

Výšky, do kterých sahají frontální plochy, jsou stejně rozmanité jako vertikální mohutnosti hmot studeného vzduchu. V každém případě lze někdy aerologicky zjistit frontální plochy do výšky 6—8 km (obr. 124, 169), až k stratosféře; nepřímé aerologické příznaky (oblaky) dávají nemenší výšky. Provádíme-li však aerologický průřez studenou hmotou, která pronikla daleko k jihu a roztela se podél zemského povrchu, najdeme ovšem menší vertikální mohutnost hmoty a menší výšku fronty (obr. 194). Arktické fronty v mírných šířkách sahají vždy do menší výšky než polární fronty.

§ 59. Teplá fronta.

1. Teplé fronty jsou zpravidla plochy výstupného klouzání, anafronty. To znamená, že teplý vzduch je nad plochou fronty v stavu aktivního výstupného klouzání. Rychlost jeho pohybu kolmo na čáru fronty je větší než rychlost odstupujícího studeného klínu. Proto vystupuje stále nový a nový teplý vzduch vzhůru podél frontální plochy; při tom se ochlazuje a vodní pára se sráží.

V oblasti cyklony je teplá fronta vždy anafrontou až do největší výšky, které dosahuje. Ale v anticyklonálních oblastech se mohou někdy vyskytovat teplé fronty se sestupným klouzáním teplého vzduchu nad frontální plochou. Studený klín bude při tom „odcházet“ spod teplého vzduchu rychleji, než se pohybuje sám teplý vzduch podle kolmice na čáru fronty. Proto klesá teplý vzduch pasivně dolů. V případech, kdy teplá fronta tohoto typu — typu katafronty — dosahuje povrchu země, aniž se úplně rozplyne, jeví se fronta na synoptické mapě jako rozplynuté pásmo s jednostrannou divergencí proudnic.

Vzácnost podobných případů se vysvětluje tím, že každá fronta, jak víme, souvisí s brázdou v horizontálním barickém poli. Při divergenci podél fronty by musil při brázdě být pohyb vzduchu od nízkého tlaku k vysokému, což je možné jen při velkém nasazení kinetické energie sestupného proudu. Mimoto podmiňuje tření v brázdě konvergenci, překrývající divergenci a tím zrušující sestupné klouzání.

V těch mimořádných případech, kdy horizontální divergence proudů u fronty převládá (jen v anticyklonách), musí tato divergence ovšem rozpuštět frontu v spodních vrstvách. Proto nepozorujeme na synoptických mapách téměř nikdy teplé fronty se sestupným klouzáním teplého vzduchu.

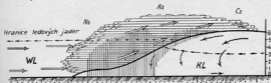
V dalším výkladu budeme jednat jen o obvyklém případě teplé fronty jako plochy výstupného klouzání.

Vertikální složka rychlosti je při výstupném klouzání všeobecně malá. Dejme tomu, že se teplý vzduch pohybuje kolmo na čáru fronty o 10 m/sec rychleji než studený vzduch. Při naklonění frontální plochy 1/100 je výstupná složka rychlosti v teplém vzduchu toliko 10 m/sec: 100 = 10 cm/sec. Výstupné klouzání zasahuje převážně vrstvy teplého vzduchu nejbližší k frontální ploše. Připomeňme si, že fronta není v podstatě plochou, nýbrž přechodným pásmem, v němž máme nahromadění termodynamických solenoidů. Cirkulace vzduchu kolem fronty musí obcházet tyto solenoidy. Z toho plyne, že v studeném vzduchu musíme mít pod frontální plochou sestupné klouzání, ačkoli značně slabší než výstupné klouzání v teplém vzduchu, protože povrch země je zdržuje. Čím je ostřejší fronta podle teplotního skoku, tím je intenzivnější výstupný pohyb teplého vzduchu.

Při stoupání podél frontální plochy se odchyluje teplý vzduch stále více vpravo (aspoň v cyklonálních oblastech). Vertikální složky klouzání tím stále ubývá, až se konečně teplý vzduch začne pohybovat rovnoběžně s čarou fronty (přesněji s isohypsami plochy rozhraní). Je patrné, že to souvisí s ochlazením stoupajícího vzduchu, které překáží jeho výstupu.

