
Průvodce bouřkovou oblačností pro pozemní pozorovatele

Vydání 2.0

Tomáš Psika

04.01.2014

Obsah

1	Předmluva	3
2	Kumulonimbus	5
2.1	Vznik	6
2.2	Povětrnostní podmínky	6
2.2.1	Instabilita zvrstvení	7
2.2.2	Kondenzace vodní páry	10
2.2.3	Ledový obsah	10
2.2.4	Atmosférický tlak	10
2.3	Stadium zralosti	11
2.4	Zánik	12
3	Prvky bouřkové oblačnosti	15
3.1	Výška oblaku	15
3.2	Horní část oblaku	15
3.2.1	Propagace kovádky	16
3.2.2	Přestřelující vrchol	16
3.3	Boční pásy konvektivní oblačnosti (flanking line)	18
3.4	Blízké fenomény	18
3.4.1	Fronta nárazovitého větru (gust front)	20
3.4.2	Průtrže vzduchu (downburst, microburst)	22
3.4.3	Derecho	24
3.4.4	Nesupercelární tornáda	25
3.5	Specifika supercelárních bouří	26
3.5.1	Zadní výtoková oblast (rear-flank downdraft)	26
3.5.2	Oblast vtoku do bouře	26
3.5.3	Tornádo	28

4	Bouřkové faktory	29
4.1	Instabilita a vlhkost	29
4.2	Vertikální stříh větru	32
4.3	Blokující inverze (mid-level capping inversion)	33
4.4	Buněčná architektura	34
4.4.1	Jednobuněčné bouřky (single cell storms)	34
4.4.2	Mnohobuněčné shlukové bouřky (multicell cluster storms)	35
4.4.3	Mnohobuněčné liniové bouřky (multicell line storms, squall lines)	36
4.4.4	Supercely (supercells)	36
5	Oblačnost	41
5.1	Tvary bouřkového oblaku	41
5.2	Zvláštnosti bouřkového oblaku	42
5.2.1	Praecipitatio	42
5.2.2	Virga	42
5.2.3	Pannus	44
5.2.4	Incus	45
5.2.5	Mamma	45
5.2.6	Pileus	46
5.2.7	Velum	48
5.2.8	Arcus	48
	Shelf cloud (návějový oblak)	50
	Roll cloud (rotorový oblak)	52
	Tuba (nálevkový oblak)	55
5.3	Ostatní oblačnost	56
5.3.1	Wall cloud (stěnový oblak)	57
5.3.2	Tail cloud (přívěškový oblak)	61
5.3.3	Beaver tail (bobří ocas)	62
5.3.4	Collar cloud (límečkový oblak)	65
5.3.5	Stratocumulus (slohová kupa)	65
5.3.6	Castellanus	67
6	Závěr	69
7	Seznam změn	71
8	Licenční ujednání	73
9	Slovník	77
	Literatura	81
	Index	83

(Thunderstorm Clouds Spotters' Guide)

... aneb Co jste kdy chtěli vědět o bouřkách, ale báli jste se zeptat

Autor: Tomáš Psika

WWW: www.psika.cz

Datum zveřejnění:

5. února 2002, aktualizované druhé vydání 4. ledna 2014

Dostupné formáty: HTML, PDF, EPUB

Licence: Creative Commons Uveďte autora-Neužívejte komerčně 3.0 Česko

Předmluva

Tato práce vznikla již počátkem roku 2002 po mé dlouhodobé frustraci a četnými pokusy získat odborné informace o bouřkových systémech a konvekční oblačnosti v české odborné či naučné literatuře. Jako člověka všímajícího se více přírodních jevů mě bouřky vždy fascinovaly, nicméně mnoho doprovodných jevů jsem si nedokázal vysvětlit. Tehdy dostupná česky psaná meteorologická literatura se bohužel specifickými fenomény vázaných na konvekční bouře téměř nezabývala.

S velmi pomalu se zvyšující dostupností internetového připojení na konci devadesátých let se přirozeně naskytlá příležitost seznámit se s poznatky ze zahraničí. Studium zdrojů z různých zahraničních univerzit a po seznámení se s pracemi některých význačných amerických meteorologů (Davies, Doswell, Johns) jsem postupně získal poměrně dobrý přehled o aktuálním stavu poznání v této oblasti.

Ačkoliv jsem z mnoha důvodů neměl zájem zabývat se meteorologií na vědecké úrovni, přesto jsem si dovilil zveřejnit některé z takto nabytých vědomostí. Vzhledem k velmi úzkému zaměření této práce jsem si byl sice vědom skutečnosti, že svým počtem bude okruh potenciálních čtenářů jen velmi malý, ale jako větší zlo se mi v té době zdálo poznatky vůbec nematerializovat a jen je prostě zapomenout. Až v několika následujících letech po jejím zveřejnění se ukázalo, že jsem zřejmě udělal dobře, protože se množství zájemců o tuto problematiku prudce navýšilo.

Narozdíl od některé odborné zahraniční literatury zde prezentuji informace v nepoměrně čtivější podobě, doplněné o zkušenosti s vlastním pozorováním. Opovážím si tvrdit, že po přečtení tohoto dokumentu budete schopni velice dobře posoudit intenzitu jevů spojených s bouřkami.

K pochopení textu ale není nutné disponovat znalostmi z oboru meteorologie. Poznatky by přesto mohly být přínosem i pro některé profesionální meteorology, kteří se blíže nezajímají o vizuální projevy konvekční činnosti.

Po dvanácti letech již monografii považuji sice za překonanou, ale ve spojení s dodatečným studiem jiných dnešních pramenů ještě stále za poměrně užitečnou. Bohužel mi trvalo více než deset let než jsem se odhodlal k vydání jejího upraveného znění, přestože jsem její původní text již po několika měsících po uveřejnění považoval za nedostatečný. Přesto ale podle četných ohlasů

dokázala vyplnit určitou mezeru v české literatuře.

Zdaleka si nekladu za cíl poskytnout opravdu ucelený vhled do problematiky popisu vizuálních projevů bouřkové činnosti. Stále zůstávají nejvhodnějším zdrojem poznání odborné publikace ze zahraničí doplněné eseji významných pozorovatelů konvektivních bouří. Z českých pramenů odkazují zejména na publikaci *Fyzika oblaků a srážek* [FOS07] autorů z Ústavu fyziky atmosféry AV ČR a Českého hydrometeorologického ústavu vydanou v roce 2007 a na projekty občanského sdružení *Amatérská meteorologická společnost - o.s.*

V úvodní části dokumentu se budu snažit stručně popsat procesy odehrávající se v *bouřkovém oblaku* s důrazem na takový popis základních povětrnostních podmínek, aby byl snadno pochopitelný i pro jinak zcela nezasvěceného pozorovatele.

Následovat bude popis některých prostým okem pozorovatelných *prvků bouřkové oblačnosti*. A protože se opravdu nelze zcela vystříhat některým termodynamickým faktorům vzniku konvektivní činnosti, jsou tyto naznačeny ve *střední části monografie*. Na jejich základě je pak i nastíněna všeobecně zažitá typizace bouřek.

V druhé polovině práce se již věnuji výhradně jen *popisu tvarů a zvláštností bouřkové oblačnosti*, přičemž zde ale zmíním i takové druhy oblačnosti, které nejsou tolik známé a i v odborné literatuře se začínají vyskytovat až v několika posledních letech.

Pokud se v textu mluví o bouřkách, tak nebude-li uvedeno jinak nebo nevyplyne-li z kontextu něco jiného, jsou jimi myšleny zpravidla bouřky nefrontální, tj. bouřky uvnitř vzduchové hmoty.

Protože není účelem této práce podrobněji popisovat strukturu a fáze vývoje jednotlivých typů bouří a bouřkových komplexů, doporučuji pro pochopení některých termínů nedoprovázených podrobnějším popisem studium literatury, která se jimi zabývá. Zejména popis chování bouřkových systémů by si zde totiž jinak vyžadoval zcela nepřiměřené rozšíření výkladu o mezoměřítkové vlastnosti vzduchových hmot. Ty nebývají pro běžného pozorovatele na zemi tolik podstatné.

Problémem při tvorbě dokumentu, ale zcela pochopitelným, byla neexistence českých ekvivalentů pro určité pojmy používané především v anglicky psaných textech. Jmenujme zejména termíny *shelf cloud*, *wall cloud*, *flanking line*, *downburst*, *microburst*, *tail cloud* apod. Snažil jsem se před lety směle vytvořit české ekvivalenty těchto výrazů. Nikoliv nepodstatná část z nich se uchytila v textech na internetu i televizních pořadech, proto jsem se rozhodl je v aktualizované verzi textu ponechat.

Kumulonimbus

Kumulonimbus je dle mezinárodní klasifikace oblačnosti označení pro vertikálně mohutný *bouřkový oblak*. Bylo by lépe, a to nejen po jazykové stránce, používat pro tento oblak označení dešťová kupa, nikoliv bouřkový oblak. Nicméně v této práci tento pojem nebudu používat a přidržím se zavedeného expresivnějšího pojmu. Ve skutečnosti pouze některé bouřkové oblaky doprovází bouřková činnost a zároveň všechny bouřkové jevy nemusí být nutně spojeny pouze s tímto typem oblačnosti. Ve vzácných případech se slabé bouřky v našich zeměpisných šířkách mohou vyskytnout i v oblacích typu *Cumulus* či *Nimbostratus*.

Nás nejdříve bude zajímat především vizuální stránka této oblačnosti. Podívejme se tedy, jak tento oblak nejčastěji vypadá:



Obrázek 2.1: Kumulonimbus.

www.australiasevereweather.com, © Jimmy Deguara



Obrázek 2.2: Kumulonimbus.

www.australiasevereweather.com, © Jimmy Deguara

Tvarem se tato oblačnost může značně lišit, ale vždy se jedná o vertikálně mohutnou oblačnost. V letním období středních zeměpisných šířek dosahují horní části oblačnosti výšek 6 až 15 kilometrů. V zimním období pak nejčastěji 1,5 až 5 km. Při pohledu z velké dálky, přinejmenším několika kilometrů, se oblak podobá obrovským věžím, které jsou nezřídka v horní části protaženy do tvaru kovádliny. V blízkosti oblaku lze pozorovat velmi tmavou základnu s případnou doprovodnou oblačností špatného počasí.

2.1 Vznik

Kumulonimbus se vytváří postupnou přeměnou z běžného kupovitého oblaku druhu *Cumulus*. Tento běžný kupovitý oblak ale pokračuje ve svém vertikálním vývoji až jeho horní hranice dosáhne velmi značných výšek. V těchto oblastech se již vyskytuje velmi prochlazený vzduch. Jeho působením se v mrazivých horních částech oblaku začínají vlivem zamrznání jednotlivých vodních kapiček a desublimací vodních par (přeměna vodní páry přímo v ledové částice) rozostřovat jeho okraje. Toto je první pozorovatelnou známkou vývoje bouřkového oblaku. Horní části oblačnosti ztrácejí svůj do té doby typický kvěťákový vzhled a nabývají mlžného či vláknitého vzhledu. Toto rozostřování okrajů oblačnosti kumulonimbu ale není jen dočasným jevem a není si ho tak možné plést s podobně vypadajícím vypařováním většinou nepřechlazených částí běžného kupovitého oblaku. Při něm totiž dochází k rozpadu oblačnosti a odehrává se častěji na okrajích oblačnosti.

2.2 Povětrnostní podmínky

Bouřkový oblak v sobě soustřeďuje zdaleka největší elektrický potenciál ze všech typů oblačnosti. Akumulovaný elektrický potenciál v jednom nevelkém bouřkovém oblaku je obvykle natolik velký, že by dokázal zásobit elektrickým proudem i středně velké město po dobu jednoho roku.

Jak jsem však již zmínil, nemusí se v kumulonimbech často žádné *elektrometeory* (blesky a hromy) vyskytnout.

Oblačnost typu Cb bývá nicméně v letní období běžně doprovázena nejen *přeháňkami* a *bouřkami*, ale i silnými *lijáky*, případně *krupobitím* a *nárazovitým větrem*.

Zimní bouřkovou oblačnost doprovázejí *sněhové přeháňky* spojené nezdědká s vypadáváním sněhových či námrazových krup. V zimě nejsou bouřkové oblaky běžně doprovázeny bouřkou – nebo jen slabé intenzity. Celkem zajímavou skutečností je ale fakt, že zimní bouřka může být na rozdíl od těch letních vázána i na vertikálně nemohutný oblak. Nezdědká i na oblaky s výškou pouhých 1,5 - 2 km. Zimní bouřky jsou téměř vždy vázány na rychle postupující fronty (studené fronty II. druhu).

Bouřkové oblaky typu *Cumulonimbus* mají kromě schopnosti generovat silné elektrické výboje i velký potenciál přinášet na značně rozsáhlé území ničivé počasí spojené se silným nárazovým větrem, extrémně vydatnými srážkami nebo i tornády. Každý z těchto jevů souvisí s významnými vertikálními prouděními vzduchu odehrávajícími se uvnitř oblaku. Bouře po dosažení určitého stadia vývoje dokáží jejich prostřednictvím přenášet hybnost vyšších nadmořských výšek až k zemskému povrchu.

Před přečtením dalších několika odstavců musím zmínit, že když budu dále mluvit o atmosféře, tak budu mít téměř výhradně na mysli pouze její nejspodnější část, tzv. *troposféru*. Téměř veškeré procesy důležité pro vývoj počasí na Zemi se odehrávají právě v této vrstvě.

Podmínkou nezbytnou pro vznik bouřkového oblaku je výskyt dostatečně silných a přinejmenším několik minut setrvávajících výstupných proudů vzduchu. Ty bývají povětšinou termicky podmíněné ohříváním zemského povrchu slunečním zářením nebo přílivem vzduchových hmot jiných vlastností v různých výškových hladinách. V některých případech je ale mohou do velké míry zastoupit i výkluzné pohyby vzduchu, které vznikají v oblasti atmosférických front a horských překážek.

Kvalitativně významnějším faktorem vzniku bouřkové oblačnosti nicméně bývá existence termicky podmíněného výstupného proudění. K jeho vývoji dochází v důsledku přímého slunečního záření (tzv. *insolace*).

Výstupný proud (angl. *updraft*) je možné si představit jako vzduchový sloupec, ve kterém má vzduch tendenci nadále pokračovat ve výstupu do výšky. Podmínkou pro vznik takového stoupavého proudu vzduchu je existence tzv. *instability* v atmosféře.

2.2.1 Instabilita zvrstvení

Jistě každý si už musel někdy všimnout, že při výstupu do hor obvykle v letním období výrazně poklesne teplota vzduchu. Zatímco v nížinách panují v odpoledních hodinách teploty kolem 25 °C, ve stejném okamžiku na horách (např. na Sněžce) teplota nemusí ani zdaleka překonat hranici 15 °C.

Míru poklesu teploty s rostoucí výškou označujeme meteorologickým pojmem *vertikální teplotní gradient*. Na velikost tohoto poklesu teploty má nejpodstatnější vliv denní a roční chod naší mateř-

ské hvězdy (Slunce) po obloze. Rozhoduje především délka a intenzita slunečního záření v denních hodinách a míra radiálního vyzařování tepla zemským povrchem v noci.

Sluneční paprsky při malé oblačnosti a dopadající pod velkým úhlem velmi efektivně ohřívají zemský povrch. Od rozehrátého povrchu se poté ohřívají i bezprostředně přiléhající vrstvy vzduchu. Vzduch samotný se přímým slunečním zářením významně neprohřívá.

Při nočním ochlazování dochází k dlouhodobému vyzařování energie povrchem země. Ten se tímto ochlazuje a od něj poté i nejspodnější vrstvy atmosféry. K oteplování či ochlazování vzduchu ve vyšších výškových hladinách, kde přenos tepla od zemského povrchu nebo vliv jeho nočního ochlazování nehraje významnou roli, dochází především v důsledku lokálního vertikálního mísení vzduchu nebo globální cirkulací vzduchu.

Míra ochlazení vzduchu s rostoucí nadmořskou výškou rozhoduje o tom, jak příznivé budou podmínky pro vývoj bouřek. *Vertikálním teplotním gradientem* se v meteorologické praxi rozumí vždy záporně pojatá změna teploty vzduchu. Nejčastěji se uvádí ve vztahu ke 100 metrům nebo 1 kilometru. Za běžných podmínek ve vlhkém vzduchu dochází k poklesu teploty přibližně o $10\text{ }^{\circ}\text{C na }1\text{ km}$ výšky (*suchoadiabatický vertikální teplotní gradient*). *Vlhkým vzduchem* zde rozumíme vzduch s takovým obsahem vodní páry, kdy ještě nedochází k jeho nasycení a vzniku oblačných kapiček, tj. mlhy či oblaku.

Vyšlapeme-li kopec převyšující okolí o 100 m, lze tedy za ideálních podmínek na jeho vrcholu očekávat teplotu o $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ nižší než při jeho úpatí. Bude-li však za stejných podmínek panovat na dané cestě mlha, teplotní gradient se ve vzduchu takto nasyceném vodními parami bude pohybovat kolem teoretické hodnoty $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}/1\text{ km}$ (*nasyceně-adiabatický gradient*). Za nižším poklesem teploty s výškou v prostředí nasyceném vodními parami stojí ta skutečnost, že při kondenzaci vodních par došlo k uvolnění (latentního) tepla, které přijal okolní vzduch. Při opačném procesu, tj. odpařování vodních kapek, naopak dochází k ochlazování okolního vzduchu, spotřebě okolního tepla. V bouřce se tento jev běžně projevuje například při vypadávání srážek. Při dešti se významně ochladí. Tato vlastnost je příčinou, proč je člověku zima po opouštění teplé sprchy.

Uvedené hodnoty teplotního gradientu za ideálních podmínek jsou nicméně pouze ilustrativní. Je totiž značně závislý na průměrné teplotě vzduchu. Navíc zde používané magické sousloví *za ideálních podmínek* bývá na hony vzdálené skutečnému stavu ovzduší v atmosféře. Od těchto teoretických hodnot se může gradient i velmi podstatně lišit. A právě takový případ nás bude při předpovědi bouřek zajímat především.

Teplota vzduchu může s rostoucí výškou někdy dokonce i stoupat. Takové teplotní zvrstvení atmosféry označujeme pojmem *teplotní inverze*. Při zemi vzniká nejčastěji v důsledku nočního prochlazení povrchu. Studený vzduch má větší hustotu, proto se drží při zemi a nedochází k vertikálnímu promíchávání s o něco teplejším vzduchem ve výšce. Takový stav bývá velmi stabilní a může přetrvávat po řadu dní, není-li přerušen intenzivním ohříváním zemského povrchu. Proto se déletrvající inverze teploty vyskytují především v zimním období. Teplotní inverze se ovšem běžně objevují i ve vyšších výškových hladinách, až na vždy přítomnou inverzi nad horní úroveň *troposféry (tropopauza)* zde nepřetrvávají po delší dobu.

Když budeme mluvit o *stabilním (stálém) zvrstvení ovzduší*, budeme mít na mysli zvrstvení, kdy se teplota s výškou příliš významně nemění nebo dokonce roste. Přesněji řečeno, teplota s výškou

klesá o něco méně než by odpovídalo adiabatickému teplotnímu gradientu nebo dochází k inverzi teploty. *Teplotní inverzi* považujeme za zvláštní druh stabilního zvrstvení.

Naopak při *instabilním* (vratkém, labilním) *zvrstvení vzduchu* dochází k silnému poklesu teploty s výškou.

Nejpodstatnějším faktem je, že při stabilním zvrstvení se vzduch nemůže bez významné podpory promíchávat ve vertikálním směru. Relativně chladný vzduch zůstává při zemi a nedochází k promíchávání se vzduchem nad ním. V instabilní vzduchové hmotě, kdy se při zemi vyskytuje relativně teplý vzduch, naproti tomu dochází k velmi intenzivnímu promíchávání vzduchu a mohou tak velmi snadno vznikat vzestupná a sestupná proudění vzduchu.

Jelikož je pokles teploty s výškou “za ideálních podmínek” závislý na průměrné teplotě v uvažované vrstvě vzduchu, tak ještě zmíníme skutečnost, že k vytvoření výstupného proudění v zimním období je potřeba daleko vyššího poklesu teploty s výškou než v letním období v teplém vzduchu. Nezdá se to být na první pohled podstatné, ale i proto jsou v zimě bouřky docela ojedinělým jevem.

