Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie

David Švábek

Klimatologický pohled na atmosférické fronty

A climatological view of atmospheric fronts

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Radan Huth, DrSc.

Praha, 2021

Prohlášení:

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

V Praze, dne ....

podpis

Poděkování:

Na tomto místě bych velmi rád poděkoval především vedoucímu mé práce doc. RNDr. Radanu Huthovi, DrSc. za jeho cenné rady, připomínky a věnovaný čas v průběhu psaní celé práce. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Stanislavu Rackovi a Ing. Pavlu Šimandlovi z Oddělení meteorologických předpovědí Českého hydrometeorologického ústavu. Mgr. Stanislavu Rackovi vděčím za zprostředkování některých meteorologických a klimatologických dat a Ing. Pavlu Šimandlovi za konzultaci týkající se způsobu sběru dat při přechodech atmosférických front přes stanici Praha-Ruzyně.

.....

podpis

Zadání bakalářské práce

Název práce: Klimatologický pohled na atmosférické fronty

Cíle práce:

1. Prostudovat a shrnout odbornou literaturu zkoumající atmosférické fronty z pohledu klimatologie, tedy zejména jejich četnosti výskytu, intenzitu, souvislost se srážkami, případně i dalšími meteorologickými prvky a jevy, a dlouhodobé změny těchto charakteristik; zpracovat rešerši vědeckých prací na toto téma. Součástí práce by měla být i rešerše přístupů k objektivní detekci front a zhodnocení jejich spolehlivosti.
2. Pomocí vlastní analýzy klimatických a meteorologických dat popsat přechody atmosférických front přes Prahu.

Zájmové území, datové zdroje:

1. První částí práce je literární rešerše, která představí vzduchové hmoty a atmosférické fronty jako významný klimatotvorný jev ve středních zeměpisných šířkách. Praktická část se poté zaměřuje na analýzu přechodů front přes meteorologickou stanici Praha-Ruzyně za dvacetileté období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020. Zmíněná data byla poskytnuta Českým hydrometeorologickým ústavem.

Datum zadání: 12. 10. 2020

Jméno studenta: David Švábek

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: doc. RNDr. Radan Huth, DrSc.

Podpis vedoucího práce: .....

Abstrakt

Tato bakalářská práce se zabývá klimatologickým pohledem na atmosférické fronty, které v mírných zeměpisných šířkách zásadní měrou určují počasí a jeho proměnlivost. V texu je shrnuta odborná literatura doplněná o projevy atmosférických front jak celosvětově, tak i lokálně pro území západní a zejména střední Evropy, přičemž důraz je kladen na souvislost s teplotami, srážkami, případně i dalšími meteorologickými prvky a jejich dlouhodobými změnami. Pozornost je dále věnována problémům spojeným s detekcí atmosférických front, která bezprostředně souvisí s nejčastějšími místy jejich výskytu. Cílem praktické části je poté analýza přechodů front přes meteorologickou stanici Praha-Ruzyně za dvacetileté období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020 s důrazem na období zimních a letních měsíců.

Klíčová slova: atmosférické fronty, klimatologie, teplota, srážky, proměnlivost klimatu

Abstract

This bachelor thesis is focused on a climatological view of atmospheric fronts, which in middle latitudes greatly determine weather and its changes. Scientific literature is reviewed in the text, accompanied by manifestations of atmospheric fronts in a global and local scale for the areas of western and especially central Europe, whereas connection with temperatures, precipitation and other meteorological elements and it‘s long-term changes are emphasised. Further, the thesis is focused on problems connected with atmospheric fronts detection which is directly related to the most common places of occurence. The objective of the practical part is an analysis of the atmospheric fronts passages over the Praha-Ruzyně meteorological station during twenty year period from 1. 12. 2000 to 30. 11. 2020 with emphasis on winter and summer months.

Key words: atmospheric fronts, climatology, temperature, precipitation, climate variability

Obsah

1. Úvod 7
2. Vzduchové hmoty 9
2.1. Termická klasifikace vzduchových hmot 10
2.1.1. Teplá vzduchová hmota 11
2.1.2. Studená vzduchová hmota 12
2.1.3. Místní vzduchová hmota 13
2.2. Geografická klasifikace vzduchových hmot 13
2.2.1. Arktický vzduch 14
2.2.2. Vzduch mírných šířek (polární vzduch) 15
2.2.3. Tropický vzduch 16
2.2.4. Ekvatoriální vzduch 17
3. Atmosférické fronty 17
3.1 Klasifikace atmosférických front 18
3.1.1. Teplá fronta 21
3.1.2. Studená fronta 24
3.1.3. Okluzní fronta 27
3.1.4. Stacionární fronta 28
3.2. Problém detekce atmosférických front 28
3.3. Výskyt atmosférických front 30
3.4. Vliv atmosférických front na základní meteorologické prvky 33
3.4.1. Souvislost s teplotami 33
3.4.2. Souvislost se srážkami 34
4. Analýza přechodu atmosférických front přes Prahu 38
4.1. Data a metody 38
4.1.1. Datové zdroje 38
4.1.2. Úprava dat a metodika 39
4.2. Výsledky 40
4.3. Diskuze 48
5. Závěr 50
6. Použitá literatura a zdroje 52

1. Úvod

Atmosférické fronty jsou významným meteorologickým útvarem, který v mírných zeměpisných šířkách zásadní měrou určuje počasí a jeho proměnlivost. Během poslední dekády však začaly být fronty zkoumány i v dlouhodobém horizontu, tedy z pohledu klimatologie. Tyto analýzy prokázaly, že fronty jsou i velmi významným klimatotvorným jevem. Mimo jiné jsou fronty spojeny s velkou částí globálních srážek. Dle Catto a Pfahla (2013) souvisí atmosférické fronty dokonce až s 90 % všech srážek v některých oblastech výskytu cyklon, přičemž na dané míře se zásadní měrou podílí zvláště studené a teplé fronty. Mimo to jsou fronty spojovány s extrémními, krátkodobými dešti, které mohou být příčinou ničivých povodní (Catto a kol. 2012).

Pro správné pochopení a analýzu atmosférických front je však nezbytné nejprve dostatečně podrobně prostudovat problematiku samotných vzduchových hmot, tedy místa i příčiny jejich vzniku, jejich další přesun a chování. Vlastnosti vzduchových hmot totiž zásadně ovlivňují děje probíhající uvnitř nich samotných, tvorbu oblačnosti, a tím pádem i teplotní změny vlivem odlišné radiační bilance napříč různými vzduchovými hmotami. Již z této základní myšlenky jsme si schopni odvodit, že v různých místech jedné vzduchové hmoty je prostorově teplota stejná nebo se mění jen pozvolna. Opakem je ovšem situace, kdy jsou spolu dvě odlišné vzduchové hmoty v bezprostředním kontaktu. Taková rozhraní poté nazýváme právě atmosférickými frontami, které se dělí na několik typů dle děje probíhajícího na tomto rozhraní. Dle této úvahy jsme schopni konstatovat, že čím odlišnější vzduchové hmoty se setkají, tím složitější situace na frontě vznikne. Tato situace je však značně ovlivněna i dalšími charakteristikami, jako například rychlost postupu fronty, sklon frontálního rozhraní či vlastnosti povrchu, nad kterým se fronta pohybuje.

Cílem této práce je proto podrobná rešerše odborné literatury, která by poskytla ucelený náhled na problematiku atmosférických front, komplikace v jejich detekci, četnost a místa jejich nejčastějšího výskytu, a v neposlední řadě i souvislost se srážkami, teplotami i dalšími meteorologickými prvky a jevy.

Danému tématu se v minulosti věnovalo mnoho autorů a studií z hlediska meteorologie, od roku 2010 však bylo publikováno několik zásadních článků. Klimatologií atmosférických front se zabývali Berry, Reeder a Jakob (2011b), kteří hledali zejména

nejčastější místa výskytu front na obou polokoulích pomocí objektivní detekce, a to nejen obecně, ale i v závislosti na ročním období.

Další z významných prací pochází od Catto a kol. (2012), kteří se věnovali spojitosti front a srážek v průběhu roku na různých místech světa a podávají podrobné porovnání situace na severní a jižní polokouli.

Hlavní náplní aplikační části práce je poté posouzení přechodů atmosférických front na datech z ruzyňské meteorologické stanice, kdy jsou hledány paralely a odlišnosti oproti předchozím evropským i světovým studiím. Tento datový soubor poskytuje údaje v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020, čímž je zajištěna největší možná aktuálnost dat.

2. Vzduchové hmoty

Při pohledu na synoptické mapy rozeznáváme rozsáhlé oblasti, ve kterých jsou meteorologické podmínky relativně stejnorodé. V ostatních oblastech mohou být tyto podmínky opět poměrně homogenní, přesto se mohou od těch v prvně jmenovaných oblastech výrazně lišit (Kopáček, Bednář 2005). Takové oblasti nazýváme vzduchové hmoty, tedy velké objemy vzduchu s podobnými fyzikálními vlastnostmi a pohybujícími se ve směru všeobecné cirkulace atmosféry (Vysoudil 2004). Mezi základní prvky, určující charakter vzduchové hmoty, řadíme zejména teplotu, vlhkost a oblačnost (Babikov 1953). Zatímco v rámci jedné vzduchové hmoty jsou změny těchto prvků spojité, na její hranici se sousední vzduchovou hmotou se prudce mění. Taková rozhraní nazýváme atmosférické fronty (Sobíšek a kol. 1993).

Horizontální rozměr vzduchové hmoty může dosahovat až tisíců kilometrů, vertikální rozměr se ovšem pohybuje pouze v jednotkách několika málo kilometrů. V některých případech však mohou vyplňovat celý vertikální rozsah troposféry. V oblasti vzniku přijímají určité vlastnosti, které získávají od povrchu nacházejícího se pod vznikající vzduchovou hmotou, přičemž určujícím faktorem jsou cirkulační podmínky, které umožňují poměrně dlouhý výskyt vzduchové hmoty nad určitou oblastí (Kopáček, Bednář 2005). Za zmínku stojí, že nejvýznamnější část oblastí vzniku vzduchových hmot se nenachází v mírných zeměpisných šířkách, jak bychom možná očekávali, nýbrž v tropických a polárních oblastech (Lutgens, Tarbuck 1979).

Vzduchové hmoty se totiž obvykle přemisťují mimo svou původní oblast, současně si jsou ovšem schopny udržet do jisté míry své fyzikální vlastnosti. I proto mohou zásadním způsobem utvářet ráz počasí v oblasti nové (Vysoudil 2004). Na druhou stranu, stejným způsobem dochází ke změně vlastností vzduchových hmot, která vzniká vlivem jejich přesunu z původní oblasti do nové. V tomto ohledu lze na utváření vzduchových hmot nahlížet jako na nikdy nekončící proces a tvoření neustále nových vzduchových hmot. Takový proces nazýváme transformace vzduchových hmot (Kopáček, Bednář 2005). Co se klasifikace vzduchových hmot týče, rozlišujeme v současnosti dvojí dělení – termickou a geografickou klasifikaci.

2.1. Termická klasifikace vzduchových hmot

V termické klasifikaci rozlišujeme vzduchové hmoty podle relativní teploty vztažené ke vzduchovým hmotám v okolí. Klasifikují se na:

1. **teplé vzduchové hmoty**,
2. **studené vzduchové hmoty**,
3. **místní vzduchové hmoty**.

Dále rozlišujeme každý z těchto druhů dle rozvoje vertikálního proudění na stabilní (stálou) a instabilní (vratkou, labilní) vzduchovou hmotu (Kopáček, Bednář 2005).

Stabilní vzduchová hmota

Jako stabilní vzduchovou hmotu označujeme takovou, ve které nevznikají podmínky pro vznik konvekce (výstupné pohyby vzduchu). V takových vrstvách je menší vertikální gradient teploty, i proto dochází ke konvekci jen obtížně (Babikov 1953). Jak uvádí Zverev (1986), ke konvektivním vertikálním pohybům nedochází ani v nejpříznivějších denních hodinách a netvoří se kupovitá oblačnost.

Tendenci stát se stabilní získává vzduchová hmota v případě, že je teplota povrchu nacházející se pod ní samou nižší, než je teplota vlastní vzduchové hmoty (Babikov 1953). Vrstva vzduchu bezprostředně u země se poté ochlazuje, zatímco teplota vzduchu ve výšce zůstává neměnná, což dále vede ke zmenšení vertikálního teplotního gradientu. Vzácností v takovém případě není ani inverzní počasí, ve kterém teplota s narůstající výškou stoupá (Stryhal, Huth, Sládek 2015). Babikov (1953) uvádí, že v nejnižších vrstvách stabilní vzduchové hmoty nabývá vertikální gradient teploty hodnot nižších než 0,6 °C / 100 m a zároveň jsou zde příznivé podmínky vedoucí ke vzniku nízkých vrstevnatých oblaků, mlh, mrholení nebo inverzí.

Instabilní vzduchová hmota

Naopak instabilní vzduchovou hmotou nazýváme takovou, ve které dochází ke vzniku konvekce a výstupného proudění vůbec. Vertikální teplotní gradient zde oproti stabilní vzduchové hmotě nabývá nejen vyšších hodnot, ale nezřídka se blíží hodnotě suchoadiabatického gradientu 1 °C / 100 m. Platí, že čím větší je vertikální teplotní gradient, tím je vzduchová hmota více labilní (Babikov 1953). Teplota v takovém prostředí klesá s výškou poměrně rychle, tedy přinejmenším v příznivých denních

hodinách dochází k tvorbě turbulentního proudění a často i konvekční oblačnosti. Pokud není vzduch příliš suchý, mohou se vytvářet i prudké srážky (Zverev 1986).

Náchylnost vzduchové hmoty k instabilitě nastává v případě, že se přízemní vrstva vzduchu zahřívá od teplého povrchu země, a tím pádem dochází ke zvětšení vertikálního teplotního gradientu. Kopáček a Bednář (2005) uvádí, že k tvorbě kupovité oblačnosti nemusí dojít, pokud je vzduch dostatečně suchý. Oproti stabilní vrstvě, jejímž významným znakem je souvislá oblačnost, nízká výška oblaků, kouřmo nebo mlhy, jsou pro instabilní vzduchovou hmotu charakteristická místa s velkým pokrytím oblačnosti prolínající se se zcela jasnou oblohou (Babikov 1953).

2.1.1. Teplá vzduchová hmota

Jako teplou vzduchovou hmotu označujeme takovou vzduchovou hmotu, která se při přechodu určitého pásma postupně ochlazuje, neboť její teplota neodpovídá tepelné a radiační rovnováze v aktuální oblasti výskytu. Její teplota je v daném případě vyšší, než je teplota rovnovážná (Zverev 1986).

V chladné části roku označujeme jako teplé stabilní vzduchové hmoty ty, které se pohybovaly po relativně dlouhé trajektorii nad poměrně teplým povrchem oceánu. V oblasti nad oceánem nebo pobřežím může být taková vzduchová hmota nejprve instabilní, postupem do vnitrozemí se ovšem začne ochlazovat od chladnějšího povrchu země a stávat se stabilnější. V zimě je teplá vzduchová hmota významným znakem pro tzv. teplé sektory cyklon. Charakteristickými druhy oblačnosti pod inverzí jsou pro toto období oblaky Stratus (St) a Stratocumulus (Sc), srážky se mohou vyskytovat ve formě mrholení. V létě lze teplé stabilní vzduchové hmoty pozorovat při přesunu poměrně teplého vzduchu z pevniny nad studenější oceán, případně z jižnějších částí oceánů do chladnějších nacházejících se severněji. Obvyklý ráz počasí zde tvoří advekční mlhy a vrstevnatá oblačnost. Na pevnině mohou teplé stabilní vzduchové hmoty vzniknout v pomalu se pohybujících anticyklonách. Tento stav dále vede k teplému a bezoblačnému počasí s nevýhodou malé dohlednosti (Kopáček, Bednář 2005).