Výstupné klouzání vzduchu je spojeno, jak víme z druhé kapitoly, s poklesem tlaku. Mimoto máme při přiblížení se teplé fronty také termický (advekční) pokles tlaku v bodě, ke kterému se fronta přibližuje; tento pokles je podmíněn postupnou záměnou studeného vzduchu teplým ve vertikálním sloupu nad daným bodem. Proto má teplá fronta na synoptické mapě zpravidla dobře vyjádřenou předfrontální oblast klesajícího tlaku roztaženou podél fronty. Přiblížení se fronty projevuje se nepřetržitým poklesem na barogramu; po přechodu fronty pokles tlaku přestává nebo se aspoň zpomaluje.

Není třeba zastavovat se dlouho u změn ostatních meteorologických prvků při přechodu teplé fronty; tyto změny vyplývají dostatečně jasně z předchozího výkladu. Při přiblížení se fronty se vítr zesiluje. Při přechodu teplé fronty, jakož i při libovolné frontě, se stáčí vítr vpravo. Pre-



Obr. 126. Schematický průřez teplé fronty podle Bergerona, 1934.

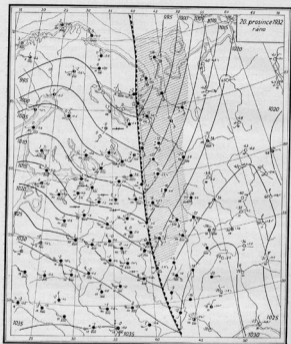
cházíme-li při tom z polárního vzduchu do tropického, rychlost větru většinou vzrůstá, někdy velmi silně, ale nárazovitost větru slábne. Teplota a napětí par se zpravidla zvyšují. Dohlednost nejčastěji klesá, zvláště při tropickém vzduchu za frontou. Nutno se však podrobně zastavit u oblačnosti a srážek, souvisejících s frontou.

2. Při typické teplé frontě s výstupným klouzáním teplého vzduchu máme vznik charakteristického oblačného systému nad frontální plochou (obr. 126). Šířka této oblačné soustavy, promítané na mapě před čarou fronty, činí několik set kilometrů; její délka podél fronty může mít řádovou velikost několika tisíc kilometrů. Na synoptické mapě se shoduje oblačný systém fronty více méně dobře s předfrontální oblastí poklesu tlaku.

Základna oblačné soustavy se shoduje s frontální plochou. Nejbližší k povrchu země začínají oblačky poblíže čáry fronty. Zde se shoduje základna oblačků s kondenzační hladinou vystupujícího vzduchu, t. j. leží ve výšce jen několika set metrů. Ale čím dále od čáry fronty, tím je základna oblačků vyšší; první oblačky pozorované při přiblížení se fronty jsou řasy.

Horní hranice oblačného systému leží v každém případě nad hladinou ledových jader. Jinými slovy: horní část celého oblačného systému obsahuje velmi drobné ledné krystaly a v nižších vrstvách se skládá oblačná soustava ze směsi větších krystalů, hvězdic a kapiček. Proto máme koloidální vrátnost systému a vylučování srážek. První oblačky, pozorované

vané při přiblížení se fronty ve vzdálenosti až 1000 km i více před ní, jsou *Ci*. Víme, že frontální plochy nedosahují vždy hladiny *Ci*; proto je pravděpodobné, že *Ci* nevznikají nad samou frontální plochou, nýbrž v určité výšce nad ní. Podle mínění Stüveho (1926) mohou fasové oblaky



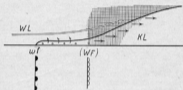
Obr. 127. Teplá fronta na synoptické mapě.

vznikat na vnitřních plochách inverze v teplém vzduchu, zvedaných při výstupném klouzání. Palmén (1929) podal jiné vysvětlení. Předpokládá, že se při ochlazení vystupujících vrstev teplého vzduchu odsunují thermodynamické solenoidy dovnitř teplého vzduchu. V horní troposféře výstupné klouzání vrstev teplého vzduchu nejbližších k frontální ploše přestává; avšak teplý vzduch, ležící dále od frontální plochy (a výše nad

ni) naopak dostává výstupné klouzání. V něm se právě tvoří fasové oblaky (viz obr. 124).

Při přiblížení se fronty, nahrazují se fasové oblaky fasoslohou (Cs); tyto oblaky leží patrně nad samou frontální plochou. Pak se při snižení frontální plochy Cs zhušťují ve vysokou slohu (As) a pak dešťovou slohu (Ns).