Ted', když jsme si trochu osvětlili pojem vertikální teplotní gradient, můžeme snadno přejít k popisu vzniku vertikálních konvekčních proudů uvnitř bouřkového oblaku. *Konvekci* rozumíme výměnu tepla při proudění, v dalším textu téměř vždy vymezenou vedením tepla ve vertikálním směru.

Představme si existenci silně instabilního zvrstvení vzduchu (výrazný pokles teploty s výškou). Dále předpokládejme, že sluneční paprsky nadále silně ohřívají zemský povrch. Protože je přehřátý vzduch u zemského povrchu výrazně lehčí než chladný vzduch ve výšce, začne být nadnášen a stoupá rychle vzhůru. Je to podobné jako se stoupajícími bublinkami vroucí vody v hrnci. Je nutné přihlídnout i k tomu, že zemský povrch se zdaleka neohřívá rovnoměrně, proto ani vzduch nestoupá na daném místě rovnoměrně. Vystupující vzduch zaujímá často tvar nepříliš širokého sloupce.

Aby to nebylo až tak jednoduché, tak vystupující vzduch se z fyzikálních důvodů ochlazuje sám o sobě aniž by si musel vyměňovat teplo s okolním vzduchem. Takové chování označujeme za *adiabatický děj*. Vystupující teplý vzduch se tedy sám o sobě ochlazuje a se zrychlením stoupá do výšky tak dlouho dokud zůstává o něco teplejší než okolní vzduch. V určité výšce se ale nakonec ochladí natolik, že přestane být teplejší a lehčí než okolní vzduch, a proto pozvolna přestane stoupat. Sloupec vystupujícího vzduchu (*vzestupný proud*) tak dosáhne své maximální výšky.

Pro bližší vysvětlení fyzikálního principu adiabatického děje v idealizované vystupující vzduchové částici odkazují na popis důsledků *první termodynamické věty* v odborné literatuře. Přijmeme zde prostě za fakt, že při výstupu do vyšších nadmořských výšek dochází ve vystupujících vzduchových částicích nejen k poklesu atmosférického tlaku, ale zpravidla i zvětšování objemu (snížení hustoty) a především již zmíněnému poklesu teploty. Při sestupování částice k zemi dochází naopak k růstu její teploty.

2.2.2 Kondenzace vodní páry

Ve vzduchu je vždy v určité míře přítomna voda v alespoň jednom ze svých skupenství. Zcela suchý vzduch se v přírodě téměř nevyskytuje. Většina vody v něm existuje ve své plynné fázi, jako vodní pára.

Při vytváření oblačnosti dochází ke kondenzaci vodních par za vzniku drobných oblačných kapiček. Různé druhy oblačnosti se odlišují různými koncentracemi oblačných (a srážkových částic) nebo velikostí jednotlivých kapek.

V přírodě dochází ke vzniku kapalné vody v ovzduší mnoha odlišnými způsoby. Nejčastěji při ochlazování vzduchu za přítomnosti smáčitelných částic (*kondenzačních jader*), na jejichž povrchu dochází ve velké míře ke kondenzaci vodních par. Vzniká zárodečná vodní kapička.

V roli smáčitelných částic nejčastěji vystupují soli, drobná zrnka písku nebo prachu, kouřové částice z lesních požárů, sopečný popel po výbuchu sopek, bakterie, spóry hub či mikrometeoroidy.

Je vhodné si uvědomit, že pokud není na obloze k vidění žádná oblačnost, neznamená to nutně, že se v atmosféře nic významného odehrává. A u bezoblačné oblohy bezprostředně před vývojem bouřek to platí opravdu dvojnásob. Oblačnost je pouze člověkem snadno vnímatelný důsledek běžně se odehrávajících procesů v atmosféře.

2.2.3 Ledový obsah

Podobné procesy jako v případě kondenzace vodní páry se odehrávají i ve vysoké atmosféře. Zde se v důsledku velmi nízkých teplot vodní pára nejčastěji mění rovnou v led (*desublimace*) a vodní kapičky přimrzávají k tzv. *krystalizačním jádrům*.

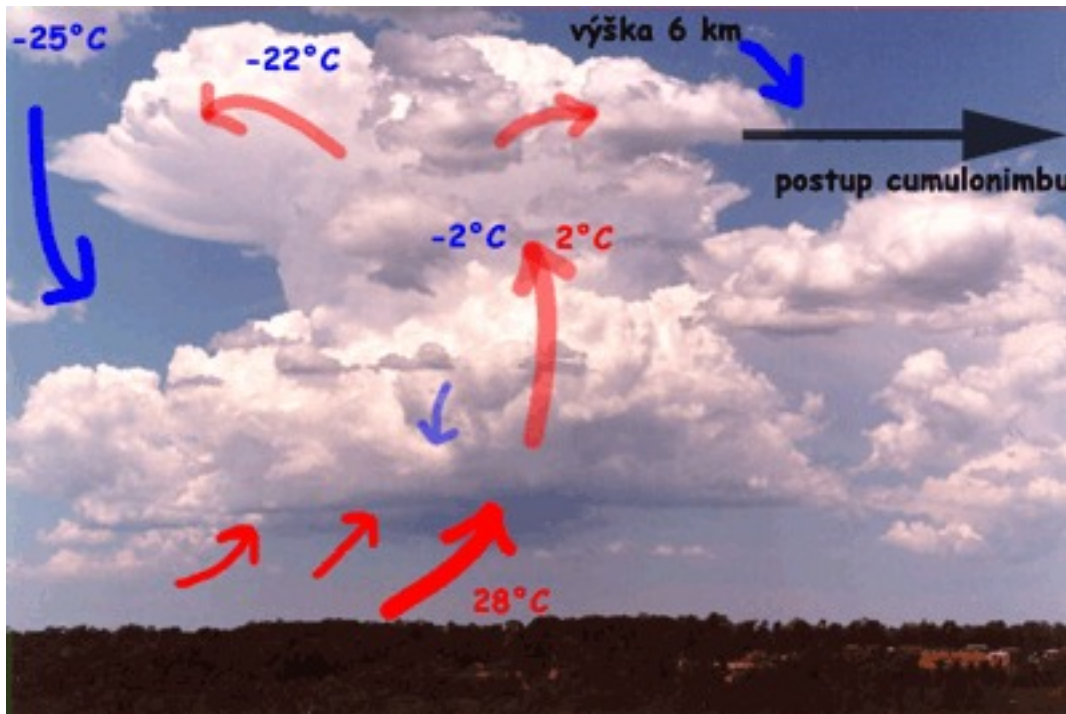
Podobně jako u kondenzace se při tvorbě ledového obsahu v oblaku odehrávají komplikované procesy, kterými se zde z pochopitelných důvodů ale nebudeme zabývat. Výsledkem pak jsou ledové krystalky různých tvarů a sněhové vločky (*dendrity*). Při vytváření ledového obsahu v oblaku vzniká elektrický potenciál.

2.2.4 Atmosférický tlak

Při výstupech přicházejí vzduchové částice do oblastí s výrazně nižším tlakem vzduchu. Kupříkladu ve výšce 5 km je tlak vzduchu téměř poloviční oproti tlaku při zemi. Vzduch v těchto výškách vlivem nízkého tlaku vzduchu zaujímá podstatně větší objem. Při výstupu se vzduchové částice rozpínají, proto “bubliny” vzduchu odtržené od zemského povrchu mohou v horních částech oblaku zaujímat i pětkrát větší objem než při zemi.

2.3 Stadium zralosti

Stoupá-li vzduch do značných výšek, musí zákonitě jednou dorazit až do oblastí, kde je již okolní vzduch teplejší. V případě mohutných bouřkových oblaků je takovou oblastí nezdávka až horní vrstva troposféry, *tropopauza*. V letním období se nalézá v našich zeměpisných šířkách ve výškách kolem 11 km. Nad troposférou se nalézá *stratosféra* a pro ní je pro změnu zcela typický růst teploty s výškou. Do této hladiny vystoupivší vzduch se tak stává stejně hmotným nebo hmotnějším než jeho okolí a bude zde buď setrvávat a vypařovat se, nebo případně klesat zpět do nižších hladin. Proces popisuje podrobněji tento obrázek bouřkového oblaku:



Červenými šipkami jsou označeny výstupné proudy utvářející bouřkový oblak, modrými pak sestupné proudy chladnějšího vzduchu, ve kterém dochází k vypařování oblaku. Tento *bouřkový oblak* je vertikálně nepříliš rozsáhlý, ale již ve stadiu zralosti. Ještě se u něj nevytvořila oblast s vypadávajícími srážkami, neboť v žádné části oblaku ještě nepřevládly sestupné proudy. Až dojde při zemi k ochlazení vzduchu (případně snížení vlhkosti vzduchu) a zaniknou významné výstupné proudy, oblak se začne buď rozpadat (vypařovat se), anebo z něj začnou vypadávat srážky. K jakému vývoji dojde záleží na mnoha dalších faktorech: na velikosti srážkových a oblačných částic, vlhkosti vzduchu vně i uvnitř oblaku, rychlosti sestupného proudění apod. Na tomto obrázku si ale můžeme poměrně dobře představit proces vytváření srážek v běžném bouřkovém oblaku.

Pokud se nejvyšší části oblaku začnou rozostřovat, rozplývat či přetvářet do podoby vláken, je to známkou toho, že zde dochází k hromadnému vytváření ledových krystalků a rozvoji bouřkového oblaku. Za příznivých podmínek se v sestupném proudění mohou začít částice propadat ve formě pevných či kapalných srážek směrem k zemi. Zda a případně v jaké podobě dosáhnou až zemského povrchu záleží především na vlhkosti okolního vzduchu, pádové rychlosti částic a samozřejmě teplotě.

2.4 Zánik

Jak vyplývá z předchozího popisu, v sestupném proudění se vzduch otepluje. Při propadávání srážek se vodní kapky, resp. ledové částice částečně odpařují, resp. tají či sublimují. Odnímají tak během fázových přeměn okolnímu vzduchu teplo. Z toho důvodu se pak při svém pádu vlastní srážky a vrstvy vzduchu, kterými propadávají, neoteplují tak intenzivně jako se ochlazoval „suchý“ vzduch při svém výstupu do oblaku. Následkem toho se za deště vzduch při zemi výrazně ochladí, někdy i o více než 10 °C. Velikost tohoto teplotního rozdílu je závislá především na intenzitě odpařování vodních kapek.

Tání a sublimace ledových částic (sníh) odnímá z okolí výrazně méně tepla, proto v zimním období většinou sněhové srážky nezpůsobují tak znatelné ochlazení.

Oblasti ovlivněné vypařováním srážek se stávají chladnějšími než jejich bezprostřední okolí, což vede občas k opětovné destabilizaci teplotního zvrstvení a při vhodných podmínkách i k obnově výstupných proudů. Výstupné proudy pak mají snahu přetrvávat v oblačnosti delší dobu.

Latentní teplo uvolněné při kondenzaci (vzniku oblačnosti) otepluje vrchní části atmosféry a jeho případná částečná spotřeba při přenosu vodního obsahu k zemi (déšť, sněžení) hraje z klimatického pohledu velmi podstatnou roli.

Dva další snímky oblaků nám ukáží, jak se v nich projevují vzestupné a sestupné proudy:



Obrázek 2.3: Kumulonimbus.
www.australiasevereweather.com, © Jimmy Deguara

U prvního oblaku již došlo k převládnutí sestupných proudů a začaly vypadávat srážky, které postupně pohlcují celý oblak. Po zeslábnutí hlavní bouřkové buňky se oblak začne rychleji rozpadávat.



Obrázek 2.4: Rozpadající se bouřkový oblak.

www.wolkenatlas.de, © Peter Krämer

Na druhém obrázku můžeme pro změnu vidět situaci, kdy již zanikl hlavní vzestupný proud a střední část oblaku se již do značné míry vypařila. Z celého oblaku zůstane brzy jen jeho vrchní část. Ta může v některých případech vytrvávat i dlouho poté co původní výstupné proudy ustaly. Vysoká oblačnost často přetrvá až do následujícího dne. Konkrétně v tomto případě se ale celý oblak buď celý vypaří, nebo krátkodobě přetrvá vysoká cirrovitá oblačnost (*Cirrus cumulonimbogenitus*).

V letním období je právě taková zbytková oblačnost vyšších pater před příchodem bouřkové fronty poměrně zřejmá a umožňuje i pozorovateli bez hlubší znalosti synoptické situace odhadnout budoucí vývoj počasí. Je to především způsobeno tím, že ve výšce nezřídka vládne stabilnější zvrstvení vzduchu, které již nedoprovází významná *konvekce*. Při vysoké vlhkosti vzduchu zde nemusí docházet ani k významné sublimaci, tj. přeměně ledu ve vodní páru. V našich zeměpisných šířkách vidíme často tuto zbytkovou oblačnost po *kovadlinách* bouřkových oblaků, které den předtím byly součástí bouřkového komplexu na zvlněné studené frontě přicházející ze západního směru.

Vítr ve vyšších výškách je většinou nepoměrně rychlejší než při zemi a dokáže proto přenášet tuto oblačnost i velmi daleko před případnou přízemní čáru fronty. Pokud umíte tyto známky předchozího vývoje dobře rozeznat, můžete se směle snažit předpovídat bouřky a okolí bude žasnout, pokud Vám to vyjde i bez znalosti oficiální předpovědi nebo synoptické situace. Nesmíte si ale tuto oblačnost splést s oblačností přibližující se teplé fronty nebo vysokou a střední oblačností oblastí tlakových výší nebo mělkých výškových tlakových níží. Zás tak jednoduché to opravdu není. Po pozorovateli to vyžaduje určité zkušenosti, znalosti a dobrý pozorovací talent.

Pokud vás blíže zajímají procesy odehrávající se uvnitř (nejen) bouřkového oblaku, doporučuji věnovat se studiu oblačné mikrofyziky a dynamické meteorologii, nejlépe pak fyzice oblaků a srážek.

Prvky bouřkové oblačnosti

Bouřkové oblaky můžeme v našich zeměpisných šířkách vidět velmi často. Ale jak určit zda jsou spojeny se silnými bouřkami, silným větrem či intenzívními srážkami? Následující odstavce se na to budou snažit odpovědět.

3.1 Výška oblaku

Nejpodstatnějším úkolem je zřejmě odhadnout výšku kumulonimbu. Čím výše dosahuje oblak, tím nebezpečnější projevy počasí lze v bouřce očekávat. Bude jistě přitom vhodné vycházet z družicových snímků v tepelném oboru spektra a zde podle teploty si najít výšku na grafu aktuálního aerologického výstupu. Čím je vrchní část oblačnosti položena výše a čím je teplota horní části oblačnosti nižší, tím intenzívnější bouřkové projevy lze očekávat.

3.2 Horní část oblaku

Pokud vidíte *bouřkový oblak* z dostatečně velké dálky, měli byste věnovat zvláštní pozornost jeho horní části. Pokud je zaoblená, jen mírně rozostřená, vláknitá nebo průhledná, často jen ve formě jakési “chocholky”, není pravděpodobné, že bude bouřka po delší dobu spojena s intenzívními srážkami nebo silnou bouřkovou aktivitou.

Kompaktnější vzhled horní části (tzv. *kovadliny*, angl. *anvil*) naproti tomu svědčí o vysokém vodním obsahu v oblaku a vhodném prostředí pro intenzívní vývoj krup.

Ostré přechody mezi horními částmi bouřkového oblaku (*kovadlinou*) a bezoblačným okolím oblaku je vždy známkou velmi silného vzestupného proudění a kompenzujícího sestupného proudění okolního vzduchu. Vyskytují se zejména na návětrné části oblaku.

3.2.1 Propagace kovadliny

Protahuje-li se bouřková kovadlina ve směru, kde se nenalézá vtok teplého vzduchu do bouře, vznikají zpravidla vhodnější podmínky pro delší trvání bouřkové činnosti.

Podstatným faktorem pro vývoj bouřek může být nicméně i rychlost tohoto protahování kovadliny. Při příliš rychlém výškovém proudění může dojít k narušení integrity bouře. Při výskytu takové situace pak ani celkem působivý explozivní nárůst bouřkové oblačnosti nemusí vést ke vzniku významných bouřek. Často k takové destrukci dochází v důsledku příliš silného tryskového proudění. Neodvratný zánik vhodných podmínek pro vznik bouřkové aktivity bývá často podpořen i teplou advekcí ve výšce a následnou stabilizací zvrstvení horních vrstev atmosféry.

Rozvoj horní části oblaku je v mnoha dalších ohledech velmi významným indikátorem síly bouře. Pokud známe intenzitu výškového proudění, nebo ji dokážeme odhadnout na základě předchozích pozorování, může nás občas překvapit zvláštní vývoj oblaku, při kterém se jeho horní část (kovadlina) začíná na jedné straně protahovat i proti směru převládajícího výškového proudění (angl. *back-sheared anvil*). Tato *zpětná propagace kovadliny* nastává v případech, kdy je výstupný proud intenzivní a nedokáže být pod vrstvou stratosférické inverze zajištěna kontinuita výškového proudění jiným způsobem než propagací proti převládajícímu směru větru. Toto chování není zdaleka tak ojedinělé a nemusí nutně ve všech případech předznamenávat intenzivní bouřkovou aktivitu. Avšak s rostoucím *stříhem rychlosti větru* ve výškovém proudění roste i spolehlivost její předpovědi.

Občas se okraje zpětně propagující kovadliny začínají jakoby převracet. Výsledné oblačnosti po tomto *převrácení kovadliny* se v anglické terminologii říká *anvil rollover*. Často se pojmy *back-sheared anvil* a *anvil rollover* mylně, ale z pochopitelných důvodů považují za synonyma.

Především se nesmí tyto projevy zaměňovat se zvláštností *mamma* (viz *Zvláštnosti bouřkového oblaku*). Ta sice vzniká na podobném místě oblaku, ale za zcela odlišných podmínek a souvislostí.

3.2.2 Přestřelující vrchol

Nad horní a povětšinou plochou částí kumulonimbu mohou někdy vyrůst útvary s jasnými a ostrými obrysy, které jsou charakteristické pro spodnější části kumulonimbu. Pod takovým oblakem lze očekávat výraznější projevy špatného počasí. Tyto útvary se vytvářejí v místech, kam dosahují nejsilnější vzestupné proudy v oblaku. Obyčejně nejsou příliš daleko od místa pozemního vtoku teplého vzduchu do bouře. Při výskytu takového úkazu lze předpokládat, že bouřka disponuje významným potenciálem přinášet i ničivé počasí. Zvlášť pokud přetrvává po dobu výrazně delší než deset minut. Tento tzv. *přestřelující vrchol* (angl. *overshooting top* nebo *anvil dome*) se tvoří pouze tehdy, pokud je hlavní vzestupný proud v oblaku natolik silný, že dokáže proniknout i vrstvou blokující teplotní inverze ve spodní stratosféře.

Dóm a případný zpětný vývoj kovadliny je jedním z mnoha průvodních jevů, které se dají u předpovědi intenzity bouřek hodnotit. Zatímco dóm může být pozorován z opravdu velké vzdálenosti, podstatně blíže lze sledovat jiné jevy.



Obrázek 3.1: Přestřelující vrchol.
www.album.de, © Halogucker

3.3 Boční pásy konvektivní oblačnosti (flanking line)

Důležité jsou během pozorování a pro krátkodobé předpovědi zejména charakteristické *boční pásy konvektivní oblačnosti* (angl. *flanking line*). Vidíme-li při pohledu na bouřku z dálky na některé její straně prudce se vyvíjející kupovité oblaky, které se pozvolna přeměňují v další bouřkové buňky, případně se slučují s hlavním vzestupným proudem, lze z toho celkem spolehlivě dovodit, že se bouřka bude i nadále vyvíjet.

Tyto linie souvislé kupovité oblačnosti se skládají z jednotlivých, vzájemně od sebe jen výjimečně oddělených věžovitých kumulů (*Cumulus congestus*) nebo kumulonimbů. Jsou uspořádány do souvislé řady podle velikosti. Nejvyšší oblačné věže se nalézají v blízkosti hlavního vzestupného proudu.

Flanking line se vytváří v *oblastech konvergence proudění v blízkosti zemského povrchu* (zjednodušeně sbíhavé proudy vzduchu).

U významnějších *supercel* je vznik pásu způsoben především specifickou cirkulací vzduchu v bouři. Pruhy kupovité oblačnosti se tvoří především v místech, kde se začíná střetávat zadní výtok chladného vzduchu z bouřky (angl. *rear-flank downdraft*, zkráceně RFD) s teplým a vlhkým vzduchem, který je vsáván do primárního vzestupného proudu.

