměrů. Uvedeny jsou i zvláštnosti tlakového pole a tlakových tendencí v oblasti atmosférických front. Podrobně jsou popsány charakteristiky teplých, studených i okluzních front. Uvedena je obvyklá šířka srážkového pásma a typická oblačnost pro jednotlivé typy front. Popisuje se také charakteristické počasí v oblasti fronty, jeho změny po přechodu čáry fronty. U okluzních front je navíc vysvětlen proces jejich vzniku. Jednotlivé druhy front jsou také zobrazeny pomocí družicových snímků a snímků radiolokačních odhadů srážek. Zmíněny jsou i možné odchylky od typických schémat, hlavně vzhledem k oblačnosti a srážkám v oblasti fronty. Jednotlivé druhy front jsou také doplněny o koncepční modely podle Rakouské meteorologické služby. Koncepční modely atmosférických systémů jsou popisem jejich charakteristické struktury, jejich životního cyklu

a s nimi spojených jevů počasí. Konceptní modely mají základ ve studiu pozorovaného chování atmosférických systémů, které patří do stejné kategorie. Modely jsou často podporovány výsledky numerických simulací. Představují prokládání družicových snímků grafickými údaji, vertikální řezy i slovní popis. Kapitola se také zabývá procesem tvorby a rozpadu front, který nazýváme frontogeneze a frontolýza. Také na atmosférické fronty působí orografie. Dochází k jejich zadržování a deformaci. Zobrazeny jsou některé konkrétní případy vlivu pohoří na postupující fronty jak družicovými snímky, tak i analýzou přízemního pole.

V souvislosti se zpracováním materiálů, které se týkají konceptních modelů atmosférických front, se potýkáme s problémy v překladu některých nových pojmů, nebo jejich přiřazení českým ekvivalentům. V textu jsou takové pojmy většinou vysvětleny, nebo je aspoň uvedena literatura, která poskytuje jejich vysvětlení. Jedná se převážně o stránky Rakouské meteorologické služby, které mimo vysvětlení pojmů a návodu jak s nimi zacházet, popisují mnoho dalších konceptních modelů v oblasti atmosférických front a tlakových útvarů.

Nerovnoměrné prostorové rozložení tlaku vzduchu podmiňuje výskyt tlakových systémů v atmosféře. Rozložení tlaku vzduchu má mnohotvárný charakter a neustále se mění. Přesto je možné na přízemních mapách podle izobar určit základní tvary barického reliéfu. Základními tlakovými útvary jsou cyklony a anticyklony. Kapitola se zabývá jejich typy podle geografických podmínek vzniku, směru pohybu a vertikální mohutnosti. Následně je rozebrán vznik a vývoj cyklon i anticyklon. Probrána jsou také vývojová stadia tlakových útvarů, především se zaměřením na podmínky počasí, které v tlakových útvarech převládají v jednotlivých stádiích vývoje. Texty jsou také doplněny družicovými snímky a výseky analyzovaných přízemních map. Dále je pojednáno o přemísťování tlakových útvarů. Uvedeny jsou podmínky vedoucí k pohybu útvarů a ovlivňující jeho směr. Objasněn je proces regenerace a podmínky, při kterých k regeneraci tlakových útvarů může docházet. V případě cyklon a anticyklon se také projevuje vliv orografie, uvedeny jsou některé konkrétní případy.

# Kapitola 1

## VZDUCHOVÉ HMOTY

Na základě pozorování se ukazuje, že šířkový teplotní kontrast mezi pólem a rovníkem není rozdělen rovnoměrně. Existují větší oblasti, které jsou vyplněné relativně stejnoměrně ohřátým vzduchem. Tato velkoprostorová množství vzduchu jednotného charakteru označujeme pojmem vzduchové hmoty.

V úvodu této kapitoly se práce zabývá podmínkami formování a úlohou prostředí v tomto procesu. Zmíněny jsou některé konkrétní geografické oblasti formování, ve kterých obvykle získávají vzduchové hmoty svoje specifické vlastnosti.

Rozdělení vzduchových hmot můžeme provádět jednak podle místa vzniku vzduchové hmoty, ale také podle jejich termodynamických vlastností. Z hlediska termodynamické klasifikace určujeme relativní teplotu vzhledem k okolním vzduchovým hmotám, ale také stabilitu vzduchové hmoty. Pro jednotlivé typy vzduchových hmot jsou uvedeny typické projevy počasí jak písemnou formou, tak i náhledem na synoptickou mapu nebo družicový snímek, který dokresluje celkovou představu hlavně o oblačnosti v daném typu vzduchové hmoty.

Vzduchové hmoty prodělávají také postupný vývoj, při kterém se mění jejich základní typické charakteristiky. Takovému procesu říkáme transformace vzduchové hmoty. Ta obvykle nastává po přemístění vzduchové hmoty nad povrch s vlastnostmi jinými než vykazoval povrch v místě formování vzduchové hmoty. Zmíněné jsou i některé veličiny, které se používají pro hodnocení změn probíhajících uvnitř vzduchových hmot.

V závěru kapitoly je popsán vliv tvaru zemského povrchu na vzduchové hmoty. Vysoká pohoří totiž představují překážku pro proudění vzduchu. Při kontaktu přemísťující se vzduchové hmoty s pohořím může docházet k vynuceným pohybům, vzniku oblačnosti a může se měnit teplotní režim uvnitř vzduchové hmoty.

# 1.1 DEFINICE VZDUCHOVÝCH HMOT, PODMÍNKY FORMOVÁNÍ

Troposféru lze členit podle fyzikálních vlastností na relativně stejnorodé oblasti vzduchu, tzv. *vzduchové hmoty*, uvnitř kterých se pozorují jen malé horizontální gradienty teploty i mnoha dalších meteorologických veličin a změny těchto veličin s výškou vykazují určitou zákonitost, charakteristickou pro danou vzduchovou hmotu. Formují se pod vlivem radiačních, cirkulačních a geografických podmínek. V případě dostatečně dlouhého setrvání v určité geografické oblasti získávají charakteristické vlastnosti.

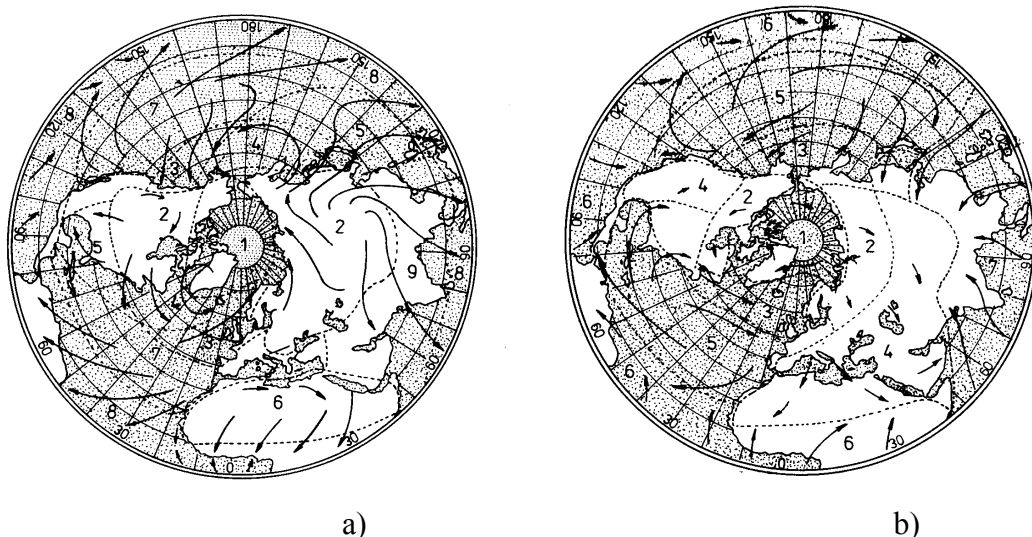
Horizontální rozsah oblastí vzduchových hmot je řádově tisíce km. Ve vertikálním směru se studené vzduchové hmoty rozprostírají do několika km, někdy ale až po tropopauzu (v závislosti na ročním období), teplé vzduchové hmoty se rozprostírají v celé troposféře, někdy dosahují i do spodní stratosféry.

## **Podmínky formování vzduchových hmot**

Prostor, ve kterém vzduch přijímá vlastnosti jedné vzduchové hmoty, tj. prostor vzniku vzduchové hmoty se nazývá ohnisko (obr. 1.1), nebo také zdroj vzduchové hmoty (ZVH). Vytváření vzduchové hmoty určitých vlastností probíhá především pod vlivem podkladu v tomto prostoru. ZVH se mohou vyskytovat v různých zeměpisných šířkách, při různé teplotě podkladu i vzduchu, odpovídající tepelné i radiační rovnováze dané zeměpisné šířky. Z těchto důvodů vznikají teplotní rozdíly mezi vzduchovými hmotami. Další rozdíly vznikají na základě charakteru podkladu (pevnina - moře, reliéf, povrch) a tím i jeho teploty.

Cirkulační podmínky hrají při formování vzduchových hmot také důležitou roli. Jedná se hlavně o případy, kdy formování vzduchové hmoty probíhá v málo pohyblivých, rozsáhlých a hlubokých, tedy v centrálních tlakových útvarech.

Částice vzduchu (ale také vzduchová hmota jako celek) tedy postupně získává teplotu a další vlastnosti, typické pro podmínky počasí v ohnisku v daném ročním období. Když se teplota přestane měnit, předpokládáme, že se tato vzduchová hmota zcela zformovala. Získaná teplota je průměrnou teplotou, protože během dne kolísá a nazývá rovnovážná teplota.



Obr.1.1: Zdroje vzduchových hmot a) v zimě, b) v létě, podle Zvereva [1]

- a) 1 – arktický, 2 – kontinentální vzduch mírných zeměpisných šířek, 3) – mořský vzduch mírných zeměpisných šířek, 4 a 5 – přechodný, 6 – kontinentální tropický, 7 – mořský tropický, 8 – rovníkový, 9 – monzunový
- b) 1 – arktický, 2 – kontinentální vzduch mírných zeměpisných šířek, 3) – mořský vzduch mírných zeměpisných šířek, 4 – kontinentální tropický, 5 – mořský tropický, 6 – rovníkový, 7 – monzunový

## 1.2 TERMODYNAMICKÁ KLASIFIKACE VZDUCHOVÝCH HMOT

Podle termodynamické klasifikace rozlišujeme tyto základní typy vzduchových hmot:

- a) teplé vzduchové hmoty - stabilní a instabilní,
- b) studené vzduchové hmoty - stabilní a instabilní,
- c) místní vzduchové hmoty - stabilní a instabilní.

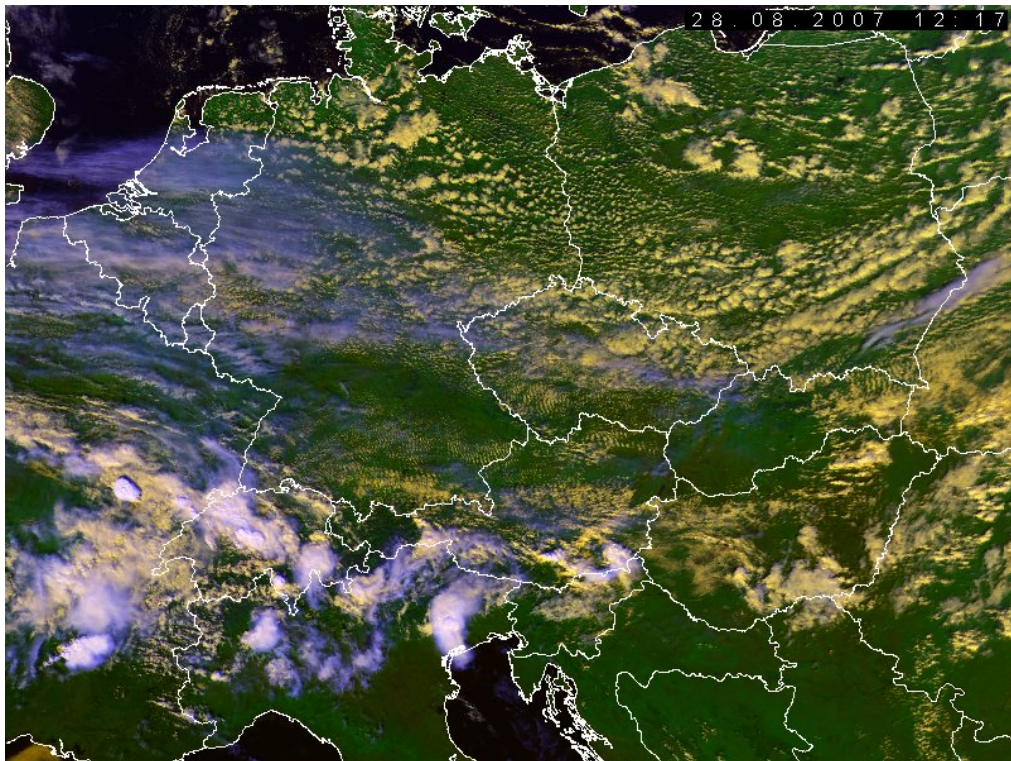
*Teplá vzduchová hmota* je taková vzduchová hmota, která se v dané oblasti postupně ochlazuje. Pohybuje se tedy do studenějšího prostředí.

*Studená vzduchová hmota* je taková vzduchová hmota, která se v dané oblasti postupně prohřívá.

*Místní vzduchová hmota* je taková vzduchová hmota, která dlouhou dobu setrvává v dané oblasti. Ze dne na den si zachovává své základní vlastnosti bez podstatných změn.

*Stabilní vzduchová hmota* je taková vzduchová hmota, ve které je vertikální teplotní gradient  $\gamma$  menší než suchoadiabatický nebo nasyceně adiabatický gradient  $\gamma_a$  ( $\gamma < \gamma_a$ ), takže se konvektivní vertikální pohyby nerozvíjejí ani během dne a netvoří se kupovitá oblačnost.

*Instabilní vzduchová hmota* je taková vzduchová hmota, ve které je vertikální teplotní gradient  $\gamma$  větší než suchoadiabatický nebo nasyceně adiabatický gradient  $\gamma_a$  ( $\gamma > \gamma_a$ ), takže se během dne rozvíjí rozsáhlá turbulence a konvektivní pohyby, vedoucí k tvorbě kumulů, pokud není vzduchová hmota příliš suchá (obr. 1.2).



Obr.1.2: Kupovitá oblačnost ve studené instabilní vzduchové hmotě

podle [5]

### 1.3 GEOGRAFICKÁ KLASIFIKACE VZDUCHOVÝCH HMOT

Geografická klasifikace, navržená ještě ve dvacátých letech dvacátého století Bergeronem, je založena na geografické poloze zdroje vzduchové hmoty a dělí vzduchové hmoty na čtyři základní typy podle polohy základních teplotních pásem:

- 1) arktický (antarktický) vzduch (AV),
- 2) vzduch mírných zeměpisných šířek - polární vzduch (PV),
- 3) tropický vzduch (TV),

- 4) ekvatoriální vzduch (EV), který se v současnosti z klasifikace vylučuje, protože se jedná o vlhký tropický vzduch.

V každém základním typu, kromě ekvatoriálního vzduchu, rozlišujeme ještě mořskou (m) a kontinentální vzduchovou hmotu (k).

Přesné určení typu vzduchových hmot podle geografické klasifikace bývá často poměrně složité. Používají se proto doplňující charakteristiky typů vzduchových hmot, jako čerstvý, původní, vracející se atd. Vedle tohoto rozdělení se někdy v synoptické meteorologii používají ještě detailnější klasifikace. Jedná se např. o dvojité rozdělení základních vzduchových hmot podle konkrétní oblasti jejich vzniku. Dostáváme tak šest druhů vzduchových hmot, které se ještě dělí na kontinentální a mořské. V úvahu se dále bere délka dráhy a druh podkladu, nad kterým se vzduchová hmota pohybovala. Takovou klasifikaci vzduchových hmot využívá Německá meteorologická služba.

Pro studium a sledování pohybu i vývoje vzduchových hmot lze dnes využívat i družicových snímků. Příkladem je produkt Airmass sestavený ze snímků družice MSG (obr. 1.3).

Jedná se o produkt, jehož cílem je zobrazení rozdílných vzduchových hmot a výšky tropopauzy.

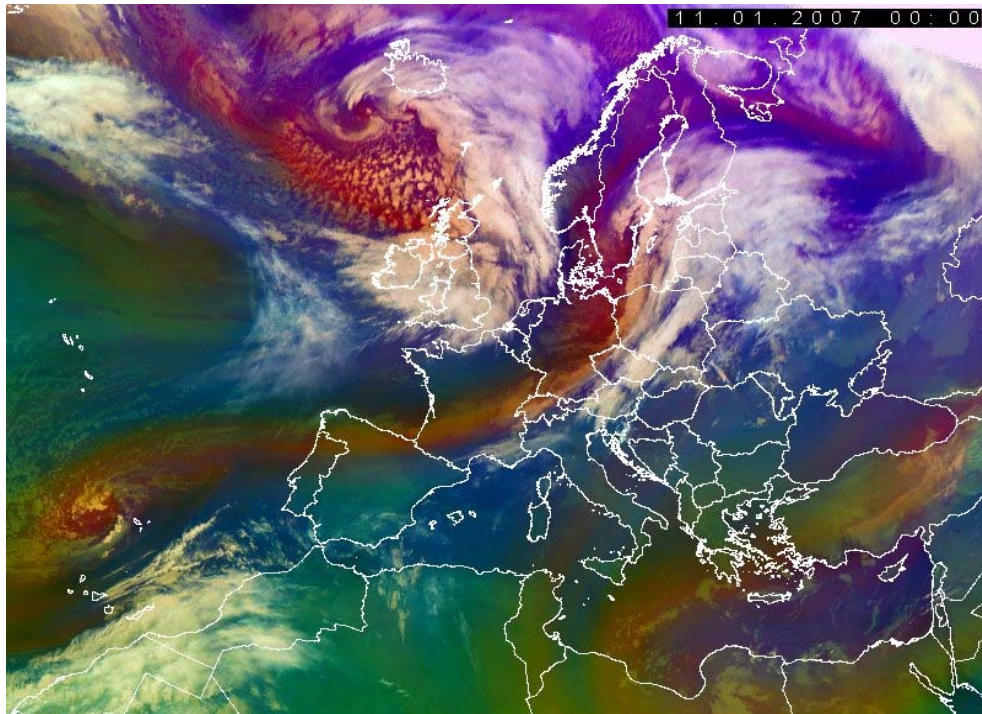
Červená složka představuje rozdíl kanálů WV6.2 - WV7.3 (-25 K až 0 K), zelená IR9.7 - IR10.8 (-40 K až +5 K), modrá je inverzně kanál WV6.2 (243 K až 208 K).

V prvním přiblížení odpovídají zelené odstíny vzduchové hmotě subtropického původu. Tropopauza je zde výrazně výše než v polární vzduchové hmotě, tedy nad subtropickou vzduchovou hmotou je méně celkového množství chladného ozónu. Proto je zde tak výrazně větší příspěvek zelené složky.

Červená složka vypovídá především o vlhkosti v horní troposféře, čím hlouběji do troposféry vidíme (oblasti sesedání suchého vzduchu), tím je příslušná vrstva teplejší. V oblastech s nejsušší vrchní troposférou dostaneme nejčervenější barevné odstíny.

Modrá zobrazuje rozložení vlhkosti a oblačnosti v horní části troposféry. Velké gradienty mezi různě barevnými odstíny mohou indikovat oblasti osy jet streamu.





Obr.1.3: Produkt Airmass

podle [5]

zelená barva nad severní Afrikou naznačuje výskyt subtropické vzduchové hmoty, nad východní Evropou je patrné pronikání chladného vzduchu od severu, prudké přechody barev naznačují frontální rozhraní

## 1.4 CHARAKTERISTIKY TEPLÝCH VZDUCHOVÝCH HMOT

### Teplé stabilní vzduchové hmoty

#### **Ve studené polovině roku**

Teplá stabilní vzduchová hmota se nad pevninami pozoruje zpravidla ve studené polovině roku. Ve střední Evropě jsou to nejčastěji vzduchové hmoty, které pronikají nad kontinent od Atlantského oceánu. Čím je jejich dráha položena jižněji, tím jsou teplejší a vlhčí. Tato vzduchová hmota může být nad pobřežím zpočátku i instabilní, ale při dalším postupu dál do vnitrozemí se ochlazuje od podkladu a stabilizuje se.

Teplá stabilní vzduchová hmota je charakteristická hlavně pro teplé sektory cyklon a k nim přiléhající severní okraje anticyklon.

Charakteristickým počasím pro tento typ vzduchové hmoty je proto souvislá oblačnost St, Sc, někdy doprovázená mrholením nebo tvorbou advekčních mlh.

### **V teplé polovině roku**

V teplé polovině roku je teplá stabilní vzduchová hmota charakteristická pro moře a oceány, kdy nad relativně chladný povrch vody advehuje teplý vzduch z pevniny, nebo když se vzduchová hmota přemísťuje z teplého povrchu vody nad studený, při sousedství teplého a studeného mořského proudu. Typickým počasím teplé stabilní vzduchové hmoty nad mořem v létě jsou advekční mlhy a vrstevnatá oblačnost.

Teplá stabilní vzduchová hmota se nad pevninou může vyskytovat v létě v málo pohyblivých anticyklonách, kdy dlouhotrvající sestupné pohyby způsobí vytvoření tzv. subsidenčních inverzí. V takovéto vzduchové hmotě lze pozorovat jasné a teplé počasí.

## **Teplé instabilní vzduchové hmoty**

V teplé polovině roku se teplá instabilní vzduchová hmota může vyskytovat jen nad pevninou (nad mořem jen v tropických oblastech).