Zásadního rozdílu mezi Cs , As a Ns není; je to všechno, jak již víme, jediná souvislá stejnoměrná koloidálně vrátká pokrývka, vylučující srážky. Jen vertikální mohutnost oblačné pokrývky vzrůstá se snížením frontální plochy. Průhy padajících srážek bývají pozorovány jak pod Cs , tak také pod As ; povrchu země dosahuje však zpravidla jen dešť padající z Ns . Předpokládáme-li, že naklonění fronty činí $1/100$ a že první dešť, nevypařující se cestou k povrchu země, padá z $As-Ns$ se základnou ve výšce 3000 m, dostaneme šířku oblasti předfrontálních srážek 300 km; hodnoty této řádové velikosti máme také ve skutečnosti. Sníh může však dopadat na zem, aniž se vypaří, také z vyšších As , dokonce z As



Obr. 128. Teplá fronta s blánou studeného vzduchu (podle Bergerona, 1934).

translucidus. Proto při sněhu může být šířka srážkového pásma značně větší, do 400 km i více.

S přiblížením fronty se srážky stále zesilují; přestávají buď podél samé čáry fronty nebo v některé vzdálenosti od ní na tu nebo onu stranu. Obvykle nepřevyšuje tato vzdálenost 50 km. U samé čáry fronty, kde oblačný systém nemusí dosahovat hladiny ledových krystalů, může dešť z větších kapek přejít do mrholení. Jestliže záfrontální teplá hmota je pravý tropický vzduch, vystřídá se často předfrontální pokrývka $As-Ns$ záfrontální soustavou Sf s mrholením. Může však také nastat vyjasňování.

Výše uvedené typické rozdělení proudění, oblačnosti a srážek podél fronty je znázorněno na obr. 126, vzatém z 2. dílu »Trojrozměrného rozboru Bergeronova. Na tomto obrázku jsou mezi jiným vzdušné proudy znázorněny vzhledem k soustavě souřadnic spojené s frontální plochou. Abychom dostali rozdělení proudů vzhledem k povrchu země, natno připojit k znázorněným proudnicím všeobecný přenosný pohyb celého systému.

Jestliže se za odstupujícími studeným vzduchem vleče blána studeného vzduchu, zůstávajícího pozadu vlivem tření, začíná pak výstupné klouzání a vylučování srážek nikoliv u čáry fronty na zemi, nýbrž před ní tam, kde frontální plocha nabývá normálního naklonění. Tuto čáru ve volném ovzduší, shodující se přibližně se zadními hranicemi předfrontálního pásma srážek, budeme nazývat výškovou frontou a čáru při zemi spodní frontou (obr. 128). Blána studeného vzduchu se ovšem stále roz-

plývá vlivem turbulence, takže její délka všeobecně nepřekračuje určitou mez.

S teplou frontou souvisí jeden z nejdůležitějších případů frontální mlhy. Je to mlha, nezřídka vznikající přímo před teplou frontou, uvnitř studeného klínu. Pásmo mlhy může mít šířku 150—200 a více km, leží však uvnitř pásma předfrontálních srážek. Základní příčiny vzniku mlhy tohoto typu jsou nasycení studeného vzduchu padajícími frontálními srážkami a adiabatické ochlazení vzduchu vlivem předfrontálního poklesu tlaku. V nejzřetelnějším tvaru bývá tato mlha pozorována před teplou frontou vyvinující se cyklonální poruchy; čím je intenzivnější cyklogenese, t. j. čím rychleji klesá tlak v cykloně vůbec a před teplou frontou zvláště, tím je lépe vyjádřena mlha.

Předfrontální mlha dosahuje často velké hustoty a vzrůstá co se týká plochy, kterou zaujímá, a co se týká hutnosti až do okraje cyklony (viz kapitola šestou); teprve potom začíná posvolna slábnout. Silné větry nejsou příznivé pro vznik mlhy tohoto typu. Obvyčejně trvá mlha v místě, ke kterému se blíží fronta, po několik hodin a mizí s přechodem fronty.

Orografické překážky mohou zesílit kondensaci v studeném vzduchu před teplou frontou; o tom bude řeč v § 63.

Není-li dotčená teplá fronta úsekem hlavní fronty, nýbrž jen okraj rázu teplé fronty, vykazují oblačnost a srážky určité odchylky od výše popsaného typického rozdělení. Ale popis front okluse bude podán v paragrafu 61.