Během vývoje *supercely*, zejména při jejím zeslábnutí (např. při okluzi *mezocyklóny*), se může flanking line i zcela oddělit od vlastního systému a mohou na ní případně vznikat i další bouřkové buňky. Může také zcela ztratit svůj původně kupovitý vzhled.

Nebudeme se zde zabývat podrobnostmi i vzhledem k faktu, že se tento typ bouří u nás ve své opravdu ničivé formě téměř nevyskytuje. Při popisu bouřkových faktorů se nicméně o supercelách vyskytujících se v našich zemích ještě stručně *zmíníme*.

Popisovaný fenomén (flanking line) se v našich zeměpisných šířkách vyskytuje především u řádově čtenějších mnohobuněčných bouřek – viz dále *buněčnou klasifikaci*. Zde též podstatnou roli pro vznik konvergentního proudění hraje interakce výtokové oblasti bouře s teplým vzduchem. Oproti supercelám si u multicel jednotlivé buňky mohou i konkurovat a jedna z nich převzít roli hlavního výstupného proudu bouře.

V prostředích s nepřilíš významným *stříhem větru* se stabilní boční pásy oblačnosti nevytvářejí.

Nemělo by docházet k záměně flanking line za pruhy oblačnosti složené z povětšinou zcela oddělených a s případnými bouřkami nesouvisejících kumulů vznikajících z mezosynoptických příčin.

3.4 Blízké fenomény

Při značném přiblížení bouřky si již můžeme začít pozorně všimnout tmavé základny *bouřkového oblaku* a blízkého okolí. A protože bouřkový oblak bývá obvykle doprovázen i jinou oblačností, je zde opravdu dost zajímavých míst k pozorování.



Obrázek 3.2: Flanking line supercely.

© Adam Lucio - www.aerostorms.com (původní fotografie pro větší názornost upravena)

Jelikož nesrážkové oblasti pod oblakem bývají převážně místy výskytu výstupného proudění a nebývají často provázeny zvláštními úkazy, přesuneme svou pozornost k místům se sestupnými proudy. V nich často z oblaku vypadávají srážky. Vrstvy vzduchu s propadajícími srážkami pak získávají přinejmenším mlhavý vzhled, případně jsou i zcela neprůhledná.

3.4.1 Fronta nárazovitého větru (gust front)

U bouřek, které jsou schopny dosáhnou určitého významnějšího vývojového stadia, se sestupné proudění musí dříve či později střetnout se zemským povrchem. Tuto přirozenou překážku musí poté vzduch obtéci. Na hranicích této kolizní oblasti se začne při dostatečně silném proudění brzy formovat rychle se pohybující rozhraní, na kterém se projevují především prudké změny rychlosti větru. Rozhraní nazýváme anglickými termíny *gust front* nebo *outflow boundary*.

Charakterem i projevy se tato rozhraní velmi přibližují běžným studeným atmosférickým frontám. Ale tyto fronty doprovázené především nárazovitým větrem a téměř vždy i změnami teplotních a vlhkostních podmínek, dosahují na rozdíl od těch velkých atmosférických pouze rozměrů řádově srovnatelných s obvodem bouře, která je vytvořila.

Nárazový vítr dosahuje v místech přechodu nad hlavou pozorovatele rychlostí někdy i přesahující 100 km/h. Silný vítr se nicméně v místě pozorování projevuje jen po dobu několika minut.

Tato fronta nárazovitého větru v závislosti na proudění v *mezní vrstvě* výtokové oblasti bouře buď zrychluje svůj pohyb a vzdaluje se směrem od centra sestupného proudění, anebo se pohybuje víceméně souběžně s ním. Pozorovateli se gust front při dostatečné vlhkosti vzduchu nejčastěji jeví jako hradba oblačnosti spojená ve většině případů se základnou oblaku (viz *návějový oblak* a *rotorový oblak*). Za tímto úkazem se obvykle nalézá oblast se zvrásněnou základnou kumulonimbu. Příčinou takového neuspořádaného vzhledu základny je silné turbulentní proudění.

Na okrajích gust frontu se za vhodných podmínek může stimulovat vývoj další oblačnosti. Zejména tehdy když je již dostatečně vzdálen od vlastního bouřkového oblaku.

Zajímavou vlastností gust frontu je jeho schopnost přetrvávat i po dobu mnoha hodin a při své postupu (i po zániku původní bouřky) urazit opravdu značnou vzdálenost. Přitom může dorazit i do oblastí s velmi odlišnými povětrnostními podmínkami. V našich končinách se jeho rychlý postup často projevuje náhlým ochlazením ve vzdálenostech mnoha (i desítek) kilometrů od bouře. Asi není třeba nijak zdůrazňovat jak jeho pohyb hraje významnou roli při krátkodobé předpovědi bouřek (*nowcasting*).

Pro tento u silných bouřek celkem běžný jev se v lidové mluvě ujalo označení *húlava*. Stejně jako u jiných zlidovělých názvů se ale tímto slovem označují často i jiné příbuzné jevy (*derecho*, *downburst* apod.). Někdy se jím rozumí i doprovodná oblačnost gust frontu, protože to odpovídá původnímu smyslu toho slova přejatého z moravského nářečí.

S frontou nárazovitého větru se pojí i fenomén, který se často mylně zaměňuje za *tornádo*. Označujeme ho slovním zkrácením sousloví *gust front tornado*, tj. *gustnado*. Jde o krátkodobý, obvykle jen pár sekund až jednotek minut přetrvávající vír s víceméně vertikální osou otáčení, který nápadně vzhledem připomíná tornádo. Není nicméně obvykle ani spojen se základnou oblaku a až na



Obrázek 3.3: Gust front
Lyndon Dept. of Atmospheric Sciences, 2009

výjimečné případy nezpůsobuje významné škody. Tvoří se výhradně na okraji výtoku studeného vzduchu z bouře, kde srážkami ochlazený vzduch částečně vyzvedává nebo proniká do oblasti s teplejším vzduchem před gust frontem. Zde se pak formuje do podoby poněkud méně určitého vertikálního vzduchového sloupce.



Obrázek 3.4: Gustnado při pohledu směrem na sever.
© Roger Edwards, 1999

3.4.2 Průtrže vzduchu (downburst, microburst)

U srážkově aktivních bouřek s přehlednou strukturou můžeme občas zaznamenat výskyt ostře ohraničené oblasti, ve které padají intenzivní srážky. U paty této oblasti se při úrovni zemského povrchu může vytvářet i jakási “srážková bota” (angl. *rain foot*). Před příchodem takového deště lze s jistotou počítat při zemi se silnými nárazy větru spojenými s průtrží vzduchu (*wet microburst*). Tuto situaci znázorňuje následující obrázek. Sestupy vzduchu v bouřkách nejsou ale vždy doprovázeny vypadáváním srážek (*dry microburst*). Zejména pokud se ve středních výškách vyskytuje poměrně suchý vzduch.

Průtrže vzduchu (*downbursty*) si zde zasluhují zvláštní zmínku zejména proto, že nejsou v silných bouřkách až tak ojedinělým jevem, a přitom nezřídka způsobují nezanedbatelné škody. Prudký propad vzduchové masy z horních a středních částí oblaku směrem k zemskému povrchu působící při zemi prudké roztékání zpravidla velmi chladného vzduchu do bezprostředního okolí je procesem natolik intenzivním, že bývá pozorovatelný i pokud není vůbec doprovázen srážkami (suché průtrže). Na okrajích takto prudce se rozlévajících vzduchu se při zemi tvoří víry s horizontální osou otáčení. Při dostatečné vlhkosti se vytváří i nízká roztrhaná oblačnost (*fractus*). Silná turbulence a s ní spojené prudké nárazy větru, které mohou v ojedinělých případech dosahovat krátkodobě i rychlostí přes 200 km/h, způsobují škody nejen na lesních porostech (polomy), ale i na pozemních stavbách (částečně stržené střešní pokrývky, zbořené zídky).



Obrázek 3.5: Srážková bota.

© Alan Moller

Lidé vnímají nejčastěji *microburst* jako velmi náhlé a prudké zhoršení počasí doprovázené často náhlým setměním, radikálním snížením dohlednosti a především právě bouřlivým větrem. Obzvláště silným projevem bývá výskyt předmětů hnaných větrem ve výšce několika metrů nebo i desítek metrů nad zemí. V našich končinách vzduchovou průtrž člověk nejspíše označí za *větrnou smršť*. Tímto pojmenováním nicméně dokáže označit i projevy počasí typické pro přechody *gust frontu*, studené fronty doprovázené prudkým vzrůstem atmosférického tlaku, nebo případně i u nás ojedinělého tornáda. Pod takto neurčitým označením se dnes dá schovat ledacos, snad i několika-hodinové působení sil tlakového gradientu synoptického měřítka. *Downbursty* (průtrže) lze podle rozlohy zasažené oblasti rozdělit na tzv. *microbursty* s průměrem sloupce padavého větru nepřesahujícím 4 km a o něco rozsáhlejšími *macrobursty*. Záměrně se vyhýbám označením malá a velká vzduchová průtrž, protože by mohly být mylně chápány jako ohodnocení intenzity jevu. Projevy *microburstu* naopak bývají silnější a *macrobursty* naproti tomu ještě i poměrně zřídka. Nejspíš právě proto jsou pojmy *downburst* a *microburst* v širším slova smyslu považovány často za synonyma. A já si je zde takovým způsobem dovoluji také používat.

Ačkoliv je příčina vzniku vzduchových průtrží i směr proudění značně odlišný, jsou projevy při zemi někdy opravdu snadno zaměnitelné s projevy slabšího ale horizontálně rozsáhlejšího nebo pomaleji postupujícího tornáda. V *microburstu* totiž také může docházet k podobně prudkým změnám směru a rychlosti větru a k zasažení stejně rozsáhlého území. I poměrně zkušený pozorovatel může být v některých případech na pochybách. Snadnější je posouzení typu větrného jevu při pozdějším ohledávání škod.

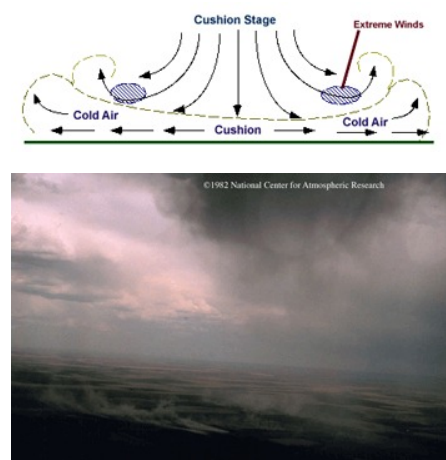
Microburst představuje opravdovou noční můru pro leteckou dopravu, zejména pak pro posádku letadel. V důsledku prudkých změn vertikálních rychlostí a směru větru se v *downburstu* velmi obtížně udržuje vztlak na křídlech. Při vletu do silné vzduchové průtrže v nízké letové výšce během přiblížení na přistání hrozí bezprostřední pád letadla. Následkem tohoto jevu při leteckých neštěstích zemřelo již mnoho stovek lidí. Až teprve v důsledku intenzivního výzkumu jevu a následného rozšiřování dopplerovských radarů na letištích i v letadlech se v devadesátých letech podařilo nebezpečnost tohoto fenoménu zvládnout.

Přestože je slovo *průtrž* většinou spojováno s víceméně lidovým označením *průtrž mračen* jakožto nositele extrémních a prudkých srážek, používám v této publikaci tohoto pojmenování pro

vyjádření procesu *pronikání určité vzduchové hmoty do prostředí se zcela odlišnými vlastnostmi*. Ten dobře popisuje daný jev a současně koresponduje s projevy spojenými s průtrží mračen, které bývají také běžně doprovázeny *downbursty*.

Dalším obvyklým vizuálním projevem vázaným na bouřkovou oblačnost a spojeným s tímto fenoménem je výskyt zvláštnosti *virga*, kdy srážkové pruhy ze základny oblaku postupně s přibližováním se k zemskému povrchu mizí. Neplést si ale prosím s *virgou* vázanou na jiné typy oblačnosti. Pozorování této zvláštnosti je známkou silného odpařování velkého množství menších kapek a vodní tříště v blízkosti základny oblačnosti, případně tání nebo sublimaci ledových částic ve středních výškách. Právě tyto procesy sestupné rychlosti větru značně zesilují.

Pro ilustraci zde uvádím diagram průřezu malou průtrží dosahující až na zemský povrch. Fotografie na pravé straně pak znázorňuje tento jev v reálných podmínkách.



(Zdroj: Department of Atmospheric Sciences (DAS) a www.nssl.noaa.gov)

3.4.3 Derecho

Za jakousi vrcholnou událost všech konvekci indukovaných větrných jevů lze zcela zaslouženě považovat tzv. *derecho*. Na rozdíl od tornád totiž ničivý vítr při *derechu* postihuje daleko rozsáhlejší oblast a přetrvává po výrazně delší dobu. Vítr v něm odtrhává větší větve ze stromů, vyvrací i celé stromy, způsobuje rozsáhlé lesní polomy a významné škody na stavbách. A vyskytnout se naneštěstí může i v chladné polovině roku.

Příčinou vzniku tak silného větru bývá specifická cirkulace vzduchu v některých pseudolineárních konvektivních systémech. Nicméně čistě z definičního pohledu při klasifikaci jevu konkrétní typ systému nerozhoduje.

Ani z pohledu pozorovatele na zemi není možné příchod jevu kvalifikovaně předpovědět. Přicházející systém se často nijak významně neliší od běžného *gust frontu* bouřkové fronty (*squall line*) nebo HP supercelly (viz *buněčnou klasifikaci bouřek*). Určitým indikátorem potenciálního nebezpečí nicméně může být až nezvykle kompaktní vzhled zpravidla nepřerušovaného gust frontu bouřkového systému zasahujícího celý horizont (*shelf cloud*). Uprostřed letního období pak může být

čelo bouřek doprovázeno intenzivní bleskovou aktivitou pozorovatelnou především pod základnou oblačnosti, přesto ale téměř nedoprovázenou žádným hřměním, případně jen jakýmsi neurčitým duněním. Blesky jen zřídka směřují do země. Občas si lze také povšimnout podivně nazelenalého odstínu srážkové oblasti.

Zatímco bývá zvykem, že vítr po následném přechodu gust frontu začíná pozvolna slábnout, v našem případě naopak ještě výrazně zesílí, a to až na rychlosti o síle orkánu. A nemusí u něj být zřetelná ani jeho nárazovitost. Nikoliv náhodou se tak derecho často označuje za hurikán ve vnitrozemí (*inland hurricane*). Vítr si udržuje téměř konstantně svůj ničivý potenciál po dobu nejméně několika minut, v ojedinělých případech ale i desítek minut. Derecho bývá často doprovázeno i intenzivními srážkami.

3.4.4 Nesupercelární tornáda

Tornáda jsou ve veřejnosti natolik známým fenoménem, že si snad ani zde nezasluhují nějakou zvláštní zmínku. Ve většině případů se v podobě původní sníženiny oblaku tato postupně protahuje směrem k zemi do tvaru charakteristické nálevky nebo sloupce. O tornádu nicméně obvykle mluvíme pouze tehdy když se vlastní trychtýř protáhne až k zemskému povrchu nebo se při zemi začne projevovat rotační působení víru. V údobí bezprostředně po vzniku sníženiny a před případným spojením se zemským povrchem mluvíme o zvláštnosti oblaku *tuba*.

Nesupercelární tornáda nicméně často nemají ideální nálevkovitý tvar. Mohou zaujímat podobu sloupce s téměř konstantní šířkou kanálu po celé své výšce nebo různě přerušovaného a úzkého kanálu. Sklon v některých částech může být i téměř vodorovný se zemským povrchem. Výška vzdušného sloupce bývá poměrně značná. Zasažená oblast zaujímá zpravidla šíři několika desítek až stovek metrů.

Přestože se zde klasifikací jednotlivých tornádových i jiných atmosférických vírů (i kvůli absenci české terminologie!) nebudeme blíže zabývat, musíme si zde alespoň naznačit rozdíly mezi dvěma základními kategoriemi, *supercelárními* a nesupercelárními tornády. U nás se supercely, zejména pak ty o intenzitě zasluhující si označení toho jména, vyskytují poměrně zřídka. Proto i většina našich tornád spadá právě do kategorie těch nesupercelárních. Tornáda této kategorie se na rozdíl od těch druhých vytvářejí zpravidla v důsledku jen krátkodobě příznivých podmínek v nejspodnějších vrstvách atmosféry. Obecně se dá říci, že se prostředí pro vývoj obou typů atmosférických vírů svými charakteristikami značně odlišují.

Intenzita nesupercelárního tornáda si sice v některých případech nezadá ani s tornády vázanými na supercely, ale v průměru bývají výrazně slabší. Nemají obvykle dlouhého trvání, obvykle jen několik desítek vteřin nebo jednotek minut. Po zániku původně příznivých podmínek zpravidla rychle zanikají. I během svého krátkého působení způsobují nezřídka i podstatné škody, trhají střechy domů, lámají stromy a poškozují slabé konstrukce domů. U nejsilnějších tornád této kategorie (F2/F3 dle Fujitovy stupnice) již mohou vzduchem létat i menší trosky a docházet k posouvání či převrácení automobilů. Ještě je třeba zmínit skutečnost, že tornáda této slabší kategorie se mohou vyskytnout běžně i v oblastech vlivu supercelárních bouří, jen v jiných částech bouře.

V mezinárodním měřítku není klasifikace atmosférických vírů nijak zvlášť ustálena, nicméně v

našich zemích se pro označení hned několika typů vírů používají pouze historické termíny. Tornádické víry bez ohledu na mechanismus vzniku jsou označovány jako tzv. *velké tromby*. Naproti tomu tzv. *malé tromby* představují víry většinou jen menšího vertikálního rozsahu, bezprostředně nesouvisejí s oblačností. Ve velmi ojedinělých případech mohou být i tyto menší víry pro člověka nebezpečné. V letním a také jarním období se i v našich zeměpisných šířkách vyskytují naprosto běžně.

3.5 Specifika supercelárních bouří

Už jsme si popsali vzhled *flanking line*. Nicméně v důsledku cirkulace vzduchu v *supercelle* se mohou u těchto bouří kromě bočního pásu konvekce objevovat i různé další pásy oblačnosti. Ty většinou nebývají souvislé ani kompaktní, a nemusí ani směřovat do středu bouře. Lze je zpravidla pozorovat jen v blízkosti kumulonimbu a nemusí mít nutně kupovitý vzhled. Kromě jiného mohou být supercely doprovázeny silnými tornády.

3.5.1 Zadní výtoková oblast (rear-flank downdraft)

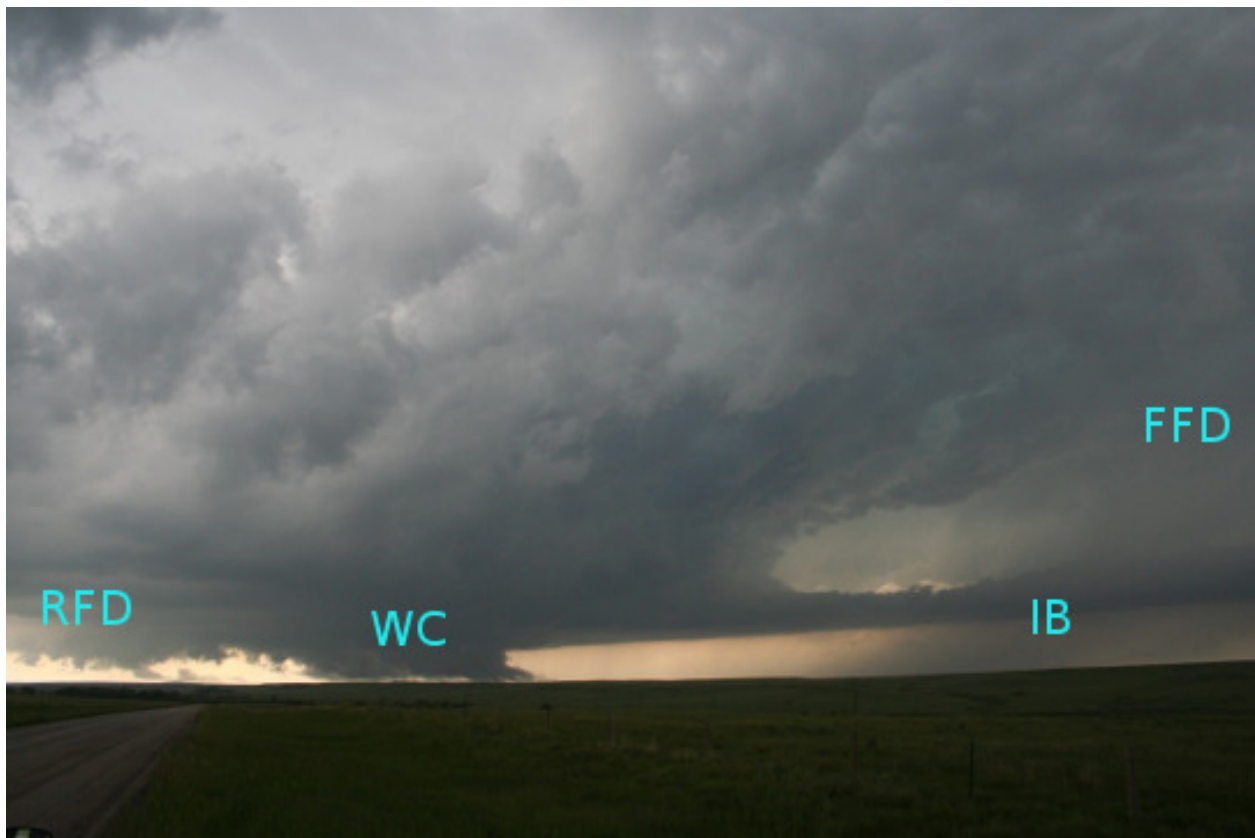
U supercel je v důsledku rotace konvekční buňky na (severozápadní) straně bouře hlavní výstupný proud často obepínán oblastí se sestupným prouděním (*rear-flank downdraft*). Ta nebývá nutně provázena srážkovou činností (*clear slot, notch*), ale má stěžejní význam pro další vývoj supercelární bouře.