Ve studené polovině roku může být relativně teplá vzduchová hmota instabilní nad mořem a nad pobřežím, pokud se relativně teplý vzduch přemísťuje nad ještě teplejší hladinu. V zimě se tedy vzduch prohřívá od vodní hladiny, tvoří se oblaka Cb, postupem nad pevninu se ale rychle stabilizuje.

Charakteristickým počasím jsou oblaka typu Cu, někdy Cb s přeháňkami, často i bouřkami včetně nočních. Občas se objevují i radiační mlhy, zvláště po dešti a rychlém vyjasnění. Denní chod meteorologických prvků je v instabilní teplé vzduchové hmotě větší, než ve stabilní.

Jako celek je ale teplá vzduchová hmota především stabilní vzduchovou hmotou, hlavně nad pevninou ve studené polovině roku.

## 1.5 CHARAKTERISTIKY STUDENÝCH VZDUCHOVÝCH HMOT

### **Studené instabilní vzduchové hmoty**

Studená instabilní vzduchová hmota se nad pevninami pozoruje zpravidla v teplé polovině roku, zvláště pak při vpádu mořského polárního vzduchu (mPV) a mořského arktického vzduchu (mAV) nad pevninu. Nad oceány a moři se tato vzduchová hmota pozoruje hlavně v chladné polovině roku, lze ji ale pozorovat i v létě při přemístění relativně studené vzduchové hmoty (AV nebo PV) nad teplejší vodní hladinu.

Charakteristickým počasím ve studených instabilních vzduchových hmotách jsou oblaky druhu Cu, Cb s přeháňkami nebo bouřkami. V noci se nad pevninou mohou tvořit radiační mlhy. Tvoření mlh je možné jen při značné vlhkosti vzduchu.

Ve studené polovině roku se studená instabilní vzduchová hmota vyskytuje nad mořem. Denní chod meteorologických prvků je malý. Vývoj kupovitých oblaků nastává často jen v noci, kdy se horní vrstvy vlhkého vzduchu vyzařováním ochlazují a instabilita vzduchové hmoty tím roste.

### **Studené stabilní vzduchové hmoty**

Studené stabilní vzduchové hmoty se vyskytují nad pevninami především v zimním období. V létě se mohou pozorovat jen v polárních oblastech nad ledem nebo sněhem Arktidy a Antarktidy. Nad oceány a moři se tyto vzduchové hmoty obvykle nevyskytují.

Charakteristickým počasím ve studené stabilní vzduchové hmotě nad pevninami v chladné polovině roku je počasí s malou oblačností a mrazy, někdy doprovázené radiačními mlhami. Radiační mlhy vznikají v přízemní vrstvě inverze. Často se vyskytují tzv. průmyslové mlhy, které vznikají v oblastech se zvýšenou koncentrací kondenzačních jader. Druhým typem podmínek ve studených stabilních vzduchových hmotách nad pevninou v zimě je počasí s rozsáhlou vrstevnatou oblačností (St, Sc) a vyššími teplotami než v prvním případě. Denní chod meteorologických prvků je pak menší než v prvním případě.

Jako celek se studená vzduchová hmota jeví na rozdíl od teplé jako instabilní, hlavně nad souší v teplé polovině roku.

## 1.6 CHARAKTERISTIKY MÍSTNÍCH VZDUCHOVÝCH HMOT

Místní vzduchové hmoty mohou být v libovolném ročním období stabilní i instabilní. Závisí to na původních vlastnostech a směru transformace vzduchové hmoty, ze které se daná hmota vytvořila.

Místní vzduchová hmota, která se tvoří z teplé hmoty jejím ochlazením od povrchu podkladu, nabývá obvykle vlastností stabilní vzduchové hmoty.

Místní vzduchová hmota, která se tvoří ze studené hmoty jejím prohříváním od povrchu podkladu, je zpravidla instabilní vzduchovou hmotou.

Výjimky se určují dodatečnými faktory vztahujícími se ke stabilitě vzduchových hmot. Jedná se např. o synoptické podmínky, hodnotu a znaménko vertikální rychlosti  $w$  nebo původní oblačné pokrytí.

Nad pevninami jsou místní vzduchové hmoty v létě obvykle instabilní a v zimě stabilní. Nad oceány a moři bývají v létě častěji stabilní a v zimě instabilní.

Podmínky počasí uvnitř místních vzduchových hmot se určují podle toho, zda je vzduchová hmota stabilní nebo instabilní, suchá nebo vlhká, v závislosti na stavu povrchu podkladu, ročním období a synoptických podmínkách.

## 1.7 CHARAKTERISTIKY GEOGRAFICKÝCH TYPŮ VZDUCHOVÝCH HMOT

### Arktický vzduch (AV)

Oblast formování AV v zimě zahrnuje prakticky celou oblast za polárním kruhem, kromě Norského moře a nezamrzající části Barentsova moře. V létě se v podstatě formuje nad Arktidou. Do Evropy se mAV dostává od severozápadu z oblasti Špicberků, kAV ze severu až severovýchodu přes Barentsovo a Karské moře.

Vertikální mohutnost u AV značně kolísá, mAV, který proudí do Evropy od severu nebo severozápadu, má zvláště velkou mohutnost. V oblasti zdroje vzduchové hmoty je obvykle 4 – 6 km. Nad Arktidou mohou tyto vzduchové hmoty dosahovat po tropopauzu,

kteřá je zde ve výšce asi 7 km. Často tyto hmoty dosahují ve střední Evropě výšku 3 až 5 km a převyšují i Alpy. V týlu cyklon na arktické frontě může mAV dosahovat vertikální mohutnost i 6 km. V kAV, který proniká do Evropy od severu až východu, je výška vzduchové hmoty ve střední Evropě značně menší, v průměru jen kolem 2 km.

Obsah vlhkosti je v kAV velmi malý. V mAV je obsah vlhkosti vyšší. Průzračnost AV je výborná. Zvláště výborná je na jaře, kdy se dohlednost v mAV ve střední Evropě pohybuje kolem 50 km, v kAV od 20 do 50 km.

### **Polární vzduch (PV)** - vzduch mírných zeměpisných šířek

Polární vzduch, resp. vzduch mírných zeměpisných šířek, je vzduchovou hmotou s proměnlivými vlastnostmi. Podléhá silné modifikaci vlivem podkladu, ale také vlivem vertikálních pohybů v pohyblivých cyklonách a anticyklonách této oblasti.

#### **Mořský polární vzduch (mPV)**

Prvotní zdroj mPV v zimním období a ve velké části i v létě jsou kontinentální anticyklony mírných a vysokých zeměpisných šířek severní Ameriky. Zpočátku je to vzduch kontinentální arktický, cestou přes Atlantský oceán se transformuje na mPV.

Nad evropskou pevninu proniká hlavně v týlu cyklon za studenými frontami. Podle dráhy cyklon a zóny zeměpisných šířek oceánu odkud proniká může mít vlastnosti blízké vlastnostem mAV nebo mTV.

#### **Kontinentální polární vzduch (kPV)**

Formuje se v centrálních a východních částech pevnin v zóně mírných zeměpisných šířek. Vzniká transformací kAV nebo mPV. Hlavní zimní zdroje kPV pro Evropu jsou stabilní anticyklony východní Evropy a Asie.

Vlastnosti kPV budou rozdílné během roku. V létě jsou v nich vysoké teploty, v zimě velmi nízké. V létě se vlastnostmi blíží tropickému, v zimě arktickému vzduchu, zvláště v přízemní vrstvě. Denní chod teploty je zvláště velký.

## **Tropický vzduch (TV)**

V tropické vzduchové hmotě vznikají v rovníkových oblastech vertikálně vyvinuté Cb, které jsou většinou organizované do velkoplošných oblačných masivů, tzv. *Cloud Cluster*. Dále severněji nacházíme naopak kvůli přetrvávajícím sestupným pohybům velmi suchý vzduch ve střední troposféře. Je oddělen od vlhkostí nasyceného vzduchu v přízemní vrstvě tzv. pasátovou inverzí, která se nachází ve výšce 1 až 2 km nad terénem. Pod ní se tvoří jen plochá kupovitá oblačnost.

### **Kontinentální tropický vzduch (kTV)**

Základní oblasti formování kTV nad kontinentem jsou nejčastěji v rozsáhlých oblastech nízkého tlaku vzduchu a také v pohyblivých anticyklonách, které nejsou tak stabilní, jako anticyklony nad mořem. Základní zdroje kTV jsou v severní Africe a v Arábii. V teplém ročním období se může kTV formovat též nad jižní Evropou, zvláště v oblasti Balkánu a Malé Asie, nebo nad jihem Ukrajiny. Na západní polokouli se kTV v zimním období netvoří, oblasti Mexika a střední Ameriky jsou prochlazené a vzduchové hmoty nad nimi jsou poměrně studené.

Vlastnostmi se kTV v zimě jen málo liší od mTV. V teplém ročním období je kTV, proudící do střední Evropy ze severní Afriky přes Středozemní moře instabilní. Typickou oblačností kTV ve střední Evropě je Ac, Ac len. Zakalení je u kTV větší než u mTV. Dohlednost se v kTV ve střední Evropě v průměru pohybuje od 2 do 6 km.

### **Mořský tropický vzduch (mTV)**

Základní oblasti formování mTV se pozorují nad moři subtropického pásma v oblastech subtropických anticyklon. Mořský tropický vzduch z nich pak proudí do mírných šířek a k rovníku jako pasátový vítr. Pro Evropu je nejbližší oblast formování mTV Azorská anticyklona. Druhá, především letní oblast formování mTV je Středozemní moře.

V oblasti formování je mTV ve spodní vrstvě instabilní, ale ve výškách 1 až 2 km se v mTV vlivem sesedání vytvářejí zadržující inverze. Při pohybu mTV k severovýchodu po severním okraji tlakové výše je mTV teplou vzduchovou hmotou. Ochladuje se postupně odspoda a zvyšuje svoji stabilitu. V zimě jsou pro ni obvyklá oblaka typu St, mrholení a mlhy. Jsou pro ni typické inverze, zvláště ve vrstvě od 600 do 1000 m nad zemí.

Obsah vlhkosti v mTV je v Evropě vysoký. Dohlednost se silně zhoršuje, především díky stabilitě vzduchu. Ta vyvolává zadržování kondenzačních produktů v přízemní vrstvě. Dohlednost může být zhoršena i obsahem písku ze Sahary, často pak klesá pod 4 km.

Jako zvláštní lokální podtyp tropického vzduchu můžeme uvést vzduch monzunový. Monzunový vzduch je charakteristický v zimě pro jižní oblasti Asie a přilehlé oblasti Indického oceánu, v létě kromě toho pro území Číny a přímořské oblasti Ruské federace. Může mít různé vlastnosti v závislosti na geografické oblasti a ročním období. Nad Indií je monzunový vzduch v zimě poměrně teplý a suchý v souvislosti se sestupnými pohyby podél svahů hor a v létě instabilní, velmi teplý a vlhký. Letní monzuny jsou doprovázené lijáky a bouřkami.

## 1.8 TRANSFORMACE VZDUCHOVÝCH HMOT

Vzduchové hmoty se neustále vyvíjí, jejich vlastnosti se mění. Tento proces vývoje nazýváme transformací vzduchových hmot.

V prvních dnech po přemístění nové vzduchové hmoty do dané geografické oblasti, která se vlastnostmi podstatně liší od původního zdroje vzduchové hmoty, dochází ke změnám teploty mezi dny o 4 až 5 °C. V dalších dnech se pak mění pouze o 1 až 2 °C denně. Při postupu studené vzduchové hmoty nad oceánem se může v prvním dni teplota změnit i o 10 až 15 °C. Proto bereme jako kritérium skončení transformace vzduchové hmoty okamžik, od kterého jsou změny průměrné denní teploty na povrchu podkladu a na hladině 850 hPa menší než 1 až 1,5 °C.

Vertikální rychlosti výrazně ovlivňují lokální změny teploty i změny stability vzduchové hmoty. Proto je velice nutné věnovat značnou pozornost vlivu vertikálních pohybů při sledování změn vlastností vzduchové hmoty.

Pro kvantitativní ohodnocení změn vzduchové hmoty využíváme tzv. konzervativní charakteristiky vzduchových hmot. Jedná se o nejstabilnější vlastnosti vzduchových hmot, tedy vlastnosti, které se mění s časem nejpomaleji. Je tedy zřejmé, že tyto vlastnosti budou nejlépe charakterizovat každou vzduchovou hmotu.

Teoretické výpočty transformace vzduchových hmot jsou založeny na využití vhodného tvaru první hlavní věty termodynamické, rovnice kontinuity vodní páry a přenosu

radiace. V práci je vysvětlen význam jednotlivých členů těchto rovnic v souvislosti s transformací vzduchových hmot.

Kurz [2] uvádí několik možných procesů transformace vzduchových hmot, mezi které patří turbulentní promíchávání, adiabatické přechody tepla od podkladu a k podkladu, uvolnění latentního tepla, nebo rozpínání a smršťování. Jednotlivé procesy jsou v práci blíže vysvětleny. Elektronická verze práce dále uvádí vliv nerovnoměrné teplotní advekce v různých výškách, radiačního ochlazení horní vrstvy vzduchové hmoty nebo vliv vzestupných a sestupných pohybů na stabilitu vzduchových hmot. Od empirických pravidel se ale i v této oblasti ustoupilo a využívají se numerické předpovědní modely.

## **1.9 VLIV OROGRAFIE NA VZDUCHOVÉ HMOTY**

Vzduchové hmoty mohou být zadržovány horami, mohou jejich vlivem měnit směr přemístění a mohou přes hory také překračovat. Přitom dochází k deformaci proudění vzduchu v horizontálním i vertikálním směru, což vyvolává změnu vlastností vzduchových hmot i podmínek počasí uvnitř těchto vzduchových hmot. Největší vliv na počasí má rozvoj vertikálních pohybů vzduchu. Vliv hor na proudění vzduchu se projevuje v horizontálním směru stovky kilometrů od hor, ve vertikálním směru několik kilometrů.

Elektronická verze práce uvádí vliv orografie zejména v souvislosti se vznikem horských a údolních větrů, fénů, nebo bóry. Je zde uveden vztah pro výpočet přibližné rychlosti větru při padání studené hmoty podél svahů. Zmiňuje ale také možnost pozorování rozdílné teploty na návětrné a závětrné straně pohoří.



## Kapitola 2

# ATMOSFÉRICKÉ FRONTY

V místech, kde dochází ke styku dvou vzduchových hmot různých typů, nastává obvykle výrazný skok v průběhu jednotlivých meteorologických prvků. V tomto prostoru nebo zóně se objevují projevy počasí, které jsou vlastní oběma typům vzduchových hmot, jejich projevy obvykle zesilují a někdy se vytvářejí zvláštní nové jevy počasí, které se jindy uvnitř vzduchových hmot nevyskytují vůbec, nebo jen ojediněle. Jedná se především o trvalý déšť (s výjimkou podmínek ve výškové cykloně), silný vítr, nebo mohutnou oblačnost.

Takovýto prostor se nazývá frontální plocha nebo atmosférická fronta a počasí v tomto prostoru nazýváme frontální počasí.

Ve vertikální ploše tvoří přechodová zóna nakloněnou úzkou vrstvou o tloušťce několika stovek metrů. Pro zjednodušení se často nahrazuje přechodová vrstva plochou a čára fronty je průsečnicí této plochy se zemským povrchem. Její délka se pohybuje od stovek kilometrů až po několik tisíc km. Sklon frontální plochy je velmi malý – pohybuje se okolo  $0,5^\circ$ . Tato hodnota se ovšem za různých podmínek trochu mění. Sklon se určuje Margulesovým vzorcem.

V této kapitole je uvedena základní klasifikace atmosférických front jak podle typických projevů počasí, podle geografických znaků, ale i podle horizontálních a vertikálních rozměrů. Uvedeny jsou i zvláštnosti tlakového pole a tlakových tendencí v oblasti atmosférických front.

Podrobně jsou popsány charakteristiky teplých, studených i okluzních front. Kapitola ukazuje a popisuje vertikální řezy frontami. Uvedena je obvyklá šířka a typická oblačnost pro jednotlivé typy front. Popisuje se také charakteristické počasí v oblasti fronty a jeho změny po přechodu čáry fronty. U okluzních front je navíc vysvětlen proces jejich vzniku.

Jednotlivé druhy front jsou také zobrazeny pomocí družicových snímků a snímků radiolokačních odhadů srážek. Na základě těchto informací je možné potvrdit obvyklé druhy oblačnosti či šířku srážkového pásma.

Zmíněny jsou i možné odchylky od typických schémat, hlavně vzhledem k oblačnosti a srážkám v oblasti fronty.

Jednotlivé druhy front jsou doplněny o koncepční modely podle Rakouské meteorologické služby. Koncepční modely atmosférických systémů jsou popisem jejich charakteristické struktury, jejich životního cyklu a s nimi spojených jevů počasí.

Koncepční modely mají základ ve studiu pozorovaného chování atmosférických systémů, které patří do stejné kategorie. Modely jsou často podporovány výsledky numerických simulací. Představují prokládání družicových snímků grafickými údaji, vertikální řezy i slovní popis. Ve své podstatě jsou i názory Norské školy koncepčním modelem. V dnešní době a v této práci ale pod pojmem koncepční modely budeme uvažovat zejména moderní poznatky opírající se o teorie přenosových pásů.

Kapitola se dále zabývá procesem tvorby a rozpadu front, který nazýváme frontogeneze a frontolýza. Zmíněny jsou především podmínky, které k těmto procesům vedou, nebo je podporují.

Také na atmosférické fronty působí orografie. Dochází k jejich zadržování a deformaci. V oblasti hor se také často může měnit oblačný systém fronty a přerušuje se srážkové pásmo. Zobrazeny jsou některé konkrétní případy vlivu pohoří na postupující fronty jak družicovými snímky, tak i analýzou přízemního pole.

## 2.1 KLASIFIKACE ATMOSFÉRICKÝCH FRONT

Meteorologický slovník výkladový a terminologický [14] definuje atmosférické fronty jako pásmo styku různých vzduchových hmot v atmosféře. Pro zjednodušení je někdy nahrazujeme plochou diskontinuity. Jedná se tedy o relativně úzké přechodové zóny, které se odlišují rozměry, zvláštnostmi přemístování, vertikální a horizontální stavbou a podmínkami počasí.

Podle horizontálních a vertikálních rozměrů a podmínek cirkulace rozlišujeme tyto fronty:

1. základní (troposférické),
2. podružné (přízemní),
3. výškové.

Podle zvláštností přemístění, vertikální stavby a podmínek počasí rozlišuje Norská škola tyto fronty:

1. jednoduché fronty - teplé, studené a málopohyblivé (stacionární),
2. okluzní fronty - teplé, studené a neutrální, mohou být ale i málopohyblivé.

Uvedené fronty jsou označovány jako anafronty, když teplý vzduch výstupně klouže po klínu studeného vzduchu, nebo katafronty, když klouže teplý vzduch sestupně podél klínu studeného vzduchu.

Podle geografických znaků spolu s geografickou klasifikací vzduchových hmot rozlišujeme tyto hlavní fronty:

1. Arktická fronta (AF) - odděluje hmoty arktického a polárního vzduchu
2. Polární fronta (PF): odděluje hmoty tropického vzduchu a vzduchu mírných šířek (polárního vzduchu).

Proces tvorby front nazýváme frontogeneze, proces rozpadu front je označován jako frontolýza.

## 2.2 SKLON FRONTÁLNÍ PLOCHY

Přechodné zóně odpovídá namísto plochy přechodná vrstva, která se v případě atmosférické fronty rozkládá šikmo vzhledem k zemskému povrchu. Tato frontální plocha (vrstva) je skloněná do studeného vzduchu.

Sklon této vrstvy (plochy) lze za určitých podmínek stanovit. Dynamickou podmínkou existence frontální plochy je spojitost v poli tlaku, jinak by se na ploše vytvářely nekonečně velké gradienty a tím i rychlosti větru, při kterých nemůže existovat stabilní plocha.

Řešením rovnic, které je uvedeno v elektronické formě práce, získáme obecný vztah pro úhel sklonu frontální plochy. Tomuto vztahu obvykle říkáme *Margulesova rovnice* pro sklon frontální plochy. Můžeme ho upravit na jednoduchý tvar

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} \frac{\Delta v}{\Delta T} T_m + \frac{l}{g} v_m, \quad (1) \quad \text{podle [1]}$$

kde  $T_m$  a  $v_m$  jsou průměrné hodnoty teploty a rychlosti větru,  $\Delta T$  a  $\Delta v$  představují rozdíl teploty vzduchu a rozdíl rychlostí větru na opačných stranách fronty,  $g$  představuje gravitační zrychlení a  $f$  Coriolisův parametr.

Druhý člen, který charakterizuje průměrný sklon izobarické plochy můžeme zanedbat, neboť má hodnotu asi 0,0001. První člen je asi 0,01, tedy  $\operatorname{tg} \alpha \approx 0,01$ .

Pro nestacionární atmosférickou frontu, kde uvažujeme zrychlení, lze ze základní

rovnice získat obecnější vztah dosazením  $u = \frac{du}{dt}$  a  $w = \frac{dw}{dt}$ :

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l(\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2) - (\rho_1 u_1 - \rho_2 u_2)}{g(\rho_1 - \rho_2) + (\rho_1 w_1 - \rho_2 w_2)}, \quad (2) \quad \text{podle [1]}$$

kde  $u$  a  $w$  představují zrychlení po obou stranách fronty, indexy 1 a 2 odlišují jednotlivé strany fronty,  $\rho$  je hustota.

V mezní vrstvě není ale sklon frontální plochy vypočítaný správně, protože do výpočetních vztahů nevstupuje vliv tření.

## 2.3 TLAKOVÉ POLE A POLE TLAKOVÝCH TENDENCÍ V OBLASTI FRONT

Jak uvádí Zverev [1], čáry atmosférických front na synoptických mapách procházejí podél os barických brázd a nemohou se rozkládat podél os barických hřebenů, přestože mohou protínat hřebeny ve směru normál k jejich osám. Tuto skutečnost ukazuje elektronická verze práce na několika možných schématech barického pole.