Odchylky od popsaného typického rozdělení oblačnosti a srážek jsou však možné také při jednoduché teplé frontě. Nejpodstatnější odchylka je tato: Ve střední Evropě a na evropském území SSSR, bývají v létě před teplou frontou někdy pozorovány bouřky a srážky nabývají časem rázu přeháněk. Teplý vzduch nad frontální plochou bývá v takových případech pevninsky tropický a jeho zvrstvení vlhkovrátké. Lze si představit, že v teplém vzduchu klouzajícího vzhůru podél teplé fronty začíná vnitřní konvekce, pronikající vysoko dovnitř teplé hmoty. S výstupem vlhkovrátkého vzduchu jeho vrátkost dokonce vzrůstá, což zesiluje konvekci ještě více.

Také v Spojených státech severoamerických je teplá fronta při potenciálně vrátkém (ve smyslu Rossbyho, viz § 36) tropickém vzduchu z Mexického zálivu normálně provázena bouřkami a srážkami přehánkového rázu (Namiás, 1935).

Dále nutno poznamenat, že teplá fronta bývá někdy téměř nebo zcela beze srážek. Stává se tak, když teplý vzduch je velmi suchý a stabilní; na př. ve Spojených státech severoamerických pacifický tropický vzduch, jenž překročil Skalisté hory jako fóha. Pak, jak uvidíme v dalším oddílu tohoto paragrafu, není možné značné výstupné klouzání teplého vzduchu a stavu nasycení nebývá dosaženo. Zřídka se stává (na evropském území SSSR, v teplou dobu roční), že — mimo centrální část cyklony — teplá fronta je katafrontou nejen bez výstupného, nýbrž se sestupným klouzáním teplého vzduchu; studený vzduch před frontou odstupuje při tom rychleji, než se pohybuje teplý vzduch kolmo na frontu. Ovšem srážek podél fronty v tomto případě není; ale také čára fronty je vlivem divergence rozplynulá, takže dostaneme na mapě ani ne tak frontu, jako postupný přechod od teplého vzduchu k studenému.

Namiás ukazuje konečně, že oblačný systém nad plochou teplé fronty ve Spojených státech severoamerických zřídka představuje souvislou oblačnou hmotu, dokonce i tehdy, když nemá bouřkového rázu. Častěji jsou dvě nebo více oblačných vrstev, oddělených poměrně bez-

oblačnými prostoty. Tato okolnost poukazuje na rozdíly v rozdělení teploty a vlhkosti v různých vrstvách tepého vzduchu nad frontální plochou. V Evropě bývá takový zjev pozorován častěji při frontách okluse.

Z uvedených příkladů vyplývá jasně význam zvrstvení vzduchu při klouzání nad plochou teplé fronty. Podrobněji se zastavím u toho v dalším oddílu tohoto paragrafu.

Š. Raethjen (1934) rozvinul myšlenku Bergeronovu a Refsdalovu o úloze uspořádaného uvolnění energie vlhkostní vrátkosti ve vzniku a udržování výstupného klouzání a vysvětlil novým způsobem děj tvoření se oblaků nad plochou teplé fronty.

Dejme tomu, že se studený a teplý vzduch podél plochy rozhraní promíchávají a tvoří přechodnou vrstvu určité tloušťky. Tuto přechodnou vrstvu si představujeme chráněnou dvěma plochami rozhraní: od spodní studené a horní teplé hmoty; ovšem tato přechodná vrstva není ostře oddělena od základních hmot. Teplota a tedy hustota vzduchu přechodné vrstvy budou jiné než v každé ze základních hmot. Vzdach přechodné vrstvy se snaží být v rovnováze s oběma základními hmotami. Při poruše rovnováhy fronty nabývá proto přechodný vzduch stavu výstupného nebo sestupného klouzání, trvajícího tak dlouho, dokud se plochy rozhraní mezi ním a základními hmotami nedostanou znovu do rovnováhy. Jestliže rovnováha přechodné vrstvy byla před poruchou stabilní, vracejí klouzání přechodný vzduch brzy do původního stavu klidu. Jestliže však rovnováha byla vrátká, odehrává se klouzání se zrychlením a přechodný vzduch se značně přemísťuje, dokud jejich vlivem plochy rozhraní přechodné vrstvy se základními hmotami nenabudou stacionárního stavu. Frontální oblaky výstupného klouzání vznikají tedy především uvnitř přechodné vrstvy.