Nedaleko od kumulonimbu se směrem do místa hlavní oblasti vtoku do bouře občas vyskytují pruhy oblačnosti spojené s předešlými pozicemi zadní výtokové oblasti (*RFD*).

3.5.2 Oblast vtoku do bouře

Z pohledu pozorovatele jsou často důležité pásy oblačnosti nalézající se na přítokové straně bouře, v sektoru s velmi teplým vzduchem. Zde se kromě případných rozpadajících se bočních pásů konvekce (*flanking line*), a především u silných bouří, nalézá oblačnost, která se v anglické terminologii označuje pojmem *inflow feeder clouds* nebo *inflow band clouds* (na následujícím obrázku označeno jako *IB*).

Oblaka nalézající se v prostřední části daného teplého sektoru supercely nebývají nijak zvlášť podstatná. Nejvíce zajímavým a lovci bouřek obzvlášť sledovaným místem je totiž jihovýchodní část bouře ohraničující konec teplého sektoru. Zde se nalézá obyčejně stacionární rozhraní, tzv. pseudoteplá fronta (*pseudo-warm front*). Odděluje FFD (*forward-flank downdraft*), oblast srážek na severovýchodní straně bouře, od teplého vzduchu v jižní části. Z rychlosti pohybu této oblačné masy směrem do centra bouře lze velmi dobře odhadnout aktuální i budoucí sílu bouře. Tato oblaka nevěstí nikdy nic dobrého a téměř vždy předznamenávají zesílení projevů *mezocyklóny* a případný vývoj tornáda. V dalším pokračování textu se o této oblačnosti ještě o něco podrobněji zmíníme (popis oblaku s názvem *bobří ocas – beaver tail*).



Obrázek 3.6: Pohled na supercelu z teplého sektoru. Označeny důležité oblasti.
© Jonathan Garner - tornadocyclone.com

U dostatečně silně rotujících bouří lze v různých výškách nad základnou v oblastech vtoku vzduchu do bouře zahlédnout i charakteristicky rýhované okraje (*striations*) oblačnosti. Jsou ostatně i jedním z hlavních rozpoznávacích znaků supercel.

Podobně to platí i pro tzv. *stěnový oblak* (*wall cloud*) pod základnou, který je vizuálním projevem intenzivního vtékání vzduchu do rotující bouře. Nebojte, budeme mu ještě věnovat pozornost ve zvláštní kapitole.

3.5.3 Tornádo

Tornáda doprovázející supercelární bouře jsou jak jistě vyplynulo *výše* těmi opravdu extrémně nebezpečnými. Vlastně je v nich možné zaznamenat zřejmě i nejsilnější vítr na zemi. Srovnatelnými rychlostmi větru se nemůže kolikrát honosit ani silný hurikán či supertajfun (supercyklon). Rychlosti přímočarého tryskového proudění ve vysoké atmosféře jsou nicméně dost podobné.

Tornáda působí obvykle jen škody lokálního měřítka, v pruhu širokém obvykle jen několik desítek až stovek metrů, maximálně kilometrů, ale v důsledku extrémních změn směru a síly rotujícího větru v jeho blízkosti mohou mít na zemi fatální, až devastující účinky. Jen velmi výjimečně mohou přetrvávat i v řádu hodin a délka jejich trasy dosahovat i desítek až stovek km.

Významná část těchto tornádických vírů spadá do kategorie F2 a vyšších dle Fujitovy stupnice. Téměř vždy jsou doprovázena létajícími troskami. Slabší tornáda této kategorie především strhávají střechy, demolují slabé stavby a vyvracejí stromy. Silná tornáda dokáží vytrhnout i dobře postavené stavby ze základů, těžce poškodit mohutné železobetonové stavby, mosty, převracet vlaky a z lednic, automobilů, nákladních přívěsů vytvářet nebezpečné létající projektily přesouvané na vzdálenosti až stovek metrů. Ze země může být odstraněna veškerá vegetace, a to i včetně travního porostu, ze silnic pak odstraněn asfaltový povrch a ze stromů i svrchní vrstva kůry.

Oproti *nesupercelárním tornádům* se zpravidla před výskytem tornáda objevuje ve spodní části bouřkové oblaku rotující *stěnový oblak* (*wall cloud*), který manifestuje přítomnost tzv. *mezocyklóny*. Výška tornáda je v průměru menší, šířka ale naopak často větší. V centru tornáda dochází k poklesu atmosférického tlaku přinejmenším o několik desítek hPa.



Obrázek 3.7: Supercelární tornádo síly EF2 v Dallasu, TX s poletujícími nákladními přívěsy.

© WFAA - wfaa.com

Bouřkové faktory

V následujících kapitolách si poněkud detailněji ale přesto velmi stručně rozebereme nevýznamnější faktory, které ovlivňují intenzitu případných bouřkových jevů. Mnoho dalších však opomineme, neboť by jejich popis příliš zkomplikoval výklad. Zejména opomineme vliv synoptických podmínek na zesílení baroklinity. Frontálními bouřkami se totiž v této práci nijak zvlášť nezabýváme.

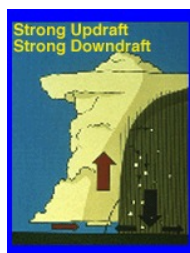
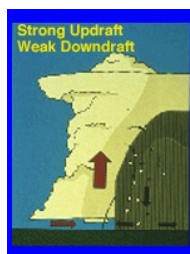
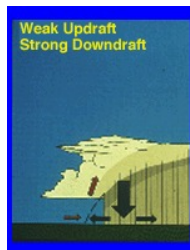
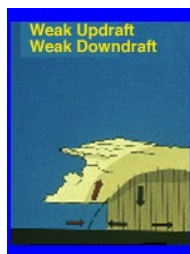
4.1 Instabilita a vlhkost

Pojmem *instabilita*, resp. instabilním zvrstvením vzduchu, jsme se již zabývali při popisu *bouřkového oblaku*. Jednoduše řečeno se jedná o silný pokles teploty s rostoucí výškou, který podporuje vznik vertikálních proudů. Nicméně pro vznik oblačnosti je nutná dostatečná vlhkost vzduchu. Ve vlastním oblaku se mimo vodní páry soustředí uje vodní obsah v kapalných a pevných částicích. Ty lze rozdělit na oblačné, a nepoměrně větší srážkové částice.

Jsou vlastnosti vzduchových hmot, které je nutné zohlednit při posuzování síly a intenzity případných bouřkových srážek. Obecně platí, že ve vlhkém prostředí se tvoří větší množství srážky charakteristické nižšími koncentracemi velkých srážkových částic. V suchém prostředí se naproti tomu vytváří vyšší koncentrace částic se širším spektrem velikostí (kapek). Ve vlhkém prostředí je tedy obecně vyšší pravděpodobnost dřívějšího vypadávání vydatných srážek.

Podstatná je i vlhkost vzduchu pod oblakem či uvnitř oblaku během propadávání srážek. Zatímco ve vlhkém okolním prostředí vypadává velký objem srážkové vody za poměrně klidných podmínek, v suchém prostředí v důsledku odpařování dochází nejen ke ztrátám vodního obsahu srážky, ale i k zesílení sestupného proudění. Příčinou je zde spotřeba latentního tepla, která ochlazuje přiléhající vrstvy vzduchu. Prochlazený vzduch pak rychleji padá směrem k zemi.

Tyto efekty je nutné zohlednit pro pochopení *klasifikace bouřek podle vlhkostních a stabilitních podmínek*. Následující obrázky označují všechny čtyři typy, které se mohou v přírodě vyskytnout (převzato a upraveno z [Department of Atmospheric Sciences](#)):



Je třeba zmínit, že uvedené rozdělení typů bouřek není nijak v rozporu s později zmíněným rozdělením bouřek podle počtu a chování konvekčních buněk (*buněčná klasifikace bouřek*).

Jednotlivé typy bouřek určujeme podle toho, zda atmosféru považujeme za stabilní či instabilní pro výstupná nebo sestupná proudění.

Bedlivý pozorovatel si na těchto čtyřech obrázcích jistě všiml jedné věci, a to různé výšky základny oblaku. V prvních dvou případech se začíná tvořit oblačnost až ve vyšších výškách. S vyšší relativní vlhkostí vzduchu nad zemí se snižuje výška základny oblaků a roste síla a vertikální rozsah výstupných proudů.

Již jsme si řekli, že v suchém vzduchu je k tvorbě významných výstupných proudů nutný v atmosféře podstatně větší pokles teploty s výškou než ve vzduchu nasyceném vodní parou. Čím teplejší je vlhký vzduch při zemi, tím rychleji se při svém případném výstupu do výšky nasytí a vznikne oblačnost. V nasyceném teplém vzduchu základna oblaku s vysokou absolutní vlhkostí se uvolňuje při kondenzaci větší množství latentního tepla, a proto není pro udržení výstupného proudu vyžadována příliš významná instabilita zvrstvení. Při vysoké vlhkosti vzduchu při zemi tak budeme považovat situaci za instabilní pro výstupné proudy.

Při stanovení intenzity a vydatnosti srážek si všímáme vlhkosti a množství srážkových částic ve vyšších částech oblaku. Při velkém vodním obsahu oblaku budou k zemi propadávat vydatnější srážky. Nicméně podstatnější pro posouzení situace bude stav přesně opačný, tj. nedostatečná vlhkost. Srážky propadající suchým vzduchem vlivem intenzivního odpařování totiž vytvářejí ideální podmínky pro rychlé propadání vzduchu k zemskému povrchu. Takové podmínky budeme považovat za instabilní pro sestupné proudy.

Typickým prostředím pro vývoj slabších bouřek se vyznačuje situace znázorněná na první obrázku. Vyskytuje-li se relativně suchý vzduch při zemi a vlhký vzduch ve *volné atmosféře*, bývají výstupné i sestupné proudy pouze slabé intenzity. Příkladem mohou být bouřky z tepla v nevýrazné brázdě nízkého tlaku vzduchu. Při těchto situacích jsou v bouřkách zaznamenávány pouze krátkodobě intenzivní jevy, především silné přeháňky, a nedochází k výraznému ochlazení vzduchu propadající srážkou.

Pro střední Evropu jsou zřejmě nejčastějším typem bouřek ty na druhém obrázku, protože se vyskytují ve vzduchových hmotách kontinentálního původu. Nejen při úrovni zemského povrchu, ale i ve výšce se nachází poměrně suchý vzduch. Oproti minulému případu se propadající srážky při pádu silně odpařují a následkem toho dochází k ochlazení a zesílení sestupného proudění. Při těchto bouřkách dokonce ani nemusí významně pršet, může pouze dojít k silnému ochlazení v důsledku suché průtrže vzduchu (viz *dry microburst* a zvláštnost *virga*).

Poslední dva případy jsou častými nositeli nebezpečného počasí. Bouřky většinou spadají do kategorie multicelárních bouří nebo supercel. Protože je k jejich vývoji potřeba dostatečná absolutní vlhkost přízemního vzduchu, vyskytují se výhradně v teplých měsících. Bývají prekurzorem vývoje komplexních bouřkových systémů.

S třetím typem prostředí se pojí bouřky provázené velmi silnými lijáky a ojedinělým krupobitím. Často doprovázejí vlněné studené fronty, a tak mohou pokrýt i větší území. Mohou být zdrojem lokálních bleskových povodní.

Posledním druhem jsou bouře s největším potenciálem způsobovat škody. Bývají nezdědky stejně jako předchozí typ doprovázeny extrémním množstvím srážek, ale především jsou nebezpečné vypadáváním většího množství krup a ničivým větrem (*downbursty*). V našich zemích se tento typ bouří neobjevuje příliš často. Za příznivých podmínek vznikají nebo se přetvářejí do formy *supercel* (přesněji klasických nebo HP supercel), ze kterých mohou k zemi propadávat kroupy obrovských rozměrů a případně dokážou zrodit *tornado* (*konvekční bouře*). Vyskytují se často v blízkosti studených front.

Podmínky jen zřídka odpovídají přesně jednomu z výše popsaných typů prostředí. Navíc jsou zde opominuty i jiné velmi podstatné faktory. Proto bude především přínosem si zde zapamatovat podstatnou roli relativně suchých vrstev vzduchu na vertikální složku proudění, relativní vlhkosti vzduchu při zemi na iniciaci vzestupných proudů, vlhkosti ve vyšších výškách na tvorbu a zánik oblačné masy (*entrainment*) a velikosti vodního obsahu *bouřkového oblaku* při posuzování vydatnosti srážek.

4.2 Vertikální stříh větru

Z dosavadního popisu bouřkových procesů jste mohli zřejmě nabýt nesprávného dojmu, že pro vývoj bouřek jsou zdaleka nejdůležitějšími faktory instabilita atmosféry a vlhkost vzduchu. Avšak ty plní ve většině případů pouze roli určitého potenciálu. K jeho výraznému uvolnění je ovšem nutné zapojit do úvah i dynamické faktory.

Věnujme se jednomu takovému dynamickému faktoru, vertikálnímu stříhu větru. Můžeme jej popsat jednoduše jako změnu vektoru proudění s rostoucí výškou. Omezíme-li reprezentaci tohoto vektoru pouze na dva rozměry (vodorovnou rovinu), lze v každých dvou různých výškových hladinách atmosféry chápat dvě vodorovné složky stříhu (rozdílu vektorů) větru: změnu rychlosti (*speed shear*) a směru proudění (*directional shear*).

Pro atmosféru je běžné, že rychlost větru ve vyšších výškách významně převyšuje rychlost v blízkosti zemského povrchu. Taková skutečnost má pro vývoj bouřek naprosto stěžejní význam.

Pokud by se rychlost větru s výškou neměnila, vznikající bouřky by trpěly jednou výraznou vadou. Místo spadu srážek v takových případech totiž koresponduje s místem vtoku teplého vzduchu do bouřky. Kvůli tomu pak bouřky po dosažení stadia zralosti poměrně rychle zanikají, neboť se tento výstupný kanál velmi záhy přerušuje. Takové prostředí je typické zejména pro tzv. “bouřky z tepla”. Ty netrvají obvykle déle než jen několik málo desítek minut. Ale i za takových podmínek může docházet k propagaci bouřek do určitého směru, případně i více směrů.

V prostředích s výraznějším stříhem větru dochází naopak k tomu, že se sestupné proudění se srážkami vytvoří dále od místa vtoku vzduchu do bouře. Jestliže zároveň vlastní tah bouřek není příliš podobný vektoru vertikálního stříhu větru, je možné se nadát i déletrvajícím působením bouřkové činnosti. Často v řádu několika hodin.

Teď stručně ke směrové složce stříhu větru. S rostoucí rychlostí proudění nabývá většího významu. Může doprovázet tzv. studenou advekci ve výšce, v jejímž důsledku dochází k destabilizaci zvrstvení vzduchu. Podobným způsobem jako vertikální změna rychlosti větru ovlivňuje pozici vzestupného a sestupného proudění.

Pro pozorovatele na zemi bývá známkou výrazného stříhu větru především odlišný směr tahu nízkých oblaků. Změna rychlosti větru je bohužel již o dost hůře pozorovatelná, protože je zpravidla obtížné ze země odhadnout relativní rychlosti tahu oblačnosti vyšších pater. Navíc v případě pozorování doprovodné bouřkové oblačnosti je třeba často odlišit i proudění relativní vůči bouři (*storm-relative winds*), které jinak situaci značně zkresluje.

Stříh větru kromě zmíněné diferenciaci vertikálních proudů v bouři vystupuje i v jiných důležitých rolích. Podporuje zpravidla rozvoj vertikálních proudů i při jinak nepříznivých stabilitních podmínkách. Nemůžeme si zde ale dovolit v souvislosti se stříhovými podmínkami detailněji pojednat o dalších faktorech souvisejících s dynamikou vývoje bouřkových buněk, přestože mohou v některých prostředích hrát opravdu podstatnou roli.

Nebudeme se sice zabývat vlivem stříhu větru na změny v divergenci (česky zřídlovosti) proudění různých výšek, ale měli bychom alespoň zmínit pojem horizontální vorticitu (česky snad víratost).

Vertikální proudy na svých okrajích jako důsledek kompenzace proudění vytvářejí víry s horizontální osou otáčení. Jejich působením se v případě výskytu sestupného proudu mohou v určité vzdálenosti od něj (na gust frontu) za vhodných stříhových podmínek iniciovat výstupné proudy. Projevit se mohou vývojem další kupovité oblačnosti nedaleko hlavní konvekční buňky a případně ovlivnit budoucí směr propagace vlastní bouře.

Dalším zajímavým procesem je charakteristické stáčení větru s výškou doprava, při současném zesilování jeho rychlosti. V důsledku toho se v *mezní vrstvě* může vytvořit *rotující vzestupné proudění*, které bývá předzvěstí vývoje *supercelární bouře*. A takové struktury mohou být někdy neobyčejně stabilní a potenciálně velmi nebezpečné.

4.3 Blokující inverze (mid-level capping inversion)

V minulých kapitolách jsme občas zmínili pojmy *volná atmosféra* a *mezní vrstva*. Proudění ve spodní mezní vrstvě atmosféry je ovlivněno třením vzduchu o zemský povrch. V letním období bychom při určitém zjednodušení mohli v některých případech mezní vrstvu považovat za totožnou s tzv. směšovací (konvekční) vrstvou. Tato spodní část troposféry se vyznačuje vertikálními pohyby ovlivněnými charakteristickým denním průběhem teplot.

Po východu slunce se při zemi a za slunečného počasí začínají vlivem zvyšujících se teplot ohřívat bezprostředně přiléhající vrstvy vzduchu. Následně dochází k promíchávání takto ohřátého vzduchu se vzduchem ve výšce. Na horní hranici směšovací vrstvy se v letním období zpravidla formuje vrstva s inverzním nebo stabilním průběhem teploty. Ta brání dalšímu rozvoji konvekce nad směšovací vrstvou. Po západu slunce ale zejména v noci se přízemní vrstva vzduchu začíná ochlazovat vlivem radiačního ochlazování povrchu a vzniká přízemní inverzní vrstva.

Výskyt bouřek je zpravidla běžný v odpoledních hodinách. V té době konvekční proudy směšovací vrstvy dosahují do největších výšek. V závislosti na síle inverzní (stabilní) vrstvy vzduchu na horní hranici směšovací vrstvy tato případně blokuje další vývoj konvekce. Míra rozrušování této blokující vrstvy rozhoduje o případném proniknutí vzestupných proudů až do volné atmosféry.

Při vývoji termicky podmíněných bouřek hraje blokující inverze velmi podstatnou roli. Pokud je příliš slabá, termické proudění může vést k příliš brzkému vývoji kupovité oblačnosti, který zpravidla znemožní vývoj významných bouřek. Je-li naopak příliš silná, nemusí k vývoji významné kupovité oblačnosti vůbec dojít. O úspěšnosti předpovědi bouřek často rozhoduje právě schopnost posoudit budoucí chování vzduchu v horních částech směšovací vrstvy.