Ve skutečnosti fronty představují přechodové zóny, ne jenom čáry. Při zakreslení čáry fronty u země nebude tato čára ležet přímo v ose brázdy, ale studená fronta bude ležet poněkud před osou brázdy, zatímco čára teplé fronty poněkud za osou. Tento rozdíl je na přízemních mapách tak malý, že ho zanedbáváme. Na výškových mapách se studené fronty nacházejí v přední části výškové brázdy a teplé fronty v týlové části výškového hřebene.

Izalobarické pole v blízkosti atmosférické fronty je určované na jedné straně přesunem tlakové brázdy a na druhé straně prohlubováním nebo vyplňováním této brázdy.

Před teplou frontou nastává obvykle pokles tlaku vzduchu, za frontou slabý pokles nebo stálý tlak. Za studenou frontou nastává obvykle vzestup tlaku, před ní je slabý pokles, nebo stálý tlak. Pro okluzní frontu je charakteristický pokles tlaku vzduchu před frontou a růst tlaku vzduchu za frontou. Hodnoty jsou ale nižší, než u předešlých typů. Maximální hodnoty změny tlaku pozorujeme v oblasti okluzního bodu.

## 2.4 TEPLÁ FRONTA

Teplá fronta je atmosférická fronta, která se pohybuje na stranu studeného vzduchu. Studený vzduch v daném místě je postupně nahrazován teplým.

Nejlépe jsou teplé fronty vyjádřené v centrálních částech cyklon. Směrem k okraji cyklony jejich projevy výrazně slábnou.

Elektronická verze práce obsahuje dobře známé schématické řezy teplou frontou, doplněné o trojrozměrné znázornění fronty. Řezy jsou dále doplněny měřítkem v horizontální i vertikální rovině pro úplnou představu o rozměrech jevů spojených s frontou.

Podél frontální plochy TF probíhá uspořádaný výstup teplého vzduchu směrem vzhůru a adiabaticky se ochlazuje. Vodní pára v něm obsažena se nasycuje a kondenzuje. Vytváří se tak mohutný oblačný systém Ns-As-Cs-Ci. Jednotlivé druhy oblačnosti na sebe obvykle plynule navazují a vytvářejí tak rozsáhlý oblačný systém tvaru klínu, který se zužuje ve směru pohybu frontální poruchy.

Elektronická forma práce podrobně popisuje příznaky přechodu teplé fronty. Zaměřuje se na předfrontální pokles tlaku vzduchu, oblačnost a srážky, dohlednost, změny v poli větru, teploty a specifické vlhkosti.

Zmíněny jsou také základní odchylky počasí od typického schématu teplé fronty.

V zimě může být teplá fronta silně deformovaná ve spodní části vznikem velmi mírně nakloněné frontální plochy (obr. 2.1c). V takových případech srážky slábnou nebo dokonce ustávají dlouho před přechodem teplé fronty. Také celý oblačný systém může být posunut do větší vzdálenosti před frontu. Deformaci může ale podléhat i horní část fronty.

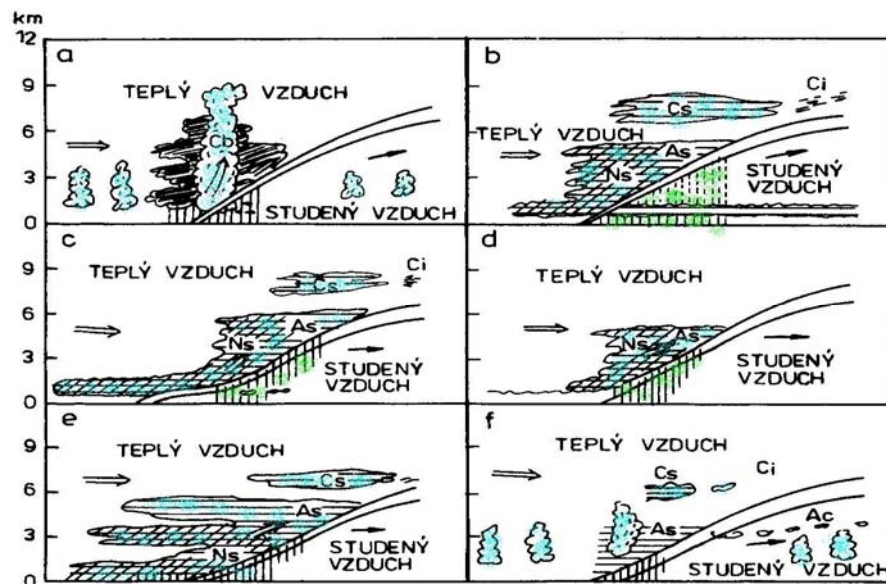
V chladné části roku je nad pevninami rozdíl teplot na frontě veliký, neboť se vzduch na kontinentu značně ochlazuje. Při přiblížení oblačného systému fronty (Ci, As, Ns) a při zesílení větru se teplota vzduchu zvyšuje, protože nedochází k radičnímu ochlazování v přízemní vrstvě. Proto před teplou frontou v zimě roste teplota vzduchu někdy více, než po přechodu fronty samotné.

Zóna srážek je v zimě hodně široká, pod As a Ns se častokrát rozkládá souvislé pásmo Sc, St, které zabraňuje identifikaci oblačnosti nad ní (obr. 2.1b). Často i z této oblačnosti slabě sněží. Zóna vypadávání srážek na frontě dosahuje 400 km. Pak lze polohu fronty určovat podle intenzity srážek, poklesu tlaku, za pomoci aerologických pozorování a hlavně za pomoci různých družicových snímků oblačnosti.

V létě mívá pásmo oblačnosti malou šířku a při nízké vlhkosti vzduchu dokonce chybí. Objevuje se zde i oblačnost Ac s As. Pokud je teplý vzduch dostatečně instabilní, mohou také na teplé frontě vznikat Cb s přeháňkami a bouřkami (obr. 2.1a).

Pokud se fronta pohybuje pomalu, což nastává ve výrazné brázdě nízkého tlaku, výstupné pohyby mohou zabírat i zafrontální oblast. Potom se rozkládá systém oblaků i za čarou fronty. Právě za čarou fronty je tento oblačný systém silně rozvrstven. Také srážky se mohou vyskytovat v tomto případě za frontou a nejčastěji mají charakter mrholení (obr. 2.1e).

Bouřky na TF vznikají často i v noci v důsledku zvětšování instability při nočním radiačním ochlazení horní vrstvy oblačnosti v důsledku rozvoje vertikálních pohybů v této vrstvě.



Obr. 2.1: Některé změny oblačného systému teplé fronty

podle [1]

Kapitola je doplněna družicovými snímky oblačnosti teplé fronty, snímky radarových odrazů při přechodu fronty i kombinací radarových odrazů a synoptických údajů.

## 2.5 KONCEPČNÍ MODELY TEPLÉ FRONTY

Norská škola publikovala svoje teorie jako výsledek empirických zkušeností. Ty byly částečně podloženy pozorováními meteorologických podmínek. Tato pozorování ovšem nebyla v první třetině dvacátého století natolik rozvinutá, aby postihla veškeré detaily týkající

se jevů spojených s tlakovými útvary či atmosférickými frontami. Některé jevy byly popsány velice zjednodušujícím způsobem, jiné Norská škola nedokázala popsat vůbec. Pro vysvětlení takovýchto jevů, které se v atmosféře běžně vyskytují, byly sestaveny koncepční modely.

Koncepční modely představují doporučený a osvědčený způsob skládání informací. Koncepční modely popisují základní vlastnosti zkoumaných jevů a identifikují základní procesy, které se při těchto jevech odehrávají. Poskytují koncepční a metodické nástroje pro formulování hypotéz a teorií. Jsou vnímány jako myšlenkové proudy, chronologické kontinuity, zásady, přesvědčení a hodnoty. Pro vědeckou komunitu se stávají vzory. Koncepční model výzkumné oblasti je vždy uměle sestaven a připraven. Je jasné, že koncepční modely mohou a měly by mapovat realitu, stávají se průvodcem výzkumu a systematizují poznatky, navrhují systémy hypotéz. Koncepční modely poskytují pracovní strategii.

Kompletní koncepční model fronty poskytuje definici jevu ve smyslu vlastností, které je možné určit pozorováním, analýzou, nebo ověřit simulací. Obsahuje také popis životního cyklu a velikosti zkoumaného jevu. Zabývá se procesy, jež umožňují pochopit faktory, které určují evoluci daného jevu. V případě že je model využíván v oblasti meteorologie, popisuje také pole základních meteorologických prvků. Často poskytují návod pro předpověď meteorologických podmínek nebo situací. K tomu využívají diagnostická a prognostická pole pro přemístění a evoluci daných podmínek počasí.

Koncepční modely jsou tedy nástrojem k pochopení a rozpoznání určitých jevů na základě kombinace dostupných informací. Vysvětlují zkoumané problémy ve čtyř dimenzionálním pohledu. Představují nástroj pro podporu fungování numerických předpovědních modelů. Umožňují také rozpoznat chyby a nepřesnosti numerických předpovědí. Ve své podstatě reprezentují rychlou a nezávislou předpovědní metodu.

Koncepční modely atmosférických systémů jsou popisem jejich charakteristické struktury, jejich životního cyklu a s nimi spojených jevů počasí. Popisují vnitřní strukturu atmosférických front, ne jenom jejich popis zvnějšku, tak jak to bylo v případě teorií Norské školy.

Koncepční modely mají základ ve studiu pozorovaného chování několika atmosférických systémů, které patří do stejné kategorie. Modely jsou často podporovány výsledky numerických simulací. Představují prokládání družicových snímků grafickými údaji, vertikální řezy i slovní popis. Navíc se zde na rozdíl od Norské školy objevují některé nové veličiny, které se dříve vůbec nepoužívaly.

Koncepční modely teplých front popisují samostatnou (izolovanou) teplou frontu, teplou frontu bez oblačnosti v teplém sektoru a teplou frontu s oblačností v teplém sektoru.

Samostatná teplá fronta má podobné charakteristiky jako teplá fronta popsaná klasickou teorií Norské školy. Odlišností je pouze to, že její oblačnost stojí odděleně od oblačnosti studené fronty.

Teplá fronta bez oblačnosti v teplém sektoru a teplá fronta s oblačností v teplém sektoru jsou popsány v kapitolách této diplomové práce.

## **Struktura teplé fronty na satelitních snímcích**

Satelitní snímky zobrazují oblačnost teplé fronty jako pás synoptického měřítka, který je obvykle spojen s oblačností studené fronty. V některých případech však může být zcela oddělen. Tato oblačnost se vyskytuje před teplou frontou. Existují ale i případy, kdy oblačnost zasahuje také do teplého sektoru cyklony. Takové případy nelze vysvětlit pomocí teorií klasické Norské školy, ale napomáhají nám v tom právě koncepční modely. Vznik oblačnosti v teplém sektoru cyklony za teplou frontou je vysvětlován pomocí vystupujícího přenosového pásu, což je teorie, kterou Norská škola neznala. Přenosové pásy k popisu atmosférických systémů vůbec nepoužívala.

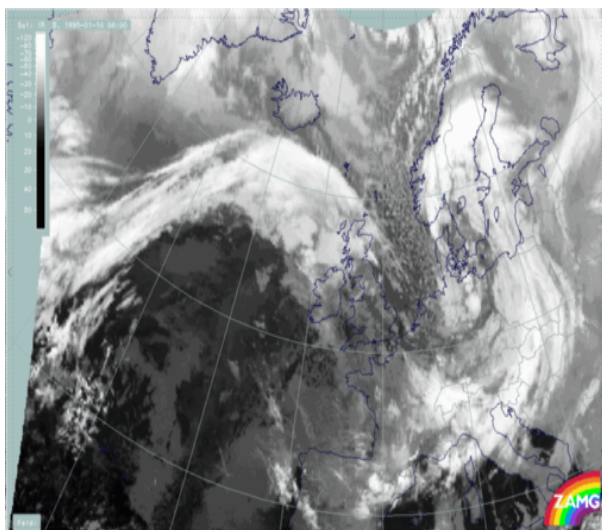
Na VIS snímcích je oblačnost zobrazena v odstínech šedé, ve vertikálně více vyvinutých případech je v teplém sektoru a blízko přízemní čáry teplé fronty znázorněna bílou barvou. Na snímcích IR označují nejsvětlejší odstíny šedé nejchladnější vrcholky oblačnosti, nebo také substrukturu oblačnosti. Snímky WV zobrazují oblačnost teplé fronty sytými odstíny světle šedé až bílé. Na čelní straně oblačnosti podél osy JTST ukazují WV snímky ostrý přechod od bílé k černé, což představuje suchý vzduch na cyklonální straně JTST.

Všechny tři kanály satelitních snímků dobře znázorňují širokou zónu oblačnosti. Pokud se oblačnost vyskytuje v teplém sektoru, ukazují snímky IR jen málo odstínů šedé v oblasti od zadní hrany k čelní. V teplém sektoru tedy bývá oblačnost s horní hranicí v přibližně stejné výšce. Na VIS snímcích jsou jasné odstíny, které směrem k čelní straně oblačnosti tmavnou. Na snímcích WV je dobře vidět minimum oblačnosti indikující suchý vzduch na čelní hraně oblačnosti. Ostrý přechod na IR a VIS snímcích na čelní hraně oblačnosti je spojen s probíhajícím JTST přibližně na hladině 300 hPa.

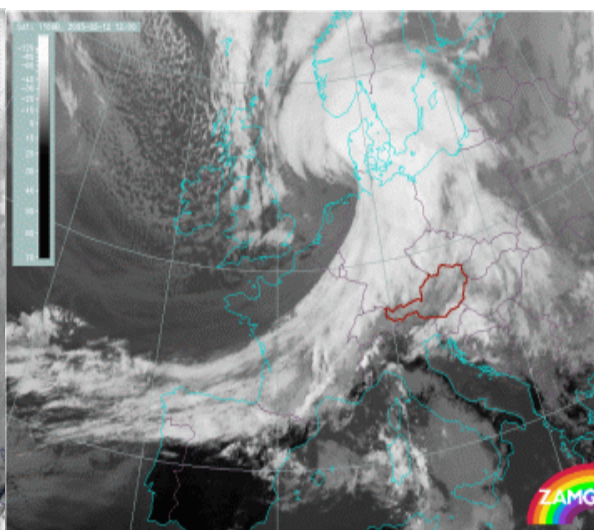
Případ na obr. 2.2 je velice blízký klasickému popisu. Oblačný pás je prakticky ukončen přízemní čarou teplé fronty.



Naproti tomu, IR snímek z 12.2.2005 12:00 UTC (obr. 2.3) ukazuje oblačnost teplé fronty rozprostírající se od jižního Švédska přes Balt do Polska a dále k jihu. Jedná se o typ teplé fronty s oblačností nad teplým sektorem.



Obr. 2.2:  
10. ledna 1995/06.00 UTC Meteosat IR  
teplá fronta bez oblačnosti v teplém  
sektoru podle [4]



Obr. 2.3:  
12. února 2005/12.00 UTC  
Meteosat 8 IR 10.8  
Teplá fronta s oblačností v teplém sektoru  
podle [4]

## **Meteorologicko-fyzikální základ teplé fronty**

Podle teorie přenosových pásů jsou oblačnost a srážky určovány vystupujícím teplým přenosovým pásem, který dosahuje největších rychlostí výstupu mezi hladinami 700 a 500 hPa. Teplý přenosový pás začíná za přízemní čarou fronty, kříží ji a stoupá do vyšší troposféry. Tam se anticyklonálně stáčí (doprava) a jeho výstupný pohyb se zastavuje (obr. 2.4). Relativní proudění se stáčí paralelně k frontě. Pokud je v atmosféře dostatečná vlhkost, vzniká při výstupném pohybu oblačnost.

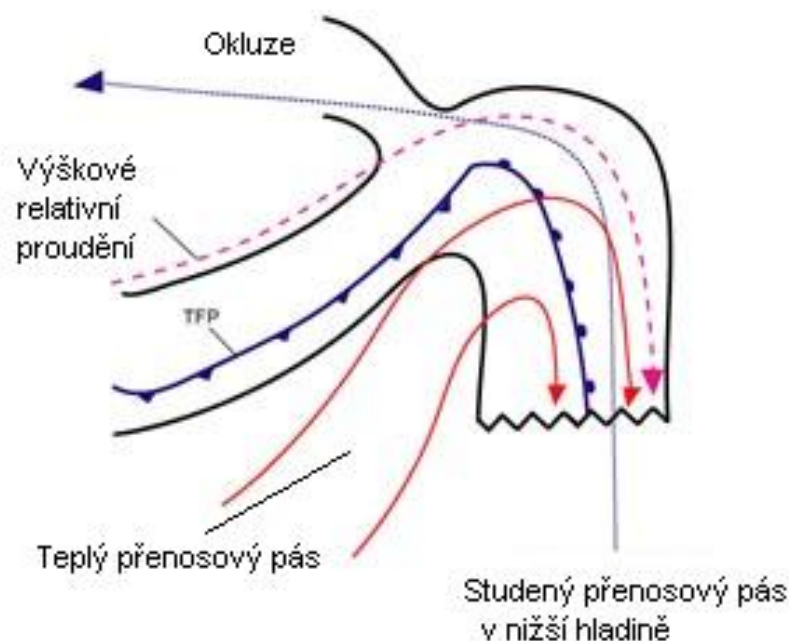
Studený přenosový pás se v nízkých hladinách těsně před teplou frontou stočí paralelně s čarou fronty. Potom začíná stoupat pod teplý přenosový pás. Kvůli vypařování srážek, které mají svůj původ v teplém přenosovém pásu, uvnitř suchého chladného vzduchu, může rychle dojít k nasycení, což může podpořit vznik hustého Ns prostupujícího teplým i studeným přenosovým pásem.

V případě teplé fronty s oblačností v teplém sektoru se pozoruje výšková fronta, kde je výrazný vzhůru stoupající teplý přenosový pás na různých hladinách frontální zóny. Teplý

přenosový pás předbíhá přízemní čáru studené a teplé fronty, což je podstatná odlišnost od fronty bez oblačnosti nad teplým sektorem, a většinou se vyskytuje napříč mnoha hladinami troposféry. To může být důvod vzniku mohutné oblačnosti a srážek i v teplém sektoru, tedy za přízemní čarou teplé fronty.

Pod výškovou frontální zónou existuje mimo to ještě přízemní frontální zóna, která odpovídá typu fronty bez oblačnosti v teplém sektoru. Oblačnost na této frontální zóně nelze obvykle na satelitním snímku rozeznat, ale může být vysvětlena stejnou cestou, jako u typu bez oblačnosti v teplém sektoru. S tímto typem je spojeno relativní proudění zpoza studené fronty, které formuje vysokou oblačnost teplé fronty. Relativní proudění představuje rozdíl absolutní rychlosti větru a rychlosti, kterou se pohybuje celý sledovaný systém ve zvolené izentropické hladině. U teplé fronty s oblačností v teplém sektoru se toto relativní proudění vyskytuje v oblasti přední strany oblačnosti.

V případě fronty bez oblačnosti v teplém sektoru chybí dostatek vzestupných pohybů v teplém přenosovém pásu, což je příčinou toho, že zde oblačnost nevzniká. Naopak, když jsou výstupné pohyby v teplém sektoru silné, oblačnost se objeví. Je to příznak zvláštní situace nebo následek dalšího vývoje frontálního systému. Pokud se frontální zóna přibližuje, izentropické hladiny se stále víc sklánějí, což vede k silnějším výstupným pohybům. Tento proces můžeme sledovat na družicových snímcích vývoje oblačnosti.



Obr. 2.4: Rozložení přenosových pásů

podle [4]

## **Klíčové parametry teplých front**

- Relativní topografie (bude dále označována jako ekvivalentní tloušťka):

Oblast největších gradientů, typická pro frontální zónu, bývá v oblasti oblačného pásu.

Pro typ fronty s oblačností v teplém sektoru se zóna největších gradientů ekvivalentní tloušťky nachází na čelní straně oblačnosti.
- Teplotní frontální parametr (TFP):

Teplotní frontální parametr popisuje změnu teplotního gradientu a její promítnutí ve směru teplotního gradientu (viz. použitá literatura).

TFP má své maximum blízko přízemní čáry fronty. Ta se nachází na zadní straně oblačné zóny.