Naopak teplé instabilní vzduchové hmoty můžeme pozorovat v zimě nad mořem nebo pobřežím, kdy studený vzduch z pevniny proudí nad relativně teplý oceán, kde se ohřívá a získává tak všechny předpoklady pro tvorbu instabilních vzduchových hmot

(Zverev 1986). V letním období vznikají teplé instabilní vzduchové hmoty pouze nad pevninou. Charakteristickými jsou pro ně noční bouře vznikající v případě, že při vysoké vlhkosti je míra vyzařování u země nízká, zatímco ve velké výšce dochází díky dlouhovlnnému záření k ochlazování, čímž se zvyšuje vertikální teplotní gradient přispívající k instabilitě (Kopáček, Bednář 2005).

2.1.2. Studená vzduchová hmota

Studenou vzduchovou hmotou je taková hmota, která se při přechodu určitého pásma postupně ohřívá, neboť její teplota, stejně jako u teplé vzduchové hmoty, neodpovídá tepelné a radiační rovnováze v dané oblasti výskytu (Kopáček, Bednář 2005).

V zimních měsících obvykle studené vzduchové hmoty vídáme nad pevninou, kdy v mírných a vyšších zeměpisných šířkách leží na povrchu sněhová pokrývka, díky které má vrstva vzduchu při povrchu tendenci k silnému ochlazení. Takový proces může především kvůli záporné radiační bilanci probíhat nejen v noci, ale i ve dne, a vrstva takto ochlazeného vzduchu může dosahovat výšky až 2 kilometry. V členitém reliéfu pak dochází ke „stékání“ studeného vzduchu do údolí a níže položených území, kde může rozdíl teploty vůči okolnímu vzduchu dosahovat až hodnoty 20 °C (Kopáček, Bednář 2005).

Převažujícím typem počasí v chladné části roku ve studené stabilní vzduchové hmotě je málo oblačné počasí často s teplotami pod bodem mrazu. Nezřídka dochází ovšem také ke vzniku radiačních mlh (Zverev 1986). V některých případech však dochází i k tvorbě studené stabilní vzduchové hmoty z nejprve instabilní hmoty proudící v týlu cyklony postupující od severu, případně severozápadu. Kvůli poměrně dlouhé trajektorii nad oceánem má vzduch vysokou vlhkost, a přestože se zprvu kupovitá oblačnost vytvoří, rychle dojde k její transformaci na oblačnost vrstevnatou s úbytkem přeháněk vlivem získání stability (Kopáček, Bednář 2005). Babikov (1953) poznamenává, že stabilní studená vzduchová hmota se v létě nad Evropou nevyskytuje. V teplé části roku se může vyskytovat nad oblastmi Arktidy a Antarktidy (Zverev 1986).

Naopak instabilní studené vzduchové hmoty lze často spatřit v teplé části roku nad oblastí evropského kontinentu, kdy chladný vzduch přicházející od severu nese velké množství vodní páry a vlivem oteplení od povrchu může docházet ke konvekci a tvorbě oblačnosti druhu Cumulonimbus (Cb) s četnými přeháňkami, nezřídka

ve formě krupobití (Kopáček, Bednář 2005). Základními předpoklady pro vytvoření bouřkových oblaků je primárně dostatečné množství vodní páry ve vzduchu, dostatečná vertikální mohutnost vrstvy, v níž k výstupnému proudění dochází, a v neposlední řadě také žádné nebo jen slabé proudění v dolní části atmosféry, které umožní vznik přehřátých vzduchových objemů nad určitou oblastí mající pro tento vývoj předpoklady. Kopáček a Bednář (2005) poznamenávají, že při studeném vzduchu přicházejícím od severovýchodu naopak s malým obsahem vodní páry může docházet k bezoblačné konvekci. V chladné části roku je výskyt instabilní vzduchové hmoty znám z volného moře a pobřežních oblastí (pokud již vzduchové hmoty nezískaly stabilitu), kdy probíhá přesun studené vzduchové hmoty nad teplý povrch oceánu. Oblaky druhu Cb jsou v zimním období relativně ploché a nad oblastí střední Evropy dochází jen ojediněle k vývoji bouřek (Kopáček, Bednář 2005).

2.1.3. Místní vzduchová hmota

Místní vzduchové hmoty jsou takové, které mohou být stabilní i instabilní v závislosti na původních vlastnostech podkladu i transformace vzduchové hmoty, z které se daná vzduchová hmota vytvořila. Místní vzduchová hmota, k jejíž vzniku došlo z teplé hmoty ochlazením od povrchu, má obvykle vlastnosti stabilní vzduchové hmoty, naopak u vzniku místní vzduchové hmoty ze studené ohřátím od pokladu můžeme očekávat charakter instabilní vzduchové hmoty (Zverev 1986). Z daného popisu tedy vyplývá, že zatímco místní vzduchové hmoty nad pevninou jsou v létě spíše instabilní a v zimě stabilní, nad oceánem budou v chladné části roku pravděpodobně instabilní a v létě stabilní. Počasí v takových vzduchových hmotách bude proto dále záviset zejména na stabilitě a instabilitě, obsahu vodní páry a synoptické situaci.

2.2. Geografická klasifikace vzduchových hmot

V geografické klasifikaci rozlišujeme vzduchové hmoty dle zeměpisné polohy jejich zdrojové oblasti, tedy oblasti jejich vzniku. Klasifikují se na:

1. **arktický vzduch**,
2. **vzduch mírných šířek (polární vzduch)**,
3. **tropický vzduch**,
4. **ekvatoriální vzduch**.

Dále rozlišujeme každý z těchto druhů na mořský (oceánský, maritimní) a pevninský (kontinentální) poddruh. Jedinou výjimku tvoří vzduch ekvatoriální, u kterého z důvodu jeho blízkosti rovníku nedochází k významným změnám v teplotě a vlhkosti vzduchu, i proto u něj nerozlišujeme oceánský a kontinentální poddruh (Kopáček, Bednář 2005). Lutgens a Tarbuck (1979) dodávají, že maritimní vzduchové hmoty obsahují vyšší množství vodní páry, čímž jsou logicky daleko více náchylnější ke kondenzaci oproti vzduchovým hmotám kontinentálním.

2.2.1. Arktický vzduch

Arktický vzduch vzniká v letním období nad oblastí Arktidy, která je pokrytá ledem, a tudíž náchylná ke vzniku chladné vzduchové hmoty. V zimním období se pro změnu formuje nad téměř celou oblastí za polárním kruhem s výjimkou Norského moře a částí Barentsova moře (Kopáček, Bednář 2005). Jak zmiňují Moran a Morgan (1989), jedná se o obzvláště chladný a suchý vzduch. Díky svým vlastnostem se proto v zimním období vyznačuje svou stabilitou.

Vertikální rozsah arktické vzduchové hmoty se pohybuje mezi 4–6 km, výjimečně dosahuje nejvyšších výšek troposféry. Při přesunu do jižnějších zeměpisných šířek se však z důvodu roztékání vertikální rozsah takové vzduchové hmoty snižuje až na 1–3 km nad oblastí střední Evropy. Charakteristická je u arktického vzduchu velká dohlednost, která je nejvyšší ze všech vzduchových hmot, a to až 200 km. V Evropě proniká arktická vzduchová hmota ve většině případů k Alpám, v mimořádných případech se může dostat až do Středomoří (Kopáček, Bednář 2005).

Pokud dojde k přesunu arktického vzduchu nad pevninu mimo otevřené moře, hovoříme o něm jako o kontinentálním arktickém vzduchu (cAV), který přináší v zimě jasné a mrazivé počasí (Babikov 1953). Charakteristický je zejména pro Asii a Severní Ameriku, nad střední Evropu obvykle přichází od severovýchodu přes Pobaltí a severozápadní části Ruska. Pokles teploty s výškou je zde oproti oceánskému arktickému vzduchu nižší díky pohybu nad ledem a sněhovou pokrývkou. V létě se stává instabilním, díky nízké vlhkosti ovšem dochází vlivem konvekce k tvorbě pouze malých kupovitých oblaků, které se navíc v noci vlivem ochlazení mnohdy rozpustí (Kopáček, Bednář 2005).

Pohybuje-li se arktický vzduch ovšem z původního místa vzniku přes otevřený oceán, nazýváme jej mořským arktickým vzduchem (mAV). V létě bývá instabilní, neboť nad mořem získá patřičnou vlhkost a při vstupu nad evropskou pevninu dochází ke vzniku oblaků Cumulus (Cu) a Cumulonimbus (Cb) doprovázených silnými srážkami (Babikov 1953). V chladné části roku se arktický vzduch daného charakteru rychle ochlazuje a stává se stabilním. Mořský arktický vzduch je významný z hlediska výskytu pro západní Evropu.

2.2.2. Vzduch mírných šířek (polární vzduch)

Vzduch mírných šířek, dříve známý spíše pod názvem polární vzduch, se formuje na severní polokouli mezi 40°–70° s.š. Zatímco v zimě vzniká v oblasti 40°–65° s.š., v teplé části roku mezi 50° a 75° s.š. (Zverev 1986). Teplota v přízemní vrstvě mořského vzduchu mírných šířek (mVMŠ) bývá v zimě při pobřeží nad bodem mrazu, naopak v kontinentálním vzduchu mírných šířek (cVMŠ) bývají teploty velmi nízké. V létě jsou v cVMŠ denní teploty pro změnu vysoké, což platí i o denní amplitudě teploty, která mnohdy přesahuje hodnotu 15 °C (Kopáček, Bednář 2005).

Vertikální rozsah vzduchu mírných šířek je znatelně vyšší než u arktického vzduchu, obvykle dosahuje výšky tropopauzy. Průzračnost je zde naopak nižší, dohlednost ve většině případů nepřesahuje 20 km (Kopáček, Bednář 2005).

Kontinentální vzduch mírných šířek vzniká v centrálních a východních oblastech pevnin mírných zeměpisných šířek a přináší v létě díky jeho nízkému obsahu vodní páry téměř bezoblačné počasí (Zverev 1986). V zimním období se stává stabilní studenou nebo místní vzduchovou hmotou popsanou v předchozích kapitolách.

Daleko významnější je mořský vzduch mírných šířek, který vzniká v oblasti vod Atlantského a Tichého oceánu. Konkrétně do Evropy proniká působením západních větrů a v zemích západní Evropy se jedná o nejčastěji se vyskytující vzduchovou hmotu (Babikov 1953). Během chladné části roku se v případě příchodu od severozápadu v pobřežní oblasti stává krátce instabilní, při dalším postupu přechází vlivem ochlazení od povrchu ve stabilní. Původní konvekční oblačnost se rozlévá a přechází v oblačnost vrstevnatou, nezřídka můžeme při slabém větru pozorovat mlhy. V létě se naopak přízemní vrstva vlhkého vzduchu ohřívá a stává se postupně instabilní (Kopáček, Bednář 2005).

2.2.3. Tropický vzduch

Jako tropickou vzduchovou hmotu označujeme teplý vzduch, který získává velkou část tepla od povrchu, nad kterým dochází k jeho vývoji, což dále vede k jeho instabilitě. Při dalším pohybu do severnějších oblastí dochází k jeho ochlazení a následné stabilizaci (Babikov 1953).

Tropický vzduch zasahuje až do vyšších pater troposféry. Zajímavostí je jeho vertikálně zprůměrovaná teplota, která dosahuje nejvyšší hodnoty v porovnání se všemi ostatními vzduchovými hmotami. Průzračnost u tropického vzduchu dosahuje velmi nízkých hodnot (Kopáček, Bednář 2005).

Ke vzniku kontinentálního tropického vzduchu (cTV) dochází bezprostředně mezi 15°–50° s.š. nad pouštěmi severní Afriky a Arábie, v létě i nad oblastmi Malé Asie a v mírných zeměpisných šířkách vlivem vysokých teplot. Nejčastěji se tak stává při dlouhotrvajícím, téměř bezoblačném počasí v tlakové výši (Zverev 1986). Dosahuje velmi vysokých teplot, které nezřídka přesahují i 30 °C a při svých poměrně značných hodnotách absolutní vlhkosti vytváří podmínky pro tvorbu konvekce a bouřkových oblaků ve večerních a brzkých nočních hodinách. Přes den zde naopak díky nízké relativní vlhkosti panuje teplé a bezoblačné počasí, ačkoli může být viditelnost zhoršena vlivem písku a prachových částic na 5 km nebo méně. Ve studené části roku tropický vzduch přináší advekční mlhy a vrstevnatou oblačnost, neboť se jedná o teplou, vlhkou a stabilní vzduchovou hmotu. V teplé části roku je naopak daná vzduchová hmota charakteristická vysokou mírou instability (Kopáček, Bednář 2005).

Pokud budeme hovořit o mořském tropickém vzduchu (mTV), je třeba zmínit jeho zdrojovou oblast, kterou je pro Evropu významná azorská tlaková výše a Středozemní moře. V obecné rovině se může jednat o veškeré subtropické šířky Atlantského oceánu, odkud vzduch proudí do západní Evropy od jihozápadu (Zverev 1986). V letní části roku poté oceánský tropický vzduch získává nad Evropou vlivem dalšího ohřívání od povrchu svou instabilitu, v zimě se chová obdobně jako již zmíněný kontinentální tropický vzduch, tedy převážně jako stabilní vzduchová hmota doprovázena vrstevnatou oblačností.

2.2.4. Ekvatoriální vzduch

Jako ekvatoriální vzduch označujeme vzduchovou hmotu v oblasti, kde dochází ke konvergenci pasátů obou polokoulí. Jak bylo zmíněno výše, tento druh vzduchové hmoty nerozlišujeme na kontinentální a maritimní poddruh. Kopáček a Bednář (2005) ovšem uvádí, že ekvatoriální vzduch lze vnímat jako přeměnu pasátového tropického vzduchu, který se na severní polokouli přesouvá do oblasti rovníku vlivem proudění po jižní hranici subtropických tlakových výší od severovýchodu. Panují zde více než příznivé podmínky pro tvorbu konvekce doprovázené silnými dešťovými srážkami, nad Evropou se však tato vzduchová hmota po dobu celého roku nevyskytuje.

3. Atmosférické fronty

Uvnitř jedné vzduchové hmoty můžeme být svědky buď kupovité oblačnosti (zpravidla v instabilním prostředí) nebo oblačnosti vrstevnaté doprovázené častými mlhami (ve stabilním prostředí). Můžeme se však také ocitnout na rozhraní dvou nestejných vzduchových hmot, taková rozhraní nazýváme atmosférickými frontami a setkáváme se na nich obvykle s komplikovanou povětrnostní situací. Moran a Morgan (1989) zmiňují, že atmosférická fronta je pásmo přechodu mezi dvěma vzduchovými hmotami, které vykazují rozdílnou hustotu. Tyto rozdíly bývají obvykle způsobeny teplotními kontrasty, ale mohou vzniknout také z rozdílů ve vlhkosti nebo dokonce kombinací obou parametrů. Kromě toho je oblast fronty úzce spjata se změnami směru i rychlosti větru, změnami tlaku vzduchu a vznikem oblačnosti doprovázené v některých případech velmi silnými srážkami. Obecně lze tedy říci, že je tato zóna charakterizována prudkými změnami meteorologických prvků v horizontálním směru (Kopáček, Bednář 2005). Samotný koncept atmosférických front byl představen bergenskou školou v roce 1922 prostřednictvím meteorologů Bjerknese a Solberga (Hewson 1998).