Věřte, že mohou být podmínky ve směšovací vrstvě v důsledku různých nehomogenit značně lokálně proměnlivé. Zejména v mělkém tlakovém poli tak někdy téměř nelze předpovědět místo budoucího vývoje bouřkové oblačnosti.

Budeme na chvíli předpokládat ideální situaci, kdy existuje dostatečně chladný vzduch ve volné atmosféře a poměrně silná inverzní vrstva na hranici směšovací vrstvy. Ta funguje podobně jako zátku u šumivého vína, brání vývoji významné kupovité oblačnosti, přinejmenším v dopoledních hodinách. Dále předpokládejme, že nedochází ani k vývoji oblaků hezkého počasí (*cumulus humilis*) a ani ve vysoké atmosféře se nenalézá žádná oblačnost. Při zemi vane jen slabý vítr. Za

takových podmínek dochází v průběhu pozdních odpoledních hodin k pozvolnému rozrušování inverzní vrstvy a turbulentnímu promíchávání povrchem ohřátého vzduchu pod ní. Jakmile dojde k natolik významnému rozrušení inverzní vrstvy, že některý z výstupných proudů ji dokáže protrhnout a dosáhnout případně *hladiny volné konvekce* (hladiny od které již dochází k samovolnému rozvoji konvekce), zpravidla dojde k náhlému a prudkému vývoji bouřkového oblaku. Za vhodných stříhových podmínek (viz *výše*) a dostatečné vlhkosti vzduchu tak může vzniknout velmi silná bouřka. Bývá obvyklé, že po přerušení blokující inverze dochází k tomuž i na několika jiných místech nebo následuje iniciace dalších bouřek v bezprostředním okolí. Popsané podmínky jsou pro vývoj termicky podmíněných a velmi silných bouřek naprosto typické a přesně korespondují se situacemi, které člověk nejspíš popíše tak, že bouřky vznikly znenadání. K prudké změně počasí může v extrémních případech dojít i jen během 10-15 minut, nejčastěji ale trvá vývoj prudkých bouřek zhruba v intervalu 25-45 minut.

4.4 Buněčná architektura

Za jakési vyústění předešlého popisu bouřkových faktorů lze považovat následující klasifikaci bouřek podle charakteru a počtu konvekčních buněk. Jednotlivou konvekční buňku si lze ztotožnit s jedním silným vzestupným proudem. Pro většinu bouřek je typické, že sestává alespoň z několika konvekčních buněk v různém stadiu vývoje. Pořadí kategorií by mělo odpovídat rostoucímu stupni organizace struktury bouřek.

Rozlišujeme:

- Jednobuněčné bouřky (*single cell storms, pulse storms*)
- Mnohobuněčné (shlukové) bouřky (*multicell cluster storms*)
- Mnohobuněčné liniové bouřky (*multicell line storms, squall lines*)
- Supercely (*supercells*)

Ačkoliv se dle následujícího popisu může toto rozdělení na první pohled zdát zcela vyčerpávající, ve skutečnosti bohužel příliš nereflektuje skutečně se vyskytující případy. Pozorování bouřek ukazují, že mnohé bouřky nelze ani při sebelepší snaze zařadit do některé z těchto kategorií. Zejména počet bouřkových buněk se zdá být velmi zavádějícím klasifikačním znakem. Nikoliv jen z těchto důvodů nepovažuji toto členění za příliš smysluplné a předpokládám v budoucnosti pozvolný ústup od jeho používání, především v odborné literatuře.

4.4.1 Jednobuněčné bouřky (single cell storms)

Lze dovodit, že jednobuněčné bouřky jsou tvořeny jedinou konvekční buňkou, a proto nebudou mít zřejmě dlouhého trvání. V průměru se jejich životnost dá měřit na několik málo desítek minut. Takové bouřky proto nemívají žádný významný potenciál přinést nebezpečné počasí a zaujímají zpravidla malou plochu. Obvykle spadají do kategorie tzv. “bouřek z tepla”. Jak náhle vzniknou,

tak i rychle odezní. Příčinou je skutečnost, že po dosažení stadia zralosti sestupné proudění zpravidla zcela přeruší vzestupný proud.

Jen v ojedinělých případech se stává, že by byly bouřky natolik silné, že by se v nich například vyskytlo i krupobití. Jakékoliv intenzivnější projevy mají jen velmi krátké trvání. Lidem nahánějí strach pouze svým nečekaně rychlým vznikem. Tvoří se nejčastěji velmi náhle za jasného počasí, a protože nebývají nijak mohutné, snadno se na slabě kontrastní obloze přehlédnou a dokáží pak ledaskoho překvapit letní přeháňkou.

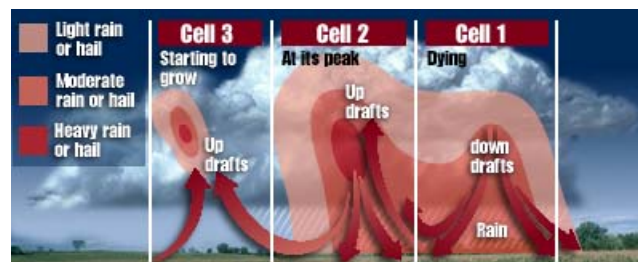
4.4.2 Mnohobuněčné shlukové bouřky (multicell cluster storms)

Mnohem významnější bouřková činnost se vyskytuje u bouřek s několika konvekčními buňkami. Zde musíme rozeznávat dva typy bouřek podle uspořádanosti jejich buněk.

Prvním případem jsou tzv. *shlukové bouřky (cluster storms)*. V našich podmínkách jde o nejčastěji se vyskytující typ. Vyskytují se v různých prostředích, ale povětšinou v homogenní instabilní vzduchové hmotě s nepřilíš výrazným vertikálním stříhem větru.

Vznikají nejčastěji tak, že se vytvoří jeden iniciační vzestupný proud, který postupně přetvoří věžovitý kumululus v *kumulonimbus*. V krátké době po vzniku tohoto oblaku se v bezprostřední blízkosti začne tvořit další, a pak opět další, a tyto postupně narůstající kupy mají tendenci ke spojování se do většího celku. Výsledkem je systém několika spolupracujících konvekčních buněk v různých stadiích vývoje. Staré rozpadající se buňky jsou nahrazovány novými. To je ostatně příčinou, proč tyto bouřky již mají schopnost přetrvávat výrazně delší dobu než jejich jednobuněčné varianty. V mnoha případech jen několik desítek minut, ale není zdaleka výjimkou i několikahodinová aktivita.

Propagace těchto multicel nebývá často snadno předpověditelná. Nové konvekční buňky se běžně vytvářejí v oblastech přízemní konvergence (soustředění vzduchu) vytvářených střetáváním sestupných proudů (i *gust frontů*) existujících buněk, případně během interakcí vertikálních proudů s okolním prostředím. V obvyklých případech se alespoň zpočátku nové buňky vytvářejí proti směru působení vertikálního stříhu větru ve směšovací vrstvě. Nicméně v prostředích s velmi slabým stříhem může být situace značně odlišná. S postupným vývojem začínají o směru a rychlosti propagace bouře rozhodovat i jiné faktory, které občas vyústí ve vznik více organizovaného systému konvekce. Kvůli schopnosti regenerace jednotlivých buněk a propagaci bouře nedochází často ani po západu slunce k rychlému rozpadu systému.



Obrázek 4.1: Mnohobuněčná shluková bouřka.

© www.usatoday.com

Díky všem těmto vlastnostem bývají multicely zdrojem lijáků, silné bleskové aktivity, nárazů větru i případného krupobití. Vyskytnout se v nich mohou i přívalové srážky. Vyskytují-li se pár hodin před příchodem fronty, může jejich četný výskyt značně ovlivnit charakter některých částí vlastní fronty.

4.4.3 Mnohobuněčné liniové bouřky (multicell line storms, squall lines)

Zdaleka nejčastěji je v našich krajích nebezpečné počasí vázáno na konvekci uspořádanou do linie. Bývá nejen zdrojem vydatných srážek, ale často také prudkých nárazů větru a silné bleskové aktivity, případně krupobití. Vyskytuje se v různých modifikacích odlišujících se zejména polohou oblasti se stratiformními (vrstevnatými) srážkami. Běžně doprovázejí silné studené fronty a bývají podstatně rozsáhlejší než shlukové bouřky.

Čára bouřek se skládá z několika konvekčních buněk. V mnoha případech začíná svůj životní cyklus stejným způsobem jakým vznikají i shlukové bouřky. Jen s tím rozdílem, že se postupem času nové buňky vytvářejí převážně na přední straně systému, případně dochází k vývoji souvislých výkluzných pohybů frontálního charakteru. Dovolují si takové systémy nejen kvůli obrácenému směru cirkulace označovat za *bouřkové fronty*. Ačkoliv k takovému vývoji může dojít z různých příčin, vždy se následkem vývoje na přední straně systému zesiluje činnost *fronty nárazovitého větru* (gust frontu) a čelo bouřek nabývá charakteristického tmavého, někdy až šedo zeleného a strašidelného vzhledu, často s tzv. návějovým oblakem (*shelf cloud*).

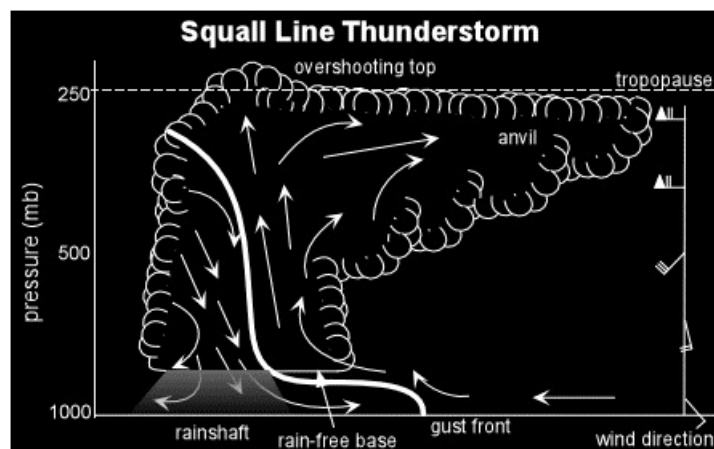
V mnoha významnějších případech je vývoj čáry s bouřkami daleko přímočařejší, a nevzniká postupnou přeměnou systému shlukových bouřek. Takové systémy nicméně vyžadují zpravidla existenci významnějšího spouštěcího mechanismu synoptického nebo mezosynoptického měřítká.

Nikoliv zřídka dochází v systémech liniové konvekce i k deformování původního tvaru přímky. Příčiny mohou spočívat jak uvnitř tak i vně systému. A právě s takovými systémy jsou spojovány i nejničivější větrné jevy (*derecho*).

Detailně strukturu a vzhled bouřkové fronty znázorňují následující obrázky.

4.4.4 Supercely (supercells)

Ještě nebezpečnější charakter počasí mohou přinášet tzv. *supercelární bouře*. Již o nich byla podrobnější zmínka při *popisu vizuálních prvků*. Jedná se o mohutné bouře dosahujících vertikálních výšek zpravidla alespoň 12-15 km. V literatuře jsou velmi zjednodušeně označovány za jednobuněčné bouře a bývají považovány za nejvíce organizované typy bouřek. Bouřkové buňky supercel se odlišují jednou podstatnou vlastností, přetrvávající rotací vzestupného proudu (*mezocyklóny*).



Obrázek 4.2: Squall line.
Department of Atmospheric Sciences (DAS)



Obrázek 4.3: Squall line s předsunutou kovadlinou a návějovým oblakem (shelf cloud).
@ Jimmy Deguara www.australiasevereweather.com (upraveno)

Supercelární bouře v jejím důsledku vytrvávají výrazněji delší dobu než konvekční buňky všech předchozích typů, zpravidla déle než hodinu. Zvláštním znakem je jejich časté odklánění se na-pravo od tahu okolních bouřek (*right moving*).

Ačkoliv existuje hned několik teorií pokoušejících se osvětlit příčiny vzniku rotujícího výstupného proudění a následnou organizaci struktury a propagaci supercely, zpravidla se příliš významně neodlišují v popisu pro její vývoj příznivých podmínek. Především se zdůrazňuje významná změna rychlosti a směru větru s rostoucí výškou, alespoň mírně instabilní zvrstvení, vysoká poměrná vlhkost vzduchu při zemi, malý úhel svíraný vektorem relativního proudění vůči bouři a vektorem horizontální vorticity, kladná vertikální vorticity ve středních výškách nebo divergence (zřídlovost) proudění ve vysoké atmosféře. Z celkem pochopitelných důvodů se zde zdržím bližšího výkladu, ale i tak výčet naznačuje, jak zřídka je jevem může právě výskyt supercel být. A právě tato v reálných podmínkách poměrně vzácná souhra příznivých podmínek bývá důvodem proč se často vyskytují méně stabilní bouře mající základní znaky supercel pouze v krátkém období svého života.

Jak naznačují mé dosavadní zkušenosti, a zřejmě i výzkumy z posledních let, z mnoha důvodů by se nejspíše správněji tyto bouřky supercelárního typu měly v širším významu označovat za *rotacely*. Rotace buňky se totiž zdá být opravdu jediným podstatným rozlišovacím znakem. Ostatní imponující vlastnosti, přispívající k téměř démonické fascinaci supercelami a ospravedlňující tak předponu *super-* ve svém názvu, nejsou ani zdaleka tak četné a neodpovídají četným pozorováním.

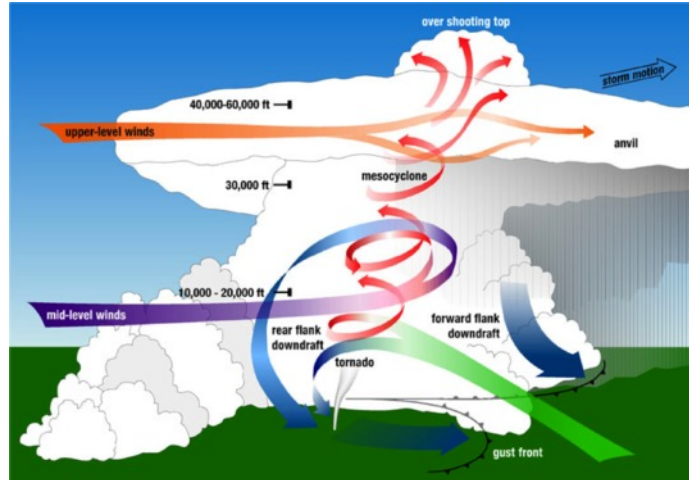
V závislosti na míře rotace bouře a vlhkostních podmínkách se i nadále v literatuře rozlišují tři hlavní typy supercelárních bouří.

V prostředích s nízkou vlhkostí vzduchu ve spodních vrstvách se vytvářejí tzv. *LP supercely* (*low-precipitation supercells*). Ty nejsou doprovázeny vydatnými srážkami ani silnými tornády, ale bývají častým producentem opravdu velkých krup.

Druhým typem bouří jsou *klasické supercely* (*classic supercells*). Ty se vyznačují již zcela zřetelnou existencí dvou oblastí sestupného proudění, které byly zmíněny *výše v textu*. Podstatnou je zde zadní výtoková oblast *RFD* (*rear-flank downdraft*), která při zemi částečně obepíná *rotující vzestupný proud* a přenáší srážky a srážkami prochlazený vzduch do západních částí bouře. Výrazně častěji než u předchozího typu se vyskytují v klasických supercelách silná tornáda, průtrže vzduchu (*downbursty*), velké kroupy a intenzivní srážky. U obou popisovaných typů jsou běžně pozorovatelné *stěnové oblaky* (*wall clouds*).

Posledním druhem supercel jsou tzv. *HP supercely* (*high-precipitation supercells*). Jsou nositelem obzvláště vydatných srážek způsobujících i lokální povodně. Obvodové části jádra bouře mívají někdy vzhled nikoliv nepodobný liniovým multicelám. Často je u nich pozorovatelné charakteristické rýhování oblačnosti (*striations*). Běžně produkují ničivé *downbursty* a hůře pozorovatelná *tornáda*, případně krupobití. Na rozdíl od předešlých typů se ničivé počasí projevuje často i na čelní straně bouře (*forward-flank downdraft*). Tyto bouře zpravidla vzbuzují z jakéhokoliv místa pozorování opravdu silný respekt.

U běžné supercely si lze všimnout určité podobnosti s frontálním systémem tlakové níže. Lze zpravidla identifikovat centrum nižšího atmosférického tlaku ve středu a *teplou pseudofrontu* na východní straně bouře. Již méně stacionární rozhraní vázané na RFD, kterým se manifestuje přítomnost *mezocyklóny*, plní společně s tlakovou depresí ve středu bouře roli jakéhosi vysavače



Obrázek 4.4: Supercela.

© NOAA

okolního vzduchu a specifickým způsobem tento promíchává se vzduchem ovlivněným srážkami.

Chování supercelární bouře je podobně jako u jednoduchých jednobuněčných bouřek silně ovlivňováno aktuálními podmínkami, ale na rozdíl od nich je její následující vývoj ovlivněn značnou setrvačností rotujících buněk. Docházet může k opětovnému obnovování mezocyklóny, k její okluzi a případnému přesunování, k zániku stávajícího a vzniku nového vtoku vzduchu do bouře, k vícečetnému rozvoji mezocyklón a dalším procesům, jejichž příčiny, průběh, projevy a následky ještě nejsou dostatečně dobře prozkoumány. Ostatně to samé lze tvrdit o organizovaných multicyklárních bouřích a rozsáhlejších konvekčních systémech. V českých zemích dochází k vývoji ničivých supercelárních bouří jen zřídka. Daleko podstatnějším nositelem ničivého počasí jsou u nás *systemy liniové konvekce*. Nejdůležitějšími překážkami pro vývoj supercel v ČR je více kontinentální klima (s nízkou přízemní vlhkostí vzduchu), nepříliš pravděpodobný současný výskyt silného stříhu větru a instabilního zvrstvení v začátku letního období, pravděpodobně nepříznivé závětrné působení alpského pohoří a poměrně členitý reliéf. V Evropě jsou o dost příznivější podmínky v četných oblastech Francie, v Belgii, Nizozemí, severní Itálii a v některých částech Německa a Polska, ovšem ale také i v severozápadní části Balkánu nebo Maďarsku. Vhodným obdobím pro vývoj supercelárních bouří (především takzvaných *mini-supercel*) se v ČR zdají být pozdní jarní měsíce, s neoptimálnějším obdobím v posledních dvou červnových týdnech při přílivu středomořského vlhkého vzduchu z jižních směrů.

Oblačnost

Po dostatečném úvodu do oblasti podmínek ovlivňujících vývoj bouřek a mechanismů utvářejících bouřkovou oblačnost se budu v následujících kapitolách věnovat již výhradně jen popisu vzhledu bouřkového oblaku, jeho zvláštností a související či doprovodné oblačnosti. Jen občas připojím poznámky popisující podmínky příznivé pro vývoj daného tvaru, zvláštnosti či oblaku.

5.1 Tvary bouřkového oblaku

U každého bouřkového oblaku rozlišujeme dva základní tvary, které do určité míry vypovídají o podmínkách ve vysoké atmosféře a stupni vývoje daného oblaku. Rozeznáváme pouze dva základní tvary:

1. *calvus*
2. *capillatus*

Typické zástupce těchto tvarů znázorňují následující dva obrázky.

Posuzovaným tvarem bouřkového oblaku a odlišujícím znakem je pouze jeho nejvyšší část, uvnitř které dochází k masivnímu zamrznání tekutého obsahu a desublimaci vodních par. A je to právě ledový obsah oblaku, díky němuž se propůjčuje vrcholu bouřkového oblaku na první fotografii jakýsi mlhavý vzhled a ten tak ztrácí ostré obrysy. Mléčný vzhled této části je naprosto typický pro první ze zmíněných tvarů - *calvus* (česky lysý).

Tvar *calvus* je často chápán jako počáteční stadium vývoje bouřkového oblaku. Zpravidla až od chvíle jeho výskytu začínají z oblaku vypadávat srážky. Při pokračujícím vertikálním vývoji kumulonimbu se může postupně vrchol oblaku přetvářet do tvaru *capillatus* (česky vlasatý).

Další tvar již vytváří navrchu kumulonimbu jakýsi chochol, případně kompaktnější hmotu, kterou poté označujeme pro svůj charakteristický vzhled kovádkou (viz zvláštnost *incus*). Tvar horní části oblaku se často rozlévá do stran v důsledku silného výškového proudění nebo blízkosti stabilní vrstvy, především stratosférické inverze.