Raethjen ukázal theoreticky, že podmínky rovnováhy přechodné vrstvy mezi dvěma vzduchovými hmotami jsou analogické podmínkám rovnováhy izolované vzduchové hmoty zařazené do atmosféry (viz § 30—34). Z toho odvodil Raethjen, že rovnováha přechodné vrstvy, obsahující oblaky, bude stabilní, je-li její zvrstvení vlhkostabilní. Naproti tomu bude rovnováha této vrstvy vrátká, je-li zvrstvení vlhkovrátké.

Křivku zvrstvení přechodné vrstvy bychom mohli sestrojiti na emagramu jako průměr z křivek zvrstvení základních vzduchových hmot. Avšak při tom by bylo třeba konstruovat křivky zvrstvení nikoli podle údajů vertikálních sondáží, nýbrž podle údajů sondáží, jdoucích nakloněně, rovnoběžně s plochou rozhraní.

Je-li tedy zvrstvení přechodné vrstvy (určené podle měření podél plochy rozhraní) vlhkovrátké, jsou příznivé podmínky pro výstupné klouzání této vrstvy při kondensaci (teplá fronta nebo studená fronta 1. druhu). Frontální oblaky vznikají uvnitř přechodné vrstvy, podobně jako Čb vznikají uvnitř výstupných proudů místní konvekce. Rozdíl jest jen v tom, že v našem případě oblaky leží na nakloněné ploše rozhraní a přetvoření potenciální energie v kinetickou je značně zdlouhavější.

Oblaky zůstávají uvnitř přechodné vrstvy jen v tom případě, nedovoluje-li jim zvrstvení výše ležícího teplého vzduchu proniknout do něho. Jestliže teplý vzduch je více méně vlhkovrátký, považuje Raethjen za možné a pravděpodobné, že se při mladé (nedávno se utvořivší) frontě mohou se všeobecně ne příliš mohutné hmoty oblaků, která je uvnitř přechodné vrstvy, prodrat jednotlivé Čb s prudkými konvekčními pohyby do teplého vzduchu ležícího výše. Tím lze určitě vysvětlit bouřky vyskytující se v létě před teplou frontou, když teplý vzduch nad plochou

fronty je na př. pevninský tropický. Fronta takového druhu je znázorněna na obr. 129.

Během času se dostává stále více přechodného vzduchu zespod nahoru, takže se plochy rozhraní, ohraničující přechodnou vrstvu, rozbíhají s výškou stále více. Konečně, kdy tyto plochy rozhraní nabývají polohy, odpovídající stabilní rovnováze, výstupné klouzání přestává. Se »stárnutím«
teplé fronty se stává plocha rozhraní teplé fronty mezi studeným a přechodným vzduchem povlovnější, zvláště ve vyšších vrstvách (obr. 130); plocha rozhraní mezi přechodným a teplým vzduchem se zvedá



Obr. 129. »Mladá«
teplá fronta podle Raethjena (1934).

vzhůru stále příkřeji, až do hladiny, kde nad frontou vyrůstá mohutná vysoko nahoru prostírající se hmota $As-Ns$, zásadně shodná s jedním souvislým obrovským Cb . Horní hranice přechodné vrstvy se zde více méně smazávají; lze dokonce považovat za přechodný všechn vzduch uvnitř hmoty $As-Ns$. Na rozdíl od spodní nakloněné plochy je horní plocha tohoto oblačného systému více méně horizontální. »Stará«
teplá fronta Raethjenova se takto úplně shoduje podle rázu oblačnosti



Obr. 130. »Stará«
teplá fronta podle Raethjena.

s typickým schématem teplé fronty Bergeronovy, uvedeným výše.

Z toho, co bylo uvedeno, je patrné, že pro vývoj výstupného klouzání je důležitá nejen existence fronty s dostatečným tepelným rozdílem a porušení její rovnováhy, nýbrž také vlhkovrátké zvrstvení ve vystupujícím vzduchu a v teplých vrstvách ležících nad ním. Provádět sondáže podél plochy rozhraní prakticky nelze; ale již vlhkoadiabatický nebo vlhkovrátký gradient teploty ve směru vertikálním svědčí o podmínkách příznivých pro výstupné klouzání. Naproti tomu se může, jak již r. 1930 poznamenal Bergeron, při velmi stabilním zvrstvení vzduchových hmot stát, že se nedostaví výstupné klouzání podél teplé fronty vůbec, poněvadž se vzduch vystupující podél fronty, zvláště vzdálený od nasycení, stává brzy chladnější než okolní vzduch a dostává náběh klesat dolů. Podle Raethjena je výstupné klouzání suchého vzduchu sotva možné více než 200 m ve směru vertikálním.