V případě oblačnosti v teplém sektoru se ale nachází uvnitř oblačnosti na teplé straně zóny největších gradientů ekvivalentní tloušťky. V důsledku toho není v tomto případě možné určit čáru přízemní fronty jen z družicových snímků, ale je nutné použít i jiné materiály.
- Advekce teploty (TA):

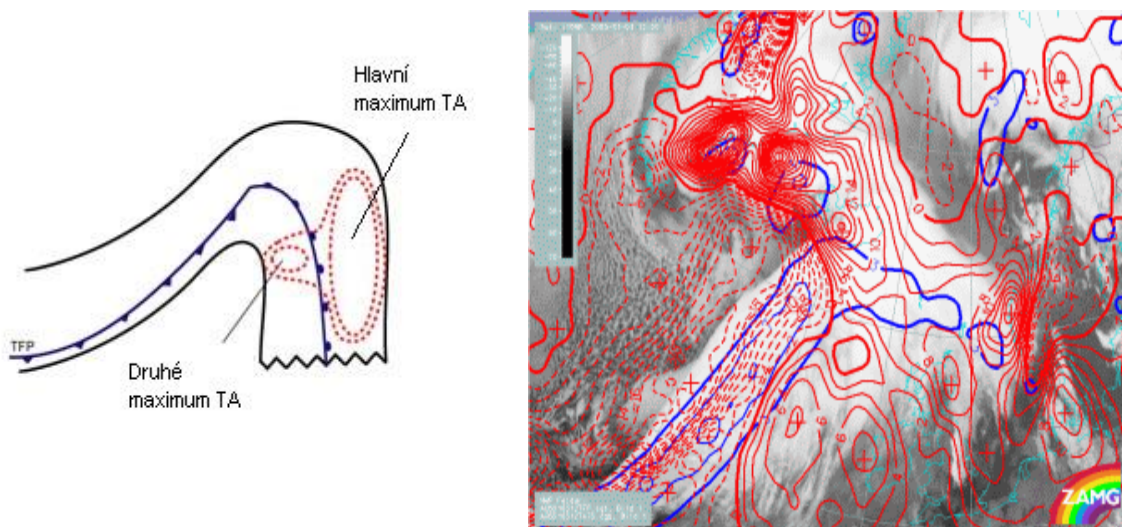
Celá oblačnost, tedy oblačnost před frontou i oblačnost v teplém sektoru, je v oblasti teplé advekce. Oblast teplé advekce narůstá směrem k okluznímu bodu. Její maximum se proto nachází v severní části oblačnosti, pokud se jedná o systém pohybující se na východ. Druhé, obvykle méně vyjádřené maximum, se nachází v centrální části oblačnosti v teplém sektoru. Zatímco první maximum reprezentuje teplý přenosový pás stoupající k přízemní frontální zóně, druhé maximum reprezentuje teplý přenosový pás stoupající do výškové frontální zóny (viz vertikální řezy).
- Stříhová vorticitá na hladině 300 hPa:

Čára nulové vorticity se kryje s čelní hranou oblačnosti teplé fronty.
- Izotachy na hladině 300 hPa:

Čelní hrana oblačnosti teplé fronty se rozprostírá nad dráhou JTST.

Takovéto rozložení parametrů teplých front ale odpovídá pouze ideálním případům.

Elektronická forma práce obsahuje několik schémat výše uvedených zákonitostí a jejich proložení do satelitních snímků. Pro ilustraci lze uvést např. znázornění advekce teploty (obr. 2.5) v případě teplé fronty.



Obr. 2.5: 3. ledna 2005/12.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8

podle [4]

modrá: teplotní frontální parametr 500/850 hPa,

červená: advekce teploty 500/1000 hPa

## **Typická podoba vertikálních řezů**

Izentropy potenciální teploty napříč teplým sektorem s oblačností ukazují 2 zóny největších gradientů: přízemní a výškovou čáru fronty. Obě zóny jsou skloněny z nižších do vyšších hladin a přecházejí do horní troposféry. V obou případech je studenější vzduch před touto zónou a pod ní, teplejší potom nad touto zónou a za ní.

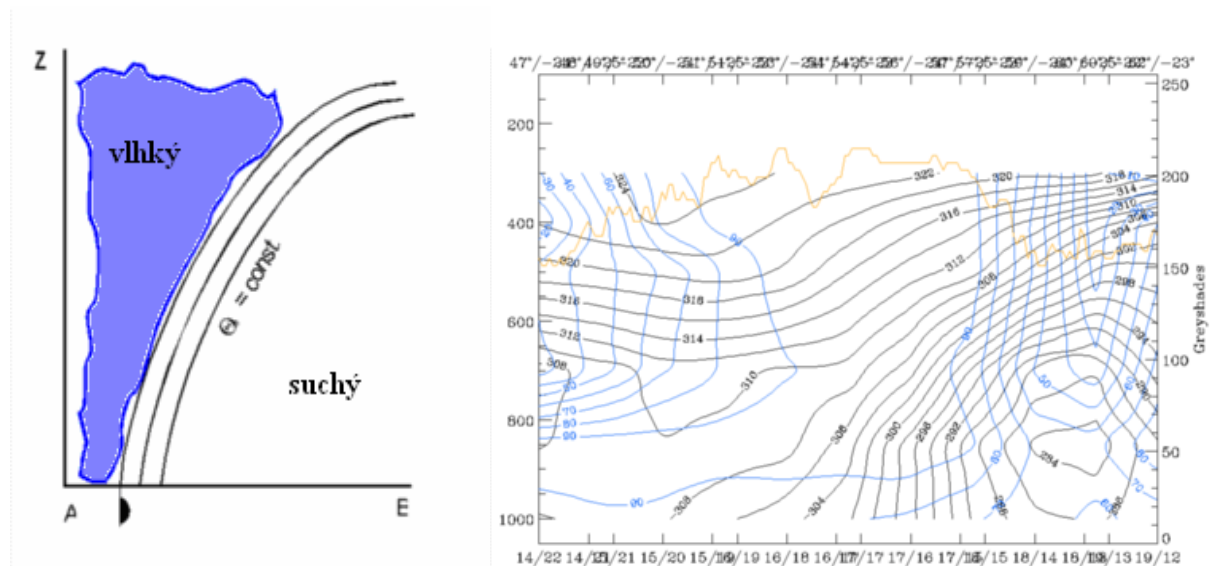
Pokud oblačnost nezasahuje do teplého sektoru, je patrná pouze jedna oblast největších gradientů, která prostupuje celou troposférou a je stejně skloněná jako předchozí zmíněné zóny.

Oblast vlhkosti vykazuje vysoké hodnoty v obou frontálních plochách teplé fronty a hned za nimi. Nižší hodnoty se objevují pod zónou vyšších gradientů geopotenciálu. Za zmínku stojí i nižší hodnoty vlhkosti mezi oběma frontálními pásmy, což ukazuje na vzduchovou hmotu jiného původu. Pokud oblačnost nezasahuje do teplého sektoru, nacházíme maximální hodnoty těsně za přízemní čarou fronty a nad ní.

Taktéž oblast teploty může být dělena na dvě zóny, pokud se jedná o frontu s oblačností v teplém sektoru. Teplá advekce se nachází nad zónou nahuštění izoterem přízemní teplé fronty a v ní, studená advekce pak pod přízemní frontou a před ní. Naproti

tomu je výšková fronta kompletně v teplé advekci, maximum nad ní a na ní, nižší hodnoty potom pod zónou největších gradientů geopotenciálu. Maximální teplá advekce se vyskytuje v zóně nejvyšších gradientů obou frontálních zón. V případě přízemní fronty je maximum teplé advekce přibližně v hladině 800 hPa, zatímco u výškové fronty přibližně v hladině 600 hPa. Tato dvě maxima odpovídají maximu v poli izobar, hlavní je před TFP a druhé za TFP.

Elektronická forma práce obsahuje grafickou podobu schémat výše popsaných skutečností a jim odpovídající vertikální řezy. Pro ilustraci lze uvést např. znázornění oblasti relativní vlhkosti (obr. 2.6).



Obr. 2.6: 22. listopadu 1995/06.00 UTC - Vertikální řez podle [4]

černá: izentropy, modrá: relativní vlhkost, oranžová tenká: IR pixely,  
oranžová tlustá: WV pixely

## Počasí spojené s teplou frontou

Teplá fronta je spojena s oblačností více pater, převládá oblačnost nízkého a středního patra. Mírné až silné srážky stejně jako nízká oblačnost se vyskytují před frontou, po přechodu fronty se ale mohou vyskytovat slabé až mírné srážky s nízkou oblačností i v teplém sektoru cyklony. To je základní odlišnost od představ o teplé frontě formulovaných Norskou školou.

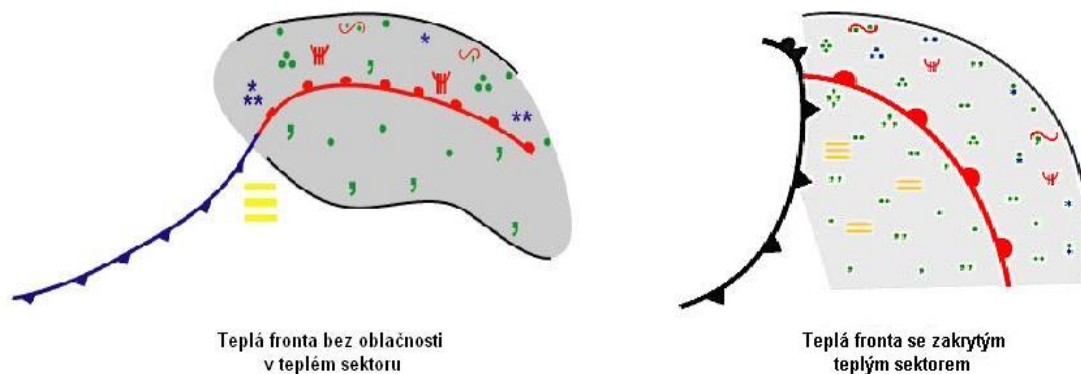
S teplou frontou souvisí slabé, mírné i silné srážky před čarou fronty. V zimě je před čarou fronty obvyklé sněžení nebo mrznoucí déšť. Po přechodu fronty se může objevit

děšť či mrholení, v zimě slabé sněžení. Oblast srážek se pohybuje rychleji než přízemní čára fronty.

Teplota obvykle po přechodu fronty stoupá. Pokud oblačnost zakrývá i teplý sektor, stoupá teplota pomaleji.

Vítr se po přechodu fronty stáčí po směru hodinových ručiček. Někdy v teplém sektoru rychlost vzrůstá, mohou se objevit i nárazy větru.

Občas je před frontou možný výskyt mírné až silné námrazy. V zimě se v teplém sektoru vyskytují kouřma a mlhy. Pokud není teplý sektor zakryt oblačností, je riziko výskytu těchto jevů vyšší. V teplém sektoru se také může vyskytovat přízemní mechanická turbulence. V létě jsou občas pozorovány bouřky, především na teplé straně fronty.



Obr. 2.7: Počasí spojené s teplou frontou

podle [4]

## 2.6 STUDENÁ FRONTA

Studená fronta je atmosférická fronta, která se pohybuje na stranu teplého vzduchu. Ve studeném vzduchu směřuje proudění ke frontě, klín studeného vzduchu se proto pohybuje vpřed a vytlačuje teplý vzduch vzhůru.

Na základě pohybu vzduchu podél frontální plochy rozeznáváme dva typy studených front.

1. Studená fronta je v podstatě plochou výstupného klouzání teplého vzduchu, tedy *anafrontou*. Horizontální složka rychlosti větru ve studeném vzduchu je větší, než ve vzduchu teplém. Této frontě říkáme studená fronta 1.druhu. K tomuto typu

patří pomalu se pohybující nebo zpomalující se fronty, převážně v okrajových částech cyklon.

2. Studená fronta je v podstatě plochou sestupného klouzání teplého vzduchu, tedy *katafrontou*. Horizontální složka rychlosti, kolmá k čáře fronty je ve studeném vzduchu menší než ve vzduchu teplém. Tuto frontu nazýváme studenou frontou 2.druhu. K tomuto typu obvykle náleží studené fronty pohybující se velkou rychlostí, nebo zrychlující se, hlavně ve vnitřních částech cyklon.

Mohou se ale vyskytovat přechodné typy mezi těmito dvěma základními druhy studených front.

Elektronická verze práce popisuje studenou frontu prvního a druhého druhu, navíc uvádí jejich odlišnosti v závislosti na ročním období. Zmíněna je podoba tlakového pole pro jednotlivé typy a rychlost přemístování jednotlivých typů.

Podobně jako u teplé fronty je i v této kapitole popsán oblačný systém studených front, jeho šířka a vertikální mohutnost. Průběh počasí při přechodu studené fronty je naznačen pomocí změn tlaku vzduchu, dohlednosti, větru, teploty vzduchu. Pomocí staničních pavouků je naznačen výskyt obvyklého počasí spojeného se studenou frontou.

Pro oba typy studené fronty jsou charakteristické húlavy před frontou. Pro studený vzduch jsou typické sestupné pohyby vzduchu, které jsou zvláště intenzivní v čelní části, kde je vlivem tření sklon frontální plochy největší. Zvláště intenzivní jsou húlavy nad pevninou v letním období, kdy jsou velké rozdíly mezi teplotou studeného a teplého vzduchu a při dostatečné instabilitě teplého vlhkého vzduchu. Pak bývají studené fronty doprovázené silným nárazovitým větrem s ničivými účinky.

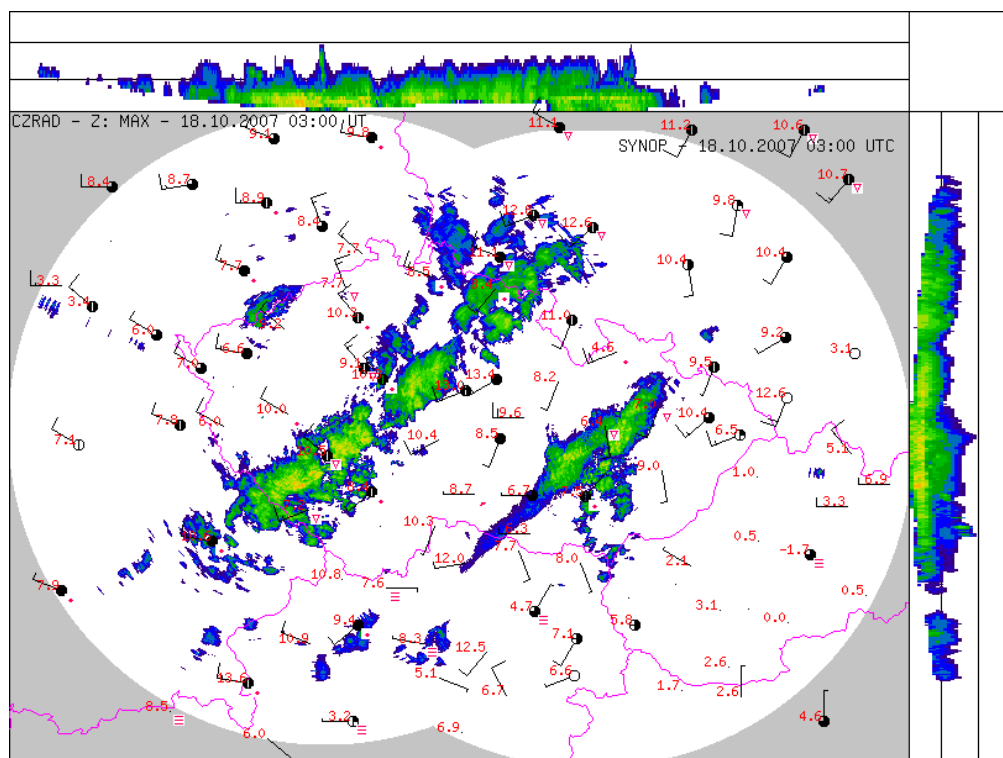
Také studené fronty vykazují některé odchylky počasí od typického schématu. Charakter studených front je totiž značně závislý na sezónních podmínkách. Oblačný systém studené fronty bývá v zimě často maskován nízkými St a Sc. Po přechodu fronty při výrazném vpádu studeného vzduchu se ale oblačnost protrhává a rozpadá. Vertikální mohutnost oblaků není v zimě velká, dosahují asi do 3 km. Také z této oblačnosti vypadávají při nízkých teplotách intenzivní srážky.

V létě jsou nad pevninami studené fronty velmi dobře vyjádřené, pokud proudí od severozápadu za frontou mořský polární vzduch. Čb jsou velmi mohutné, hlavně přes den. Často dosahují až do tropopauzy. Před frontou bývají pozorované Ac len, obvykle i Ci a Cs.

V zimě se může studená fronty při postupu nad pevninu přesouvat nad přízemní vrstvou velmi studeného vzduchu. Narušením této vrstvy dochází k relativnímu oteplení v přízemní vrstvě. Tento jev nazýváme maskování studených front.

Při velmi suchém a relativně stabilním vzduchu mohou studené fronty přecházet beze srážek, nebo také dokonce bez jasně vyjádřeného frontálního oblačného systému.

Tato kapitola je také doplněna schémata, vertikálními řezy, družicovými snímky, snímky radarových odrazů i kombinací radarových odrazů se synoptickými údaji.



Obr. 2.8: Kombinace radarových odrazů a synoptických údajů při přechodu studené fronty od severozápadu 18.10.2007 podle [5]  
 Projevy fronty byly střední intenzity. Po přechodu fronty došlo ke stáčení a zesílení větru.

## 2.7 KONCEPČNÍ MODELY STUDENÉ FRONTY

Koncepční modely studených front popisují arktickou studenou frontu, klasickou studenou frontu, studenou frontu v oblasti studené advekce, studenou frontu v oblasti teplé advekce a split frontu.



Arktická studená fronta je převážně spojena s oblačností nízkého a částečně i středního patra. Obvykle se totiž projevuje jen v nízké vrstvě spodní troposféry.

Klasická studená fronta je pomocí koncepčních modelů popsána v této diplomové práci.

Studená fronta v oblasti studené advekce se projevuje podobně jako klasická studená fronta. Oblačnost je ale slaběji vyjádřená a má větší tendenci ke slábnutí kvůli své poloze vůči studené advekci.

Studená fronta v oblasti teplé advekce se objevuje méně často než předchozí typy a vykazuje závislost na ročním období. V zimě se objevuje jen sporadicky, zatímco v létě je její četnost téměř shodná s výskytem studené fronty v oblasti studené advekce. Klasické teorie o atmosférických frontách nikdy neuvažovaly, že by se v oblasti teplé advekce mohla studená fronta vyskytovat. Pro popsání takového typu fronty se proto s využívají modely přenosových pásů.

Split fronta je podobná klasické studené frontě, ale její oblačné pásmo vykazuje zřetelnou dvojitou strukturu s chladnými vršky v přední části oblačného pásu. To značí vertikálně vyvinutou oblačnost. Na zadní straně se objevují teplejší vršky oblačnosti, tedy oblačnost nižší. To je další příklad struktury studené fronty, kterou nelze vysvětlit pomocí teorií publikovaných Norskou školou.

## **Struktura studené fronty na satelitních snímcích**

Na satelitních snímcích je oblačnost studené fronty zobrazena jako cyklonálně zakřivené oblačné pásmo synoptického měřítka.

Na snímcích IR a VIS se toto pásmo jeví jako bílé až šedé podle jeho vnitřní struktury a stádia vývoje. Na snímcích WV se zobrazuje jako světle šedé s bílými skvrnami nebo pásy, které indikují vnořené vertikálně mohutnější oblaky. Na snímcích RGB mohou být snadněji odlišeny různé druhy oblačnosti při porovnání s ostatními kanály meteorologických družic. Meteosat 8 zobrazuje kombinací kanálů 0,6; 0,8 a 12,0 vysokou oblačnost jako namodralou, mohutnou oblačnost o více vrstvách jako bílou až světle šedou a nízkou oblačnost žlutou barvou.

Studené fronty mohou být anafronty, nebo katafronty. Tyto druhy se na snímcích oblačnosti vyznačují následujícími odlišnostmi.

### **Studená anafronta**

- převážně hladké vzezření
- na VIS snímcích se nejjasnější část vyskytuje od předního okraje do střední části pásu a indikuje nízkou oblačnost
- na IR a WV snímcích se nejjasnější část vyskytuje od zadního okraje do střední části pásu a indikuje chladné vršky oblačnosti často s vnořenými Cb

### **Studená katafronta**

- strukturovaný vzhled
- na VIS snímcích se nejjasnější část vyskytuje od zadního okraje do střední části pásu a indikuje nízkou oblačnost
- na IR a WV snímcích se nejjasnější část vyskytuje od zadního okraje do střední části pásu a indikuje chladné vršky oblačnosti často s vnořenými Cb

## **Meteorologicko-fyzikální základ studené fronty**

Studené fronty jsou anafronty nebo katafronty, jak již bylo řečeno výše. Tyto typy mohou být popsány klasickou frontální teorií i pomocí přenosových pásů.

Základní vlastností, která rozlišuje druhy studených front, je orientace JTST vzhledem k poloze fronty ve středních a vysokých hladinách troposféry.

- V případě studené anafronty je osa JTST a pronikání suchého vzduchu ze spodní stratosféry (dry intrusion) orientována paralelně k frontální zóně a tvoří výraznou zadní hranu oblačnosti.
- V případě studené katafronty osa JTST kříží frontální oblačnost.

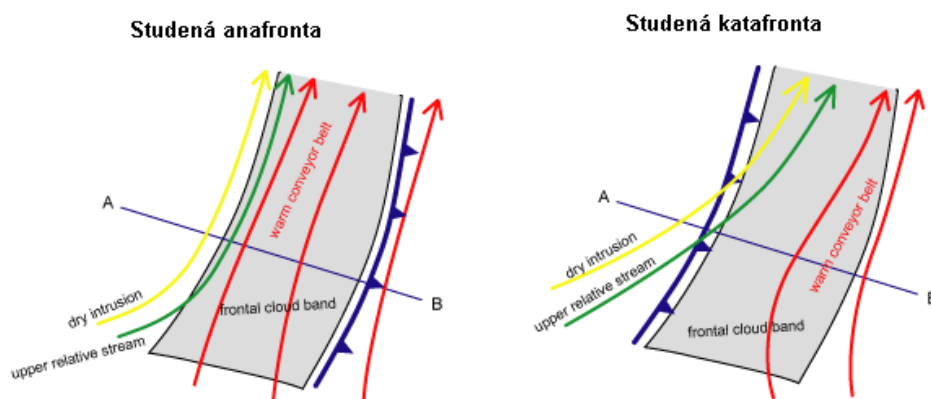
V literatuře se objevují některé rozdílnosti týkající se struktury anafront a katafront:

- Nemusí být vždy zcela jasné zda jde o katafrontu nebo anafrontu.
- Na jedné frontě mohou být pozorovány oba typy, anafrontální typ se obvykle vyskytuje v okolí okluzního bodu, zatímco katafrontální struktura je většinou dále na frontě.
- Frontální oblačnost, především v případě katafront, není vždy tvořena výhradně teplým přenosovým pásem. Zadní části oblačného systému jsou tvořeny relativním výškovým prouděním pocházejícím z brázd za studenou frontou. Proto je toto proudění také popisováno na schématech přenosových pásů.

- Mohou se vyskytovat paralelní, nebo dokonce dopředu skloněné teplé přenosové pásy.