Teorie i praxe ukazuje, že čáry front na povětrnostních mapách prochází poblíž osy tlakové brázdy (Huth 1987), ale nemohou se v žádném případě rozkládat podél osy hřebenu vysokého tlaku vzduchu. Pro připomenutí zmiňme, že brázdami nízkého tlaku vzduchu označujeme oblasti, které jsou charakteristické nižším tlakem vzduchu nacházejícím se obvykle mezi dvěma oblastmi vyššího tlaku vzduchu, případně bývají

součástí cyklony. Proto pozorujeme výskyt frontálních systémů v tlakových níších (Zverev 1986).

Na synoptických mapách fronty označujeme zpravidla pouze jako linie (Berry, Jakob, Reeder 2011a), přičemž délka atmosférické fronty může dosahovat stovek až tisíců kilometrů a vertikální rozsah mnohdy činí několik tisíc metrů (Kopáček, Bednář 2005).

Dojde-li tedy k setkání dvou nestejnorodých vzduchových hmot, pak se tyto hmoty ihned nemísí, ale dochází k nasouvání teplejší vzduchové hmoty nad studenější, respektive ke „vklínění“ chladnější vzduchové hmoty pod hmotu teplejší (Babikov 1953). Mezi oběma hmotami se poté vytvoří tzv. přechodná vrstva protínající zemský povrch pod velmi malým úhlem, jehož hodnota obvykle dosahuje pouze 0,5–1° (Vysoudil 2004). Nakloněnou přechodnou vrstvu dále označujeme jako frontální plochu (krátce frontu), přechodný pás, kde se frontální plocha setkává s povrchem, pak jako čáru fronty. Samozřejmostí je, že k nasouvání jedné vzduchové hmoty na druhou může dojít pouze v případě, že se obě vzduchové hmoty vzájemně přibližují. Oddalují-li se však, dochází k sestupným pohybům vzduchu z vyšších vrstev atmosféry a rozpouštění oblačnosti. Taková situace nastává v anticykloně (Babikov 1953).

Je více než nezbytné ovšem říct, že ne všechny vzduchové hmoty musí být nutně ohraničeny frontami. Přechod od jedné vzduchové hmoty ke druhé bývá v některých případech velmi pozvolný a probíhá na vzdálenostech stovek kilometrů. Na synoptických mapách je poté velmi obtížné čáru fronty detekovat. Více bude tomuto problému věnováno v pozdějších kapitolách.

3.1 Klasifikace atmosférických front

Atmosférické fronty lze klasifikovat mnoha různými způsoby dle odlišných příznaků. Nejčastější, a pro nás významné, dělení atmosférických front se odvíjí od charakteru přesunu čáry fronty. Takto rozlišujeme:

1. **teplé fronty** – čára fronty se pohybuje směrem ke studenému vzduchu,
2. **studené fronty** – čára fronty se pohybuje směrem k teplému vzduchu,
3. **okluzní fronty** – vzniká v místě, kde se frontální čára studené fronty spojí s frontální čárou fronty teplé,
4. **stacionární fronty** – pohyb čáry fronty je malý či bezvýznamný.

Detailnější charakteristika jednotlivých typů front výše bude popsána v následujících kapitolách.

Jiné rozdělení nabízí společně s dalšími autory i Kopáček a Bednář (2005), kteří dělí atmosférické fronty podle závislosti na délce a významu z hlediska atmosférické cirkulace:

1. **základní fronty** – v horizontálním rozsahu měří tisíce kilometrů a dochází u nich k tvorbě cyklony nebo celé rodiny cyklon. Obvykle od sebe dělí různé vzduchové hmoty dle geografické klasifikace a je možné je pozorovat na synoptických mapách až několik dnů.
2. **podružné fronty** – dosahují v horizontálním rozsahu několika stovek kilometrů a jsou zpravidla součástí jedné cyklony. Tyto fronty od sebe dělí různé části vzduchové hmoty stejného typu a často zanikají během jednoho dne, neboť nejsou tak výrazné jako fronty základní.
3. **čáry instability** – na přízemní povětrnostní mapě se jedná o označené čelo pásu nefrontálních konvekčních dějů relativně malého horizontálního rozsahu, nejedná se tedy o fronty v pravém slova smyslu. Obvykle vznikají v pásmu teplého a vlhkého vzduchu ve vzdálenosti 100 až 500 km před studenou frontou a trvají mnohdy jen pár hodin (Sobíšek a kol. 1993).

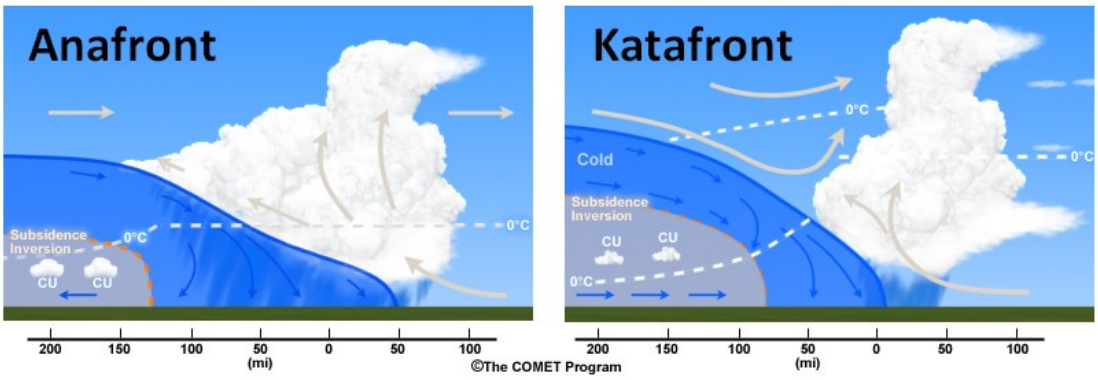
Nezřídka se setkáváme s klasifikací v závislosti na výšce, ve které lze ještě rozeznat frontální rozhraní. Takové fronty poté klasifikujeme na:

1. **troposférické fronty** – výška frontální plochy v nich dosahuje obvykle výšek tropopauzy,
2. **přízemní fronty** – dosahují pouze menších rozměrů ve vertikálním směru (obvykle jen 2–3 km),
3. **výškové fronty** – odlišné vzduchové hmoty se setkávají nad mezní vrstvou atmosféry a obvykle jsou částmi okluzních front, u zemského povrchu ovšem nejsou rozeznatelné (Kopáček, Bednář 2005).

Podobně jako vzduchové hmoty ovšem můžeme atmosférické fronty klasifikovat také z geografického hlediska (Zverev 1986). Frontální rozhraní v takovém případě dělíme na tři typy, kterými jsou:

1. **arktická fronta** – dělí od sebe arktickou vzduchovou hmotu a vzduch mírných šířek,
2. **polární fronta** – dělí od sebe vzduch mírných šířek a tropickou vzduchovou hmotu,
3. **tropická fronta** – je známá spíše ze starší literatury, kdy meteorologové norské školy hledali frontu taktéž na pomezí pasátů severní a jižní polokoule. Později se však ukázalo, že se vzduchové hmoty na obou stranách této fronty příliš neliší a „frontální" charakter počasí je vyvolán sbíhavými proudy. Proto se v současné době používá pro tuto oblast pojem intertropická zóna konvergence a jako frontální rozhraní ji neuvažujeme (Zverev 1986).

Pokud chceme popsat přesnější průběh procesů podél frontálního rozhraní, rozdělujeme ještě studené fronty na **anabatické** a **katabatické** studené fronty (dále anafronty a katafronty) v závislosti na pohybu teplého vzduchu nad frontální plochou (Obr. 1). V případě katafronty teplý vzduch klesá a dále se ohřívá, v případě anafronty naopak pozorujeme výstupné proudění doprovázené adiabatickým ochlazováním a tvorbou oblačnosti se srážkami (Bjerknes 1922 in Spensberger, Sprenger 2018). Browning, Ballard a Davitt (1997) ještě dodávají, že na anafrontách čára fronty při zemi přichází první, zatímco u katafronty můžeme frontální oblačnost vídat nejprve ve výšce nad místem pozorování, tedy sklon oblačnosti může být opačně orientovaný.



Obr. 1: Schéma průřezu anabatickou (vlevo) a katabatickou (vpravo) studenou frontou (Šinger 2016).

3.1.1. Teplá fronta

Pokud se čára fronty pohybuje tak, že teplejší vzduchová hmota postupně zabírá území pokryté chladnějším vzduchem, hovoříme o takové frontě jako o teplé. Na synoptických mapách je obvykle frontální čára označena jako čára s červenými plnými půlkruhy zasahujícími a orientovanými k chladnějšímu vzduchu, tedy ve směru pohybu fronty (Lutgens, Tarbuck 1979). Úhel frontální plochy vůči zemskému povrchu bývá u takových front vždy menší oproti studeným frontám (Markowski, Richardson 2010), u teplé fronty činí asi 0,5–1° nebo 1:200, tedy při vzdálenosti 200 km od čáry fronty při povrchu lze nalézt frontální plochu ve výšce 1 km. I vzhledem k takto malému úhlu se mohou oblaky v nejvyšší části frontální plochy vyskytovat i více než 24 hodin před příchodem čáry fronty při povrchu (Barry, Chorley 2003).

Při bližším pohledu na teplou frontu můžeme pozorovat, že v místě styku obou vzduchových hmot dochází k nasouvání teplejšího vzduchu s nižší hustotou nad chladnější vzduch s vyšší hustotou v podobě ustupujícího klínu. Právě z toho důvodu je úhel daleko menší, neboť teplý vzduch se nasouvá na poměrně geometricky pravidelný útvar, a dochází proto ke vzniku vrstevnaté oblačnosti.

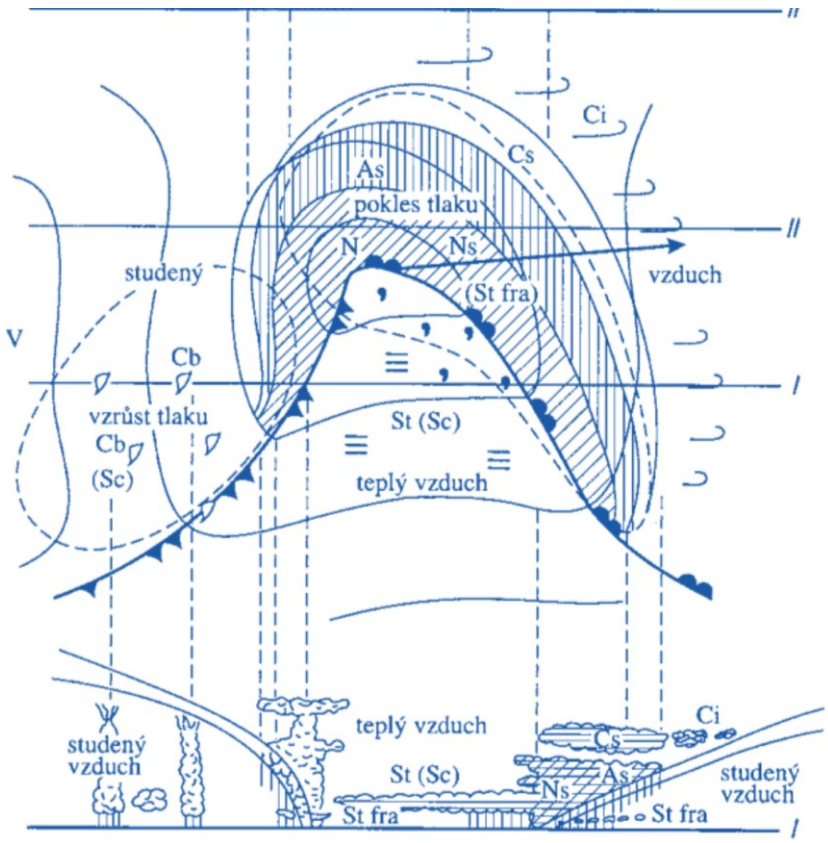
Barry a Chorley (2003) poznamenávají, že při blížící se teplé frontě lze pozorovat vývoj oblaků, které se vyvíjí a s dynamikou přechodu fronty se ukazují v stále nižších hladinách v následujícím pořadí: Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns) a Stratus (St). Charakteristickým je pásmo trvalých srážek vypadávajících před teplou frontou z oblaků Ns, přičemž nejvydatnější srážky se zpravidla nachází blízko oblasti s největším poklesem tlaku vzduchu (Kopáček, Bednář 2005). Významným znakem teplé fronty je právě formující se oblačnost druhu Ci vzdálená i více než 1 000 km před frontální čárou na povrchu.

V chladné části roku se můžeme setkat nezřídka se situací, kdy formující se oblačnost teplé fronty začne významně ovlivňovat radiační poměry. Často bezoblačné počasí předcházející příchodu fronty totiž nijak neomezuje vyzařování Země, a i proto může dojít k poměrně značnému oteplení ještě před přechodem teplé fronty. I vzhledem k faktu, že toto oteplení může v některých případech být vyšší než oteplení vlivem frontálního přechodu, nazýváme danou situaci jako maskování teplé fronty (Kopáček, Bednář 2005).

Stejným termínem označujeme okamžik, kdy v chladné části roku vlivem orograficky složitého terénu nedokáže příchozí teplý vzduch vytlačit studený vzduch, který se akumuluje v údolí, a dojem přechodu fronty je pozorovatelný pouze ve větší výšce (Hewson 1998). Pokud jsou srážky vypadávající před čárou fronty v kapalném stavu, mohou na povrch dopadat ve formě zmrzlého deště po ochlazení ve studené vzduchové hmotě v údolí. Takový jev může často vznikat v české kotlině, ve které nacházíme dobré podmínky pro vývoj jezera studeného vzduchu, zatímco teplý vzduch proniká na horské hřebeny v pohraničí. Tam následně pozorujeme teploty vysoko nad 0 °C v kontrastu s teplotami v údolích silně pod bodem mrazu (Kopáček, Bednář 2005).

Průběh přechodu teplé fronty přes místo pozorování

Prvním příznakem blížící se teplé fronty je mnohdy výskyt oblačnosti druhu Cirrus, která se nachází v nejvyšším patře troposféry i více než 1 000 km před čárou fronty na povrchu (Obr. 2). Poté se množství oblaků zvyšuje a následně dochází k přechodu ve vrstvu Cirrostratů za postupného poklesu tlaku (Lutgens, Tarbuck 1979). Současně dochází k narůstu rychlosti větru, přičemž jeho směr se odvíjí od orientace brázdy nízkého tlaku vzduchu. Vzhledem k převažujícímu postupu teplých front od západu na východ jsme před přechodem fronty často svědky jihovýchodního větru (Kopáček, Bednář 2005).



Obr. 2: Schéma mladé cyklony. V dolní části průběh přechodu studené fronty (vlevo) a teplé fronty (vpravo) spojen čárkovanými čárami s aktuálním místem pozorovatele vzhledem k tlakovému útvaru (Zverev 1986).

Při dalším přiblížení fronty již můžeme pozorovat i oblaky středních pater, přesněji tedy narůstající množství oblaků druhu Altostratus a později, asi 300 km před příchodem fronty, i oblačnost druhu Stratus a Nimbostratus, která s sebou přináší nejvydatnější srážky a maximální pokles tlaku spojený s dalším nárůstem rychlosti větru. Těsně před vlastním přechodem čáry fronty při povrchu dochází ke změně podmínek, které se projevují dalším nárůstem rychlosti větru a postupným zpomalením poklesu tlaku, který se obvykle definitivně zastaví s přechodem fronty a zastavením padání srážek (Zverev 1986). Kopáček a Bednář (2005) uvádí, že směr větru se obvykle stáčí doprava na jižní až jihozápadní směr, přičemž teplota vzduchu se v chladné části roku poměrně znatelně zvyšuje, v létě dochází k menším výkyvům i proto, že významnou roli zde hraje její denní chod a radiační bilance. V tomto výroku se shodují s autory Huthem, Kyselým a Dubrovským (2001), jejichž výsledky tvrdí, že v evropských zeměpisných šířkách

jsou za znatelné oteplení v zimě zodpovědné právě teplé fronty, zatímco znatelné oteplení v létě spojené s frontami je spíše výjimečné.