Obrázek 5.1: Cumulonimbus calvus.
© John Frisch, 2013

Tento tvar může být v závislosti na vlhkosti vzduchu ve výšce různě kompaktní. Při nízké vlhkosti vzduchu mívá značně vláknitý vzhled nikoliv nepodobný běžné vysoké cirrovité oblačnosti. Takové bouřky obvykle nevytvářejí významnější srážky. Kompaktnější vzhled s poněkud zřetelnějšími okraji naopak napovídá, že se v horní části kumulonimbu odehrávají výrazné srážkotvorné procesy, při kterých dochází k prudkému nárůstu a zpravidla i masivní agregaci ledového obsahu.

5.2 Zvláštnosti bouřkového oblaku

Zvláštnosti a průvodní oblaky jsou stejně jako tvary bouřkového oblaku součástí mezinárodní klasifikace oblaků. Oblaky typu *Cumulonimbus* jsou podle ní doprovázeny celkem devíti zvláštnostmi. Později si nicméně popíšeme i jiné typy doprovodné oblačnosti, které ačkoliv nejsou součástí této klasifikace, tak ji do určité míry upřesňují a jsou obecně respektovány.

5.2.1 Praecipitatio

Tato zvláštnost se jeví jako spojení základny nebo i vyšších částí kumulonimbu se zemským povrchem. Označuje místo s vypadávajícími srážkami a tato zvláštnost je v důsledku rozsáhlejších nebo intenzivnějších srážek často neprůsvitná.

5.2.2 Virga

Virga je zvláštností, která se od té předchozí (*praecipitatio*) liší pouze tím, že srážky vypadávající z kumulonimbu nedopadají až na zemský povrch. Příčinou je vypařování padajících srážek během



Obrázek 5.2: Cumulonimbus capillatus.
© Nick Roche, 2009



Obrázek 5.3: Cumulonimbus praecipitatio.
© Chuck Doswell

propadu suchými vrstvami vzduchu. Nemusí se ani zdaleka vyskytovat pouze v nejspodnějších vrstvách bouřkového oblaku.



Obrázek 5.4: Cumulonimbus virga.

© Kelly DeLay, 2012

Virga se vyskytuje i u jiných oblaků, ale zpravidla má vláknitý vzhled a její tvar se přizpůsobuje silám proudění ve vrstvách kterými srážky propadávají. Během odpařování srážek dochází k ochlazení vzduchu a to téměř vždy v případě jejího výskytu pod kumulonimbem znamená zesílení větru při zemi. Často je virga průvodním jevem *suchých průtrží vzduchu* (*dry microbursts*). Bývá běžným příznakem rozpadu oblačnosti nebo přibližujícího se pásma srážek. Není nijak zvlášť ojedinelé když se v určité vzdálenosti od *virgy* začíná vytvářet i roztrhaná oblačnost.

Zvláštnost si lze velmi snadno splést s podobně vypadajícím jevem, který se také váže na bouřkové oblaky. Nedochozí při něm ale k propadávání a následnému odpařování srážky, ale k turbulentnímu promíchávání oblačných částic bouřkové základny (*fractonimbus*).

5.2.3 Pannus

Nízké tmavé roztrhané oblaky (*scud clouds*) typu *stratus fractus* a *cumulus fractus* v nízké výšce nad zemí pod základnou kumulonimbu a s tímto mateřským oblakem související jsou označovány za zvláštnost *pannus*. Nalézají se v nízké výšce nad zemí a od bouřkového oblaku jsou většinou odděleny. Mají tendenci přetvářet se do vrstev, které pak mohou pozorovateli na zemi zcela zastínit vlastní bouřkový oblak.

Kromě ojedinelých případů z nich nevypadávají srážky, přesto jimi ale srážky nezřídka propadávají. Vznikají sice často právě v důsledku vypadávání srážek a turbulentního promíchávání vzduchu během bouřky, ale k jejich vývoji obecně může vést více procesů. Zpravidla se doprovodné oblaky pohybují velmi rychle a podle jejich pohybu si lze často udělat přehled o struktuře bouřky, zejména o pozicích sestupných proudění.



Obrázek 5.5: Cumulonimbus pannus.

Oba typy oblačnosti podléjící se na této zvláštnosti kumulonimbu lze jen obtížně odlišit. Oblaky typu stratus fractus se jeví o málo tmavší a jsou více ploché než jejich dvojníci druhu cumulus fractus. Příčinou je odlišný mechanismus jejich vzniku. Zatímco pro vývoj roztrhaného stratu je obvyklým procesem vývoje turbulentní promíchávání vlhkého vzduchu ovlivněného srážkami, na vzniku oblaku cumulus fractus se podílejí konvekční pohyby. Díky nim mají kumuly především patrný vertikální rozsah.

Roztrhaná oblačnost má velký význam při pozorování, protože na základě jejich tahu je možné zhodnotit směr větru a případně identifikovat přibližnou pozici hlavního výstupného proudu, nebo okrajů sestupných proudění (*outflow*).

5.2.4 Incus

V bouřkovém oblaku s dostatečně silnými a déle trvajícím výstupným proudem se tvar *capillatus* může přetvářet až do podoby rozměrné kovadliny. Nejsvrchnější část kovadliny je zpravidla plochá vlivem působení stabilní vrstvy vzduchu nad ní.

Tato zvláštnost značí, že se v oblaku odehrávají významné srážkotvorné procesy a v horních částech kumulonimbu velmi pravděpodobně vznikají i kroupy. Lze předpokládat silnější bouřkové projevy, zejména pak silné srážky a významnější bleskovou aktivitu.

5.2.5 Mamma

Velmi fotogenickou zvláštností bouřkového oblaku jsou dolů směřující výběžky svázané s kovadlinou *kumulonimbu*. A byly to právě jejich tvary připomínající ženskou prsa, které daly této zvláštnosti i svůj název (*mamma* nebo *mammatus* - česky mající prsa).



Obrázek 5.6: Cumulonimbus capillatus incus.
www.wolkenatlas.de, © Heinz Muckenfuß

K výskytu této zvláštnosti dochází často během rozpadu horních částí oblačnosti. Může vytrvat několik desítek minut, ale v ojedinělých případech i výrazně déle. Zejména u rozsáhlých bouřek bývá jediným příznakem jejich činnosti i v místech, kde nejsou jinak její projevy vůbec znatelné. Při rychlém výškovém proudění, kdy se kovádky ojediněle protahují i stovky kilometrů před střed bouře, se mohou stát i dominujícím prvkem vysoké a střední oblačnosti, bohužel většinou i znakem rozpadu bouřkové činnosti v dané oblasti.

Ačkoliv pro vysvětlení příčin vzniku této nezvyklé podívané existují různé teorie, nejvíce uznávaným podnětem k vývoji zvláštnosti se jeví proces odpařování a sublimace části kovádky kumulonimbu, který iniciuje vývoj sestupných proudů směřujících do stabilních ale dostatečně vlhkých vrstev v blízkosti spodní části bouřkové kovádky.

5.2.6 Pileus

Nad vrcholy jednotlivých výstupných proudů kupovité oblačnosti se poměrně zřídka a jen na krátkou dobu objevují doprovodné oblaky ve tvaru mlhavých kloboučků nebo nerozsáhlých slabých vrstev. Zpravidla během pokračujícího vertikálního vývoje mateřského oblaku dochází k jejich částečnému nebo úplnému pohlcení. Proto bývá tato zvláštnost pozorována jen velmi krátkou dobu, často jen desítky vteřin.

K formování tohoto oblaku dochází během náhlého nadzvednutí stabilní vrstvy vzduchu nad mateřským oblakem, při kterém dochází k prudké desublimaci (depozici) vodní páry za rychlého vzniku oblasti s výskytem vysoké koncentrace velmi malých ledových částíček, ještě o řád menších než u zmrzlých mlh. Plocha vrchní části výstupného proudění rozhoduje o velikosti nadzdvíhané vrstvy a pozitivní vliv na její vývoj má i proces následného obohacování vrstvy vodním obsahem



Obrázek 5.7: Cumulonimbus mamma.
ww2010.atmos.uiuc.edu



Obrázek 5.8: Cumulonimbus pileus.
© H.E. Edens

kumulonimbu. Při silnějších vertikálních rychlostech je možné zaznamenat i výskyt více cirrovi-
tých vrstev nad sebou.

5.2.7 Velum

Velum představuje v mnoha ohledech podivnou a poměrně řídkou se vyskytující zvláštnost. Její název, který by se dal nejspíše volně přeložit jako závoj nebo blána, bohužel příliš neodpovídá vzhledu oblačnosti. Více znepokojující je ale skutečnost, že se za *velum* běžně označují téměř jakékoliv vrstevnaté doprovodné oblaky bez přihlídnutí k příčinám jejich vzniku. Fakticky to ukazuje jak jsou mechanismy vývoje slohovitě oblačnosti v oblastech s (hlubokou) konvekcí nedostatečně objasněny. Ani po více jak dvanácti letech od napsání této práce se zřejmě v tomto ohledu nic podstatného nezměnilo.

Zvláštnost doprovází dle definice výhradně kumulonimbu a kumuly. Přesto lze podle mého názoru *velum* pozorovat přinejmenším i v blízkosti stratokumulů.

Velum se nalézá zřejmě o něco častěji ve středních částech kumulonimbu, kde se ve vzácných případech vyskytuje i ve více vrstvách nad sebou. Prudký vertikální vývoj kupovité oblačnosti zřejmě obohacováním existujících stabilních vrstev vodními parami významně podporuje výskyt zvláštnosti. Na vzniku se ale pravděpodobně mohou významně podílet nadále nepřilíš objasněné (kompenzující) pohyby vzduchu v okolí bočních stěn kupovité oblačnosti, nebo konvekcí podmíněné turbulentní promíchávání vzduchu pod stabilními vrstvami.

Pozorování ve vyšších částech kumulonimbu není ale výjimečné. Nicméně zde vzniká *velum* obvykle způsobem nepřilíš odlišným od předchozí zvláštnosti *pileus*, nejspíše jen s výrazným přispěním stříhu větru. V jiném případě vznikají vrstvy *vela* i pod vlivem synopticky podmíněné teplé advekce, kde vlastní konvekce hraje zpravidla jen přechodnou a postupně se umenšující roli.

Zejména ve středních výškách má *velum* vždy podobu jen slabých vrstev. Ty mohou sice i zcela obklopovat bouřkový oblak, ale nepoměrně častěji je tato doprovodná oblačnost pozorována jen v podobě místně se vyskytujících slabých a horizontálně nerozsáhlých vrstev i poněkud vzdálených od hlavní kupovité věže. Výskyt *vela* se v každém případě omezuje jen na vertikálně slabé, dostatečně vlhké a především stabilní vrstvy vzduchu.

Přál bych si, abych v některém z následujících desetiletí v důsledku pokroku v pochopení všech procesů vedoucích k vývoji vrstevnaté oblačnosti v prostředích s konvektivní činností mohl *velum* ze seznamu zvláštností definitivně vyřadit.

5.2.8 Arcus

Před přibližujícím se čelem významnějších bouřek lze nezdídka v malé výšce nad zemí pozorovat zvláštní doprovodnou oblačnost, která se pro svůj specifický a kontrastní vzhled zvyšující dramatický efekt z pozorování bouřkové činnosti stává terčem zájmu nejen laické veřejnosti, ale i vítaným cílem fotografických objektivů.



Obrázek 5.9: Cumulonimbus capillatus velum.
SpireWeather

Zvláštnost *arcus* je vizuálním projevem střetávání dvou zcela odlišných vzduchových hmot, té před bouří a druhé masu vzduchu ovlivněné sestupným prouděním za jejím čelem. Během této kolize hmot dochází jak v horizontálním tak vertikálním směru k náhlým a významným změnám meteorologických charakteristik. Za zřejmě nejvýznamnější důsledek střetu těchto dvou hmot lze považovat přenos hybnosti (zjednodušeně rychlosti proudění). Při zemi se to projevuje nejen významným zesílením rychlosti větru, ale i prudkými změnami jeho směru. Změna počasí je doprovázena běžně i silným poklesem aktuální teploty, zvýšením atmosférického tlaku a vlhkosti, obvykle následované přechodem pásma srážek. Do značné míry tyto změny tedy připomínají chování na atmosférické frontě.

Ačkoliv zde mluvíme jen o jedné zvláštnosti, ve skutečnosti se pod jejím názvem *arcus* skrývají hned dva různé typy doprovodné oblačnosti. Nejspíš proto se u této zvláštnosti vlastní pojem *arcus* téměř nepoužívá. Oba níže zmíněné oblačné útvary vznikají vždy následkem již výše popsaného procesu. Budeme se jimi blíže zabývat nejen z důvodu zjevné oblíbenosti, ale také kvůli jemným detailům, které pomohou vyloučit četná nedorozumění při jejich identifikaci.

Shelf cloud (návějový oblak)

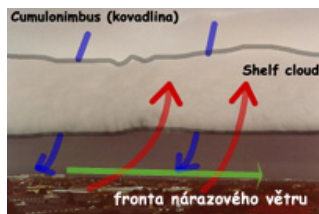
Zejména na čelní straně gust frontu (*frontě nárazovitého větru*) se u výrazných bouřek nezdávka vyvíjí doprovodná oblačnost, kterou pro zjevnou podobnost se sněhovou návějí zde označují jako *návějový oblak (shelf cloud)*.

Za gust frontem se zpravidla vyskytují srážky. A je to zvláště srážkami ochlazený vzduch, který před sebou tlačí masu zpravidla teplejšího vzduchu a je tak příčinou vzniku návějového oblaku, především na přední straně bouřky.

Na rozhraní základny kumulonimbu beze srážek a oblastí se srážkami se běžně vytvářejí nestabilní oblačné formace. A to i u jinak slabých bouřek. Skládají se často z nízkých roztrhaných oblaků, ale mohou mít i podobu zvlněných oblačných nebo turbulencí zbrzděných vrstev, případně jen slabého olemování srážkové oblasti v úrovni základny. Vznikající návějový oblak se vytváří před těmito charakteristickými rysy oblačnosti.

O tvaru a celistvosti návějového oblaku rozhoduje mnoho faktorů. Proto jeho vzhled je vždy svým způsobem unikátní. Kompaktní shelf cloud se vytváří podél rozhraní, které ovlivňuje ze zadní strany homogenní vzduchová masa ochlazená a zvlhčená padajícími srážkami. K jeho masivnímu vzhledu někdy přispěje i dostatečně vlhký vzduch před vlastním čelem bouřky, o jehož přípravu se mnohdy postará předcházející vypadávání srážky z předsunuté *kovadliny kumulonimbu*.





© Michael Bath

Neměnnost vzhledu této zvláštnosti je závislá především na stříhu větru v nízkých výškách, proměnlivosti pádové rychlosti sestupného proudu v bouřce, případně její rotaci, a v neposlední řadě i stabilitě zvrstvení vzduchu před jejím čelem. Velmi podstatnou roli pro její vývoj ale hraje i charakter terénu, přes který bouře přechází. Zdaleka nikoliv pouze jeho reliéf.

V obvyklých případech nebývá návějový oblak příliš kompaktní a podél celé fronty nárazovitého větru ani zdaleka souvislý. Příčinu lze hledat jak v nestabilních podmínkách tak prostorových nehomogenitách. Vertikální rozsah oblačného útvaru se pohybuje zpravidla v řádu stovek metrů. Ani výška základny zvláštnosti nebývá na všech místech zcela stejná. Téměř vždy ale leží o hodně níže než základna kumulonimbu. Ve vzácných případech se některé jeho části téměř dotýkají zemského povrchu.

A protože při střetávání vzduchových hmot na *gust frontu* dochází k různým deformacím pole větru, je možné se setkat v některé části návějového oblaku i s velmi krátkodobým překlápěním běžně přítomné rotace proudění kolem horizontální osy do více vertikálního směru. Vzniklý vír pak může ve formě jakýchsi výběžků ze základny nebo případně v podobě méně soudržného sloupce i na úrovni zemského povrchu připomínat běžné *tornádo*, ale na rozdíl od něj nepřináší v naprosté většině případů žádné významnější škody (*gustnado*). Důvodem je především skutečnost, že rychlosti větru v něm řádově nepřekračují rychlosti nárazovitého větru na *gust frontu*.

Nicméně v některých komplexnějších bouřkových systémech se mohou na jejich přední straně v blízkosti shelf cloudu vyskytnout i silnější *nesupercelární tornáda*.

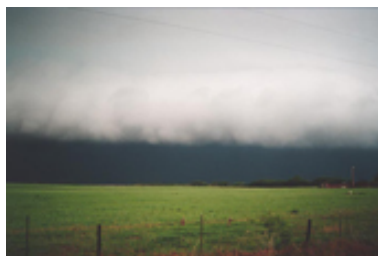


Obrázek 5.10: Gustnado.

© Phillip Basil-Jones, 2007

Nenechte se mýlit ani případnou zdánlivou neměnností tvaru návějového oblaku. Ve skutečnosti je

proudění v jeho blízkosti velmi dynamické. Jinak by totiž oblak nebyl vůbec stabilní a rychle by se rozpadl. Na jeho přední straně dochází k trvalému a významnému výkluznému pohybu.



© Andrew Godsmán a Michael Bath

Na dvou výše uvedených fotografiích jsou klasické případy návějových oblaků. Na prvním z nich je naprosto běžně se vyskytující shelf cloud na čele silnější bouřky. Druhý příklad pak ukazuje jeho kompaktnější verzi, typickou zejména pro silné bouřkové fronty (*squall line*).

Stručně se zmíníme o charakteru oblačnosti nad úrovní shelf cloudu. Ta totiž také bývá nezdánlivě velmi spektakulární a leccos nám může napovědět o typu, režimu propagace a intenzitě daného bouřkového systému. Vzhled této části *kumulonimbu* (nebo doprovodné oblačnosti) je do značné míry určen stabilitou zvrstvení nad bouřkovou základnou. Panují-li v těchto výškách dostatečně instabilní podmínky, lze se setkat na čele bouřky s kupovitou oblačností, nejčastěji tvaru *castellanus* nebo *fractus*. Tento tvar se svými charakteristickými věžičkami v horní části je známkou tendence k vývoji nových konvekčních buněk na přední části systému. V případě naopak stabilního zvrstvení se zde za předpokladu výskytu silných výkluzných pohybů na gust frontu formují charakteristické rýhované nebo zvlňžené pásy oblačnosti. Ty mohou prozrazovat existenci *blokujících teplotních inverzí*, ale i významného vertikálního stříhu větru nebo *mezocyklóny*. Za takového stavu se může při dostatečné vlhkosti vytvářet před vlastním *gust frontem* významná vrstevnatá oblačnost zakrývající i značnou část předsunuté kovádliny bouřkového oblaku, případně do ní vrůstající. Nicméně oblačné vrstvy se mohou tvořit i v důsledku jiných mechanismů, které zde pro stručnost ale nebudeme rozebírat. Navíc by to i poněkud narušilo zde výrazně zjednodušené pojetí gust frontu jako nezpochybnitelné styčné plochy mezi vzduchovými hmotami různých vlastností. Ve skutečnosti je takové pojetí při opravdu významných konvektivních událostech jen pouhou iluzí.

Roll cloud (rotorový oblak)

Rotorové oblaky (zkráceně rotory) nejsou výhradně doménou bouřkové činnosti. Vytvářejí se poměrně běžně, vždy jen ve stabilní vzduchové vrstvě. Jejich obvyklým místem výskytu jsou závětrí kopců a horských masivů a příčinou jejich vzniku pak rozvoj vlnových pohybů v atmosféře.



Obrázek 5.11: Shelf cloud se zvlněnou vrstvou nad ním.
© Daryl Ritchison, 2008

V *mezní vrstvě* jsou v blízkosti bouřkového oblaku obvyklou příčinou vzniku vlnění silná sestupná proudění. A je to právě jen a pouze sestupné proudění v roli iniciátora vzniku zvláštnosti, které je pomyslným a jediným pojítkem s *návějovým oblakem* (*shelf cloud*). Podmínka stabilního zvrstvení vzduchu je mimo oblasti se sestupným prouděním v bouřce zpravidla vždy splněna alespoň ve slabé vrstvě vzduchu. Pro vývoj jednotlivé vlny zodpovědné za vznik roll cloudu je zřejmě nutný ale větší vertikální rozsah takové vrstvy a její vysoká poměrná vlhkost. Zřejmě proto je i v bouřkách se silnými propady studeného vzduchu *roll cloud* poměrně zřídkačným jevem. Nejsou nicméně příliš detailně známy okolnosti jeho vývoje, proto i následující popis nepovažujte ze jediné a zcela zaručené vysvětlení všech podobných úkazů.