### Studená anafronta podle teorie přenosových pásů

- Frontální oblačnost a srážky jsou spojeny s vystupujícím teplým přenosovým pásem, který má složku relativně dozadu vzhledem k pohybu fronty. Ta způsobuje, že srážky a oblačnost jsou až za přízemní čarou fronty.
- Paralelně k teplému přenosovému pásu se vyskytuje pronikání suchého vzduchu. Ostrá zadní hrana frontální oblačnosti označuje přechod mezi těmito dvěma relativními proudy.



Obr. 2.9: Znárodnění přenosových pásů anafronty a katafronty

podle [4]

### Studená katafronta podle teorie přenosových pásů

- Suchý vzduch předbílá sestupující teplý přenosový pás.
- Suchý vzduch pochází z horních vrstev troposféry nebo dokonce z nízkých vrstev stratosféry a kříží studenou frontu zezadu.
- Teplý přenosový je skloněn před přízemní čarou studené fronty. Proto leží zóna oblačnosti a srážek obvykle před přízemní čarou fronty.
- Vršky oblačnosti v oblasti suchého proudění jsou relativně nízko, zatímco na čelní straně této oblasti jsou vrcholky výše. Tato oblast označuje výškovou studenou frontu.
- Vzduchová hmota přinášená pronikáním suchého vzduchu je chladnější než vzduch uvnitř teplého přenosového pásu. Suchý vzduch ochlazuje vzduch

ve vyšších hladinách a vzduch před frontou. Navíc má vzduch relativního vysokého proudění nižší ekvivalentní potenciální teplotu. Výsledkem je vytvoření potenciálně instabilní vrstvy blízko čelní strany frontální oblačnosti. Tento proces lze dokumentovat na transformaci vrstevnaté oblačnosti v konvektivní.

Obecně se předpokládá, že studená katafronta vzniká z anafronty. Často se objevuje nad Atlantikem, nově vzniklé anafronty jsou zde četné. Starší kontinentální fronty jsou většinou katafronty. Důvod pro územní rozdíly může být, že nižší části front jsou zpomalovány třením o kontinent, zatímco vrchní pokračují v pohybu vyšší rychlostí.

## **Klíčové parametry studených front**

- Ekvivalentní tloušťka  
gradientní zóna ekvivalentní tloušťky:  
anafronta: uvnitř oblačného pásu  
katafronta: za oblačným pásem
- Teplotní frontální parametr  
maximum teplotního frontálního parametru:  
anafronta: uvnitř čelní strany oblačného pásu  
katafronta: uvnitř zadní strany oblačného pásu
- Advekce teploty  
Relativně slabá teplá advekce před studenou frontou, výrazná studená advekce za studenou frontou.  
anafronta: oblačnost většinou ve studené advekci  
katafronta: oblačnost většinou v teplé advekci
- Advekce kladné vorticity ve výšce  
Advekce kladné vorticity může být u zadního okraje oblačného pásu a může naznačovat prohlubování výškové brázdy nebo přiblížení JTST.
- Izotachy na hladině 300 hPa  
anafronta: JTST se vyskytuje za oblačným pásmem a paralelně k němu. Kříží frontu v oblasti okluzního bodu. Fronta je na anticyklonálním okraji JTST.  
katafronta: JTST kříží frontu ostrým úhlem. Podle bodu křížení může být oblačnost na anticyklonálním i cyklonálním okraji JTST.

- Stříhová vorticitá na hladině 300 hPa

čára nulové vorticity:

anafronta: Čára nulové vorticity je blízko a paralelně k zadnímu okraji oblačnosti.

katafronta: Čára nulové vorticity kříží studenou frontu. Obvykle doprovází rozhraní vrcholů nízké oblačnosti na cyklonální straně a vyšších vrcholů na anticyklonální straně fronty.

Elektronická verze práce obsahuje několik schémat výše uvedených zákonitostí a jejich proložení do satelitních snímků, stejně jako kapitola o koncepčních modelech teplých front.

### **Typická podoba vertikálních řezů**

- Izentropy ukazují dolů skloněnou frontální zónu, která se rozprostírá přes celou troposféru.
- Před frontou se vyskytuje teplá advekce a za frontou advekce studená. Studená advekce je mnohem výraznější.
- Na studené anafrontě je před frontální zónou relativní vlhkost vysoká a za touto zónou nízká. V případě studené katafronty je oblast vlhkosti skloněna vpřed.
- Frontální zóna leží v oblasti advekce kladné vorticity, která narůstá s výškou. Maximum advekce kladné vorticity je těsně pod tropopauzou.
- Na frontální zóně dochází ke konvergenci proudění a nad ní k divergenci.
- Na frontě a nad ní dochází k výstupným pohybům, slabé sestupné pohyby mohou být pozorovány před frontální zónou.
- Frontální zóna je velice dobře patrná z družicových snímků. Anafronta je dobře rozpoznatelná z WV, IR i VIS snímků. Pro katafronty je maximální zobrazení oblačnosti před frontální zónou.

Elektronická forma práce obsahuje grafickou podobu schémat výše popsaných skutečností a jim odpovídající vertikální řezy.

## **Počasí spojené se studenou frontou**

Podmínky počasí jsou značně proměnlivé a závisí i na ročním období.

### **Studená anafronta**

Na studených anafrontách se objevují mírné až silné přeháňky. Také se často vyskytuje bouřková činnost a to ve všech obdobích roku. Srážky se mohou vyskytovat i v úzkém pruhu těsně před čarou fronty, kde dochází k rozvoji konvekce. Přesto zůstává oblast maximálních srážek za čarou fronty.

Teplota rychle klesá po přechodu čáry fronty. Nad pevninou v zimě ale může stoupat, pokud se před frontou vyskytuje silně prochlazený vzduch.

Vítr se po přechodu fronty stáčí po směru hodinových ručiček. V okolí bouřkové oblačnosti Cb se často vyskytují silné nárazy větru.

Se studenou frontou je spojené nebezpečí výskytu mírné až silné námrazy a turbulence.

Oblasti výrazných projevů počasí jsou hlavně místa s advekcí potenciální vorticity, jako je např. oblast levé části delty JTST.

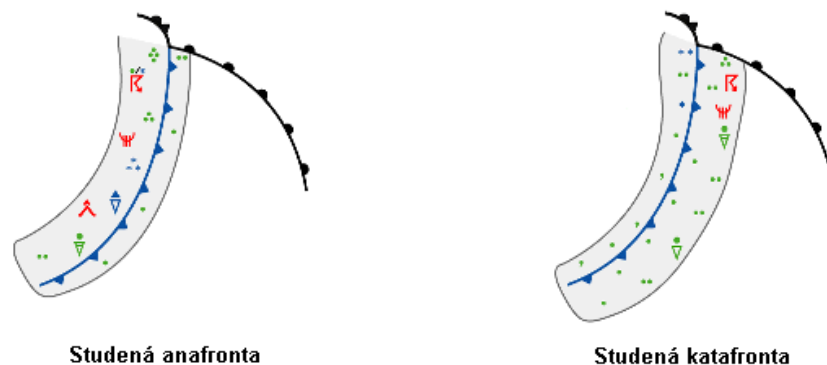
### **Studená katafronta**

Srážky se objevují před čarou fronty. Bouřky se mohou taktéž objevit ve všech obdobích roku.

Teplota rychle klesá po přechodu čáry fronty. Nad pevninou v zimě ale může stoupat, pokud se zde před frontou vyskytuje silně prochlazený vzduch.

V okolí bouřkové oblačnosti Cb se často vyskytují silné nárazy větru. Vítr se po přechodu fronty stáčí po směru hodinových ručiček.

S touto studenou frontou je spojené nebezpečí výskytu mírné až silné námrazy a mírné až silné turbulence.



Obr. 2.10: Počasí spojené se studenou anafrontou a katafrontou

podle [4]

## 2.8 OKLUZNÍ FRONTA

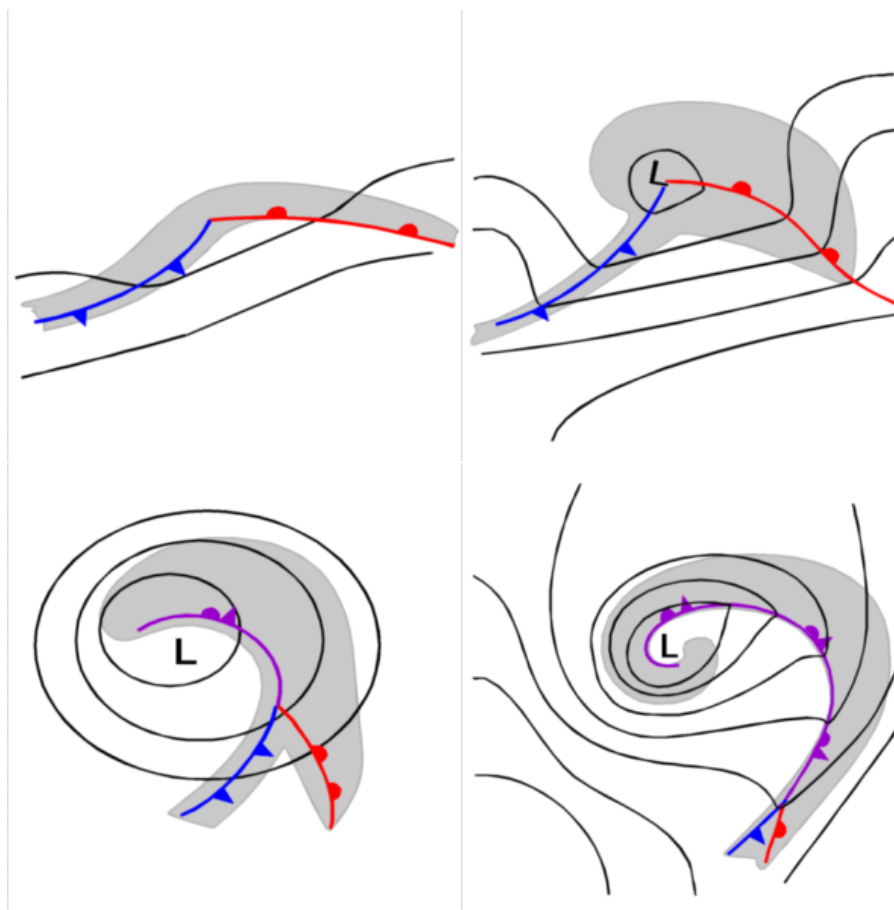
Okluzní fronty v sobě spojují rysy teplých a studených front, ale často se projevují méně výrazně. Charakteristické jsou pro pozdější vývojové stádium cyklony, tedy pro stádium maximálního vývoje a jejího vyplňování.

Studené fronty se v oblasti cyklony pohybují obvykle rychleji než fronty teplé, to vede k tomu, že studená fronta postupně dostihne teplou a dochází k jejich spojení. Tento jev nazýváme proces okludování (obr. 2.11).

V systému okluzních front navzájem působí tři vzduchové hmoty, přičemž ta nejteplejší se již nedotýká zemského povrchu. Proto v případě okluzní fronty existuje čára výškové fronty. Vytlačování teplého vzduchu vzhůru pokračuje a ten se stále víc vzdaluje zemskému povrchu. Pokud mají přední a týlový vzduch při zemi přibližně stejné teploty, nazýváme tuto frontu neutrální okluzní fronta. Protože tento případ není tak četný, rozlišujeme častěji dva druhy okluzních front a to podle toho, která hmota studeného vzduchu je chladnější, jestli přední, nebo týlová.

V případě že je studená vzduchová hmota za studenou frontou chladnější, než studená vzduchová hmota před teplou frontou, bude nejen vytlačovat teplý vzduch směrem vzhůru, ale sama se bude současně ve tvaru klínu posouvat pod přední studenou vzduchovou hmotu. Tato okluzní fronta nese název studená okluzní fronta.

Jestliže je studená vzduchová hmota za studenou frontou teplejší než studená vzduchová hmota před teplou frontou, bude nejen vytlačovat teplý vzduch vzhůru, ale sama bude současně natékat na přední studenou vzduchovou hmotu. Tato okluzní fronta nese název teplá okluzní fronta.



Obr. 2.11: Vývoj okluze

podle [4]

Podobně jako v předchozích kapitolách je i zde fronta popsána typickým oblačným systémem, změnou teploty a větru apod. a to pro jednotlivé typy okluzní fronty zvlášť. Kapitola obsahuje také družicové snímky, snímky radarových odrazů, ale také výřez přízemní mapy zachycující okluzní frontu s projevy počasí obvyklými pro okluzní fronty.

## 2.9 KONCEPČNÍ MODELY OKLUZNÍ FRONTY S TEPLÝM PŘENOSOVÝM PÁSEM

Koncepční modely okluzních front popisují přetočenou okluzi, vývoj ve studeném vzduchu, rychle vznikající okluzi, okluzi s teplým přenosovým pásem a okluzi se studeným přenosovým pásem.

Přetočená okluzi je taková část okluzní fronty, která se v týlu cyklony přetváří ve studenou frontu a postupuje dál ve stejném směru jako fronty, ze kterých se zformovala původní okluzi.



Vývoj ve studeném vzduchu představuje rozvoj systému *comma* do oblačného systému synoptického měřítka. Tento systém je spirálovitě stočen a vykazuje některé rysy podobné okluzi.

Rychle vznikající okluze představuje proces, kdy se systém *comma* přibližuje k frontální oblačnosti a spojuje se s ní. Výsledkem je spirálovitě stočený oblačný pás, který připomíná oblačnost okluzní fronty.

Okluze s teplým přenosovým pásem a okluze se studeným přenosovým pásem je popsána v následujících kapitolách.

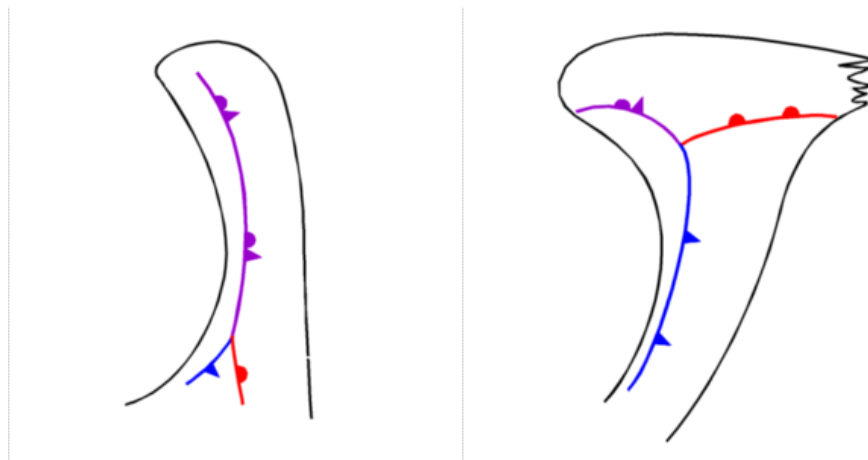
## **Struktura okluzní fronty s teplým přenosovým pásem** **na satelitních snímcích**

Jak již bylo zmíněno, oblačnost okluze je výsledkem dalšího rozvoje frontální vlny ve formě oblačnosti více vrstev ve tvaru spirály. Pro plně vyvinutou okluzi lze uvést následující charakteristiky:

- IR, WV a VIS snímky ukazují cyklonálně zakřivenou oblačnost synoptického měřítka, která je podle svého vývoje spojena s oblačností studené a teplé fronty.
- Na VIS snímku se jeví spirála bílá, ukazuje tedy oblačnost s vysokým albedem.
- Na IR snímcích se odstíny šedé mohou měnit až k bílé s nejsvětějšími částmi v přechodové oblasti mezi studenou frontou a okluzí, tedy v okluzním bodě. Směrem k centru spirály odstíny šedé často postupně tmavnou. To způsobuje sesedající přenosový pás ve středních a vyšších hladinách troposféry. Ve většině případů jsou vrcholky oblačnosti členěné.
- Snímky WV se vyznačují vysokou hodnotou pixelů, tedy velice světlými odstíny šedé, v oblasti frontální oblačnosti. Zadní strana oblačnosti je charakteristická ostrým přechodem od bílé k černé, což je způsobeno sestupným prouděním suchého vzduchu.
- Konvektivní buňky nebo dokonce Cb mohou být vnořené do zadní oblasti spirály oblačnosti. To je právě oblast nejčastějšího vzniku Cb, kvůli potenciálně instabilnímu zvrstvení troposféry.

## Rozdíl mezi konfigurací na satelitních snímcích a klasickým Norským modelem

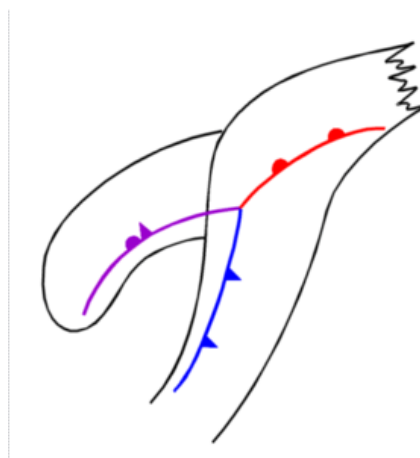
Po prostudování satelitních snímků je zřejmé, že popisovaná teorie Norské školy nemusí vždy odpovídat realitě. Satelitní snímky totiž ukázaly, že se často nemusí objevovat všechny fáze okludování popsané Norskou školou. Dohánění teplé fronty studenou s úzkým teplým sektorem někdy nelze rozeznat (obr. 2.12 vlevo). Mimo to, spojení oblačnosti studené a teplé fronty v centru přizemní níže je následováno stáčením oblačnosti okluze na západ, zatímco se oblačnost teplé fronty zkracuje (obr. 2.12 vpravo).



Obr. 2.12: Možné tvary oblačnosti okluzní fronty

podle [4]

Vedle toho je ještě možné pozorovat oblačné spirály okluze, které popírají teorii přibližování front. Tyto okluze ukazují nižší oblačnou spirálu západně od studené a teplé fronty (obr. 2.13). Tato spirála vypadá, jakoby ležela pod základní frontou a z její polohy není zjevné, že by vznikala spojením teplé a studené fronty.



Obr. 2.13: Další možný tvar oblačnosti okluzní fronty

podle [4]

Tyto rozpory mezi typickou polární teorií a satelitními snímky byly také důvodem pro vypracování teorie přenosových pásů.

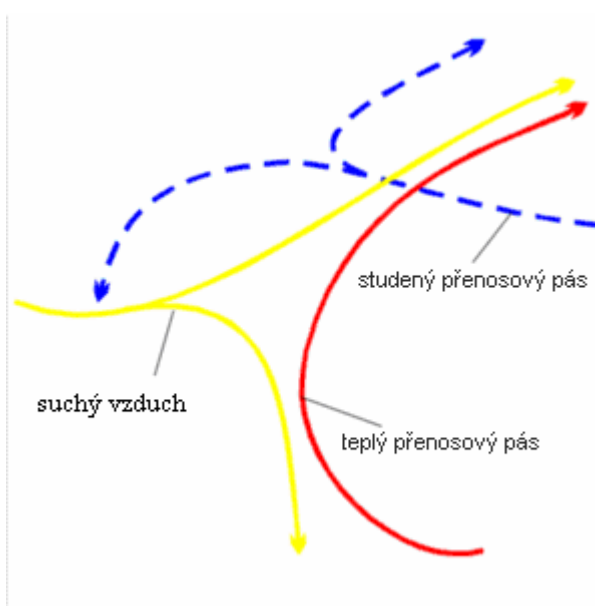
## **Meteorologicko-fyzikální základ okluzní fronty**

### **Model přenosových pásů**

Tato teorie není novým modelem, ale umožňuje odlišný náhled na stejný jev, na proces okludování. Ukazuje větší rozmanitost v možnostech vývoje a napovídá, že Norský model okluzy reprezentuje jen jeden zvláštní případ.

Teorie přenosových pásů studené fronty pracuje se dvěma přenosovými pásy, s teplým pásem a pásem suchého vzduchu. Teorie přenosových pásů teplé fronty pak s teplým a studeným přenosovým pásem. Model okluzní fronty pracuje se všemi třemi přenosovými pásy.

- Teplý přenosový pás je vzestupné proudění od jihu až jihovýchodu, které se stáčí na sever až severovýchod. Přenáší teplý a vlhký vzduch.
- Suchý vzduch představuje sesedavé relativní proudění od severozápadu k jihovýchodu dělící se na dvě větve - dále sesedající k jihozápadu a stoupající k severovýchodu.
- Studený přenosový pás je vzestupné proudění od východu až jihovýchodu. Zpočátku je pod teplým přenosovým pásem, potom se vynoří a stáčí se k severu (obr. 2.14).



Obr. 2.14: Znázornění přenosových pásů

podle [4]

Vertikální rozložení těchto tří přenosových pásů umožňuje vznik rozdílných typů oblačnosti - vrstevnaté oblačnosti teplého přenosového pásu a oblačné spirály studeného přenosového pásu.