Co se výskytu mlh týče, mohou se tvořit před i za frontální čárou, ovšem třebaže před čárou fronty omezuje vznik mlhy zvyšující se rychlost větru, po přechodu fronty lze pozorovat ve stabilní vzduchové hmotě mrholení, popřípadě advekční mlhu, která může vzniknout vlivem nasouvání teplejší a vlhké vzduchové hmoty nad přechlazený povrch během studené části roku. V létě lze pro změnu pozorovat rozpad vrstevnaté oblačnosti, a naopak formující se oblačnost kupovitou (Kopáček, Bednář 2005). Pro představu je dobré zmínit, že při rychlosti pohybu fronty okolo 30 km/h uplyne od prvních příznaků do jejího přechodu přibližně 24 hodin, přičemž vypadávání srážek můžeme očekávat zhruba po dobu 10 hodin (Zverev 1986). Rychlost fronty je ovšem třeba vnímat pouze jako ilustrativní, novější studie ukazují, že doba přechodu teplé fronty se odvíjí od jejích vlastností, a právě rychlosti jejího přemístění, která je velmi variabilní. Vysoudil (2004) zobecňuje projevy blížící se fronty na sníženou dohlednost, pokles tlaku vzduchu a vydatné srážky.

3.1.2. Studená fronta

O studené frontě hovoříme v případě, že se čára fronty pohybuje do oblasti teplejší vzduchové hmoty, která je poté nahrazena vzduchovou hmotou o nižší teplotě. Na povětrnostních mapách je ve většině případů frontální čára označena jako čára s modrými plnými trojúhelníky zasahujícími a orientovanými k teplejšímu vzduchu, tedy ve směru pohybu fronty.

Na studené frontě dochází k podsouvání a vklínění chladnější vzduchové hmoty o vyšší hustotě pod teplejší vzduchovou hmotu, jejíž hustota je znatelně či nepatrně nižší. Dané podsouvání je ovšem ovlivněno povrchovým třením, během kterého je mezní vrstva studené vzduchové hmoty během vklínění pod teplejší vzduch u země zpomalována. Z toho důvodu je úhel frontální plochy vůči zemskému povrchu znatelně větší než v případě fronty teplé. Lutgens a Tarbuck (1979) dokonce tvrdí, že v průměru je úhel u studené fronty až dvakrát větší než u fronty teplé. Moran a Morgan (1989) uvádí hodnotu 1:50 až 1:100, tedy při vzdálenosti 50 až 100 km od čáry fronty při povrchu můžeme pozorovat frontální plochu ve výšce 1 km.

Jako typický model studené fronty (Obr. 2) se uvádí anabatická studená fronta s oblaky druhu Cumulonimbus, často doprovázená dočasnými, velmi silnými srážkami, a někdy i bouřkami. Naopak nad Britskými ostrovy jsme ve většině případů studených front svědky oblaků druhu Nimbostratus, neboť teplý vzduch je zde instabilní jen vzácně. Obecně lze říci, že u katabatické studené fronty vídáme oblaky druhu Stratocumulus se slabým deštěm (Barry, Chorley 2003).

Kopáček a Bednář (2005) pro změnu nabízí časté rozdělení na studené fronty 1. a 2. druhu, které se odvíjí od polohy pásma srážek a oblaků. U studených front 1. druhu můžeme pozorovat oblačnost druhu Altostratus a Nimbostratus, která se obvykle nachází za čárou fronty. Naopak studené fronty 2. druhu se projevují výrazně užší zónou oblačnosti (v řádu několika málo desítek kilometrů), která je navíc lokalizovaná převážně na čáře fronty nebo mírně před ní. Takové fronty mají obvykle rychlejší nástup než fronty 1. druhu, nemusí tomu tak ovšem být vždy. Před čárou fronty u těchto front 2. druhu dochází díky relativně prudkému sklonu frontální plochy k formování oblaků druhu Cb, které je zejména v letní části roku mnohdy doprovázeno bouřkovou činností a krupobitím za proudění silného větru (Kopáček, Bednář 2005). Obecně lze říci, že studené fronty 2. druhu přináší extrémnější podmínky a silnější ochlazení.

Stejně jako v případě teplé fronty, i zde se setkáváme s maskováním fronty studené. K tomuto jevu může dojít v případě, kdy je v chladné části roku vzduch u povrchu velmi studený a nastane situace, kdy po přechodu fronty ohraničující oceánský vzduch proudící od západu může dojít k nárůstu teploty (Kopáček, Bednář 2005).

Co se oblačnosti týče, v chladné části roku je mnohdy možné vidět oblačnost nejnižšího patra druhu St a Sc, která nám znemožní identifikaci oblaků Cb. Ty mají vertikální rozsah okolo 3–4 km. O to mohutnější můžeme poté tento druh oblačnosti vídat v létě, kdy dle měření dosahuje výšek až 15 km, tedy výšek nad hranicí troposféry (Kopáček, Bednář 2005). Moran a Morgan (1989) dále poznamenávají, že pokud se studená fronta pohybuje relativně rychle (cca 45 km/h), poté se pásmo intenzivních bouřek může vyvinout ve vzdálenosti i 100 až 300 km před studenou frontou.

Průběh přechodu studené fronty přes místo pozorování

Studené frontě mohou předcházet oblaky středního patra, konkrétně druhu Altocumulus. Jak se fronta postupně blíží, věžovité oblaky jsou vidět již z poměrně velké vzdálenosti

(Lutgens, Tarbuck 1979). Jak uvádí Kopáček a Bednář (2005), taková situace nastává ovšem pouze v případě, že frontální oblačnost není zakryta rozsáhlejší významnou oblačností vyskytující se ve vlastní vzduchové hmotě. Vedlejšími příznaky je také pokles tlaku a jeho následný prudký nárůst po přechodu fronty doprovázený již předfrontální značnou nárazovitostí větru (Zverev 1986). Při příchodu fronty od západu se po jejím přechodu náhle vítr stočí vpravo (Babikov 1953). Schultz (2005) poznamenává, že příznaky na povrchu spojené s přechodem studené fronty bývají ostřejší a lépe rozpoznatelné než u ostatních typů front. I proto jsou dle Keysera (1986) studené fronty daleko častěji popisovány.

V případě fronty 1. druhu bývají oblaky druhu Cb na čele fronty a převážně v teplé části roku přináší četné srážky, které přechází za čárou fronty plynule v oblaky druhu Nimbostratus a Altostratus a rozpadají se zhruba ve vzdálenosti 300–400 km za čárou fronty. Zatímco při většinovém chodu front od západu vítr vane před vlastním přechodem od jihozápadu, po přechodu se stáčí na severozápad a výrazně zvyšuje svou rychlost (Kopáček, Bednář 2005).

Během přiblížení front 2. druhu můžeme být oproti studeným frontám 1. druhu mnohdy svědky oblaků druhu Cirrocumulus (Cc) a Cirrostratus (Cs), které jsou důkazem silných proudů vzduchu v oblastech těsně pod tropopauzou. Takovou situaci pozorujeme v teplé části roku a dalším projevem je přinášení frontálních oblaků druhu Cb, doprovázených silnými přeháňkami (Kopáček, Bednář 2005). V zimním období mohou bouřkové oblaky včetně významnějších srážek chybět.

Netřeba zmiňovat, že u obou druhů studených front dochází po jejich přechodu k znatelnému ochlazení vyjma případu maskování studené fronty uvedeného výše. Obecně lze ovšem říci, že studené fronty 2. druhu se pohybují rychleji a mají mnohdy silnější projevy včetně vichřic. Babikov (1953) uvádí, že znatelněji prudší lijáky jsou na druhou stranu vykompenzované jen úzkou oblastí výskytu, obvykle v řádu pouze několika desítek kilometrů. Zverev (1986) pro představu poznamenává, že při rychlosti pohybu studené fronty zhruba 45 km/h činí doba přechodu frontální oblačnosti pouze 60 až 120 minut. U studených front 1. druhu může přechod oblačnosti spojené s frontou trvat i více než 10 hodin, což je doba srovnatelná s přechodem oblačnosti u fronty teplé.

3.1.3. Okluzní fronta

Okluzní fronty vykazují projevy studených i teplých front, tyto projevy jsou ovšem obvykle méně výrazné (Zverev 1986). Tvoří se tehdy, když studená fronta dožene frontu teplou, což vychází z nám už známého faktu, že se studené fronty pohybují svižněji než fronty teplé (Lutgens, Tarbuck 1979). Na dané frontě poté dochází k vytlačování teplého vzduchu vzhůru nad obě chladnější vzduchové hmoty, které danou teplou vzduchovou hmotu ohraničují (Barry, Chorley 2003).

Norský model rozlišuje studenou a teplou okluzi (Markowski, Richardson 2010). Při studené okluzi má vzduchová hmota, doravivší na teplou frontu, nižší teplotu než chladná vzduchová hmota vyskytující se před ní. V takovém případě má nejchladnější vzduch tendenci vklínit se jak pod teplou vzduchovou hmotu před ním, tak i pod vzhledem k sobě teplejší, byť stále chladný vzduch, před teplou frontou. V případě teplé okluze se naopak nově příchozí chladný vzduch sice podsouvá pod teplý vzduch před ním, ale poté se postupně začne nasouvat nad studený vzduch na úplném čele frontálního systému, neboť ten má nižší teplotu a vyšší hustotu.

Dle Zvereva (1986) dochází ve většině případů kromě výjimek k častějšímu výskytu teplých okluzních front v chladné části roku, kdy je vzduch za frontou postupující od Atlantského oceánu teplejší než pevninský vzduch před ní. Protikladně platí obdobně vyšší výskyt studených okluzních front v teplé části roku. U teplé okluzní fronty hrají klíčovou roli stejně jako u vlastní teplé fronty oblaky druhu Altostratus a Nimbostratus, v této situaci ovšem se slabšími srážkami, tvořící mnohdy méně spojitou oblast. U studené okluzní fronty je situace stejně tak podobná projevům běžné studené fronty s tím rozdílem, že soustava oblačnosti bývá rozmístěna rovnoměrně na obou stranách fronty. Je třeba zmínit, že vzhledem k ne tak ostrým projevům okluzní fronty je i určování její polohy značně obtížné, a to zejména v noci, kdy díky termodynamickým charakteristikám nedochází k takové míře výstupného proudění a tvorbě oblačnosti a srážek jako ve dne (Kopáček, Bednář 2005).

Průběh přechodu okluzní fronty přes místo pozorování

I průběh přechodu okluzí je podobný přechodům studených a teplých front. Rozdíl může nastat ve změně tlaku, kdy za teplou okluzní frontou dosahuje nárůst tlaku vyšších hodnot než v případě běžné teplé fronty. Podobně výrazněji naopak klesá tlak

před studenou okluzní frontou než před běžnou studenou frontou (Kopáček, Bednář 2005).

V oblačných soustavách okluzních front často pozorujeme oblaky druhu Altostratus, ale také spojení těchto oblaků společně s oblaky Altocumulus (Zverev 1986). Babikov (1953) dále dodává, že oblačnost vyskytující se na okluzní frontě závisí podstatnou měrou na rozdílu teplot vzduchových hmot po obou stranách fronty. Již z charakteru okluzních front je jasné, že dochází k tvorbě vrstevnaté oblačnosti, jejíž základna leží mnohdy velmi nízko, a naopak vrcholy dosahují výšek i přes 5 km (Babikov 1953).

3.1.4. Stacionární fronta

Občas dochází k případům, kdy je pohyb vzduchových hmot na obou stranách fronty téměř rovnoběžný s šíří fronty. Čára fronty se během takové situace buď vůbec nepohybuje, nebo jen nevýznamně. Proto takovou frontu nazýváme frontou stacionární (Lutgens, Tarbuck 1979). Na povětrnostní mapě je zobrazena buď červenomodrou, nebo černou přímkou s půlkruhy směřujícími do studeného vzduchu a trojúhelníky směřujícími na stranu vzduchu teplého (Babikov 1953). Markowski a Richardson (2010) zmiňují, že některé studené fronty se zastaví, stanou se stacionárními a poté ustoupí jako teplé fronty. Ostatní fronty mohou být v jiném případě identifikovány jako studené fronty podél části hranice vzduchových hmot a jako stacionární nebo teplé fronty podél dalších částí stejné hranice (Markowski, Richardson 2010).

3.2. Problém detekce atmosférických front

Jak již bylo řečeno výše, ne všechny vzduchové hmoty musí být vždy ohraničeny frontami. Přechod mezi dvěma vzduchovými hmotami může být velmi pozvolný a probíhat na velkých vzdálenostech, detekce a zakreslení front na synoptických mapách je tak značně ztíženo. Jak uvedli Renard a Clarke (1965) i McCann a Whistler (2001), drtivá většina analýz při lokalizaci atmosférických front vyžadovala ještě na přelomu tisíciletí manuální a subjektivní určení. Hewson (1998) uvádí, že jedním z problémů u těchto subjektivních analýz je, že meteorologové jsou proškoleni k rozpoznání fronty na základě mnoha parametrů jako je teplota, změna směru větru, teplota rosného bodu, pokrytí oblačností, typy oblaků, viditelnost i srážky. To vše z rutinních numerických modelů, v nichž jsou data za tyto parametry mnohdy

nedostatečně zastoupena, což vede ke skutečnosti, že různí meteorologové a prognostici poté produkují různé frontální analýzy z identických datových sad (Hewson 1998).

I proto je v posledních desetiletích vynakládáno velké úsilí k automatizaci a objektivizaci analýz front na synoptických mapách. V současné době proto již existují nejméně dva přístupy k objektivní detekci front, přičemž jeden je založený na změnách gradientu teploty napříč frontou a druhý na stočení směru větru.

Právě Berry, Reeder a Jakob (2011b) rozvíjí myšlenky a analýzy nastolené Hewsonem (1998), kdy sestavený algoritmus spojuje body na mapě s jejich nejbližším sousedem do jednotlivých front, pokud se teploty obou bodů neliší o více než 5 °C. Fronty skládající se z méně než tří bodů nejsou dále uvažovány. Zde zmiňme termální frontální parametr poprvé popsaný Renardem a Clarkem (1965), který je využíván pro objektivní frontální analýzu a rozlišení jednotlivých typů front dle rychlosti jejich pohybu. Je definován vztahem:

$$TFP = -\nabla|\nabla T| \cdot \frac{\nabla T}{|\nabla T|}$$

První činitel zde představuje změnu teplotního gradientu ∇T, druhý činitel poté projekci dané změny do směru teplotního gradientu (ČMeS 2015). Rozdělení front na jednotlivé typy pak probíhá na základě parametru rychlosti postupující fronty. Jako hraniční hodnoty byly určeny rychlosti 1,5 m/s a –1,5 m/s s tím, že jako studené byly identifikovány fronty s rychlostí menší než –1,5 m/s, teplé jako fronty pohybující se rychlostí větší než 1,5 m/s. Ostatní fronty byly považovány za fronty kvazistacionární. Autoři se také společně s Hewsonem (1998) shodují, že teplota vlhkého teploměru (= teplota udávaná vlhkým teploměrem psychrometru, který je v dobrém tepelném kontaktu se vzduchem, správně ventilovaný a dokonale chráněný před přímým slunečním zářením (Sobíšek a kol. 1993)) v tlakové hladině 850 hPa nabízí pro lokalizaci front největší shodu s manuálně připravovanými synoptickými analýzami.