4. Přemístění fronty jest, jak již víme, určeno přemístěním studeného klínu. Nehledě na spodní vrstvu zůstávající stále pozadu, lze předpokládat, že se fronta přemísťuje s rychlostí složky proudění v studeném

vzduchu, kolmé na čáru fronty. Nebo, což je téměř totéž, lze počítat, že se fronta přemísťuje s rychlostí složky gradientového větru v studeném vzduchu, kolmé na čáru fronty.

Bylo by však naivní pokládat frontu za něco podobného tuhému povrchu. Za frontou se vleče často výše popsaná blána studeného vzduchu, která se postupně rozptýluje turbulencí; určité množství studeného vzduchu je tedy stále pohlcováno teplou hmotou. Mimoto při výstupném klouzání teplého vzduchu tento vzduch jako by slyžoval horní vrstvu studeného vzduchu, přiléhající těsně k ploše rozhraní. Tento studený vzduch proniká rovněž dovnitř teplé hmoty a „rozpuští se“ v ní. Vlivem tohoto „zašírání se“ teplého vzduchu do studeného klínu, proniká fronta kupředu s větší poněkud rychlostí, než je složka rychlosti větru kolmá na frontu v studeném vzduchu.

Na synoptických mapách se označuje teplá fronta souvislou červenou čarou. Máme-li případ s tvořením se blány, označuje se spodní fronta souvislou tenkou červenou čarou, výšková fronta — čerchanou červenou čarou. Oblast předfrontálních srážek se vybarvuje zeleně. V jednobarevném tisku se označuje teplá fronta čarou se zaobrněnými polokroužky, směřujícími k studenému vzduchu; výšková teplá fronta se znázorňuje stejně, ale s nezaobrněnými polokroužky; spodní teplá fronta pak čarou s proloženými zaobrněnými polokroužky.

5. Ke konci uvedu příznaky teplé fronty na synoptické mapě ve střední Evropě podle přehledu Schinzeho (1932).

Tendence: pokles, většinou trvalý, před frontou; rovný chod nebo pomalejší pokles za frontou. Charakteristiky (a): 7, 8 před frontou, 6 při přechodu fronty. Tvar isalobar před frontou je většinou protáhlá oblast klesání; za frontou je zřetelné zmenšení isalobarického gradientu.

Vítr se s přiblížením fronty zesiluje, stává se poněkud nárazovitý a rovnoběžný s frontou. Zakrátko před přechodem fronty bývá pozorována největší síla větru. Zvláště nutno dbát na to, že se při objevení pokrývky *As* nad souši v studenou (a nad mořem v teplou) dobu roční a při zničení přízemní blány studeného vzduchu stává vítr turbulentní. Při přechodu fronty se stáčí vítr vpravo a celkem poněkud slabne.

Teplota zprvu pomalu stoupá. S objevením se pokrývky *As* 300—600 km před frontou nastává v studenou dobu roční zvýšení teploty v tvaru skoku v souvislosti se zrušením blány studeného vzduchu. Při tom dochází často k tvoření domnělé fronty (nemající dynamického významu) před frontou skutečnou. V oblasti předfrontálních srážek teplota ve většině případů poněkud klesá vlivem ochlazení deštěm a ekvivalentně potenciální teplota vzrůstá skokem vlivem přírůstku vlhkosti; v poli ekvivalentně potenciálních teplot zde vzniká fiktivní fronta. Po přechodu teplé fronty se dostavuje všeobecné zvýšení teploty, nikoli však tak ostré, jako pokles teploty za studenou frontou. Ekvivalentně potenciální teplota, která značně stoupá již v oblasti předfrontálních srážek, vykazuje za frontou ještě slabé zvýšení.

Specifická vlhkost před frontou pomalu vzrůstá; v oblasti předfrontálních srážek může být vzrůst v tvaru skoku; za frontou je vlhkost větší než před frontou.