Strukturu a formování oblačné spirály okluze s teplým přenosovým pásem můžeme popsat teorií přenosových pásů následovně:

- Vystupující studený přenosový pás probíhá souběžně s přízemní teplou frontou. V okluzním bodě protíná frontu, vystupuje zpod teplého přenosového pásu a cyklonálně se stáčí, přičemž tvoří oblačnou spirálu. Relativní proudění studeného pásu je hlavním prouděním tvořícím oblačné pásmo. V tomto typu okluze je schované pod vyšší oblačností, která se vztahuje k proudění středních a vyšších hladin. Během stáčení se výstupný proud mění na sestupný, což způsobuje pokles vrcholů oblačnosti.
- Nejvyšší hladiny troposféry jsou typické prouděním teplého přenosového pásu a pronikáním suchého vzduchu. Rozložení teplého pásu závisí na vývojovém stádiu okluze. V počátku vystupuje v oblasti oblačnosti studené a teplé fronty, kde se stáčí cyklonálně souběžně s přízemní čarou fronty. Později se objevuje v podobě smyčky připomínající hřeben nad oblačností okluze a ještě později se dělí na dvě části; východní větev sleduje oblačnost teplé fronty, zatímco západní větev sleduje oblačnou spirálu okluze. To je hlavní rozdíl proti okluzi se studeným přenosovým pásem, protože v teplém přenosovém pásu se objevuje vrstevnatá oblačnost okluzní fronty. Oblačnost teplého a studeného pásu je často odlišná.
- Pás suchého vzduchu je spojen se sesedajícím vzduchem pocházejícím z vyšších hladin troposféry, nebo dokonce z nižších hladin stratosféry. Suchý vzduch je pozorován na zadní straně oblačnosti okluze. To je také oblast vzniku Cb, které jsou patrné ze snímků oblačnosti. Pro konvekci v tomto sektoru se uvádí několik důvodů:
  - Suchý vzduch přinášený z vyšších hladin má nižší relativní vlhkost než vzduch studeného přenosového pásu, což vede ke vzniku potenciálně instabilního zvrstvení.
  - Maximum PVA přispívá k výstupným pohybům.
- Další odlišností je to, že suchý vzduch nekříží oblačnost okluze s teplým přenosovým pásem.

Takovéto vysvětlení vzniku oblačnosti okluzní fronty je tedy naprosto odlišné od původních teorií klasické Norské školy.

## **Klíčové parametry okluzních front s teplým přenosovým pásem**

- Absolutní topografie 500 a 1000 hPa:

Absolutní topografie 1000 hPa je charakterizována níží v poli geopotenciálu v centru spirály. Na hladině 500 hPa je v počátečním stádiu výšková brázda, ze které se velmi rychle stává výšková tlaková níže. To je hlavní rozdíl oproti okluzní frontě se studeným přenosovým pásem, kde se níže vytváří až později.

- Ekvivalentní tloušťka:

Významnou vlastností je hřeben ekvivalentní tloušťky, který je důsledkem vystupujícího teplého vzduchu. V případě dobře vyjádřené hluboké níže vzniká spirální struktura hřebene. Jsou ale situace, které se odlišují od zřetelně vyjádřeného hřebene. Dobře vyvinuté studené a teplé okluzní fronty obvykle mívají větší gradient ekvivalentní tloušťky v oblasti okluze.

- Termální frontální parametr:

TFP se nachází blízko zadní oblasti oblačné spirály. Výskyt TFP ale závisí na výskytu teplotního gradientu.

- Teplotní advekce:

Celá oblast oblačnosti okluze je pod vlivem teplé advekce. Její maximum je v centru oblačné spirály, většinou blízko okluzního bodu. Čára nulové advekce sleduje zadní část oblačné spirály.

- Čára nulové stříhové vorticity na hladině 300 hPa:

Čára nulové stříhové vorticity na hladině 300 hPa označuje osu JTST, sleduje hranu oblačné spirály.

- Izotachy na hladině 300 hPa:

Pokud JTST nekříží oblačnost okluze, vykazují izotachy minimum rychlosti větru v okluzním bodě. Obvykle se pozorují dvě maxima, jedno souběžně se zadní stranou oblačnosti a druhé souběžně s čelní hranou oblačnosti teplé fronty.

- Advekce vorticity na hladině 500 a 300 hPa:

Oblačná spirála je pod vlivem PVA ve středních a vyšších hladinách troposféry.

Maximum PVA je často v zadní části oblačnosti.

Elektronická verze práce obsahuje několik schémat výše uvedených zákonitostí a jejich proložení do satelitních snímků, stejně jako předchozí kapitoly o koncepčních modelech.

## **Typická podoba vertikálních řezů**

Izentropy potenciální teploty obvykle vykazují zřetelnou brázdou, která zobrazuje teplejší vzduch, jež byl vytlačen vzhůru a zónu větších gradientů patřící přízemní frontě. V tomto případě je výšková brázdou skloněna vpřed. Nejčastější konfigurací je skloněná zóna větších gradientů teplé fronty před izentropickou brázdou. Rozdíl mezi řezem oblačností okluze a teplé fronty je ve vrstvě nad teplou frontou. V případě teplé fronty izentropická brázdou neexistuje.

V poli relativní vlhkosti v oblasti izentropické brázdou se objevují vysoké hodnoty, okolo 80 % a víc. V případě vpřed skloněné brázdou má maximum sklon vpřed. Minimum je typicky přibližně mezi 800 a 700 hPa. Druhé minimum je na zadní straně brázdou ve vyšších výškách, přibližně kolem hladiny 300 hPa. To souvisí se suchým vzduchem.

Celá oblast vpřed skloněné teplé fronty a čelní strana brázdou je pod vlivem teplé advekce. Maximum se většinou vyskytuje v nižších hladinách troposféry, velmi blízko oblasti, kde zóna teplé fronty dosahuje země. Vedlejší oblast teplé advekce bývá ve vyšších hladinách troposféry na zadní straně brázdou. Typicky se vyskytuje kolem 300 hPa a představuje hranici tropopauzy .

Nižší a střední hladiny troposféry jsou pod vlivem studené advekce. Čára nulové advekce je blízko osy brázdou. Často bývá skloněná vpřed a to dává vzniknout potenciálně instabilnímu zvrstvení troposféry.

Advekce kladné vorticity (PVA) je charakteristická pro celou oblast okluze. Nacházíme obvykle dvě maxima PVA. Hlavní bývá ve vyšších hladinách na zadní straně brázdou, které je spojené s levou částí delty JTST. Slabší maximum se objevuje v zóně teplé fronty okolo 800 hPa. Toto maximum je spojeno s cyklonální cirkulací v těchto hladinách.

Ve skloněné zóně teplé fronty a v nižších hladinách na čelní straně brázdy se nachází oblast konvergence. Ve vyšších hladinách převládá divergence. Čára nulové konvergence se nachází blízko osy brázdy.

Podle rozložení konvergence a advekce teploty a vorticity je oblast okluze charakterizována širokou oblastí silných výstupných pohybů. Nejsilnější obvykle bývají ve středních hladinách troposféry.

Na VIS, IR i WV snímcích je celá oblast oblačnosti dobře vyjádřena. Zadní strana oblačnosti na WV snímcích zobrazuje ostrý gradient kvůli suchému vzduchu, který sem advehuje z vyšších hladin.

Takovýmito charakteristikami atmosférických front se Norská škola vlastně nezabývala. Popisovala spíše přízemní podmínky počasí, vzhled oblačnosti a pole tlaku a teploty.

Elektronická forma práce obsahuje grafickou podobu schémat výše popsaných skutečností a jim odpovídající vertikální řezy.

## **Počasí spojené s okluzní frontou s teplým přenosovým pásem**

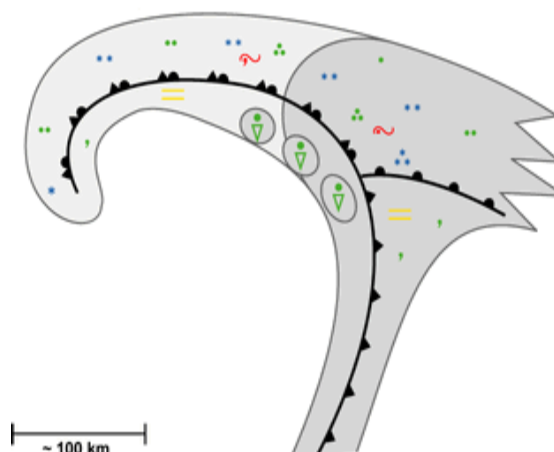
Srážky na této frontě jsou situovány do pásů o šířce 5 – 50 km před přízemní čarou fronty. Jejich maximum je blízko okluzního bodu. Na zadní části spirály se obvykle objevují přeháňky a bouřky, dokonce i kroupy.

Změna teploty je silně závislá na sezóně. Stoupá v zimě a v létě klesá.

U této fronty se objevuje mírný až silný vítr. Nejsilnější bývá na vnější straně spirály.

Okluze je spojená s oblačností mnoha vrstev, proto jsou podmínky počasí značně proměnlivé.

### Okluze - typ teplého přenosového pásu



Obr. 2.15: 21. dubna 1998/18.00 UTC –Počasí spojené s okluzní frontou podle [4]  
počasí (zelená: déšť a přeháňky, modrá: mrholení, tyrkysová: sněžení,  
purpurová: mrznoucí déšť, červená: bouřka se srážkami, oranžová: kroupy,  
černá: bez srážek nebo bez bouřky se srážkami)

## 2.10 KONCEPČNÍ MODELY OKLUZNÍ FRONTY SE STUDENÝM PŘENOSOVÝM PÁSEM

### Struktura okluzní fronty se studeným přenosovým pásem na satelitních snímcích

Okluze se objevuje v oblasti frontální vlny. Tento typ okluze má ale jiný vzhled oblačnosti než okluze s teplým přenosovým pásem. V plně vyvinutém stádiu zobrazují satelitní snímky dvě oblasti oblačnosti synoptického měřítká:

- vertikálně vyvinutou oblačnost studené fronty,
- spirálu nižší oblačnosti, která vypadá jako by pronikala ze spodu vyšší oblačnosti.
- Obě oblasti vypadají jako spojené.
- Na VIS snímku se jeví spirála bílá, ukazuje oblačnost s vysokým albedem.
- Na IR snímku ukazují odstíny šedé s bílými oblastmi studený přenosový pás.
  - Na přechodu oblačnosti teplé a studené fronty (orientovaném jihozápadně, nebo severovýchodně) a oblačnosti studeného přenosového pásu lze



pozorovat zřetelný přechod od bílé k tmavošedé. V určité vzdálenosti od přechodové zóny dosahují vršky oblačnosti často větších výšek, oblačnost uvnitř spirály je nižší. Takováto oblačná struktura může být vysvětlena teorií přenosových pásů.

- V pozdějších stádiích vývoje se také mohou vyskytnout vysoké vršky oblačnosti, podobně jako u okluze s teplým přenosovým pásem.
- Na snímcích WV se obě oblačné zóny jeví odlišně. Černý pás charakterizuje suchý vzduch na cyklonální straně JTST paralelně k vyšší oblačnosti a napříč oblačností studeného přenosového pásu přesně na přechodové zóně. Tento efekt nelze pozorovat u okluze s teplým přenosovým pásem. Nejsušší vzduch zobrazený černě se nachází ve spirále. To lze pozorovat u obou typů. Během pozdějšího stádia se objevuje světlá a bílá barva v celé oblasti oblačné spirály, černý pás tedy mizí.

## **Meteorologicko-fyzikální základ okluzní fronty**

Model přenosových pásů se většinou shoduje s popisem okluzní fronty s teplým přenosovým pásem. Nižší oblačná spirála se objevuje ve stoupajícím studeném přenosovém pásu, zatímco nejvyšší oblačnost teplé a studené fronty se pohybuje vlivem teplého přenosového pásu.

Výzkum ZAMGu týkající se výskytu okluzí vede k těmto postřehům:

- Nižší hladiny troposféry jsou charakterizovány vzestupným studeným přenosovým pásem ve dvou podtypech podle jejich orientace.
  - V některých případech se pozoruje dělicí se proudění v oblasti okluzního bodu. Tento typ se vyskytuje, když frontální plocha dosahuje země.
  - V ostatních případech se oblačnost okluze rozprostírá od severu až severovýchodu k jihozápadu.
- Oba podtypy ukazují vzestupné cyklonálně stočené studené přenosové pásy, které podmiňují vznik spirál nižší oblačnosti. Vysvětlení rozdělení pásu není jednoduché. Existují však dvě řešení.
  - Větev dělicího pásu je podobná klasickému popisu.
  - Východní anticyklonální větev ukazuje nejnižší části teplého přenosového pásu, zatímco základní cyklonální větev reprezentuje studený přenosový pás.

- Současné výzkumy podporují druhé vysvětlení z těchto důvodů:
  - Můžeme pozorovat plynulý růst východní větve do teplého přenosového pásu synoptického měřítka na izentropických hladinách s rozestupem jeden Kelvin.
  - Dobrá shoda mezi oblačností teplé fronty a relativním prouděním.
- Důvod pro toto vysvětlení je fakt, že relativní proudění větve studeného přenosového pásu vypadá, jakoby vystupovalo jižně od teplého přenosového pásu.

## **Klíčové parametry okluzních front**

- Absolutní topografie 500 a 1000 hPa:
 

Absolutní topografie 500 a 1000 hPa je charakterizována níží v poli geopotenciálu v centru spirály. Na hladině 500 hPa je v počátečním stádiu výšková brázda, postupně se z ní stává výšková tlaková níže. To je hlavní rozdíl oproti okluzní frontě s teplým přenosovým pásem, kde níže existuje již dříve.
- Ekvivalentní tloušťka:
 

Významnou vlastností je hřeben ekvivalentní tloušťky, který je důsledkem vystupujícího teplého vzduchu. V případě dobře vyjádřené hluboké níže vzniká spirální struktura hřebene. Jsou ale známy situace, které se odlišují od zřetelně vyjádřeného hřebene.
- Termální frontální parametr:
 

TFP se nachází blízko zadní oblasti oblačné spirály. Výskyt TFP ale závisí na výskytu teplotního gradientu.
- Teplotní advekce:
 

Celá oblast oblačnosti okluze je pod vlivem teplé advekce. Její maximum je v centru oblačné spirály, většinou blízko okluzního bodu. Čára nulové advekce sleduje zadní část oblačné spirály.
- Čára nulové stříhové vorticity na hladině 300 hPa:
 

Čára nulové stříhové vorticity na hladině 300 hPa označuje osu JTST, kříží oblačnou spirálu v bodě okluze.

- Iztachy na hladině 300 hPa:

Osa JTST kříží oblačnou spirálu v bodě okluze. Pokud existuje dobře vyjádřené maximum JTST, oblačnost studeného pásu se nachází v levé části delty JTST. Na družicových snímcích je možné pozorovat buněčnou strukturu oblačnosti.

- Advekce vorticity na hladině 500 a 300 hPa:

Oblačná spirála je pod vlivem PVA ve středních a vyšších hladinách troposféry. Maximum PVA je často v levé části delty JTST.

I tato kapitola obsahuje několik schémat výše uvedených zákonitostí a jejich proložení do satelitních snímků, stejně jako předchozí kapitoly o koncepčních modelech.

## **Typická podoba vertikálních řezů**

Vertikální řezy vykazují mnohé shody s okluzí s teplým přenosovým pásem, proto budou dále uvedeny pouze odlišnosti obou druhů front.

Podle výzkumů je možné pozorovat dvě různé konfigurace:

- Typ teplé fronty: izentropická brázda je skloněná vpřed ve vrchní části zóny teplé fronty.
- Skloněná zóna větších gradientů teplé fronty a skloněná zóna větších gradientů studené fronty za ní. V tomto případě není sklon brázdy tak zřetelný jako v jiných případech.

Na VIS snímcích je celá oblast oblačnosti dobře vyjádřena. Vzhled snímků IR a WV silně závisí na vývojovém stádiu i na umístění vertikálního řezu. Během počátečního stádia se blízko okluzního bodu v důsledku pronikání suchého vzduchu vyskytují nižší hodnoty pixelů, představující nízkou a střední oblačnost. Dále po spirále postupně pixely narůstají. Během dalších stádií, kdy je spirála spojena i s vysokou oblačností, jsou hodnoty pixelů vysoké.

Elektronická forma práce obsahuje grafickou podobu schémat výše popsaných skutečností a jim odpovídající vertikální řezy.

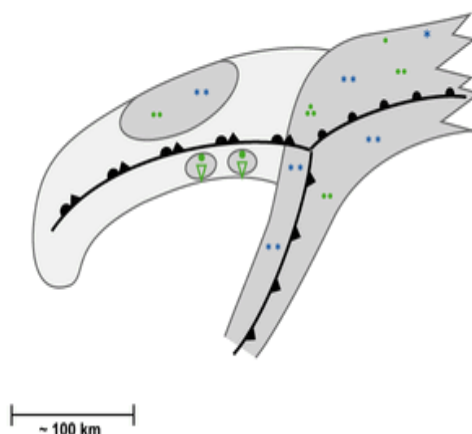
## Počasí související s okluzní frontou se studeným přenosovým pásem

Charakteristické počasí pro okluzní frontu představují intenzivní srážky v okolí okluzního bodu a před ním. Pás srážek je obvykle souběžný s okluzní frontou.

S frontou je spojen silný vítr, který se stáčí po směru chodu hodinových ručiček po přechodu okluze.

Zadní část oblačné spirály je obvykle blízko okluzního bodu, může být v levé části delty JTST. Kvůli potenciální instabilitě se může v této oblasti objevovat konvekce.

Okluze - typ studeného přenosového pásu



Obr. 2.16: 28. března 1997/12.00 UTC – Počasí spojené s okluzní frontou podle [4]  
počasí (zelená: déšť a přeháňky, modrá: mrholení, tyrkysová: sněžení,  
purpurová: mrznoucí déšť, červená: bouřka se srážkami, oranžová: kroupy,  
černá: bez srážek nebo bez bouřky se srážkami)

## 2.11 FRONTOGENEZE A FRONTOLÝZA

Každá atmosférická fronta existuje jen po určitou dobu. To platí nejen pro části front uvnitř cyklonálního systému, ale i pro základní fronty velkých horizontálních rozměrů. Protože jsou fronty pozorovány na všech synoptických mapách, znamená to, že procesy

tvorby a rozpadu front probíhají nepřetržitě, podobně jako se nepřetržitě formují a transformují vzduchové hmoty.

Ke vzniku fronty, která představuje přechodovou vrstvu, dochází, když se dvě vzduchové hmoty, které se odlišují svými vlastnostmi, dostanou do vzájemného kontaktu. V takovéto vrstvě postupně dochází ke zvětšování horizontálního gradientu teploty a objevují se vertikální složky rychlosti větru. V případě dostatečné vlhkosti vzduchu se tvoří oblačnost a srážky.

## **Základní aspekty**

Proces frontogeneze a frontolýzy může být popsán frontogenetickou funkcí  $F$ , kterou uvádí Miller a Petterssen (viz např. [2]). Časové změny izobarického gradientu potenciální teploty představují základní rozlišovací znak frontogeneze a frontolýzy.

$$F \equiv \frac{d}{dt} \left( -\frac{\partial \theta}{\partial n} \right)_p > 0 \quad \dots \quad \text{frontogeneze}$$

$$F \equiv \frac{d}{dt} \left( -\frac{\partial \theta}{\partial n} \right)_p < 0 \quad \dots \quad \text{frontolýza} \quad \text{podle [2]}$$

V případě zvětšování gradientu se jedná o frontogenezi, pokud se ale gradient zmenšuje, jedná se o frontolýzu. Mělo by být zdůrazněno, že  $F$  nereprezentuje pouze lokální změny, tedy změny v jednom bodě, ale také změny podél vertikální nebo horizontální trajektorie pohybující se částice. Pohybující se částice tedy prodělává frontogenezi, pokud se pohybuje horizontálně nebo vertikálně z oblasti s nižší baroklinitou do oblasti s vyšší baroklinitou.

Elektronická verze práce dále popisuje frontogenetický nebo frontolytický efekt horizontálního proudění, vertikálních pohybů a diabatických přenosů tepla. Uvádí také význam těchto efektů pro různé hladiny troposféry.

## **Termobarické pole**

Při zkoumání deformačního pole vzduchu můžeme dojít k závěru, že pokud jsou izotermy skloněné k ose roztážení deformačního pole pod úhlem  $\varepsilon < 45^\circ$ , existuje podél osy

roztažení frontogeneze a podél osy stlačení frontolýza. Pokud je počáteční úhel větší než  $45^\circ$ , je efekt opačný.

Čím menší je tedy tento úhel, tím intenzivnější je proces frontogeneze. Cirkulační pohyby v deformačním poli zmenšují postupem času úhel mezi izotermami a osou roztažení, zesilují se frontogenetické procesy a to i v případě, že z počátku existovala při úhlech větších než  $45^\circ$  frontolýza. Znamená to tedy, že v sedle deformačního pole se vytvářejí velmi příznivé podmínky pro procesy frontogeneze. Proto se výškovým deformačním polím připisuje velký význam při hodnocení možností frontogeneze, hlavně proto, že taková pole existují delší čas.

Při hodnocení frontogeneze podmíněné horizontálním pohybem vzduchu je možné vyjít z map  $AT_{700}$  hPa +  $RT_{500/1000}$  hPa. Tím získáváme představu o významu frontogeneze ve spodní 5 kilometrové vrstvě troposféry. Ve skutečnosti se podmínky frontogeneze v řadě případů mění s výškou, a proto třeba je hodnotit frontogenezi v různých izobarických hladinách. Dnes nám k předpovědi frontogeneze a frontolýzy pomáhají numerické předpovědní modely.

## **2.12 Vliv Orografie a Podkladu na Fronty**

Vliv pohoří na fronty se projevuje v zadržování front horami a všeobecně ve změně rychlosti pohybu v části fronty, ve zvýraznění na návětrné straně, v tvorbě frontálních vln a nebo v rozpadu front na závětrné straně pohoří.

Pokud svírá studená fronta s horským hřebenem ostrý úhel, nastane před frontou zhuštění proudnic v teplé vzduchové hmotě stlačené mezi pohořím a frontou. To podporuje vznik silného větru před frontou. Sbíhavost proudnic podporuje frontogenezi v přízemní vrstvě. Zvýrazňuje projevy existujících front, ale může dát také vzniknout frontám novým.

Pokud přichází studená fronta k překážce a není možné její rychlé obtékání, hromadí se postupně studený vzduch u horského hřebene. Mohutnost studené vzduchové hmoty narůstá a nakonec začne přetékat přes horskou překážku. Na návětrné straně se vyskytují dlouhotrvající intenzivní srážky, na závětrné straně fénové oteplení s rozpouštěním oblačnosti. Oblačný systém studené fronty se obnoví až v určité vzdálenosti, někdy k jeho

obnovení ani nedojde.