Druhá metoda pro změnu čerpá informace ze změn rychlosti a směru větru. Fronta má být identifikována v případě, že se směr větru na jižní polokouli přesune ze severozápadního kvadrantu růžice do kvadrantu jihozápadního a současně dojde k nárůstu rychlosti větru ve výšce 10 m alespoň o 2 m/s v následujících 6 hodinách od prvního měření. Daná analýza byla provedena také pro tlakovou hladinu 850 hPa a hodnotu 6 m/s, přičemž výsledky obou měření přinesly zjištění, že přestože hodnota

2 m/s funguje lépe pro většinu území (například pro jihovýchodní Austrálii), není nejlepší ve všech případech. Stejně tak byly znatelné rozdíly mezi analýzami pro výšku měření větru, kdy se fronty jevily jako intenzivnější a rozsáhlejší v hladině 850 hPa. Silnější fronty byly také na jižní polokouli detekovány během zimních měsíců častěji než v průběhu léta (Simmonds, Keay, Bye 2012). Pook, McIntosh a Meyers (2006) v tomto kontextu poznamenávají, že v oblasti jižní Austrálie jsou fronty zásadním zdrojem srážek v zimním období.

Porovnáním obou metod na případových studiích se dále zabývali Schemm, Rudeva a Simmonds (2015). Bylo zjištěno, že analýza pramenící z rozdílů teploty (dále jen TH) funguje výrazně lépe u identifikace front v případě běžných frontálních systémů v tlakových nížích na severní polokouli. Naopak metoda pracující se změnami větru (dále jen WND) vykazovala daleko vyšší přesnost u front se silnými střihy větru a na hranicích dvou tlakových výší, přičemž měla tendenci detekovat pouze fronty studené (Schemm, Rudeva, Simmonds 2015).

Za zmínku dále stojí, že front TH během zimních měsíců na severní polokouli (DJF) bylo více než front WND. Pro změnu v letních měsících na severní polokouli (JJA) prokázaly obě metody nižší počet front, a to zejména v Tichém oceánu. Zajímavější je ovšem fakt, že u metody WND byl tento pokles oproti zimě výrazně vyšší než u metody TH, a to jak v případě severního Pacifiku, tak i severního Atlantského oceánu (Schemm, Rudeva, Simmonds 2015). Obecně řečeno, nelze tedy považovat jednu metodu jako správnou, ale spíše je třeba nahlížet při použití na jejich silné a slabé stránky.

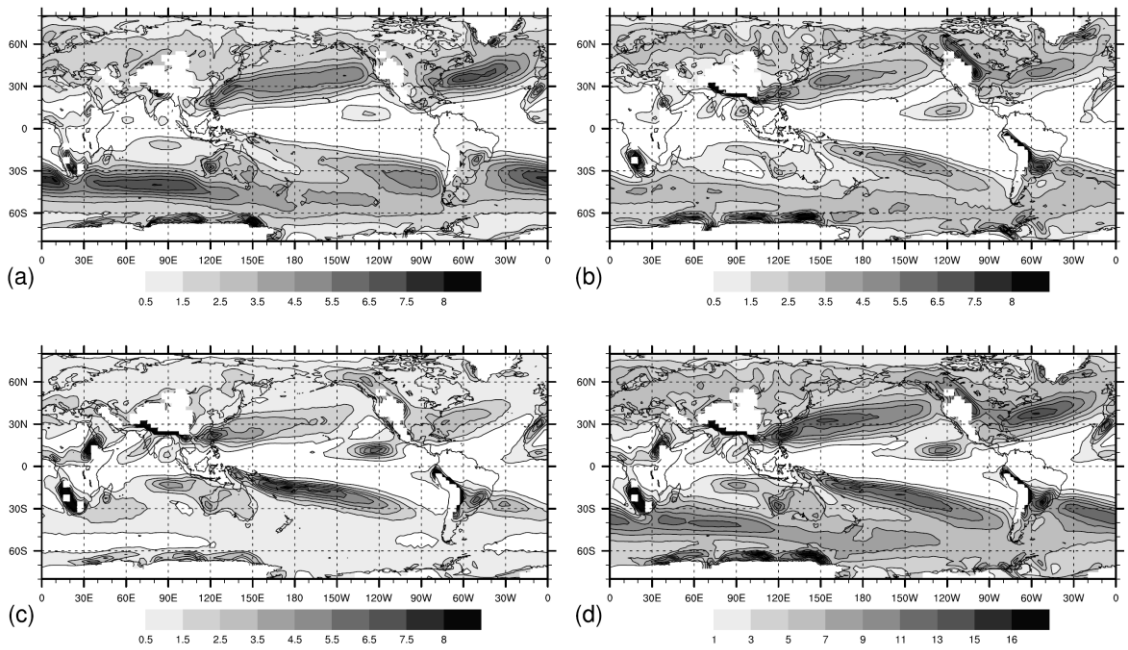
3.3. Výskyt atmosférických front

Pokud se blíže podíváme na konkrétní místa výskytu atmosférických front, pak zjistíme, že oblasti s velkou četností cyklon se shodují s oblastmi nejčastějších výskytů front. Výsledky ukazují, že v souladu s manuálně připravovanými mapami se četnost front jeví jako nízká v oblasti rovníku, vyšší v subtropickém pásu a maxima dosahuje ve středních zeměpisných šířkách. Mnoho front je také identifikováno ve vysokých zeměpisných šířkách obou polokoulí (pobřežní oblasti Grónska a Antarktidy) a také blízko oblastí vysokých nadmořských výšek (například severoamerické Skalnaté hory). Příliš překvapivý není fakt, že cyklony ve středních zeměpisných šířkách jsou spojovány s nejvyšším počtem front na světě vůbec (Berry, Jakob, Reeder 2011a).

Na jižní polokouli nacházíme tato místa v konvergenční zóně jižního Tichého oceánu, ovšem zatímco u frontálních systémů severní polokoule bylo zjištěno, že se fronty během letních měsíců posouvají směrem k pólu, na jižní polokouli je tato situace i další aspekty sezónního chování zcela odlišné (Berry, Reeder, Jakob 2011b).

Místa výskytu front jsou pro nás zcela klíčová. Autoři Catto a kol. (2014, s. 7642) doslova zmiňují, že „atmosférické fronty jsou důležité pro každodenní proměnlivost počasí ve středních zeměpisných šířkách“. Catto a Pfahl (2013) udávají, že fronty jsou totiž spojeny s velkou částí globálních srážek, a to až s 90 % všech srážek v některých oblastech výskytu cyklon. Na dané míře se významnou měrou podílí zvláště studené a teplé fronty (Catto, Pfahl 2013) s tím, že fronty jsou také často spojovány s extrémními, krátkodobými dešti (Catto a kol. 2012), které mohou způsobit devastující povodně. Tyto projevy při nejvyšších rychlostech front činících nezřídka i 60 km/h (Anderson 1990) poté mohou být vzhledem ke svému rychlému postupu značným problémem. Dalším důvodem pro přesnou lokalizaci a určení četnosti přechodů atmosférických front je možnost získat povědomí o jejich budoucím vývoji. Studie například prokázaly, že oblasti výskytu cyklon na jižní polokouli se budou v budoucnu posouvat směrem k pólu s tím, že jejich četnost bude mít mírně klesající tendenci (Grieger a kol. 2014).

Pokud se podíváme na současnou situaci, můžeme vidět, že rozdělení front je na obou polokoulích značně asymetrické. Místa na severní polokouli, kde se fronty vyskytují nejčastěji, jsou pánve Tichého a Atlantského oceánu s místními maximy orientovanými ve směru ZJZ–VSV a vyskytujícími se nad teplými oceánskými proudy na západní straně těchto pánví (Berry, Reeder, Jakob 2011b). Konkrétně se jedná o atlantický Golfský proud a tichooceánský proud Kuro-šio. Menší zdrojovou oblastí je také rovníkový protiproud západně od Mexika (Obr. 3).



Obr. 3: Průměrná roční doba výskytu (a) studených front, (b) teplých front, (c) kvazistacionárních front, (d) všech front dohromady. Jednotky udávají čas v procentech, po který byla v každém poli mřížky identifikovaná fronta (Berry, Reeder, Jakob 2011b).

Pravděpodobně proto, že rozložení pevniny a moře je kolem jižního pólu více osově souměrné než kolem pólu severního, se setkáváme se situací, že četnosti výskytu atmosférických front na jižní polokouli dominuje maximum rozprostírající se na téměř všech stupních zeměpisné délky (Berry, Reeder, Jakob 2011b). V letním i zimním období se toto maximum nachází v pásmu 40°–60° j.š., vyskytuje se zde však významná zonální asymetrie. Analýzy napovídají, že nejdelší fronty jsou v Indickém oceánu, kde průměrné délky přesahují i 2 000 km (Simmonds, Keay, Bye 2012). Lokálními maximy jsou zde oblasti jižní polokoule v jižních částech kontinentů. Obecně lze ovšem situaci popsat tím způsobem, že jedno maximum se táhne v délce jižního Atlantiku, přes Indický oceán až po jižní Pacifik, pokračující jižně od Nového Zélandu, druhé maximum je naopak lokalizováno na spojnici Papuy Nové Guiney a jižního Chile opět s nejvyššími hodnotami v západní části (Berry, Reeder, Jakob 2011b).

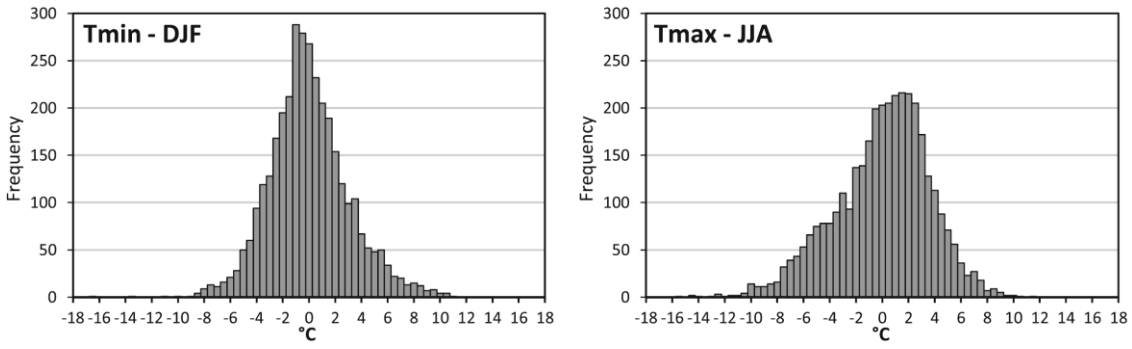
Zde je nezbytné podotknout, že dle mnoha studií dojde v souvislosti s klimatickou změnou, tedy mimo jiné s globálním oteplováním, k poklesu četnosti front v oblastech častého výskytu cyklon (Catto a kol. 2014). Na druhou stranu, nad pevninskou částí Evropy zaznamenali autoři Schemm a kol. (2017) během uplynulých desetiletí nárůst

počtu extrémně silných front. Tento trend ovšem nebyl potvrzen například v oblasti Severní Ameriky.

3.4. Vliv atmosférických front na základní meteorologické prvky

3.4.1. Souvislost s teplotami

Atmosférické fronty a jejich vlivy se zásadním způsobem podílejí na prudkých změnách teploty. Prudkými změnami zde rozumíme změny mezidenní, tedy rozdíl teploty ve dvou po sobě jdoucích dnech. Přechody studených a teplých front ovšem nejsou rovnoměrně rozloženy ani v jedné části roku. Huth, Kyselý a Dubrovský (2001) uvádí, že pro oblast střední Evropy jsou v zimních měsících výrazná oteplení častějším jevem než výrazná ochlazení, naopak v létě jsme daleko častěji svědky výrazných ochlazení než oteplení (Obr. 4). Přesný opak nastává v případě pouze mírných rozdílů teploty, v létě jsou mírná oteplení četnější než mírná ochlazení, v zimě je situace opačná (Huth, Kyselý, Dubrovský 2001).



Obr. 4: Histogramy mezidenních změn minimální teploty v zimě (vlevo) a maximální teploty v létě (vpravo) ze stanice Praha-Karlov mezi roky 1961–1998 (Piskala, Huth 2020).

Pokud se blíže podíváme na příčiny těchto rozdílů, tak bychom jako první z nich mohli označit kladnou radiační bilanci během letních dnů v oblastech tlakových výší vedoucí k vlnám veder (Fischer, Seneviratne, Lu 2007). Druhou příčinou jsou právě přechody front, které vedou k významným rozdílům teplot (Piskala, Huth 2020).

Jak uvádí Piskala a Huth (2020) ve své studii pro Prahu, k přechodům front přes stanici Praha-Ruzyně došlo ve více než třetině všech dnů zimních měsíců, přičemž téměř 20 %

zimních dnů bylo spojeno s přechodem studené fronty a 10 % zimních dnů s přechody teplé nebo okluzní fronty. Přes 41 % zimních dnů, během kterých bylo zaznamenáno výrazné oteplení, bylo spojeno právě s přechodem teplé fronty. Na druhou stranu, pouze ve 21 % všech dnů, během kterých došlo k přechodu teplé fronty, bylo zaznamenáno výrazné oteplení, což je poměrně překvapivé (Piskala, Huth 2020). Zde bychom mohli polemizovat, jaký vliv na tento nečekaný výsledek může mít například maskování teplé fronty asociované s inverzí, o kterém bylo psáno v předešlých kapitolách. Dle Hewsona (1998) je v takových případech detekce fronty možná pouze ve výšce.

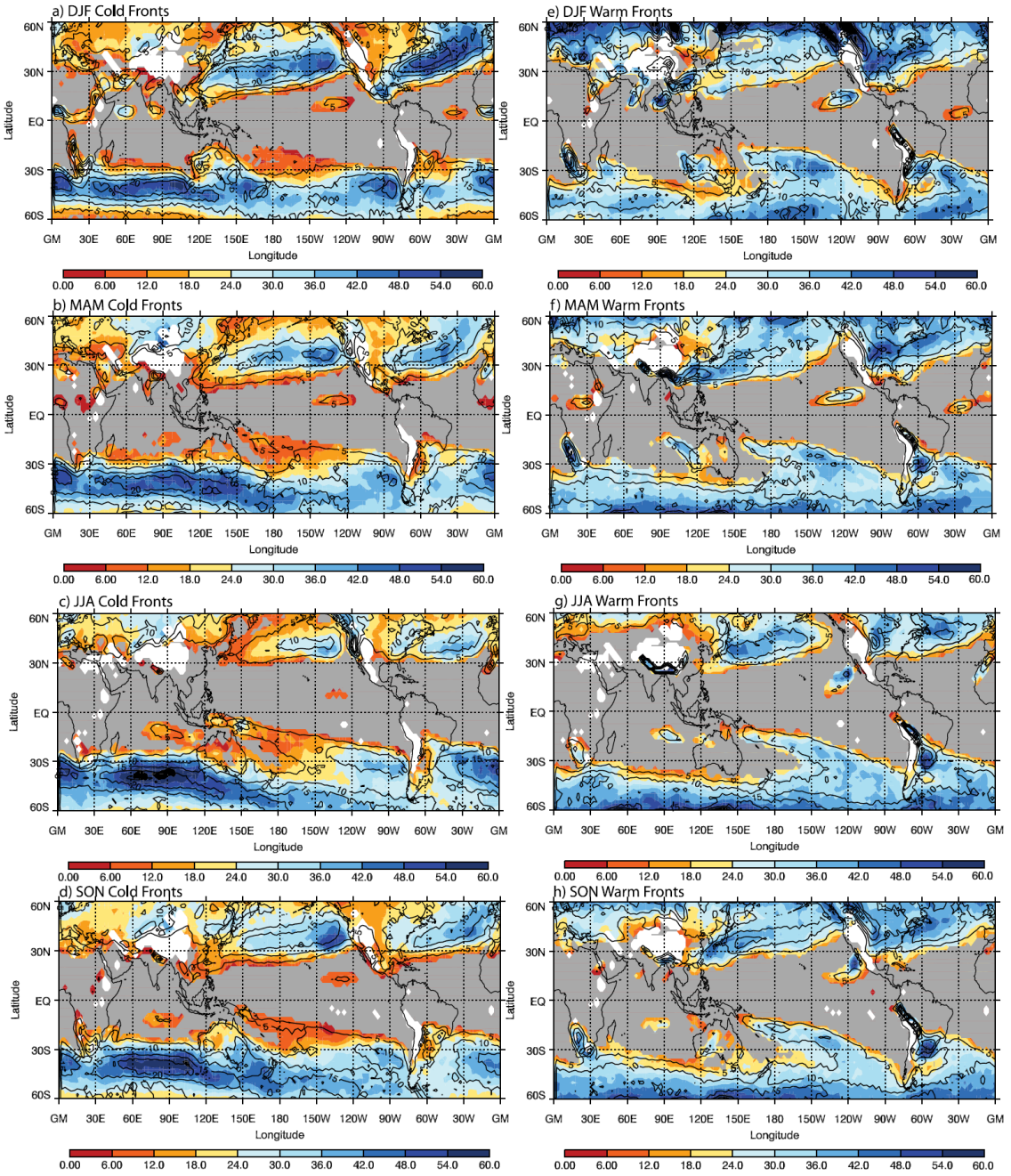
Co se letního období týče, zde došlo k přechodům front v téměř 31 % všech dnů, přičemž drtivá většina těchto front byly fronty studené, které byly zaznamenány až ve dvou třetinách dnů asociovaných s frontou. A především, oproti výsledkům výše, téměř tři čtvrtiny významných ochlazení byly doprovázeny přechodem studené fronty (Piskala, Huth 2020). Můžeme tedy nepochybně konstatovat, že vliv atmosférických front na krátkodobou (mezidenní) proměnlivost teploty je zcela zásadní.