Ke vzniku stabilní vlny zodpovědné za zformování této doprovodné oblačnosti (*interního solitonu*) je potřebná alespoň krátkodobá oscilace ve vertikální rychlosti vzduchu. Jsou tak naplněny podmínky pro vznik tzv. *hydraulického skoku*. Výsledná vlna je charakteristická svou velkou amplitudou a pohybuje se určitým směrem, který díky vlastnostem vlny zůstává nezměněn. Rychlost šíření vlny se obvykle pohybuje v desítkách kilometrů za hodinu. Při nezměněných stabilitních a stříhových podmínkách může přetrvávat i poměrně dlouhou dobu. Nicméně to nebývá v tak dynamickém prostředí jakým je právě okolí bouřek příliš obvyklé. V horní části vlny dochází ke kondenzaci zodpovědné za vlastní zformování doprovodného oblaku.

Po tomto úvodu bude jistě již snadnější dovodit vzhled, chování i vlastnosti této zvláštnosti, a tak jej snadněji odlišit od předchozího *návějového oblaku* (také *arcus*). Přesto takový úkol ale nebývá v terénu v daném okamžiku a z určitého pozorovacího místa bez posouzení časového vývoje vůbec jednoduchý.

Rotorový oblak má obvyklý tvar protažené trubice často jen zdánlivě rotující kolem své horizontální osy. Je dlouhý zpravidla alespoň několik kilometrů. Na přední straně dochází k vystupování vzduchu a jeho následné kondenzaci, na zadní naopak k sestupu a odpařování. Pozorovatel na zemi si před jeho přechodem všimne náhlého setmění následovaném většinou i velmi náhlou změnou síly větru. Obvykle i z naprostého bezvětří v průběhu několika málo sekund dosáhne vítr rychlostí



Obrázek 5.12: Roll cloud.
© Gry Elise Nyland a Jim Foster, 2013

i přes 20 m/s. Po přechodu oblaku se opět vše vrátí do předchozího stavu. Jak jsme již naznačili, *roll cloud* se pohybuje do značné míry nezávisle na vlastním pohybu bouře. Kvůli této vlastnosti se pak často ocitá i v místech, kde bychom jej běžně neočekávali. A je to právě odvislost oblaku od vlastního kumulonimbu, která se uvádí jako hlavní znak odlišující jej od *shelf cloudu* (návějového oblaku).

Na závěr znovu připomenu, že není režim vzniku této oblačnosti dostatečně objasněn. Podle mého názoru jsem zde dostatečně popsal pouze jeden režim vývoje rotorového oblaku. Ovšem jistě z pohledu pozorovatele ten nejzajímavější. Pro úplnost se ale ještě stručně zmíním o jiném.

Při pozorování si lze občas všimnout rotujících oblaků, jejichž životnost je značně odlišná od toho co bylo popsáno, a která je silně závislá na trvalém působení sestupného proudění. Tyto zjevně velmi nestabilní a krátkodobé víry s horizontální osou otáčení se nevytvářejí v důsledku vlnění v atmosféře, ale pouze vlivem existence dočasného zdroje horizontální vorticity. Nevyžadují pro přetrvání své nikoliv jen domnělé cirkulace ani zdaleka tolik stabilní vrstvu. A z pochopitelných důvodů se ani nevzdalují relativně od místa svého vzniku. To bude ostatně asi jedním z důvodů, proč se rotory tohoto typu i nadále zařazují pod stejnou zvláštnost kumulonimbu (*arcus*) jako návějový oblak (*shelf cloud*). Dokonce se i předpokládá možnost jeho přeměny v *shelf cloud*. Dále uvedená fotografie s popisky bude klasickým příkladem takového rotorového oblaku.



Obrázek 5.13: Roll cloud s náznakem rotace podle horizontální osy.
Podkladová fotografie © Chris Giles

Tuba (nálevkový oblak)

Během vývoje této zvláštnosti by měl být pozorovatel v její blízkosti obzvláště obezřetný, protože může předznamenat výskyt ničivého *tornádového víru* (*velké tromby*).

Nálevkový oblak je viditelný ve formě sníženiny základny nebo spodního okraje oblačnosti středních výšek a může se za příznivých podmínek postupně spouštět směrem k zemskému povrchu.

Tvarem zpravidla připomíná nálevku nebo trychtýř, který se směrem k zemi nepatrně zužuje, ale nikdy se jí zcela nedotkne. Velmi často je u něj patrná rotace.



Obrázek 5.14: Cumulonimbus tuba.
© Chris Nava

Doprovodný oblak nemusí být vázán jen na oblačnost typu *Cumulonimbus*. Vyskytnout se může i ve společnosti běžné kupovité oblačnosti. Na jeho zviditelnění se podílí dostatečně vlhký vzduch v okolním prostředí, v případě nízko položené tuby například i srážkami ochlazený vzduch pod základnou kumulonimbu. Protože se *tuba* nikdy nevytvoří bez přítomnosti kupovitého oblaku v jinak suchém prostředí a nerozvíjí se směrem od země, není pravděpodobná její záměna za nepoměrně častěji se vyskytující *malou trombu*.

5.3 Ostatní oblačnost

V předchozích odstavcích jsme již zmínili i takové doprovodné oblaky, které nejsou dodnes součástí mezinárodní klasifikace oblaků. V podobném tónu budeme pokračovat a ačkoliv nejsou některé z předchozích i následujících termínů obecně přijímány odbornou veřejností, mezi lovci bouřek (*stormchasery*) se dá již téměř hovořit o ustálené a respektované terminologii.

V závěru kapitoly ještě pro úplnost zmíníme některé typy oblačnosti, které sice bouřkovou činnost běžně doprovázejí, ale nemusí být nutně její součástí.

5.3.1 Wall cloud (stěnový oblak)

Jakýmsi svatým grálem mnoha pozorovatelů silných bouří bývá *stěnový oblak*. Nikoliv pouze kvůli jeho poměrně vzácnému výskytu. Tento doprovodný oblak je oblíbeným cílem lovců bouřek i díky své zvláštní a snadno pozorovatelné dynamice vývoje, velké proměnlivosti vzhledu a v neposlední řadě při jeho rotaci i kvůli příslibu možného budoucího vývoje tornáda v jeho bezprostřední blízkosti. K vývoji wall cloudu dochází nejčastěji v *supercelárních bouřích*.

Stěnový oblak (*wall cloud*) se vždy vyvíjí pod základnou kumulonimbu bez srážek, v oblasti s významným výstupným proudem. Jedná se běžně o poměrně stabilní oblačnou formaci kupovitého vzhledu. Buď nabývá eliptického tvaru typického svou značnou výstředností nebo podoby různě mohutné a kompaktní oblačné hradby ve tvaru klínu svažujícího se směrem k nejbližšímu srážkovému poli. Oblak může ale nemusí být vždy vizuálně propojen se základnou bouřkového oblaku. Lze u něj za příznivých podmínek i pouhým okem zaznamenat rotaci kolem vertikální osy. Šířka útvaru dosahuje stovek metrů až několika málo kilometrů.





Následujícím popisem mechanismu vzniku lze dobře vysvětlit nejen jeho vzhled, ale i jeho značnou proměnlivost v čase. A tím pomoci pozorovateli odlišit jej od jiných doprovodných oblaků. Velmi často se totiž za stěnový oblak zaměňuje roztrhaná oblačnost (*pannus*, *cumulus fractus*, *stratus fractus*) nebo obyčejně v docela jiných místech se vyskytující *návějový oblak* (*shelf cloud*).

K vytvoření stěnového oblaku je třeba splnění dvou hlavních předpokladů. V základně *bouřkového oblaku* musí existovat do značné míry dobře ohraničená oblast s významným vzestupným prouděním. To bývá splněno zejména u silných bouří, u kterých se díky dobře strukturovaným oblastem umístění oblaku zpravidla shoduje s nejsilnějším vtokem teplého a vlhkého vzduchu do bouře. U *supercelárních bouří* je takovým místem *mezocyklóna*, která projevuje-li se dostatečně i v nižších hladinách atmosféry, bývá již předtím nezřídka naznačena alespoň mírným lokálním snížením základny *kumulonimbu*. Druhou nutnou podmínkou je blízký zdroj chladnějšího vlhkého vzduchu. Takovou roli sehrává téměř vždy srážkami zvlhčený vzduch z přední části bouřky, případně zadní výtokové oblasti (*rear-flank downdraft*). Nicméně ke kondenzaci oblaku v nižších výškách přispívá nakonec i nezanedbatelné působení sníženého tlaku vzduchu ve výstupové oblasti. Relativní význam tlakového deficitu zde zřejmě roste se zvyšující se rotací bouřkového systému.

Jedná se především o silné *liniové multicelární bouře* a *supercely*, ve kterých jsou kvůli silnému *sřihu větru* a případné *mezocyklóně* velmi dobře odděleny oblasti se vzestupným proudem a sestupným prouděním. Příznivé okolnosti jsou schopny v centrálních částech bouře udržet i na delší dobu dostatečně stabilní prostředí pro vývoj wall cloudu.

Zadní výtok vzduchu u *supercely* přispívá k zesílení případné rotace stěnového oblaku. Často lze na severozápadní straně *rotujícího vzestupného proudu* se *stěnovým oblakem* tento zadní sestupný proud pozorovat jako místní zeslabení oblačnosti běžně doprovázené vypadáváním velkých krup. A zejména tehdy vynikne i podstatné zesvětlení dotyčné části základny (*clear slot*).

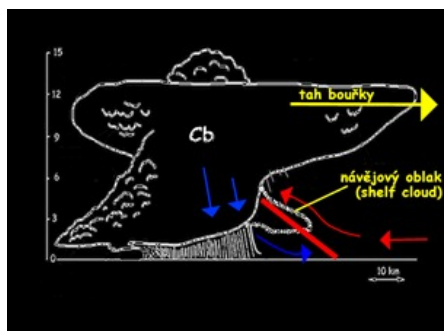
Stěnový oblak vzniká během procesu vtahování (*entrainment*) vlhkého a chladného vzduchu ze srážkové oblasti do zpravidla silného konvekčního proudu. Právě z toho důvodu získává často wall cloud svůj typický vzhled vertikálně se rychle vyvíjející kupovité oblačnosti. Ta se obyčejně na jedné straně mírně svažuje k oblasti se srážkami. Vtahování okolního vzduchu do oblastí se stěnovým oblakem může být v některých případech opravdu značné. K otáčení oblaku dochází v naprosté většině případů jen za současného působení *mezocyklóny*.

Dříve zmíněný *návějový oblak* (*shelf cloud*) se od *stěnového oblaku* odlišuje nikoliv pouze zpravidla odlišnou pozicí vůči bouře a rozdílnou délkou, ale především i docela odlišným způsobem vývoje. Shelf cloud vzniká jako následek intenzivního vytlačování teplého vzduchu před *gust frontem*, který před sebou hrne rychle se pohybující studený vzduch ze srážkového pole. Při vzniku *wall cloudu* naopak dochází k aktivnímu vtahování srážkami prochlazeného vzduchu hlavním vzestup-



Obrázek 5.15: Fascinující snímek dvou mezocyklón a wall cloudu v popředí.
© Mike Olbinski a Andy Hoeland, 2013

ným proudem.



Přes zjevně odlišný způsob vývoje obou oblaků nemusí být jejich odlišení v mnoha případech vůbec snadné. Důvodem je především skutečnost, že jednotlivá srážková pole a sestupné proudy mohou během rozvoje bouře převzít iniciativu a charakter vývoje této oblačnosti podstatně měnit. Stěnový oblak se v jejich důsledku může jevit poněkud méně uspořádaný, nebo se pod základnou současně objevuje i více jeho “generací”. V závislosti na intenzitě těchto procesů, typu sestupného proudění a jeho vzdálenosti od jádra konvekční cely to může předznamenat i zánik *wall cloudu*, nebo i jeho přetvoření v *shelf cloud*. Stěnový oblak ale v důsledku trvalého působení *mezocyklóny* často regeneruje, nebo se kvůli odklonění vzestupného proudu přesouvá o něco rychleji než by odpovídalo běžné propagaci bouře. Bez ohledu na existenci stěnového oblaku přispívají zmíněné procesy k vytváření *tornádických vírů*.

U *supercel* je třeba ještě poznamenat, že je vhodné rozlišovat wall cloud a spodní část rotujícího vzestupného proudu. *Rotující vzestupný proud* v závislosti na vlhkostních a tlakových podmínkách často zaujímá celou plochu základny kumulonimbu, ale někdy tvoří v jejím rámci jen jakousi lokální sníženinu. Stěnový oblak se vytváří vždy až pod ním. Často ovšem do rotujícího vzestupného proudu při pokračujícím vývoji vrůstá a nemusí tak být snadné jej zřetelně odlišit.

Přestože obecně převažují stěnové oblaky vázané na supercelární mezocyklóny, pro úplnost ještě zmíním, že u multiceleárních bouří, které bývají nejčastěji součástí *kvazilineárních konvektivních systémů*, se stěnové oblaky nebo jim velmi podobné oblačné útvary vyvíjejí nezřídka i v předních nebo okrajových částech. U běžných *shlukových multicele* je jejich výskyt i při interakci dvou sousedících bouřkových buněk poměrně málo pravděpodobný.



Obrázek 5.16: Tornádo pod klasickým stěnovým oblakem.

© I. Kuiper, *Australian Storm Spotters' Guide*

5.3.2 Tail cloud (přívěskový oblak)

Tento doprovodný oblak bezprostředně souvisí s procesy utvářejícími *stěnový oblak*. Je za něj obvykle označována jeho okrajová část ležící velmi nízko nad zemí, která se tvoří vždy na straně odkud je do vzestupného proudu vtahován chladný a vlhký vzduch z nedaleké srážkové oblasti. Jen zřídkakdy mívá kompaktní vzhled. Ve většině případů zaujímá podobu souvislé řady roztrhané oblačnosti, jejíž vertikální rozsah se zvětšuje s rostoucí vzdáleností od pole srážek a s přibližováním se k vzestupnému proudění vytvářející stěnový oblak. Za zvláštních vlhkostních podmínek nemusí být ani vlastní stěnový oblak přítomen.

Na následujícím obrázku je znázorněna jeho kompaktní forma na pravé straně od stěnového oblaku.

U tohoto přívěsku stěnového oblaku lze zpravidla pouhým okem velmi dobře pozorovat dynamiku vtahování (*entrainment*) srážkami ochlazeného vzduchu do hlavního vtoku bouře. Při něm bývá jasně patrná významná horizontální složka proudění. Je třeba si uvědomit, že k procesu vtahování dochází především v důsledku působení vzestupného proudění ve středu bouře. V jiných směrech od něj už zpravidla nedochází k vytváření podobné oblačnosti kvůli nedostatečné vlhkosti vtahovaného vzduchu. K charakteristickému protažení oblaku zřejmě přispívají i tlakové rozdíly v oblasti.

Případná rotace stěnového oblaku od určitého okamžiku již ustálené podobě přívěskového oblaku nijak neprospívá a dokonce při zvyšující se rychlosti rotace dochází k jeho rychlému zániku. Zpravidla poté následuje vytváření oblačnosti charakteristické pro systémy s nízko položenou rotací.

Přestože může přívěskový oblak kvůli své značné dynamice vzbudit u leckterého pozorovatele



Obrázek 5.17: Prívěskový oblak.

© Jimmy Deguara, www.australiasevereweather.com/photography

dojem, že se snad jedná o *tornado*, oblak nemá v naprosté většině případů s tornádickým vírem nic společného. Ten se totiž velmi často vytváří na téměř opačné straně *stěnového oblaku*, případně i s opačným sklonem osy rotace.

5.3.3 Beaver tail (bobří ocas)

U *klasických supercel* se zpravidla již v prvních stadiích vývoje dá identifikovat nepřilíš ostré rozhraní oddělující teplý a vlhký vzduch v bezoblačném sektoru bouře od chladnějšího vzduchu pod základnou *kumulonimbu* a jeho *nákovou*. V dalším průběhu formování struktury bouře se na její východní straně následkem vypadávání srážek v přední části a nižších hladinách atmosféry stabilizuje část tohoto rozhraní (*FFGF*). Získává postupně charakter stacionární teplé fronty, která se tak v literatuře zpravidla označuje termínem *pseudo-teplá fronta* (*pseudo-warm front*).

Na tomto stabilně zvrstveném rozhraní se v důsledku srážkové činnosti, částečně i blízkosti vze-
stupného proudění, a zpravidla i významné rotaci *mezocyklóny* vytvářejí zvláště úzké formace vrstevnaté oblačnosti, které mají tendenci být vytlačovány nad chladný vzduch a případně vtahovány směrem ke středu bouře. Jejich délka zpravidla přesahuje alespoň jeden kilometr, ale v nepřilíš ojedinelých případech se mohou podél *FFGF* táhnout i do mnohakilometrových vzdáleností. Podobně jako u *přívěskového oblaku* se s přibližováním se ke středu bouře obvykle jejich vertikální rozsah poněkud zvětšuje. Oblačnost svým tvarem připomíná bobří ocas, proto si získala svůj neformální název. Horizontální složka proudění v této oblačnosti je stejně jako u *předchozího oblaku* odvislá

od rychlosti rotace mezocyklóny. Zde naopak ale významnější rotace systému oblačný útvar stabilizuje. Jeho stálost a dynamika horizontálního proudění manifestuje vývoj rotujícího wall cloudu a předznamenává formování *tornádového víru*.



Obrázek 5.18: Bobří ocas.

© McGinley, ww2010.atmos.uiuc.edu

Poměrně často se lze setkat s tvrzeními, které ztotožňují *přívěskový oblak* (*tail cloud*) s oblakem zde volně přeloženým jako bobří ocas (*beaver tail*). A dokonce i tehdy pokud se oblaky řádně rozlišují, tak přesto často dochází k jejich vzájemným záměnám. Přitom je mechanismus jejich vzniku dost odlišný a až na určitou podobnost ve tvaru a souvislosti s centrální částí bouře se vlastně tvoří i v jiných místech bouřkového systému. Přestože v našich zeměpisných šířkách se s tímto oblakem zřejmě jen tak nesečkáte, tak přesto aby nedošlo k pozdějším nesprávným identifikacím, shrnu zde několik odlišností, které sice nejspíše vyplynuly z předchozího popisu, ale nemusí být na první pohled natolik zřejmé. Z nich pak nakonec vyplyne i celkem zajímavá skutečnost. Oba oblaky se za vhodných podmínek mohou v rámci jedné buňky objevit dokonce i současně, přestože z pochopitelných důvodů taková situace není nijak zvlášť stabilní. Jasným důkazem takového výskytu budíž následující fotografie.

Přívěskový oblak je předně téměř o řád menším útvarem. Podobně jako ve většině případů i *beaver tail* míří směrem do centra vzestupného proudu, ale z docela jiného směru. Zatímco *tail cloud* se protahuje od středu oblasti se srážkami, *beaver tail* je naopak v důsledku výkluzného pohybu na *pseudofrontě* rovnoběžný s okrajem této oblasti. Proto bývají oba útvary navzájem téměř kolmé. Při výkluzných pohybech teplého vzduchu na pseudo-teplé frontě dochází na rozdíl od vynucené konvekce chladného vzduchu k pozdější kondenzaci, proto je také přívěskový oblak položen o poznání níže a má více konvektivní vzhled. Zatímco je u něj ale horizontální složka proudění podmínkou nutnou pro jeho zviditelnění a to je z podstatné části důsledkem působení vztlakových sil v



Obrázek 5.19: Poměrně zřídka pozorovaný současný výskyt přívěskového oblaku (tail cloud) ve středu fotografie pod základnou, a bobřího ocasu (beaver tail) v její pravé části.

Zanedlouho poté došlo u této HP supercelly k vývoji silného RFD a výraznému zesílení rotace vznikajícího stěnového oblaku (wall cloud). Později při západu slunce i ke zformování nepřilíš silného tornáda. Bouře přinesla do zasažené oblasti především příválové srážky a lokální povodně.

© Mike Hollingshead, [extremeinstability.com](http://www.extremeinstability.com)

centrální části bouře, u svého výše položeného dvojníka naopak platí, že teprve až se silící *mezocyklónou* se u něj významněji prosazují horizontální pohyby. Jsou-li tyto pohyby nevýznamné, mívá nezdědka oblačnost bobřího ocasu charakter nikoliv nepodobný *návějovému oblaku* (*shelf cloud*). Teď již bude asi více pochopitelné, proč se oba druhy oblačnosti mohou vyskytnout i současně ale zároveň proč k tomu dochází poměrně zřídka. Bobří ocas je na rozdíl od přívěskového oblaku typickým doprovodným znakem rotujících supercelárních bouří. Nikdy se ale při jejich současném výskytu nesmí rotace mezocyklóny významně projevit v přízemních hladinách atmosféry (*low-level mesocyclone*).