Teplá fronta se při přechodu horského masivu deformuje jiným způsobem, než studená. Teplá fronta přechází přes hory častěji a jednodušeji. Část studeného vzduchu před postupující teplou frontou je zadržena na návětrné straně se spodní částí oblačného systému. Na závětrné straně bývá zpočátku teplá fronta nevýrazná, dál od horského masivu se ale obnovuje a projevy fronty zůstávají v podstatě nezměněné. Regenerací teplé fronty regenerují i srážky.

Vznik orografické okluze je obvyklý pro horské masivy, jejichž výška je větší než hladina, do které zasahuje frontální plocha. V takovém případě představuje pohoří absolutní překážku pro frontu a vzduchová hmota ji obtéká z obou stran. V případě studené fronty se části této fronty po obtečení masivu spojují a vzniká efekt orografické okluze.

Maskované fronty jsou skutečné fronty, které je těžké nebo dokonce nemožné rozpoznat podle přízemních příznaků, protože přízemní pozorování neposkytují žádnou indikaci podmínek charakteristických pro přechod fronty. V zimě je obvyklý případ maskovaných front spojený s velmi tenkou vrstvou prochlazeného vzduchu u zemského povrchu. Vhodné jsou právě horské oblasti. Při postupu relativně teplejší vzduchové hmoty z moře nad pevninu se tato hmota přesouvá právě po této vrstvě prochlazeného vzduchu, nenarušuje ji a nedosahuje až k zemskému povrchu. Tehdy nevyvolává přechod fronty změnu teploty při zemi, projeví se jen v poli tlakových tendencí. Mlha nebo nízký St může zamaskovat i oblačný systém této fronty.

Zdánlivé fronty se objevují jako skoky v rozdělení teplot nebo jiného prvku v nižších vrstvách, podmíněné vlivem podloží. Typickým případem zdánlivých front je případ teplé fronty, kdy při rozdílném vyzařování povrchu vznikají značné rozdíly v teplotách vzduchu.

## 2.13 VÝŠKOVÉ FRONTÁLNÍ ZÓNY

V horní troposféře a části spodní stratosféry existují synoptické objekty planetárních rozměrů, které nazýváme *výškové frontální zóny* (VFZ).

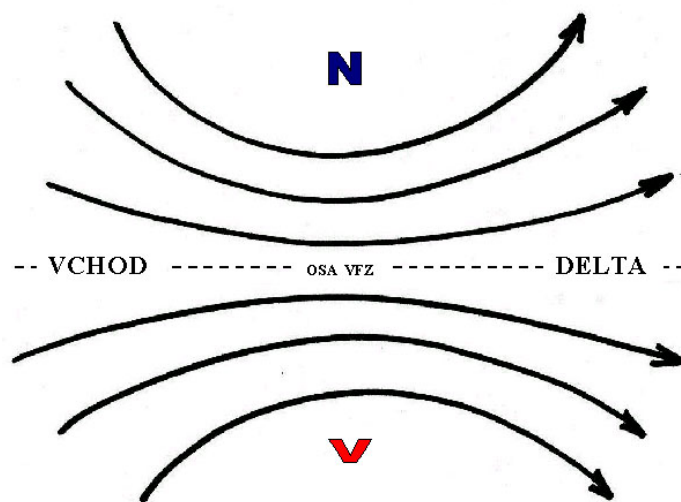
Pod pojmem výšková frontální zóna (VFZ) chápeme přechodové zóny mezi vysokými studenými cyklonami a vysokými teplými anticyklonami.

Jsou to objekty velkých rozměrů, které hrají důležitou roli v atmosférických procesech, především v procesech cyklogeneze a anticyklogeneze. VFZ dosahují značných rozměrů. V horizontálním směru podél základního proudění je jejich délka několik tisíc km, šířka stovky km (do 1000 km) a vertikální mohutnost několik km (do 10 km). VFZ jsou oblasti atmosféry, ve kterých je nahromaděno velké množství kinetické energie, protože jsou v nich pozorované značné horizontální gradienty teploty a tlaku.

Oblast, ve které se ve směru proudění pozoruje sbíhavost izohyps, je označována jako vchod VFZ. Oblast, ve které se ve směru proudění pozoruje rozbíhavost izohyps, je označována jako delta VFZ.

Jednotlivé VFZ se navzájem spojují, přičemž se vytváří ještě větší synoptický objekt planetárních rozměrů - planetární výšková frontální zóna (PVFZ). Pozorování ukázala, že existují dvě základní PVFZ a to subtropická a polární.

PVFZ se rozkládá z větší části převážně zonálně, ale může mít vlny velké amplitudy i ve směru meridionálním. Procesy vzniku a vývoje tlakových útvarů na jedné straně úzce souvisí s VFZ, ale na druhé straně vedou právě tyto procesy k deformacím VFZ.



Obr. 2.17: Výšková frontální zóna

podle [6]

VFZ se odlišují značnými horizontálními gradienty teploty. Největší gradienty jsou pozorované v centrální části VFZ v blízkosti osové izohypsy blízko hladiny 500 hPa. To je přibližná výška, ve které se rozkládá plocha atmosférické fronty, která souvisí s VFZ. Výš a níž od této hladiny se horizontální gradienty teploty zmenšují. Horizontální rozdělení gradientů je vzhledem k osové izohypse nesymetrické. Na cyklonálním okraji jsou větší než na anticyklonálním, což souvisí s odpovídajícím sklonem fronty. Maximum rychlosti větru se obvykle rozkládá kolem hladiny 300 hPa.

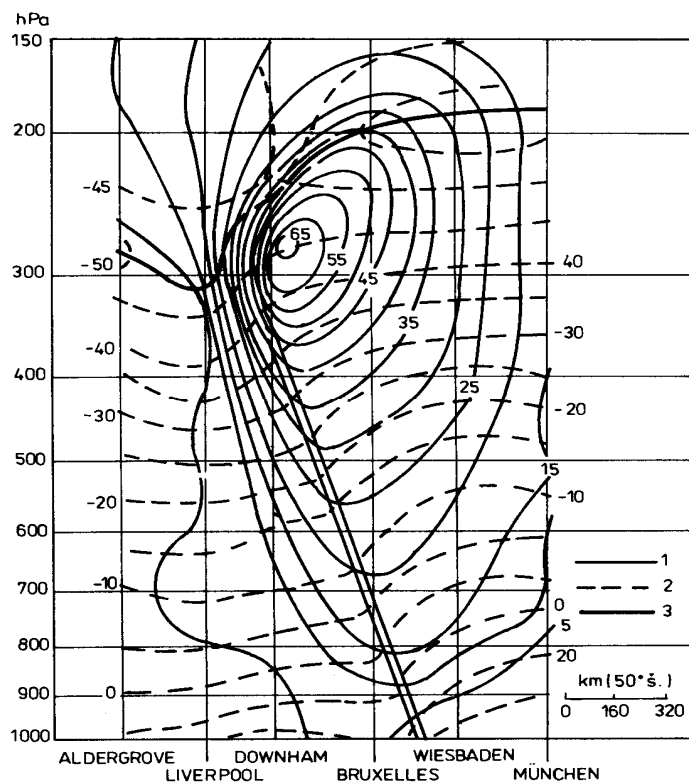


## 2.14 TRYSKOVÉ PROUDĚNÍ

Tryskové proudění (JTST – jet stream) souvisí s výškovými frontálními zónami. Jedná se o rychlé úzké proudění vzduchu v troposféře a stratosféře ve tvaru zploštělé trubice, je charakterizované velkými gradienty rychlosti a obvykle zaujímá velké oblasti.

Délka JTST bývá tisíce km, šířka stovky km a vertikální mohutnost několik km. Za hranici JTST se obvykle považuje izotacha  $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $108 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$ ). Vertikální gradient rychlosti větru v JTST převyšuje  $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}/1 \text{ km}$ , horizontální  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}/100 \text{ km}$ .

Tryskové proudění je rozsáhlý synoptický objekt. Jádru maximální rychlosti větru se nazývá osa JTST. V praxi se často pracuje s horizontální osou, což je čára maximální rychlosti větru v dané hladině nebo na dané izobarické ploše. Podobně jako u PVFZ rozlišujeme cyklonální a anticyklonální okraj i u JTST.



Obr. 2.18: Řez tryskovým prouděním

podle [1]

1-izotachy, 2-izotrmy, 3-tropopauza

Rychlosti větru bývají tím větší, čím je větší rozdíl teploty mezi vzduchovými hmotami.

**Podle oblastí výskytu vzhledem k PVFZ rozlišujeme JTST podle Zvereva [1]:**

- 1) arktický JTST (severně  $65^{\circ}$  s.z.š) ve výškách 6 až 8 km,
- 2) JTST mírných zeměpisných šířek ( $45^{\circ}$  až  $65^{\circ}$  szš) ve výškách 8 až 12 km,
- 3) subtropický JTST (zóna kolem  $30^{\circ}$  szš) ve výšce 11 až 16 km,
- 4) ekvatoriální stratosférický JTST východního směru ve výškách nad 20 km,
- 5) stratosférický JTST mírných a vysokých zeměpisných šířek východního směru, ve výškách nad 15 km.

Elektronická verze práce uvádí základní vlastnosti JTST se zaměřením na energii v oblasti JTST, pole teploty, pole tlaku, výskyt turbulence a vertikálních pohybů.

Popisuje také polohu JTST vůči atmosférickým frontám při zemi a to v různých vývojových stádiích cyklony.

## Kapitola 3

# TLAKOVÉ ÚTVARY

Nerovnoměrné prostorové rozložení tlaku vzduchu, které vzniká na základě nerovnoměrného ohřívání zemského povrchu a dalších faktorů, podmiňuje výskyt tlakových systémů v atmosféře. Rozložení tlaku vzduchu má mnohotvárný charakter a neustále se mění. Přesto je možné na přízemních mapách podle izobar určit základní tvary barického pole.

Základními útvary jsou cyklony a anticyklony. Podkapitola 3.1 se zabývá jejich typy podle geografických podmínek vzniku, směru pohybu a vertikální mohutnosti.

Následně je popsán vznik a vývoj cyklon i anticyklon. Text je doplněn ukázkami vhodného přízemního i výškového pole pro každý zmíněný tlakový útvar. Každý tlakový útvar je popisován samostatně, v oddělených podkapitolách.

Stejně tak jsou rozebrána i vývojová stádia tlakových útvarů, především se zaměřením na podmínky počasí, které panují v tlakových útvarech v jednotlivých stádiích vývoje. Texty jsou doplněny družicovými snímky a výseky analyzovaných přízemních map.

Následně je pojednáno o přemísťování tlakových útvarů. Uvedeny jsou podmínky vedoucí k pohybu útvarů a ovlivňující jeho směr. Finálně jsou uvedena některá obecná pravidla vycházející z dlouhodobých pozorování a výzkumů na základě výpočtů

Opakované zesilování projevů tlakových útvarů je známé pod pojmem regenerace. V podkapitole 3.7 jsou zmíněny různé procesy, při kterých k regeneraci tlakových útvarů může docházet.

Vliv orografie se projevuje také v případě cyklon a anticyklon a je popsán v podkapitole 3.8. Vliv pohoří je doplněn konkrétním případem vyskytující se občas v oblasti severní Evropy. Znázorněn je také směr obcházení pohoří tlakovými útvary včetně vysvětlení této skutečnosti.

## 3.1 TYPY TLAKOVÝCH ÚTVARŮ, STÁDIA JEJICH VÝVOJE

Podle geografických podmínek vzniku rozeznává Zverev [1]:

- tropické cyklony (těmito útvary se zbývají jiné práce, jejich popis by vystačil

na samostatnou práci a proto se zde jimi dále nezabýváme),

- mimotropické cyklony – frontální a nefrontální,
- subtropické anticyklony – obvykle tvoří pás vyššího tlaku vzduchu v subtropických oblastech,
- mimotropické anticyklony - rychle se pohybující oblasti vyššího tlaku vzduchu, uzavírající anticyklony, nefrontální anticyklony.

Petterssen uvádí vhodnější dělení anticyklon (viz např. [2]):

- subtropické anticyklony,
- polární kontinentální anticyklony,
- hřebeny vyššího tlaku uvnitř rodiny cyklon.

Podle směru pohybu dělí Zverev [1] tlakové útvary na:

- cyklony pohybující se od severu až severozápadu na jih až jihovýchod,
- západní cyklony - pohybující se zonálně od západu na východ,
- retrográdní cyklony - pohybující se od východu na západ, tedy proti směru všeobecné cirkulace atmosféry,
- jižní cyklony - pohybující se od jihozápadu, jihu a jihovýchodu na severovýchod, sever až severozápad.

V závislosti na vertikálním rozsahu dělíme cyklony a anticyklony na:

- nízké - uzavřené izobary sahají do hladiny  $AT_{500}$ ,
- střední - v hladině  $AT_{300}$  se uzavřené izobary ještě neobjevují, tvoří zde jen brázdu nebo hřeben,
- vysoké - uzavřené izobary na všech mapách AT, včetně mapy  $AT_{300}$ ,
- výškové - pozorované v několika vyšších hladinách AT, ale nikoliv na přízemní mapě,
- stratosférické - zasahující až do stratosféry, nebo se samostatně tvoří ve stratosféře.

## Stádia vývoje tlakových útvarů

Při zkoumání tlakových útvarů můžeme určit tato stádia jejich vývoje:

### Cyklony

1. Počáteční stádium (stádium vzniku cyklony) -od prvních příznaků rozvoje cyklony do okamžiku objevení se první uzavřené izobary dělitelné 5.
2. Stádium mladé cyklony (stádium prohlubování cyklony) - od vytvoření první uzavřené izobary dělitelné 5 do počátku okludování.
3. Stádium maximálního rozvoje - od počátku okludování do počátku vyplňování cyklony.
4. Stádium vyplňování cyklony -od počátku vyplňování do úplného zániku cyklonální činnosti na přízemní mapě .

Druhé a třetí stádium bývá občas dohromady označováno jako stádium prohlubování cyklony.

U frontálních cyklon rozlišujeme podle klasické Norské školy:

1. Frontální vlna - od prvních příznaků zrodu cyklony na frontě, do objevení se první uzavřené izobary dělitelné 5.
2. Mladá cyklona - od vzniku první uzavřené izobary dělitelné 5 do začátku okludování.
3. Okludovaná cyklona -od začátku okludování do zániku cyklony.

### Anticyklony

1. Počáteční stádium (stádium vzniku anticyklony) - od prvních příznaků vývoje anticyklony do okamžiku objevení se izobary dělitelné 5.
2. Stádium zesilování - od do okamžiku objevení se první izobary dělitelné 5 na přízemní mapě, do okamžiku její největší intenzity.
3. stádium zeslabování - od počátku poklesu tlaku vzduchu v jejím středu až do úplného zániku anticyklony jako samostatného tlakového útvaru.

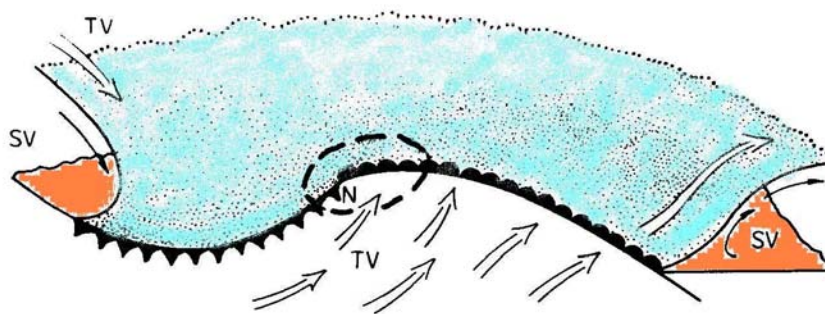
## 3.2 VZNIK A VÝVOJ CYKLON

### Vznik místních nefrontálních cyklon

Nefrontální (termické) cyklóny vznikají především v létě nad pevninou, v zimě nad teplými moři. Nesouvisejí s atmosférickými frontami, obvykle mají nevelké horizontální rozměry a jsou jen slabě rozvinuté ve vertikálním směru (1 až 1,5 km). Mají výrazný denní chod, vznikají a zesilují přes den a slábnou nebo zanikají v noci. Obyčejně neprodělávají další vývoj. Elektronická verze práce dále rozebírá příčiny vzniku takovýchto cyklon a podmínky jejich dalšího vývoje.

### Vznik frontálních cyklon

Nejčastěji vznikají nové cyklóny na studené frontě dříve vzniklé cyklony (obr. 3.1). Na frontě se vytvoří vlna, jejíž amplituda se časem zvětšuje. Pokud by se amplituda nezvětšovala, cyklona končí svůj vývoj ve stádiu vlny. Vlnu nazýváme instabilní, pokud její délka leží v intervalu 800 až 2800 km, jak uvádí Zverev [1]. Taková vlna se dále rozvíjí do stádia cyklony.



Obr. 3.1: Deformace frontální plochy v oblasti vznikající cyklony

podle [1]

Pokud se tato nová cyklona začne vyvíjet, můžeme na přízemní mapě určit dvě cyklony na základní frontě, přičemž přední cyklona je v pokročilejším stádiu rozvoje. Na studené frontě nově vzniklé cyklony může vznikat další nová cyklona. Ta je v počátečním stádiu podružnou cyklonou. Může se potom spojit s cyklonou nacházející se vpředu na studené frontě, nebo se vyvíjí jako samostatný útvar. Stává se tak novým členem této série cyklon. Studená fronta další vznikající cyklony leží jižněji, postupně zanikají kontrasty

frontálního rozhraní a vytvoří se uzavírající anticyklona, která sérii cyklon ukončí.

Elektronická forma práce se zabývá i vznikem cyklony na stacionárních frontách, na teplé frontě a také u okluzního bodu.

### **3.3 VLASTNOSTI CYKLON V RŮZNÝCH STÁDIÍCH VÝVOJE**

Vznik a vývoj tlakových útvarů souvisí s určitým stavem a přestavbou termobarického pole troposféry. Je také spojen se zvlněním front a frontálních zón.

#### **Stádium frontální vlny**

Na frontě se objevuje vlna, která souvisí s poklesem tlaku vzduchu a začíná cyklonální stáčení proudění. Při rozvoji vlny do cyklony pozorujeme v termobarickém poli slabou deformaci izohyps AT<sub>700</sub> hPa. Čára nulové teplotní advekce prochází středem vytvořené cyklony, nulová izalobara týlem cyklony. Podmínky počasí se odlišují podle vlastností vzduchových hmot na obou stranách fronty, rychlosti prohlubování cyklony a podle roční doby. Nerozvíjející se vlny nezpůsobují výrazné změny v počasí.

Při prohlubování nové cyklony a dostatečně velké vlhkosti vzduchu se vytváří oblast intenzivních trvalých srážek, často i v severní části teplého sektoru. V zimě jsou zde pozorované četné vánice, v létě bouřky. Ty se mohou vyskytovat i v teplém sektoru nově vznikající cyklony, kde se nachází instabilní teplá vzduchová hmota.

#### **Stádium mladé cyklony**

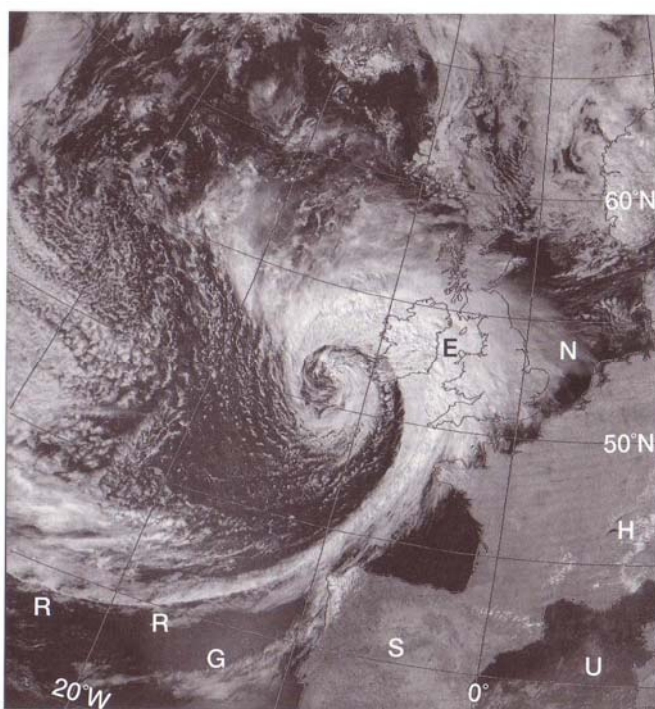
V souvislosti s pokračujícím poklesem tlaku vzduchu pokračuje vlnová deformace atmosférické fronty. V cykloně se objevuje dobře vyjádřený teplý sektor s teplou a studenou frontou a je možné zakreslit několik uzavřených izobar. Střed cyklony se stále nachází pod deltou výškové frontální zóny. Studená advekce se rozšiřuje do větší části cyklony, protože studená fronta se pohybuje rychleji než teplá. Pro prohlubující se cyklonu je typické, že studená advekce v její týlu je silnější, než teplá advekce v její přední části. Výškové tlakové pole je narušené a jsou dobře vyjádřené výškové brázdy a výškové hřebenby.

Mladá cyklona je obvykle středně vysokým tlakovým útvarem, takže na mapě  $AT_{700}$  hPa jsou uzavřené izohypsy.

### **Stádium okludované cyklony**

Ve stádiu vyplňování okludované cyklony je charakteristické vyrovnávání teplot ve všech sektorech cyklony a rozpadávání frontálních rozhraní. Cyklona se stává stacionárním útvarem. Střed cyklon na přízemní mapě a na mapě  $AT_{700}$  hPa a střed oblasti studeného vzduchu jsou téměř totožné. Cyklona představuje velký studený cyklonální vír. V jejím středu se tlak zvyšuje a vyjádřená je lépe ve výškách, než při zemském povrchu. Teplý vzduch je postupně vytlačován do horních vrstev a na přední okraj cyklony. Doba trvání od počátku okludování do počátku vyplňování se pohybuje od několika hodin do 1 až 2 dnů. Jak uvádí Kurz [2], toto finální stádium vyžaduje symetrické rozložení teploty vzhledem ke středu cyklony.