3.4.2. Souvislost se srážkami

Atmosférické fronty hrají velmi významnou roli také v souvislosti se srážkami, kdy jsou úzce spjaty se silným deštěm a povodněmi (Catto, Jakob, Nicholls 2013). Hénin a kol. (2018) uvádí, že frontální srážky představují ve středních zeměpisných šířkách až 80 % všech srážek, přičemž nejvyšší frontální úhrn je dlouhodobě zaznamenáván během podzimních a zimních měsíců. Jak již bylo řečeno výše, Catto a Pfahl (2013) dokonce udávají ještě vyšší hodnoty v některých oblastech častého výskytu cyklon, kde podle nich podíl frontálních srážek činí až 90 %. Za zmínku jednoznačně stojí, že větší množství frontálních srážek relativně k celkovému úhrnu je pozorováno na jižní polokouli (Catto a kol. 2012), současně je v celosvětovém měřítku obecně více srážek spojováno se studenými frontami než s frontami teplými, a to zejména v zimě (Hénin a kol. 2018). Při konkrétnější analýze ovšem můžeme pozorovat, že zatímco nad oceánem jsou srážky v oblastech cyklon spojovány převážně se studenými frontami, nad částmi pevniny severní polokoule je souvislost především s frontami teplými (Catto a kol. 2012).

Při pohledu na konkrétní lokální maxima zjistíme, že srážky v severním Atlantském oceánu pocházející ze studených front představují přes 42 %, v Indickém oceánu dokonce více než 54 % (Catto a kol. 2012). Významné úhrny frontálních srážek jsou typické například pro západní Evropu (v severozápadním Španělsku téměř 50 % na podzim a 60 % v zimě). Nad pevninou jsou úhrny srážek spojovaných se studenými frontami obecně poměrně malé, činí jen asi 24 % nad většinovou částí Severní Ameriky, Eurasie a Austrálie. Naopak srážky spojené s teplými frontami dosahují nad Severní Amerikou pro změnu až 58 %. Přestože pro Austrálii je charakteristická celoroční, poměrně malá četnost přechodů front, v její západní části je až 24 % všech srážek spojováno s teplou frontou (Catto a kol. 2012).

Co se ročního chodu týče, podíl frontálních srážek se liší v závislosti na posunu oblastí častého vzniku cyklon dle ročních období (Chang a kol. 2002). Během zimních měsíců na severní polokouli je až 60 % srážek v oceánské oblasti východně od severoamerického kontinentu a přes 40 % srážek v oblasti severního Pacifiku spojováno se studenou frontou. Tyto hodnoty však klesají s nástupem jara a minima dosahují během letních měsíců (Obr. 5). Srážky spojované s teplou frontou podléhají na severní polokouli sice také určitým změnám během roku, jejich vliv ovšem není tak zásadní jako v případě front studených (Catto a kol. 2012).



Obr. 5: Průměrné sezónní množství srážek v procentech (barvy) spojených se studenými (vlevo) a teplými frontami (vpravo) pro zimu (a, e), jaro (b, f), léto (c, g) a podzim (d, h). Černé čáry ukazují čas v procentech, po který byly fronty identifikovány v daném poli mřížky. Oblasti s nadmořskou výškou vyšší než 1 500 m jsou vyznačeny bíle a oblasti s výskytem front nižším než 3 % jsou vyznačeny šedou barvou (Catto a kol. 2012).

Na jižní polokouli je vliv ročních období na srážky spojené s frontami daleko slabší (Catto a kol. 2012). Příčinou by mohl být fakt, že na jižní polokouli pokrývá pevnina výrazně méně plochy a oceánské klima přináší stálejší podmínky po celý průběh roku. Hoskins a Hodges (2005) poznamenávají, že oblasti četného výskytu cyklon v jižním Atlantském oceánu a Indickém oceánu zůstávají silným zdrojem frontálních systémů, a tím pádem i srážek, po celý rok.

4. Analýza přechodu atmosférických front přes Prahu

4.1. Data a metody

4.1.1. Datové zdroje

Pro analýzu atmosférických front z klimatologického pohledu byla použita data přechodu front z profesionální meteorologické stanice Praha-Ruzyně, která je spravována Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ). Data byla poskytnuta právě institucí ČHMÚ, přičemž k dispozici bylo vždy datum a čas přechodu fronty ve světovém čase (UTC) s přesností na 1 hodinu, typ, intenzita a směr, odkud fronta postupuje. Všechny tyto parametry byly určovány subjektivní metodou. Zatímco určování zbylých prvků se mi jeví jako poměrně jednoznačné, u posuzování intenzity fronty mě zajímala přesná kritéria. Dle Šimandla mezi ně patří:

1. intenzita proudění v tlakové hladině 500 hPa a míra zakřivení izohyps (anticyklonální/cyklonální),
2. teplotní gradient v tlakové hladině 850 hPa,
3. výraznost oblačného a srážkového pole vázaného na frontální plochu,
4. „hloubka, ostrost“ brázdy v přízemním tlakovém poli a s tím související velikost změny vektoru přízemního větru,
5. změny tlakové tendence před a po přechodu fronty,
6. míra teplého nebo studeného stočení větru s výškou (aerologický diagram z Prahy-Libuše) a další.

Obecně lze tedy říci, že typy front dle intenzity jsou:

1. **slabá fronta** – taková fronta, při jejímž přechodu se nevyskytnou srážky, pokud přechází spíše v oblasti vysokého tlaku vzduchu a teplotní gradient v tlakové hladině 850 hPa je na frontě nižší než 4 °C,
2. **střední fronta** – taková, u které se vyskytnou alespoň slabé srážky, její přechod je obecně snadněji detekovatelný na průběhu meteorologických prvků než u fronty slabé, teplotní gradient v tlakové hladině 850 hPa je cca 4 až 8 °C,
3. **silná fronta** – taková, která má celkově výraznější průběh jednotlivých meteorologických prvků a vyšší teplotní gradient v tlakové hladině 850 hPa než fronta střední.

Kvůli chybějícím datům za prosinec 2020 činila délka datové řady 20 let v období mezi 1. 12. 2000 a 30. 11. 2020.

Meteorologická stanice Praha-Ruzyně

Výše jmenovaná meteorologická stanice se nachází v západní části mezinárodního Letiště Václava Havla Praha (na souřadnicích 50° 06‘ s.š. a 14° 15‘ v.d.), v nadmořské výšce 364 m n. m. (Obr. 6). Přechody front jsou na daném místě sledovány a evidovány již od roku 1950, kdy sledování front inicioval tým zkušených meteorologů pod vedením RNDr. Jana Brádky. S počátkem roku 1980 převzal tuto úlohu RNDr. Jan Pavlík a od roku 2004 Ing. Pavel Šimandl (ČHMÚ 2021).

Obr. 6: Meteorologická stanice Praha-Ruzyně v roce 2021 (foto: vlastní).

4.1.2. Úprava dat a metodika

Pro výpočty bylo nejprve nutno získaná data spojit a upravit. Prvním krokem proto bylo seřazení dat jednotlivých měsíců tak, aby na sebe chronologicky navazovaly. Vzhledem k faktu, že během jednoho dne je nezřídka evidováno hned několik přechodů front, bylo pro výpočty v programu MS Excel nezbytné přiřadit každé frontě v daném dni vlastní datum. Co se zaznamenané hodiny přechodu týče, frontám byl ponechán čas

v UTC. Výpočty následně probíhaly v několika krocích, přičemž důraz byl kladen na vyhodnocení denního a ročního chodu front.

V první řadě mě zajímala především celková četnost jednotlivých typů front (studená, teplá, okluzní) a jejich intenzity (slabá, střední, silná), a dále počet těchto případů v závislosti na části dne, měsíci či ročním období, přičemž pro zpracování jsem zvolil standardní meteorologická roční období. Následně byly ještě pro letní a zimní část roku posuzovány četnosti přechodů silných a slabých front. V závěru byly pak graficky znázorněny 4 převažující směry příchodu fronty (z celkových 8 možných – V, S, SV, SZ, J, JV, JZ, Z), které byly vybrány dle nejvyšší hodnoty dosažené v jakémkoli z měsíců. Tyto směry byly současně také nejvyšší dle celoroční četnosti s výjimkou okluzních front. Zde byl proto pro výběr 4 převažujících směrů větru uvažován první zmíněný parametr, tedy nejvyšší četnost dosažená v jakémkoli z měsíců, neboť byl důraz kladen na odlišnosti v ročním chodu atmosférických front. Graficky znázorněny byly pouze 4 převažující směry větru z důvodu přehlednosti grafu, jelikož četnosti všech ostatních směrů byly pouze v řádu jednotek.

4.2. Výsledky

Provedená analýza z dat ČHMÚ ukázala, že téměř polovinu všech front za dvacetileté období tvořily studené fronty, přičemž teplé a okluzní fronty se poté téměř rovnoměrně podělily o zbylé dvě čtvrtiny (Tab. 1). Zajímavostí ovšem je, že za padesátileté období od roku 1950 do roku 1999 přešlo přes Prahu-Ruzyni 7 130 atmosférických front (ČHMÚ 2021), zatímco za mnou sledované dvacetileté období došlo k přechodu 4 455 front. Pokud by tedy došlo k setrvání současného dvacetiletého trendu, pak by počet front za padesátileté období mohl činit více než 11 130 front, což by odpovídalo téměř 56% nárůstu oproti předchozímu období.

Tab. 1: Četnost přechodů jednotlivých typů front přes Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

Fronta	Četnost výskytu	Podíl na celkovém počtu [%]
studená	2 061	46,26
teplá	1 101	24,71
okluzní	1 293	29,03
celkem	4 455	100

Dle výsledků Berryho, Jakoba a Reedera (2011a) počet front na severní polokouli během posledních desetiletí klesl o 10–20 %, což je v rozporu s potenciálním dlouhotrvajícím trendem. Tento nesoulad by mohl být zapříčiněn změnami ve způsobu určování front v průběhu druhé poloviny 20. století. Na samotném počátku se vycházelo z přízemních a výškových map, z hodinových měření a sledování ze stanice Praha-Ruzyně, k čemuž se přidala zkraje 60. let nefanalýza (= historické označení pro mapu oblačnosti subjektivně sestavovanou na základě snímků z družic (ČMeS 2015)). Dále od konce 60. let přibyly snímky z meteorologických družic, od počátku 80. let překreslené informace meteorologického radaru a v roce 1993 nakonec došlo k přidání radarových snímků (ČHMÚ 2021). Období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020 tedy může vykazovat vyšší četnosti přechodů front zejména kvůli moderním technologiím a přesnějším nástrojům, kdy jsou identifikovány i fronty dříve nedetekovatelné.

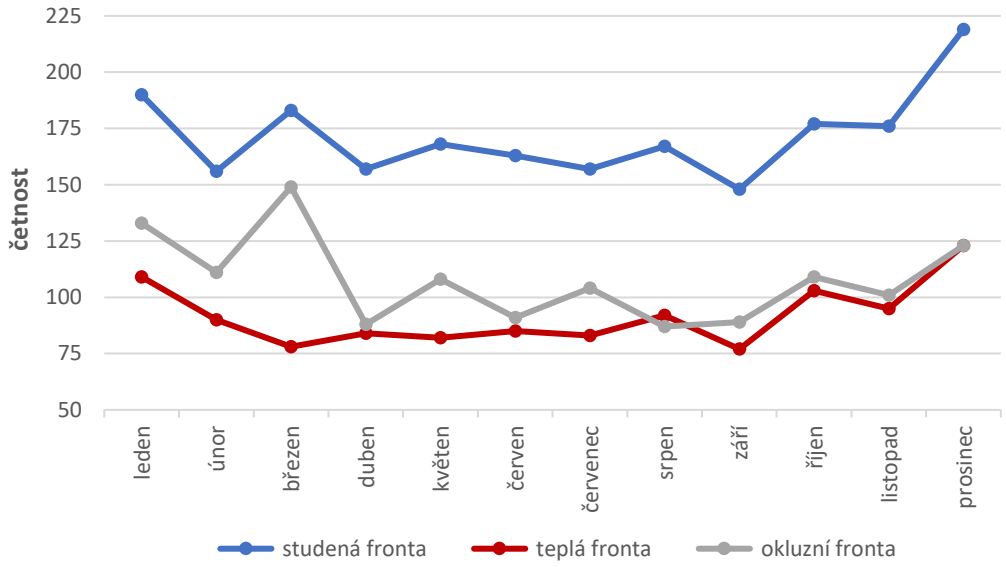
Analýza dále ukázala, že více než dvě třetiny front za sledované období byly klasifikovány dle jejich intenzity jako střední, více než čtvrtina jako slabé a pouhých přibližně 5 % jako fronty silné (Tab. 2). Jak již bylo řečeno výše, přestože Schemm a kol. (2017) tedy zaznamenali během uplynulých dekád nad pevninskou částí Evropy nárůst počtu extrémně silných front, je procentuální podíl na celkovém počtu front stále relativně nízký.