Poměrné vlhkosti zprvu ubývá zrušením blány studeného vzduchu; v předfrontální oblasti srážek vzrůstá a při přechodu fronty se nemění, někdy dokonce jí poněkud ubývá.

Dohlednost před frontou se často značně zlepšuje vlivem rozptýlení blány studeného vzduchu. V oblasti předfrontálních srážek se však dohlednost všeobecně zhoršuje. Při přechodu fronty se vyskytuje nezfídka

mlha. Za frontou je dohlednost zhoršena suchým zakalením (v tropickém anebo pevninském polárním vzduchu).

Typická posloupnost oblaků při přiblížení se teplé fronty je přechod od *Ci* a *Cs* přes *As* k *Ns*: $C_M = 4, 6, 7, C_M = 1, 2, C_L = 6$. Při samém přechodu fronty se vyskytuje často *St* ($C_L = 5$), *Fs* a mlha. Za frontou jsou vrstevné oblaky teplé hmoty. Při zrychlující se teplé frontě se tvoří nezfidka *mammatus*, někdy se vyskytuje föhnové tání oblaků (objevení se pasivního sestupného klouzání v teplém vzduchu).

Srážky tvoří před frontou souvislou širokou oblast o šířce 200—300 km, při čemž bývají pozorovány veškeré tvary srážek výstupného klouzání. Zvláště typické předfrontální hydrometeory podle klíče *w* jsou: 76, 74, 72, 70, 69, 68, 66, 64, 62, 60. Za frontou bývá někdy mlha, často mlžný, mrholení, drobný rozprášený dešť. V zimě bývá často ledovka. Typické hydrometeory podle klíče *w* jsou: 77, 67, 61, 59, 58, 57, 56, 55, 54, 53, 52, 51, 50, 48, 46, 44, 41, 40, 24, 23, 22, 21, 08, 05.

§ 60. Studená fronta.

1. Při studené frontě máme záměnu teplého vzduchu studeným, t. j. postup studeného klínu kupředu.

Společné vlastnosti pro všechny studené fronty jsou proto tyto: Tlak před frontou slabě klesá, někdy také stoupající začíná při přechodu fronty vzrůstat. Na křivce barografu vzniká charakteristické přelomení. Na synoptické mapě za studenou frontou bývá pozorována oblast stoupání tlaku. Vitr se stáčí vpravo, někdy velmi ostře, pokud jsou studené fronty spojeny s velmi zřetelně vyjádřenými brázdami; před frontou samou bývají často pozorovány hůlavy. Teplota a napětí par při přechodu fronty spravidla klesají; dohlednost se zlepšuje, zvláště byl-li vzduch před frontou tropický. Co se týká oblačnosti a srážek, je jejich rozdělení v různých případech rozličné, v závislosti na typu fronty. Lze rozlišovat dva základní typy studených front. V prvním případě je plocha fronty do velké výšky plochou výstupného klouzání. Teplý vzduch vystupuje pasivně podél pronikajícího pod něj studeného klínu do značné výšky nad povrchem země. V druhém případě jest jen nejnižší část frontální plochy anafrontou, t. j. vykazuje výstupné klouzání teplého vzduchu. Počínaje výškou 1—2 km je studená fronta již katafrontou; teplý vzduch nad frontální plochou je zde v stavu sestupného klouzání.

V prvním případě mluvíme o studené frontě prvního druhu (obr. 134), v druhém o studené frontě druhého druhu (obr. 135). Projednáme oba tyto typy studené fronty.

Studené fronty prvního druhu bývají převážně pozorovány mimo cyklonální oblasti; k tomuto typu patří pomalu se pohybující, zpomalující se nebo kvasistacionární studené fronty. Bez tření by musla studená fronta prvního druhu — s výstupným klouzáním nad celou frontální plochou — mít stejnou oblačnou soustavu jako obyčejná teplá fronta. Jen veškeré zjevy při přechodu fronty by se odehrávaly v obráceném pořadí. Oblačný systém, ležící nad plochou fronty, by byl záfrontální. Dešť by začínal spolu s přechodem fronty, pak *Ns* by postupně přecházely do *As* a ty do *Cs*.

Vlivem tření se však mění profil studené fronty tak, jak jsem již uvedl v § 58. V spodních vrstvách se stává plocha studené fronty velmi příkrou. Proto máme před samou čarou fronty místo klidného a povelového výstupného klouzání příkřejší výstup teplého vzduchu. Tím nahývá