Počasí v okludovaných cyklonách se odlišuje podle toho, zda se uvnitř cyklony nachází tzv. podružný teplý sektor, nebo ne. V elektronické podobě práce jsou pak popsány podmínky počasí v jednotlivých sektorech cyklony.



Obr. 3.2: Okludovaná cyklona na VIS snímku, 1.8.1986, 15:55 UTC

podle [3]



### 3.4 VZNIK A VÝVOJ ANTICYKLON

Vznik a vývoj anticyklon souvisí úzce s vývojem cyklon. V jedné oblasti se vytváří deficit množství vzduchu a ve druhé oblasti naopak přebytek. Všeobecně platí, že vývoj sousedních cyklon a anticyklon souvisí se stejnou výškovou frontální zónou, přestože se jedná o její různé části.

#### **Podmínky vzniku anticyklon**

V rozpadlém nevýrazném tlakovém poli mohou vznikat místní (termické) anticyklony poměrně malých rozměrů, analogicky jako místní cyklony. Vznikají nad ochlazeným povrchem podkladu převážně v zimním období.

Pro vznik ostatních anticyklon bude platit souvislost s výškovou frontální zónou. Anticyklona vzniká zpravidla pod vchodem VFZ, kde existuje konvergence proudění. Vznik vyvíjející se anticyklony nejčastěji začíná zesílením studeného tlakového hřebene za studenou frontou samostatné cyklony, nebo v týlu poslední cyklony ze série cyklon.

#### **Stádium vzniku (mladá anticyklona)**

V tomto vývojovém stádiu má anticyklona u zemského povrchu tvar hřebene, vzniklého v týlu cyklony, nebo na severním okraji dříve vzniklé anticyklony.

Nově vzniklá anticyklona je především nízký tlakový útvar, ve kterém v přední části převládá studená advekce, v týlové části pak teplá advekce. Růst tlaku vzduchu se rozšiřuje téměř na celou oblast anticyklony a je nejvýraznější v přední a centrální části anticyklony.

#### **Stádium zesilování**

V tomto vývojovém stádiu můžeme u zemského povrchu zakreslit několik uzavřených izobar. V nižších vrstvách troposféry je anticyklona jako i v předešlém stádiu situována ve studené vzduchové hmotě, která podléhá značné transformaci.

Sestupné vertikální pohyby, příznačné pro anticyklonu podmiňují značné zvýšení teploty vzduchu nad přízemní anticyklonou. Zároveň probíhá v horních vrstvách atmosféry teplá advekce a teplý hřeben se rozkládá blíže středu anticyklony. Zmenšují se i horizontální

gradienty teploty vzduchu ve výškách.

Současně dochází k přestavbě ve výškovém tlakovém poli. Výškový výběžek se zvětšuje a jeho osa se nepatrně posouvá do týlové části anticyklony.

### **Stádium zeslabení (stará anticyklona)**

Tlak vzduchu u zemského povrchu se v porovnání s předcházejícím obdobím snižuje. Ve výšce je anticyklona zřetelnější a projevuje se uzavřenými izohypsami. Poloha středů anticyklony při zemském povrchu a ve výškách se téměř shoduje. Následkem ztotožnění se středů anticyklony u zemského povrchu a ve výšce již neexistuje advekce anticyklonální vorticity v centru anticyklony. Tlak vzduchu vlivem divergence ve vrstvě tření klesá. V důsledku toho nastává zánik anticyklony zpočátku u země, pak i ve výškách, kde se ale udržuje delší dobu.

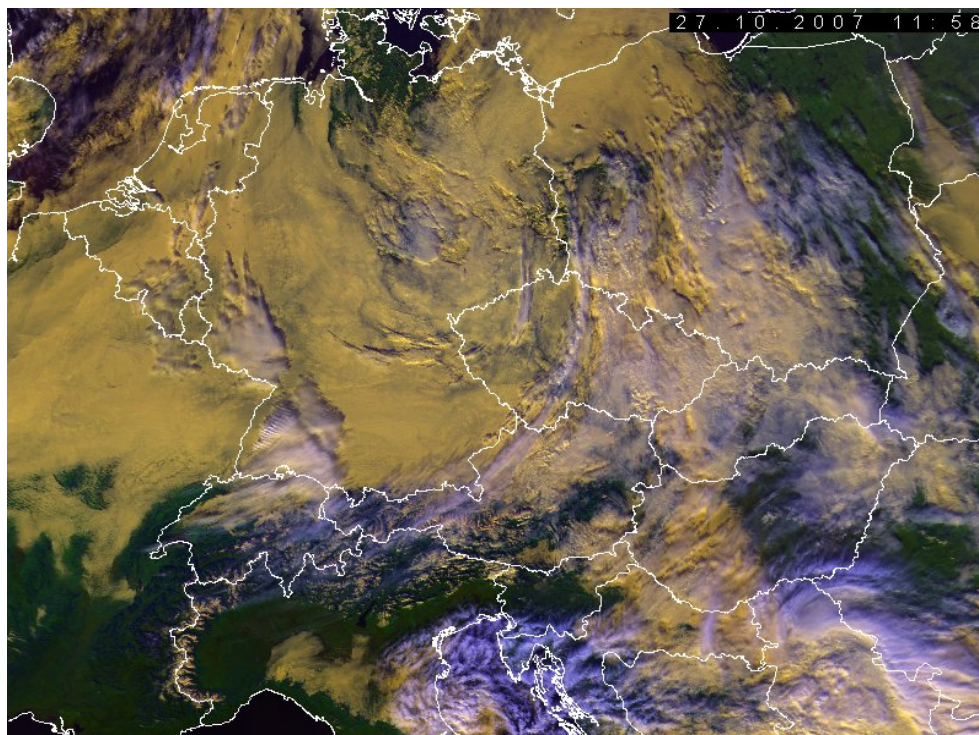
### **Podmínky počasí v anticyklonách**

V anticyklonách se nevyvíjejí atmosférické fronty, proto jsou podmínky počasí uvnitř těchto útvarů určovány zejména vlastnostmi vzduchových hmot a jejich vzájemným působením s podkladem. Anticyklonám přiřazujeme obecně příznivější podmínky počasí než cyklonám. Neznamená to ale, že je počasí v anticyklonách vždy příznivé, zvláště v zimním období nebývá.

Pro zimní období existují v podstatě dva základní typy počasí:

1. málooblačné mrazivé počasí v centrální části tlakové výše v souvislosti se sestupnými pohyby vzduchu,
2. značná nebo souvislá vrstevnatá nebo vrstevnato-kupovitá oblačnost při vyšší vlhkosti vzduchu (obr. 3.3).

Podmínky počasí jsou podrobněji popsány v elektronické podobě diplomové práce.



Obr. 3.3: Vrstevnatá inverzní oblačnost v oblasti anticyklony

podle [5]

### 3.5 VÝŠKOVÉ TLAKOVÉ ÚTVARY

Ve výškách se mohou objevit samostatné víry, které se vyvíjí z brázd a hřebenů krátkých vln. Vznik výškových vírů obvykle následuje předchozí vývoj tlakových útvarů při zemi. Přízemní níže nebo výše tedy postupně zasahuje do vyšších hladin.

Výškové tlakové útvary mohou vznikat také nezávisle na přízemním poli, nebo přízemnímu vývoji předcházet.

Vývoj výškové cyklony vždy souvisí s existencí nestabilních vln v poli výškového proudění. Příznivé podmínky pro vznik výškové cyklony představuje takové rozložení teploty a geopotenciálu, kdy teplotní vlna leží před vlnou geopotenciální výšky. V důsledku tohoto posunu převažuje studená advekce v oblasti brázd a teplá advekce v oblasti hřebene geopotenciálu. Elektronická verze práce popisuje další fáze vzniku výškové cyklony označované jako *proces odtržení (cut-off)* a jednotlivé fáze tohoto procesu jsou graficky znázorněny.

Existují případy, kdy se pod studenou výškovou cyklonou nachází v přízemní vrstvě jenom slabá cyklonální cirkulace, nebo dokonce vůbec žádná. Takové systémy se pak označují jako *kapka studeného vzduchu (cold air drop)*. Většinou se objevují nad kontinenty a převážně v zimě. Nejčastěji představují pozůstatky cyklon, které prostupovaly celou troposférou, ale vlivem přízemního tření se už projevují pouze ve výškách. V elektronické formě práce je dále popsán jeden konkrétní případ vzniku a dalšího vývoje cold air drop nad severozápadním Ruskem. Popisovaná kapka studeného vzduchu se po 12 dnech rozpadla, když přešla z kontinentu v oblasti Skandinávie nad Barentsovo moře. Pro ilustraci je doplněn ještě jeden konkrétní případ z prosince 2007.

### 3.6 POHYB TLAKOVÝCH ÚTVARŮ

Přemísťování tlakových útvarů souvisí se změnami tlaku vzduchu. Cyklony se přemísťují ve směru poklesu tlaku vzduchu, anticyklony ve směru růstu tlaku vzduchu.

Je známo, že přemísťování tlakových útvarů souvisí s prvotním rozdělením proudění vzduchu ve střední a horní troposféře, tj. se strukturou termobarického pole. Rozbory pohybových rovnic ukazují, že zásadní vliv na směr pohybu má změna gradientu geopotenciálu v hladině řídicího proudění ( $AT_{700}$ ,  $AT_{500}$ ).

Rychlosti pohybu cyklon a anticyklon se pohybují v širokém rozmezí od 0 do 100 km.h<sup>-1</sup>. V průměru jsou v Evropě rychlosti cyklon kolem 30 km.h<sup>-1</sup>, nad severní Amerikou kolem 45 km.h<sup>-1</sup>. Rychlosti anticyklon jsou blízké rychlostem cyklon, i když se často stávají málo pohyblivými (stacionárními). Vzhledem k tomu, že v zimním období je rychlost řídicího proudění v průměru vyšší než v letním období, pak i rychlosti pohybu tlakových útvarů jsou v zimním období větší, než v letním.

Elektronická verze práce uvádí některá pravidla pro předpověď pohybu tlakových útvarů plynoucí z teoretických úvah i praktických zkušeností. Dnes se však pro předpovídání synoptické situace používají výsledky numerických modelů atmosféry, které poskytují mnohem větší přesnost předpovědí, zejména na delší časová období.

### **3.7 REGENERACE CYKLON A ANTICYKLON**

Prohlubování nebo vyplňování cyklon, zesilování nebo slábnutí anticyklon se neuskutečňuje vždy rovnoměrně. Vzhledem k některým příčinám se klasický vývoj tlakových útvarů občas narušuje. Procesy, při kterých se počaté vyplňování cyklony nahrazuje jejím novým prohlubováním a počaté zeslabování anticyklony její novým zesilováním, nazýváme regenerací tlakových útvarů.

Ve všech případech se regenerace uskutečňuje při přestavbě termobarického pole troposféry, při které se v okolí středu existujícího tlakového útvaru vytvoří příznivé podmínky pro jeho nové zesílení.

Různé procesy regenerace cyklon a anticyklon lze zařadit do dvou základních skupin:

1. regenerace při rozvoji nové cyklony (anticyklony) na pozadí staré,
2. regenerace při spojení s mladším a zesilujícím tlakovým útvarem.

V obou případech jde o takovou změnu v podmínkách cirkulace v dané oblasti, která je vhodná pro nový pokles tlaku vzduchu v oblasti se starou cyklonou nebo pro nový růst tlaku vzduchu v oblasti se starou rozpadající se anticyklonou.

Ve většině případů je regenerace cyklon a anticyklon spojena se vzrůstem horizontálních gradientů teploty v dané oblasti a narušením teplotní symetrie, což je vhodnou podmínkou pro objevení se změn tlaku vzduchu v této oblasti. Elektronická verze práce představuje jednotlivé procesy regenerace pro cyklony i anticyklony odděleně a vysvětluje jejich podstatu.

### **3.8 VLIV OROGRAFIE NA CYKLONY A ANTICYKLONY**

Analýza synoptických map ukázala, že vznik cyklon a anticyklon, jejich přemísťování a vývoj závisí nejen na rozložení pevnin a oceánů, ale i na orografických podmínkách.

Proudění vzduchu se snaží obejít horské překážky, proto i dráhy cyklon a anticyklon často obcházejí vysoká pohoří. Pozoruje se také zpomalení pohybu tlakových útvarů před horami, nízké studené anticyklony mohou být vysokými horami zastaveny úplně.

Nahromadění studeného vzduchu na jedné straně hor způsobuje pokles tlaku vzduchu

při přechodu přes hory. Všeobecnou zákonitostí je anticyklogeneze na návětrné straně hor a cyklogeneze na závětrné straně.

Deformace frontálních čar na návětrné straně hor často vede k vzniku frontální vlny a následně i cyklony. I když nejsou vznikající cyklony hluboké, ovlivňují značně počasí v dané oblasti. Mohou z nich vypadávat intenzivní i dlouhotrvající srážky. Jedním z těchto případů je tvoření Skagerrackých cyklon na jihu Skandinávie.

Při přechodu cyklony přes pohoří někdy dochází k segmentaci cyklony, když na závětrné straně hor vzniká nový cyklonální střed za současného zachování středu na návětrné straně pohoří. Nová cyklona se dále rozvíjí a stará se vyplňuje. Někdy mohou být delší dobu zachovány oba středy, hlavně pokud je horský masív orientován ve směru rovnoběžky.

Elektronická verze práce dále objasňuje anticyklogenezi na návětrné straně a cyklogenezi na závětrné straně podle rovnice tendence vorticity. Vysvětluje vliv jednotlivých členů rovnice a zdůrazňuje význam divergence a vorticity.

V závěru kapitoly je vedle několika konkrétních případů vlivu orografie na tlakové útvary uvedeno také několik explicitních poznatků podle M. Kurze [2].

## Závěr

Hlavním úkolem této diplomové práce bylo připravit materiály v multimediální interaktivní formě, které by mohly podpořit výuku synoptické meteorologie. Přesto bylo nutné odevzdat i tištěnou formu diplomové práce. Vzhledem k velkému rozsahu byla diplomová práce pro tištěnou verzi, po dohodě s vedoucím práce, konzultantem a vedoucím katedry, zpracována odlišně od verze elektronické.

Tištěnou formu diplomové práce je nutné považovat za úvod k materiálům v elektronické podobě. Tištěná forma práce obsahuje tři kapitoly, které se stručně zabývají vzduchovými hmotami, atmosférickými frontami a tlakovými útvary. Kapitola o atmosférických frontách poukazuje především na rozdíly mezi názory klasickými a mezi moderními poznatky. Jedná se tedy o stručnější verzi samotné diplomové práce, která je v plném rozsahu přiložena na CD.

Práce vychází z klasických poznatků Norské školy v oblasti synoptické meteorologie, které byly sestaveny na počátku 20. století. Vzhledem k novým technologiím se objevují nové pohledy a interpretace určitých meteorologických jevů.

Norská škola vycházela hlavně z empirických zkušeností. Ty byly částečně podloženy pozorováním meteorologických podmínek. Tato pozorování a technické vybavení ale nebylo v té době natolik rozvinuté, aby postihlo veškeré podmínky a detaily týkající se jevů spojených s tlakovými útvary či atmosférickými frontami.

Postupný technický vývoj umožňoval stále dokonaleji nahlédnout do struktury atmosférických jevů v průběhu jejich životního cyklu. Původní názory a teorie pak byly mnohokrát přezkoumávány a ověřovány. S dalším rozvojem techniky, např. v oblasti družicové a radarové meteorologie, objevovaly studie existenci určitých znaků, které se znatelně odlišují od klasického Norského pohledu. Zmíňme zde např. studenou split frontu jižně od středu cyklony, která je sice podobná klasické studené frontě, ale její oblačné pásmo vykazuje zřetelnou dvojitou strukturu, nebo oblačnost v teplém sektoru cyklony. Norská škola neznala ani studenou frontu v oblasti teplé advekce. Výskytu studené fronty v oblasti teplé advekce ale nasvědčují konkrétní skutečnosti zmíněné v této diplomové práci. Pro objasnění takovéto fronty je potřeba použít koncepční modely, které vycházejí z teorie přenosových pásů. Základním rysem této fronty je totiž teplý přenosový pás.

Některé atmosférické procesy byly původně vysvětleny velmi zjednodušujícím způsobem, jiné Norská škola nedokázala popsat vůbec. Pro vysvětlení takových jevů, které se

ale v atmosféře běžně vyskytují, byly sestaveny právě zmíněné koncepční modely na základě teorií přenosových pásů.

Tyto koncepční modely atmosférických systémů jsou popisem jejich charakteristické struktury, jejich životního cyklu a s nimi spojených projevů počasí. Popisují vnitřní strukturu atmosférických front, ne jenom jejich vnější popis, tak jak to bylo v případě klasických teorií.

Koncepční modely zmíněné v této diplomové práci vychází ze studia chování několika atmosférických systémů, které patří do stejné kategorie (jako např. izolovaná teplá fronta, teplá fronta bez oblačnosti v teplém sektoru a teplá fronta s oblačností v teplém sektoru). Modely jsou často doplněny výsledky numerických simulací. Představují prokládání družicových snímků grafickými údaji, vertikální řezy i slovní popis. Navíc se zde na rozdíl od Norské školy objevují některé nové veličiny a charakteristiky, které se dříve vůbec nepoužívaly. Na základě teorií přenosových pásů vysvětlují některé situace, které nebylo možné vysvětlit při použití klasických teorií.

Tyto koncepční modely jsou tedy nástrojem k pochopení a rozpoznání určitých jevů na základě kombinace dostupných informací. Vysvětlují zkoumané problémy ve čtyř dimenzionálním pohledu. Představují nástroj pro podporu fungování numerických předpovědních modelů. Umožňují také rozpoznat chyby a nepřesnosti numerických předpovědí. Ve své podstatě reprezentují rychlou a nezávislou předpovědní metodu.

Často poskytují návod pro předpověď meteorologických podmínek nebo situací. K tomu využívají prognostická a diagnostická pole pro přemístění a vývoj daných podmínek počasí.

Při zpracování materiálů, které se týkají koncepčních modelů atmosférických front, jsem se setkal s určitými problémy v překladu některých nových pojmů, nebo jejich přiřazení českým ekvivalentům. Jedná se zejména o pojmy, které se nepoužívají v běžné praxi. V práci jsou tyto pojmy většinou vysvětleny, nebo je alespoň uvedena literatura, která poskytuje jejich vysvětlení.

Elektronická forma práce obsahuje jak přehled synoptické meteorologie podle klasických teorií (tzv. Norská meteorologická škola), tak její provázání s moderními poznatky v oblasti meteorologie. Jednotlivé kapitoly (vzduchové hmoty, atmosférické fronty a tlakové útvary) jsou podrobněji propracovány, tak aby odpovídaly požadavku na multimediální výukové materiály. Objevuje se v nich přehled novějších koncepčních modelů atmosférických front, včetně využití družicových a radarových pozorování.



Práce je doplněna tabulkami a mnoha obrázky. Jedná se zejména o družicové snímky oblačnosti, schémata front, meteorologické mapy, vertikální řezy apod.

## Seznam použitých zkratek

Ac	altocumulus
Ac len	altocumulus lenticularis
As	altostratus
AT	absolutní topografie
CA	studená advekce
Cb	cumulonimbus
Cc	cirrocumulus
Ci	cirrus
Cs	cirrostratus
Cu	cumulus
f	Coriolisův parametr
fra	fractus
g	tíhové zrychlení
IR	snímek v oblasti infračerveného záření
JTST	jet stream
km	kilometr
MSG	Meteosat Second Generation
N	tlaková níže
Ns	nimbostratus
OF	okluzní fronta
PVA	advekce potenciální vorticity
PVFZ	planetární výšková frontální zóna
RT	relativní topografie
SA	studená advekce
Sc	stratocumulus
SF	studená fronta
St	stratus
SV	studený vzduch
TA	teplá advekce
TF	teplá fronta
TFP	teplotní frontální parametr
TV	teplý vzduch

unc	uncinus
V	tlaková výše
VIS	snímek v oblasti viditelného záření
VFZ	výšková frontální zóna
w	vertikální rychlost
WA	teplá advekce
WV	snímek v oblasti absorpce vodní páry
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Rakouská meteorologická a geodynamická služba
ZVH	zdroj vzduchové hmoty

# Literatura

- [1] Zverev, A.S.: Synoptická meteorológia. Bratislava: Alfa, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry 1986
- [2] Kurz, M.: Synoptic meteorology. Offenbach am Mein: Deutscher Wetterdienst 1998
- [3] Bader, M.J.; Forbes, G.S.; Grant, J.R.; Lilley, R.B.E.; Waters, A.J.: Images in weather forecasting. Cambridge: University press 1995
- [4] Manual of synoptic satellite meteorology,  
<http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu>
- [5] Český hydrometeorologický ústav
- [6] přednášky UO Brno
- [7] <http://www.wetter3.de>
- [8] [http://www.e-pocasi.cz/studena\\_fronta.html](http://www.e-pocasi.cz/studena_fronta.html)
- [9] LMS Čáslav
- [10] [artemis.osu.cz/.../AAA/fronty.html](http://artemis.osu.cz/.../AAA/fronty.html).
- [11] [www.maltaweather.info/img005.gif](http://www.maltaweather.info/img005.gif)
- [12] Lyndon state college, <http://apollo.lsc.vsc.edu/>
- [13] Meteo France, [http://www.weathercharts.org/satellite\\_meteo\\_france.htm](http://www.weathercharts.org/satellite_meteo_france.htm)
- [14] Kolektiv autorů: Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha: Academia 1993