Tab. 2: Četnost přechodů jednotlivých front dle jejich intenzity přes Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

Fronta	Četnost výskytu	Podíl na celkovém počtu [%]
slabá	1 224	27,47
střední	2 994	67,21
silná	237	5,32
celkem	4 455	100

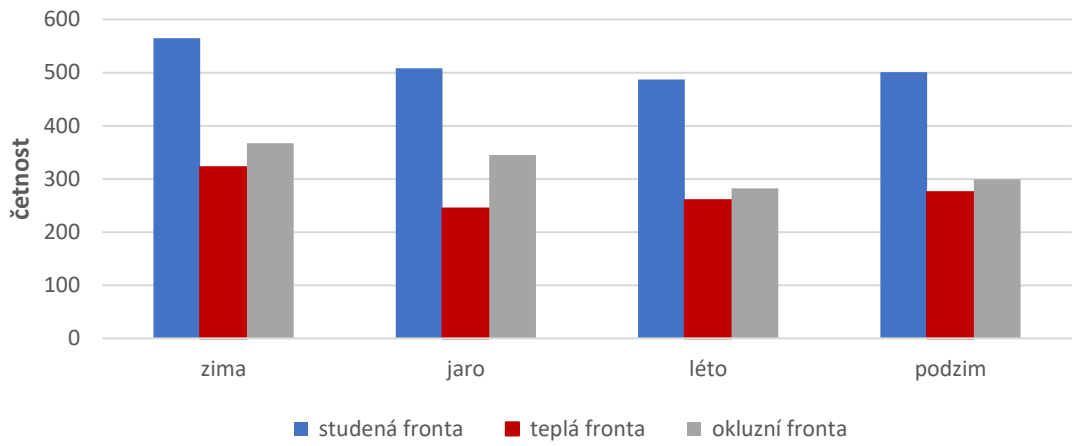
Pokud se blíže podíváme na roční chod četností přechodů front přes Prahu, není žádným překvapením, že studené fronty tvoří největší podíl v každém měsíci v roce, přičemž minima dosahují zkraje podzimu, maxima na počátku zimy s přetrvávajícími vysokými hodnotami i v lednu a v březnu (Obr. 7). Tyto výsledky podporují svými slovy i Berry, Jakob a Reeder (2011a), kteří ve své studii obdobně přiřazují zimním měsícům nejčastější výskyt studených front. Příčinou je velmi pravděpodobně

převažující zonální proudění z Atlantského oceánu, které bývá v tuto roční dobu relativně silné a vzduchové hmoty, a tím pádem i fronty, se rychle střídají. Také u front teplých byla zaznamenána maximální četnost během zimy, i když jsou hodnoty počtu přechodů zhruba poloviční oproti frontám studeným.



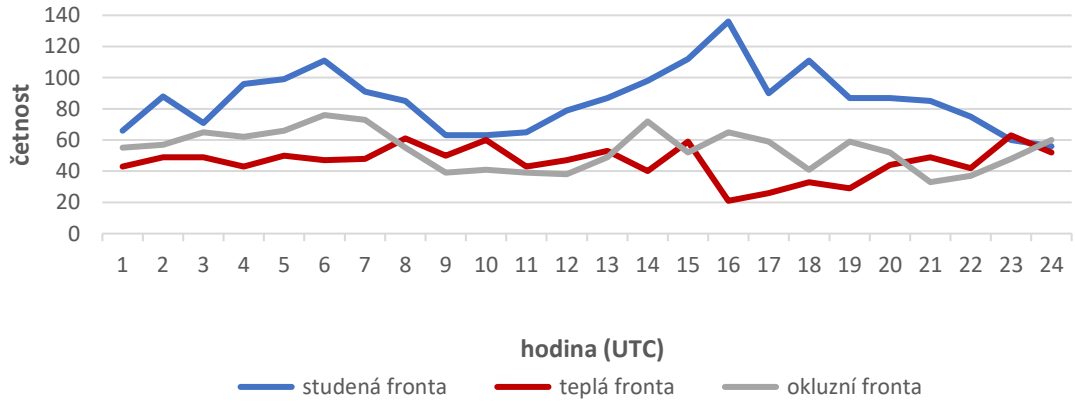
Obr. 7: Roční chod četností přechodů front přes Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

Výsledky se v obou případech téměř přesně shodují s Piskalou a Huthem (2020), kteří uvádí, že za období 1961–1998 byly studené fronty součástí až 20 % zimních dnů, zatímco fronty teplé a okluzní se objevily pouze v 10 % těchto dnů. Prosincové maximum v případě teplých front v zimním období je pravděpodobně zapříčiněno snadnější detekcí v situacích, kdy je studený vzduch nahrazen alespoň krátkodobě teplou vzduchovou hmotou přicházející od oceánu. Četnosti výskytu front okluzních oproti dvěma přechozím typům značně kolísají, když maxima dosahují v březnu, kdy se přibližují průměrné roční četnosti front studených, minima jen o měsíc později. Více o příčinách tohoto kolísání by nám patrně napovědělo rozdělení na teplé a studené okluze, které však ČHMÚ nerozlišuje. Při pohledu na analýzu front dle jejich výskytu v závislosti na ročním období lze pozorovat, že okluzní fronty přecházejí v každém z nich mírně častěji než fronty teplé (Obr. 8).



Obr. 8: Četnost přechodů front dle ročního období přes Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

U denního chodu atmosférických front výsledky ukázaly v případě front studených charakter dvojité vlny s minimy okolo půlnoci a dopoledne (Obr. 9). Na druhé straně jsou zde taktéž dvě vysoké hodnoty výskytu, přičemž jedna je v 6 hodin a absolutního maxima studené fronty dosahují v 16 hodin, kdy je četnost oproti dennímu minimu více než dvojnásobná.

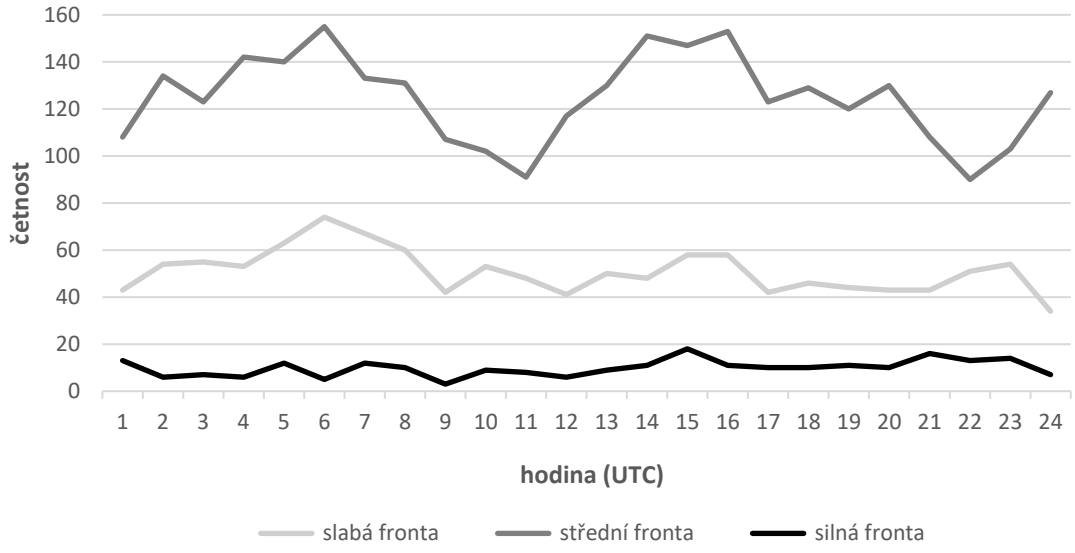


Obr. 9: Denní chod četností přechodů front přes Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

Tak vysoká hodnota může být zapříčiněna zejména odpoledními konvekčními pohyby vzduchu v souvislosti s prohřátým povrchem a rozvojem turbulentního proudění včetně oblačnosti druhu Cu a Cb a srážek, které mohou být asociovány, a v některých případech i zaměněny, s přechodem studené fronty. Tento výsledek je poměrně zajímavý v souvislosti s teplou frontou, která naopak v 16 hodin dosahuje svého

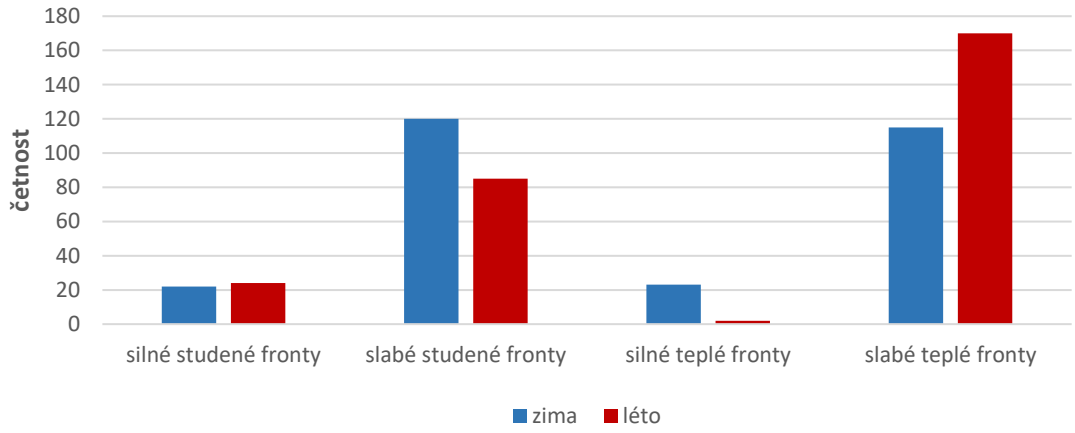
denního minima. Opět to může souviset s detekcí front, kdy zejména v létě lze teplé fronty v této části dne obtížně identifikovat, neboť se teplá fronta vzhledem k vlivu srážek jako ochlazujícího parametru může chovat jako fronta studená. Naopak v zimě může oblačnost před teplou frontou ovlivnit radiační poměry, kdy se oteplení projeví již před příchodem fronty a ta poté nemusí být identifikována jako fronta. Nejvyšší hodnoty pak dosahuje četnost výskytu teplé fronty ve 23 hodin, kdy je oproti 16. hodině více než trojnásobná. Křivka četnosti okluzní fronty poté obecně dosahuje nižších hodnot než u fronty studené.

Jak již bylo řečeno výše, jako další byla provedena analýza denního chodu atmosférických front dle jejich intenzity (Obr. 10). Podíly slabých, středních i silných front již známe, zajímavý je ale průběh samotných křivek, a to především u front středních, u kterých vidíme dvě maxima a minima. Zatímco nejčastější výskyt byl evidován v 6 a 16 hodin, minima byla zaznamenána v 11 a 22 hodin. U slabých front bylo denní minimum zaznamenáno přesně o půlnoci, naopak maximum okolo 6 hodin podobně jako u front střední intenzity. A konečně, co se silných front týče, zde můžeme pozorovat, že zatímco maximum se projevilo v 15 hodin, nejnižší četnost zde byla okolo 6. a 9. hodiny ranní.



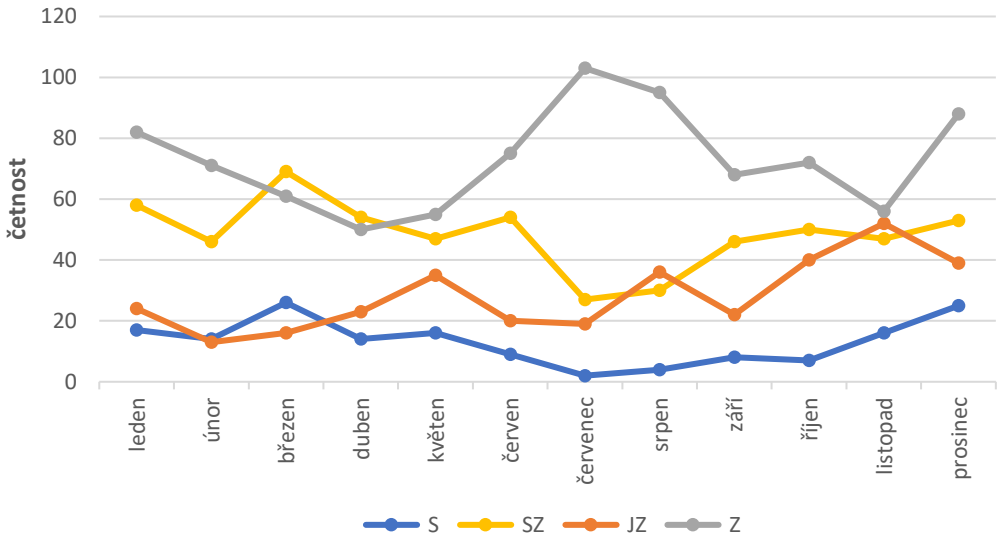
Obr. 10: Denní chod četností přechodů front dle jejich intenzity přes Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

Dále si lze všimnout, že v případě chodu teplých a studených front slabé a silné intenzity (Obr. 11) byl potvrzen trend a výsledky Hutha, Kyselého a Dubrovského (2001). Tedy že v oblasti střední Evropy, kam Praha nepochybně patří, jsou v zimních měsících výrazná oteplení častějším jevem než výrazná ochlazení, naopak v létě jsme častěji svědky výrazných ochlazení než oteplení. Do souvislosti s přechodem front tyto změny teploty dali Piskala a Huth (2020). V mé analýze se ukázala převaha silných teplých front během zimních měsíců jako poměrně drtivá, v případě silných studených front však činil poměr četnosti zimy a léta pouze 22:24, což není rozdíl příliš významný. V souladu s předchozími studiemi byla míra převahy slabých studených front v zimě a slabých teplých front v létě poměrně vyrovnaná.



Obr. 11: Četnost přechodů studených a teplých front dle jejich intenzity přes Prahu během zimy a léta v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

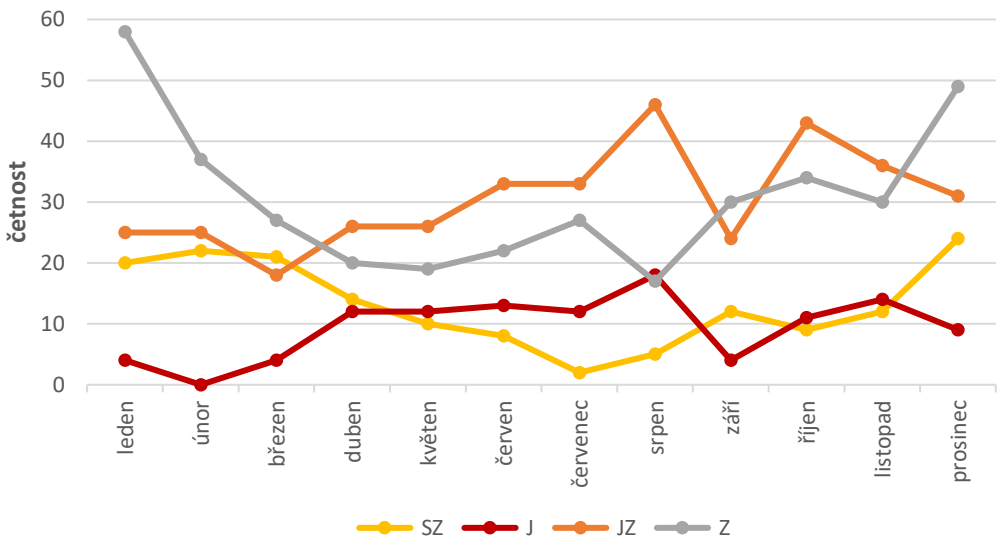
Jedna z dalších analýz byla zaměřena na převažující směry, odkud fronta v průběhu roku přicházela. Při celkovém pohledu zjistíme, že napříč všemi třemi typy front převažoval západní směr, byť u teplých front se mu jihozápadní směr svou četností velmi přibližoval. Příčinou těchto výsledků je s naprostou jistotou převaha západního proudění nad Prahou pramenící ze všeobecné cirkulace atmosféry. Konkrétně u studených front (Obr. 12) lze pozorovat, že nejvyšší četnost ze západního směru byla během léta, což není příliš překvapivé, neboť právě od západu v tomto období proudí chladnější oceánský vzduch, konkrétně vzduch mírných šířek tvořící se nad vyššími zeměpisnými šířkami Atlantského oceánu a přinášející následné ochlazení.



Obr. 12: Roční chod četností přechodů studených front dle směru jejich příchodu nad Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

V červenci naopak severní směr dosahuje svého minima, neboť dané fronty přicházejí z vyšších zeměpisných šířek zejména v nejchladnější části roku ve formě pevninského arktického vzduchu. Vysoká četnost severního směru se objevuje i v průběhu jara, kdy naopak mořský arktický vzduch proudí nad Česko a působí zde jarní přeháňky. Minima četností západního směru v podstatě kopírují křivku výskytu front, kdy jich během jara a podzimu chodí obecně méně (Obr. 7). Dalšími převažujícími směry u studených front jsou SZ a JZ.

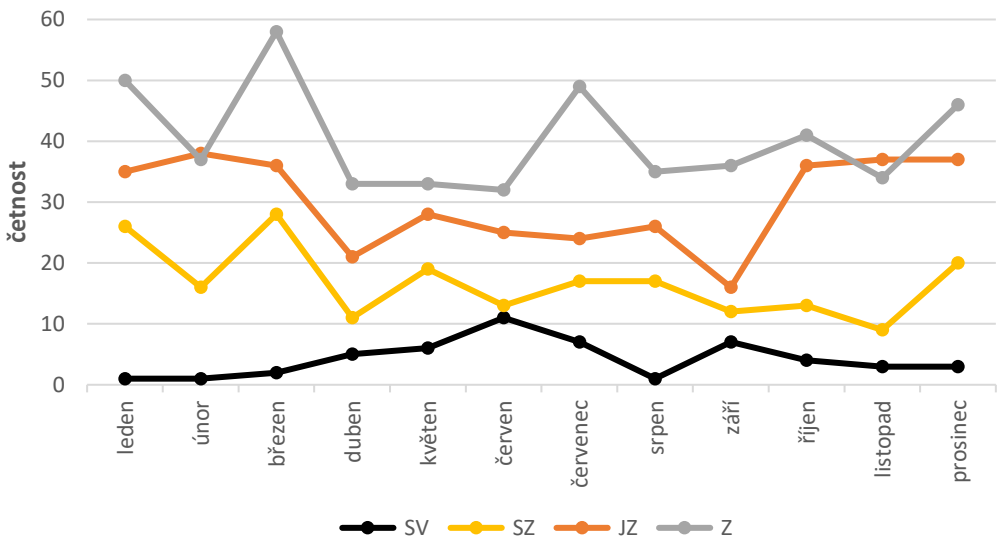
U teplých front je roční chod převažujících směrů značně odlišný (Obr. 13). Západní směr zde dosahuje maxima během zimy, kdy od západu přichází teplejší oceánský vzduch, konkrétně vzduch mírných šířek ze středních a severních zeměpisných šířek Severní Ameriky přinášející nad Prahu mírné teploty, které se v této části roku jeví jako oteplení. Křivku západního směru téměř kopíruje směr severozápadní, který však dosahuje obecně nižších četností a absolutního minima v červenci.



Obr. 13: Roční chod četností přechodů teplých front dle směru jejich příchodu nad Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

Minimum během léta je poté opět dáno prouděním, kdy od západu vlivem chladnějšího oceánu v porovnání s pevninou mnoho teplých front nechodí. Maxima v tuto roční dobu naopak dosahuje jižní i jihozápadní směr, neboť se z nižších zeměpisných šířek jižní Evropy nasouvá tropická vzduchová hmota vznikající nad severní Afrikou. Oba tyto směry opět poměrně logicky dosahují nejnižších četností během zimních měsíců.

Za zmínku jistě stojí i fronty okluzní (Obr. 14), u kterých se nově do převažujících směrů přidal ještě severovýchodní, který ač vykazuje nejnižší četnost, vyšších hodnot dosahuje během léta, nižších naopak během zimy. Nejvyšší četnost zde vykazuje opět směr západní s březnovým maximem. Dalšími směry jsou ještě jihozápadní a severozápadní, obecně lze však příčiny takového chodu okluzních front obtížně odhalit, neboť nevíme, zda došlo k chladné nebo teplé okluzi.



Obr. 14: Roční chod četností přechodů okluzních front dle směru jejich příchodu nad Prahu v období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020.

4.3. Diskuze

Praktická část této práce se zabývala přechodem atmosférických front přes Prahu, přičemž jejím cílem bylo zhodnotit atmosférické fronty z dlouhodobého hlediska, a určit, jestli zde existuje nějaká závislost na denní či roční době. Nejprve je důležité si uvědomit, že výskyt front závisí na mnoha faktorech, mezi které patří například zeměpisná šířka, nadmořská výška, ale i vliv kontinentality či oceanity. Významným faktorem jsou vstupní data, která jsem pro svou analýzu atmosférických front použil, protože právě od nich se odvíjí i veškeré výsledky. Je nezbytné znovu zmínit, že data přechodů atmosférických front přes stanici Praha-Ruzyně jsou získávána subjektivně, tedy mnohdy záleží hlavně na tom, kdo aktuální pozorování zaznamenává. Například u posuzování intenzity front se tato subjektivita sice sníží, neboť posouzení probíhá v týmu tří lidí, přesto je neustále významně ovlivněna lidským faktorem a vnímáním každého meteorologa či prognostika. I přes všechna tato fakta ovšem budeme pro tuto chvíli předpokládat, že data z přechodů front byla za mnou sledované dvacetileté období od 1. 12. 2000 do 30. 11. 2020 objektivní.

Významná převaha studených front se shoduje s výsledky ČHMÚ za předešlé období 1950–1999 (ČHMÚ 2021), ovšem celkový počet front za mnou sledované dvacetileté období dosáhl velmi vysokých hodnot, což neodpovídá výsledkům Catto a kol. (2014)

a Berryho, Jakoba a Reedera (2011a), kteří zaznamenali na severní polokouli obecně klesající trend četností v posledních desetiletích. V našich zeměpisných šířkách ovšem byl tento pokles v rámci severní polokoule spíše nižší (Catto a kol. 2014). Schemm a kol. (2017) v tomto kontextu dodávají, že nad pevninskou Evropou došlo během posledních dekád k nárustu případů extrémně silných front. Zajímavým zjištěním se v této práci ukázalo, že zatímco četnost silných teplých front v zimě výrazně převažuje nad těmi v létě, četnost silných studených front v létě se téměř rovná těm v zimě.

U ročního chodu atmosférických front dle jednotlivých typů i dle směru, odkud fronty přicházely, by velmi nápomocný byl i druh okluze. Na druhou stranu Catto a Pfahl (2013) i další autoři prokázali, že daleko významnější z hlediska klimatologie jsou fronty studené a teplé, a to především během zimních a letních měsíců, kdy jsou jak jejich projevy, tak i jejich míra četnosti nejvýznamnější z hlediska ročního maxima a minima.

Otázkou do budoucna stále zůstává, jakým způsobem se na chodu atmosférických front projeví klimatická změna, která nepochybně ovlivní jak místa výskytu, tak i množství a intenzitu srážek či teplotní výkyvy. Studie ukazují, že množství srážek spojených s tlakovými níženi bude v příštích desetiletích stoupat (Champion a kol. 2011), tedy můžeme očekávat obdobný průběh i u atmosférických front.

5. Závěr

Zkoumání atmosférických front z pohledu klimatologie se v poslední době těší velkému zájmu předních světových klimatologů na různých místech světa, neboť výrazně ovlivňují lidskou společnost, a to především v mírných zeměpisných šířkách. Na severní a jižní polokouli jsou nejčastější místa výskytu front rozmístěna značně asymetricky a fronty přinášejí velké množství celkových srážek, což je v době zrychlující se klimatické změny velmi podstatným aspektem. Nejen, že sledování front a jejich predikce hraje velkou roli v případě krátkodobých dešťů a potenciálních povodní, ale na druhé straně může být významným faktorem pro zdroj vody v dobách hydrologického sucha. Například při pohledu na Česko, které bývá často označováno jako „střecha Evropy“ díky faktu, že k nám přitéká pouze minimální množství vody, může být schopnost odhadnout budoucí vývoj front velmi důležitá. Zvláště zvážíme-li skutečnost, že v minulém desetiletí se hydrologické sucho stalo stále častějším a dle prognóz nebude v budoucnu ničím výjimečným, čímž význam atmosférických srážek rázem nabývá na důležitosti.

Souvislost atmosférických front s teplotami je nepochybně význačná. Při zkoumání této asociace se pro nás v této práci podrobná znalost vzduchových hmot stala zcela zásadní jak při samotném pochopení, tak i při závěrech pramenících z přechodu front. Projevy teplých front během zimního období, a naopak studených front během letního období mají původ právě ve vzduchových hmotách, které k nám po většinu roku proudí od západu, tedy přináší vzduchové hmoty s odlišnou teplotou. Drtivě převažující četnost silných teplých front během zimního období v této práci pak může být v mnoha případech zdrojem význačných oblev, jakých jsme poslední roky svědky.

Co se detekce front týče, v budoucnu by nám jistě i v Česku pomohla objektivizace detekce front, čímž bychom opět zaručili jisté zlepšení v analýze jejich přechodu. Samotná komplexnost krátkodobé i dlouhodobé předpovědi, pramenící z mnoha vstupních parametrů, tuto úlohu značně ztěžuje. V mnou použitých datech by nápomocné bylo i rozdělení okluzních front na teplou a studenou okluzi, která by nám napověděla při určování příčin tohoto druhu front více. Ačkoli pravděpodobně vlivem nastavené metodiky a subjektivního sběru dat byly některé výsledky v mé práci mírně odlišné od citovaných studií, hodnotím cíle teoretické i praktické části této práce jako

naplněné. Zajímavé by jistě bylo v budoucnu také porovnání četnosti front v závislosti na nadmořské výšce míst přechodu a jejich vzdálenosti od oceánu.

6. Použitá literatura a zdroje

ANDERSON, C. (1990): Estimating the propagation velocity of atmospheric fronts from surface wind observations. Atmosphere-Ocean, 28, 330–344.

BABIKOV, M. (1953): Letecká meteorologie. Naše vojsko, Praha.

BARRY, R. G., CHORLEY, R. J. (2003): Atmosphere, weather and climate. Routledge, New York.

BERRY, G., JAKOB, C., REEDER, M. (2011a): Recent global trends in atmospheric fronts. Geophysical Research Letters, 38, 1–6.

BERRY, G., REEDER, M. J., JAKOB, C. (2011b): A global climatology of atmospheric fronts. Geophysical Research Letters, 38, 1–5.

BJERKNES, J., SOLBERG, H. (1922): Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. Geofysiske Publikasjoner, 3, 1–18.

BROWNING, K. A., BALLARD, S. P., DAVITT, C. S. A. (1997): High-resolution analysis of frontal fracture. Monthly Weather Review, 125, 1212–1230.

CATTO, J. L., JAKOB, C., BERRY, G., NICHOLLS, N. (2012): Relating global precipitation to atmospheric fronts. Geophysical Research Letters, 39, 1–6.

CATTO, J. L., JAKOB, C., NICHOLLS, N. (2013): A global evaluation of fronts and precipitation in the ACCESS model. Australian Meteorological and Oceanographic Journal, 63, 191–203.

CATTO, J. L., NICHOLLS, N., JAKOB, C., SHELTON, K. L. (2014): Atmospheric fronts in current and future climates. Geophysical Research Letters, 41, 7642–7650.

CATTO, J. L., PFAHL, S. (2013): The importance of fronts for extreme precipitation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118, 10,791–10,801.

CHAMPION, A. J., HODGES, K. I., BENGTSSON, L. O., KEENLYSIDE, N. S., ESCH. M. (2011): Impact of increasing resolution and a warmer climate on extreme weather from Northern Hemisphere extratropical cyclones. Tellus A, 63, 893–906.

CHANG, E. K. M, LEE, S., SWANSON, K. L. (2002): Storm track dynamics. Journal of Climate, 15, 2163–2183.

ČESKÁ METEOROLOGICKÁ SPOLEČNOST (2015): Parametr frontální termální. Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) http://slovnik.cmes.cz/heslo/2519 (cit. 12. 4. 2021).

ČHMÚ (2021): Přechody front přes Prahu. Český hydrometeorologický ústav. https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/prechody-front-pres-prahu (cit. 15. 4. 2021).

FISCHER, E. M., SENEVIRATNE, S. I., LU, D. (2007): Contribution of land-atmosphere coupling to recent European heatwaves. Geophysical Research Letters, 34, 1–6.

GRIEGER, J., LECKEBUSCH, G. C., DONAT, M. G., SCHUSTER, M., ULBRICH, U. (2014): Southern Hemisphere winter cyclone activity under recent and future climate conditions in multi-model AOGCM simulations. International Journal of Climatology, 34, 3400–3416.

HÉNIN, R., RAMOS, A. M., SCHEMM, S., GOUVEIA, C. M., LIBERATO, M. L. R. (2018): Assigning precipitation to mid-latitudes fronts on sub-daily scales in the North Atlantic and European sector: Climatology and trends. International Journal of Climatology, 39, 317–330.

HEWSON, T. D. (1998): Objective fronts. Meteorological Applications, 5, 37–65.

HOSKINS, B. J., HODGES, K. I. (2005): A new perspective on the Southern Hemisphere storm tracks. Journal of Climate, 18, 4108–4129.

HUTH, R. (1987): Diagnostický model numerických parametrů pro určování atmosférických front. Diplomová práce. Matematicko-fyzikální fakulta Univerzity Karlovy, Praha.

HUTH, R., KYSELÝ, J., DUBROVSKÝ, M. (2001): Time structure of observed, GCM-simulated, downscaled, and stochastically generated daily temperature series. Journal of Climate, 14, 4047–4061.

KEYSER, D. (1986): Atmospheric fronts: An observational perspective. Mesoscale Meteorology and Forecasting, 216–258.

KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J. (2005): Jak vzniká počasí. Karolinum, Praha.

LUTGENS, F. K., TARBUCK, E. J. (1979): The atmosphere: an introduction to meteorology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, New Jersey.

MARKOWSKI, P., RICHARDSON, Y. (2010): Mesoscale meteorology in midlatitudes. Wiley-Blackwell, Chichester, West Sussex.

MCCANN, D. W., WHISTLER, J. P. (2001): Problems and solutions for drawing fronts objectively. Meteorological Applications, 8, 195–203.

MORAN, J. M., MORGAN, M. D. (1989): Meteorology: the atmosphere and the science of weather. Macmillan Publishing Company, New York.

PISKALA, V., HUTH, R. (2020): Asymmetry of day-to-day temperature changes and its causes. Theoretical and Applied Climatology, 140, 683–690.

POOK, M. J., MCINTOSH, P. C., MEYERS, G. A. (2006): The synoptic decomposition of cool-season rainfall in the Southeastern Australian cropping region. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 1156–1170.

RENARD, R. J., CLARKE, L. C. (1965): Experiments in Numerical Objective Frontal Analysis. Monthly Weather Review, 93, 547–556.

SCHEMM, S., RUDEVA, I., SIMMONDS, I. (2015): Extratropical fronts in the lower troposphere – global perspectives obtained from two automated methods. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 141, 1686–1698.

SCHEMM, S., SPRENGER, M., MARTIUS, O., WERNLI, H., ZIMMER, M. (2017): Increase in the number of extremely strong fronts over Europe? A study based on ERA-Interim reanalysis (1979-2014). Geophysical Research Letters, 44, 553–561.

SCHULTZ, D. M. (2005): A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. Monthly Weather Review, 133, 2449–2472.

SIMMONDS, I., KEAY, K., BYE, J. A. T. (2012): Identification and climatology of Southern Hemisphere mobile fronts in a modern reanalysis. Journal of Climate, 25, 1945–1962.

SOBÍŠEK, B. a kol. (1993): Meterologický slovník výkladový a terminologický. Academia, Praha.

SPENSBERGER, C., SPRENGER, M. (2018): Beyond cold and warm: an objective classification for maritime midlatitude fronts. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 144, 261–277.

STRYHAL, J., HUTH, R., SLÁDEK, I. (2015): Climatology of low-level temperature inversions at the Prague-Libuš aerological station. Theoretical and Applied Climatology, 127, 409–420.

ŠINGER, M. (2016): Anafront a katafront. Slovenský hydrometeorologický ústav. http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=763 (cit. 12. 4. 2021).

VYSOUDIL, M. (2004): Meteorologie a klimatologie. Univerzita Palackého, Olomouc.

ZVEREV, A. S. (1986): Synoptická meteorológia. Nakladatelství technické literatury, Praha.