5.3.4 Collar cloud (límečkový oblak)

Límečkový oblak tvoří podobně jako *přívěskový oblak* součást *stěnového oblaku* (*wall cloud*). Nemůže se však vyskytnout samostatně. Tento oblak lze zejména v našich podmínkách pozorovat poměrně vzácně, protože se vyskytuje zpravidla jen u silně rotujících bouřkových buněk (*super-cel*), u kterých je pravděpodobný brzký výskyt ničivého *tornáda*.

Tvoří ho jakýsi oblačný límec či prstenec obepínající horní část stěnového oblaku. Ten se pak otáčí společně s ním. Nevytváří se tedy u nerotujícího wall cloudu. Často nemá kompaktní vzhled a v důsledku specifické cirkulace a odstředivých sil v úrovni základny a pod ní nemusí ani bezprostředně se stěnovým oblakem souviset, může být od něj poněkud vzdálen.

Vytváří se v důsledku otáčení a intenzivního promíchávání do středu bouře vtahovaných vzduchových mas a oblačné hmoty z různých zdrojů v okolí *mezocyklóny*. Na vzniku límečkového oblaku se slabě podílejí i vzestupná proudění v okolí *stěnového oblaku*. Při obzvláště silné cirkulaci dochází k přerušování *límečkového oblaku* po jeho obvodu a takové podmínky mohou předznamenávat vývoj občasných, krátkodobých, ale přesto velmi nebezpečných sekundárních savých vírů (*multiple-vortex tornado*).

5.3.5 Stratocumulus (slohová kupa)

Protože se zde věnujeme téměř výlučně jen bouřkové a doprovodné oblačnosti, tak platí že u většiny z dříve popsané oblačnosti se na vzniku oblačnosti různou měrou přímo či nepřímo podílejí termicky podmíněná vzestupná a sestupná proudění vzduchu (*konvekce*). Konvekce se rozvíjí následkem nehomogenního ohřívání spodních vrstev atmosféry (krátkovlnným) slunečním zářením. U stratokumulů nehrají takto podmíněné vertikální pohyby nijak podstatnou roli.

Co do vzhledu, značné variability a mnoha mechanismů jeho vývoje patří *stratocumulus* k celkem pozoruhodným druhům oblačnosti nízkého a středního patra. V globálním měřítku patří jistě k těm nejvíce rozšířeným. Nad kontinenty se vyskytuje častěji v chladnější polovině roku.

Jistě ale příliš nezaujme svým vzhledem. Tvarem připomíná často jen běžnou mělkou kupovitou oblačnost hezkého počasí (*cumulus humilis*). Bez ohledu na vertikální rozsah u něj nepozorujeme nijak zvlášť ustálenou základnu. Periferní části oblaku nemívají ostré okraje. Takové charakteristiky potvrzují malý význam vertikálních pohybů při vývoji a naznačují často přítomnou turbulenci. Shlukuje-li se více takových oblaků do větších celků, nabývají nezdědka podobu až souvislé vrstvy.



Obrázek 5.20: Límečkový oblak zde tvoří bílou hmotu obepínající stěnový oblak.

© Jerry Funfsinn, www.crh.noaa.gov

Často jsou v těchto vrstvách pozorovány vlnové pohyby. Vrcholky oblačnosti mohou při existenci instabilního zvrstvení vzduchu nad její základnou připomínat i vertikálně vyvinutou kupovitou oblačnost (*stratocumulus castellanus*).

Ve spojitosti s bouřkovou oblačností se stratokumuly vyskytují zejména při jejím pozvolném rozpadu, například po jejím přechodu.

Nepoměrně zajímavější je však náhlá tvorba turbulentně zvlněné vrstvy stratokumulů bezprostředně před významnými bouřkovými systémy (*MCS*). Ty naopak mohou věstít opravdu prudkou změnu počasí. Před systémem se běžně v nízkých výškách nachází stabilně zvrstvený vzduch a malá oblačnost. Tyto vrstvy vzduchu se nicméně snadno ocitají ve vlivu významné *konvergence* charakteristické pro některé *MCS*. A dochází-li k jejich vynucenému výstupu a turbulentnímu promíchávání, vznikají před systémem i poměrně husté vrstvy oblačnosti.

Nezkušenému pozorovateli se může zdát, že nedochází k ničemu zvlášť zajímavému, protože při výskytu této oblačnosti dochází obvykle k rozpadu oblačnosti. Takové předsvědčení zpravidla umocní i znatelné ochlazení před příchodem bouřkové fronty, protože nikoliv pouze laici považují ochlazení před bouřkou za známku jejího prudkého zeslabení.

Za takového stavu je však nutné věnovat obzvlášť velkou pozornost výskytu případného protivětru ve výšce, tj. větru směřujícím směrem do bouře, případně vyvýšené konvekci (*castellanus*) nad vrstvami oblačnosti. Pozvolné zeslabení větru až mrtvolný klid při zemi je také známkou probíhající změn v proudění. Zkušenému pozorovateli takové chování napoví, že by bylo dobré připravit

se na přechod silné bouře doprovázené pravděpodobně silným větrem způsobujícím škody (*derecho*). Neznalost a ignorování těchto varovných projevů již bohužel zavinila smrt a zranění mnoha lidí při nesčetných kulturních akcích a sešlostech. Ačkoliv jsou totiž stratokumuly v naprosté většině případů jen bezvýznamnou oblačností, před významnými bouřkovými systémy v teplé části roku je třeba jejich náhlému vývoji, zvlnění do vrstev, případně vyvýšené konvekci a náhlé změně tahu oblačnosti věnovat obzvlášť velkou pozornost.

5.3.6 Castellanus

Pozorováním kupovité oblačnosti lze nabýt dojem, že k vertikálním pohybům nutným pro její vznik dochází při přehřívání zemského povrchu, a že tedy počátek výstupného proudu spočívá vždy v úrovni země. Podobně intuitivně předpokládáme, že konečná část vertikálního sloupce vzduchu se nachází poblíž horní hranice oblačnosti. Ve skutečnosti jsou oba tyto předpoklady splněny jen zřídka. Dokonce i představa ideálního vertikálního sloupce formující nad kondenzační hladinou daný kupovitý oblak je značně zkreslená.

Vyskytuje se zcela běžně oblačnost, u které k případnému vertikálnímu vývoji dochází až nad úrovní *kondenzační hladiny*, tj. nad její základnou. Nezapomejme se zde přičinami vzniku takové oblačnosti, neboť je nelze ani příliš generalizovat. Zajímají nás především odlišná zvrstvení vzduchu ve spodní a střední výšce této oblačnosti. Vespuď je zvrstvení stabilní, zatímco ve střední části naopak zpravidla podmíněně instabilní, tzn. stabilní vůči suchému ale nestabilní ve vztahu k nasycenému vzduchu.

Takové podmínky formují oblaky do tvaru nazývaného *castellanus* (česky cimbuřovitý). V důsledku instabilitních podmínek se v horních částech oblačnosti udržuje kupovitý vzhled, nejčastěji v podobě malých věžiček, ale občas i poměrně vertikálně vyvinutých věží srovnatelných se vzhledem mohutných kup (kumulů). Základny jsou často nesouvislé a kvůli odlišným příčinám vzniku jsou obvykle zformovány do podoby nevýrazných pásů nebo menších vrstev.

V mezinárodní klasifikaci se tvar přisuzuje pouze některým druhům oblačnosti. Na obloze je obvyklým reprezentantem tohoto tvaru *altocumulus*. A právě ten se vyskytuje v dnech, které velmi pravděpodobně budou doprovázeny bouřkou. Tvar *castellanus* se tak stává dobrým nástrojem pro předpovědi. Jeho výskyt je běžný v ranních a dopoledních hodinách, kdy není zespuď narušována jeho celistvost vertikálním mísením vzduchu. V pozdějším denním čase se vyskytuje až před vlastními bouřkami.

Snadno lze tento tvar při nezohlednění vzhledu spodní části oblačnosti zaměnit za tvar *floccus*.



Obrázek 5.21: Altocumulus castellanus.
© G. Richardson

Závěr

Pozorování bouřek se dnes věnuje v naší malé zemi nejspíše alespoň o jeden řád více lidí než tomu bylo v době sepsání této práce v původním znění. A někteří z nich se již této činnosti věnují na téměř profesionální úrovni. Na této skutečnosti má svůj jistě hlavní podíl především rozšíření Internetu a snadná dostupnost technických prostředků, které umožnily lidem v daleko větší míře sdílet své znalosti a zkušenosti.

Ačkoliv již do značné míry pominul původní účel této práce, tj. seznámit čtenáře s poznatky z pozorování bouří, které nebylo na přelomu století vůbec snadné získat, tak přesto může tento poměrně rozsáhlý text i nadále plnit roli jakési prvotní inspirace či úvodu do studia konvektivních jevů.

S důrazem na pozorování bouřkových jevů, ale nikoliv s odborným meteorologickým výkladem, se dá nynější aktualizované znění využít nejen jako naučná literatura pro laickou veřejnost, ale případně i jako doplňková literatura ke studiu.

V českém jazyce je již několik let k dispozici odborná literatura, kterou jsem před rokem 2000 velmi postrádal. Tehdejší literatura se do značné míry bohužel omezovala pouze na matematický výklad termodynamických zákonů a pohybových rovnic, tedy poznatků využitelných snad jen v profesionální praxi numerického předpovídání počasí. Odkazuji zejména na výbornou knihu *Fyzika oblaků a srážek* [FOS07] autorů z Ústavu fyziky atmosféry AV ČR a Českého hydrometeorologického ústavu.

Přesto si troufám říci, že i nadále není v českém jazyce k dispozici původní literatura, která by tuto práci ve svém úzkém zaměření na konvektivní oblačnost překonala. Nebylo nicméně nikdy účelem zdejšího pojednání poskytnout detailnější vhled například do problematiky konvektivních jevů, protože je k němu již nutné znát širší termodynamické souvislosti. V době, kdy jsem se meteorologii věnoval, bylo mou ambicí těmto jevům porozumět na úrovni nutné pro úspěšnou krátkodobou předpověď dalšího vývoje (*nowcasting*), nikoliv se jim ale věnovat po přísně odborné stránce. Vyžadovalo by to příliš mnoho úsilí, o jehož praktickém smyslu a perspektivě pro případné zaměstnání jsem již tehdy velmi pochyboval.

Ale dokonce ani po stránce popisu bouřkové oblačnosti si práce neklade za cíl být zcela kompletní.

Bouřkovou činnost kromě zmíněných druhů oblačnosti běžně doprovázejí i jiné pozoruhodné fenomény, kterým by bylo možné se věnovat. Nezabývali jsme se podrobněji oblačností, která je výsledkem přeměny některých částí nebo celého *bouřkového oblaku*, případně bezprostředního vlivu aktuálního teplotního zvrstvení na vzhled určitých částí oblaků. Dospěl jsem k názoru, že si popis takové oblačnosti zde již nezasluhuje prostor. Vyžadovalo by to navíc poskytnutí popisu dalších procesů odehrávajících se uvnitř i vně bouřkové oblačnosti.

Není možné komplexně postihnout proměnlivost a rozmanitost oblačnosti doprovázející bouřkovou činnost. I stávající, místy až přespříliš důkladný a zřejmě i nadále v některých ohledech nepřesný výklad procesů a jevů podílejících se na vzniku a přeměně jednotlivých druhů oblaků přesahuje běžně vnímatelné skutečnosti.

Podobné lze tvrdit i o v práci zmíněné, ale neúplné a do značné míry zřejmě pouze z historických důvodů trpěné klasifikaci typů bouřek, která také příliš neodpovídá pozorováním v terénu. Ačkoliv sice meteorologie nepatří do společenských věd, u kterých se jinak běžně počítá s určitým stupněm neúplnosti a z toho plynoucí nespolehlivosti v praktickém využití, i v oblasti výzkumu konvekce je až příliš mnoho nedostatečně objasněných procesů, které ponechávají prostor k volnějším interpretacím. Podobně jako u společenských věd je zde důvodem velká systémová složitost, která pak nutně vyústí v rámci bádání k tvorbě příliš zjednodušených modelů.

Pokud se čtenář udivuje nad tím, proč není v celé práci například žádná podrobnější zmínka o principu vzniku blesku jakožto zcela pochopitelné součásti každé bouřky, není to opravdu v důsledku nějakého mého opomenutí. Nepovažuji výzkum vzniku bleskové činnosti za natolik pokročilý, abych se nemusel v práci omezit pouze na výklad některých nepodložených vědeckých hypotéz a domněnek. Jak naznačují některé novodobé poznatky z měření elektromagnetického záření ve spodní i vysoké atmosféře, opravdu toho ještě o příčinách a chování blesků víme jen velmi málo.

Neváhejte mě samozřejmě informovat o nalezených chybách.

Seznam změn

První vydání:

Práce byla v původním hrubém znění sepsána v prvních lednových dnech roku 2002. V lednu a únoru pak následovaly konečné úpravy před zveřejněním. Publikováno 5. února 2002.

Druhé vydání:

Na aktualizovaném znění jsem velmi sporadicky pracoval nejméně 5 let. Zejména ale v druhé polovině roku 2013. Publikováno 4. ledna 2014.

Licenční ujednání

Uvedená práce (dílo) podléhá licenci Creative Commons Uveďte autora-Neužívejte komerčně 3.0 Česko

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/cz/>

Seznam obrázků

2.1	Kumulonimbus.	5
2.2	Kumulonimbus.	6
2.3	Kumulonimbus.	12
2.4	Rozpadající se bouřkový oblak.	13
3.1	Přestřelující vrchol.	17
3.2	Flanking line supercely.	19
3.3	Gust front	21
3.4	Gustnado při pohledu směrem na sever.	22
3.5	Srážková bota.	23
3.6	Pohled na supercelu z teplého sektoru. Označeny důležité oblasti.	27
3.7	Supercelární tornádo síly EF2 v Dallasu, TX s poletujícími nákladními přívěsy.	28
4.1	Mnohobuněčná shluková bouřka.	35
4.2	Squall line.	37
4.3	Squall line s předsunutou kovanou a návějovým oblakem (shelf cloud).	37
4.4	Supercela.	39
5.1	Cumulonimbus calvus.	42
5.2	Cumulonimbus capillatus.	43
5.3	Cumulonimbus praecipitatio.	43
5.4	Cumulonimbus virga.	44
5.5	Cumulonimbus pannus.	45
5.6	Cumulonimbus capillatus incus.	46
5.7	Cumulonimbus mamma.	47
5.8	Cumulonimbus pileus.	47
5.9	Cumulonimbus capillatus velum.	49

5.10	Gustnado.	51
5.11	Shelf cloud se zvlněnou vrstvou nad ním.	53
5.12	Roll cloud.	54
5.13	Roll cloud s náznakem rotace podle horizontální osy.	55
5.14	Cumulonimbus tuba.	56
5.15	Fascinující snímek dvou mezocyklón a wall cloudu v popředí.	59
5.16	Tornádo pod klasickým stěnovým oblakem.	61
5.17	Přívěskový oblak.	62
5.18	Bobří ocas.	63
5.19	Poměrně zřídka pozorovaný současný výskyt přívěskového oblaku (tail cloud) ve středu fotografie pod základnou, a bobřího ocasu (beaver tail) v její pravé části. . .	64
5.20	Límečkový oblak zde tvoří bílou hmotu obepínající stěnový oblak.	66
5.21	Alto cumulus castellanus.	68

Slovník

adiabatický děj Proces při kterém nedochází mezi prostředím a vzduchovou částicí k výměně tepla.

advekce Přenos určité charakteristiky vzduchu (teploty, vlhkosti).

anvil dome viz *přestřelující vrchol*

anvil rollover viz *převrácení kovadliny*

back-sheared anvil viz *zpětná propagace kovadliny*

beaver tail Lineární oblačnost vázaná na východní část supercelární bouře.

bobří ocas viz *beaver tail*

bouřková fronta viz *squall line*

Cb Zkratka oblaku *kumulonimbus*.

Cumulus congestus Kupovitý oblak v podobě vysokých věží.

dendrity Krystaly sněhových vloček.

derecho Ničivý vítr spojený s liniově uspořádanými konvekčními systémy.

downburst Prudký propad studeného vzduchu k zemskému povrchu schopný po dopadu působit škody v radiálním směru.

FFD viz *forward-flank downdraft*

forward-flank downdraft Oblast vypadávání srážek na čele bouřky.

elektrometeory Projev atmosférické elektřiny, např. blesky.

flanking line Postranní pásy konvektivní oblačnosti.

fronta nárazovitého větru viz *gust front*

gustnado Krátkou dobu trvající atmosférický vír tvořící se na gust frontu a nespojený se základnou oblaku, vzhledem podobný tornádu.

gust front Rozhraní vázané na výtokovou část bouře oddělující srážkami ochlazený vzduchu od toho teplého před bouří.

húlava Místní označení pro nárazovitý vítr a oblačnost přibližující se přeháňky nebo bouřky.

inflow band clouds viz *inflow feeder clouds*

inflow feeder clouds Doprovodná oblačnost v teplém sektoru bouřky.

insolace Vystavení (povrchu) působení slunečního záření.

konvekce Šíření tepla prouděním.

kovadlina Protážená horní část bouřkového oblaku.

kumulonimbus Bouřkový oblak.

kumulus Běžný kupovitý oblak.

macroburst *Downburst* s horizontálním rozměrem větším než 4 km

mezní vrstva Spodní vrstva atmosféry ovlivněná třením vzduchu o zemský povrch.

mezocyklóna Vertikální vír vázaný na rotující vzestupný proud supercelární bouře.

microburst *Downburst* obvyklého měřítka (do 4 km).

návějový oblak Doprovodná oblačnost vznikající vytlačováním teplého vzduchu nad klín rychleji se pohybujícího a vypadávajícími srážkami prochlazeného vzduchu.

nowcasting velmi krátkodobá předpověď (především bouřek)

outflow Výtok studeného vzduchu v bouře.

outflow boundary viz *gust front*

overshooting top viz *přestřelující vrchol*

přestřelující vrchol Přechodný vrchol ve tvaru kupy nad kovadlinou kumulonimbu.

převrácení kovadliny Převrácení okrajů bouřkové kovadliny.

přívěskový oblak Prodloužení stěnového oblaku směřující do oblasti se srážkami.

rain foot Ostře ohraničená oblast vypadávajících srážek ve tvaru boty.

rear-flank downdraft Zadní výtok chladného vzduchu u supercel a silných multicel.

RFD viz *rear-flank downdraft*

right moving Pravostáčivost některých supercelárních bouří.

scud clouds Roztrhané oblaky špatného počasí.

shelf cloud viz *návějový oblak*

SQL viz *squall line*

squall line Liniově uspořádaný pruh bouřek.

směšovací vrstva Mezní vrstva atmosféry, ve které se projevuje denní běh.

stěnový oblak Výběžek nízké oblačnosti v blízkosti hlavního vzestupného proudu bouře.

striations Rýhované okraje supercelární oblačnosti ve středních i nízkých výškách.

tail cloud viz *přívěškový oblak*

teplotní inverze Zvýšení teploty vzduchu s výškou. Silně stabilní zvrstvení vzduchu.

tropopauza Přechodová vrstva atmosféry mezi troposférou a výše položenou stratosférou.

troposféra Nejspodnější část atmosféry Země, ve které se odehrávají procesy důležité pro vývoj počasí.

updraft Výstupný proud vzduchu.

vertikální teplotní gradient Míra poklesu teploty vzduchu s výškou.

volná atmosféra Část troposféry nad mezní vrstvou neovlivněná třením vzduchu o zemský povrch.

vzduchová částice Hypotetická částice zachovávající si některé termodynamické vlastnosti vzduchu.

wall cloud viz *stěnový oblak*

zpětná propagace kovadliny Protahování kovadliny kumulonimbu proti směru převládajícího výškového proudění.

Literatura

[FOS07] Řezáčová D., Novák P., Kašpar M., Setvák M.: *Fyzika oblaků a srážek*. Praha : Academia, 2007. 576 s. ISBN 978-200-1505-1

Index

A

adiabatický děj, 9, 77
advekce, 77
anvil dome, 77
anvil rollover, 16, 77
arcus, 48

B

back-sheared anvil, 16, 77
beaver tail, 62, 77
boční pásy konvektivní oblačnosti, 16, 26
bobří ocas, 62, 77
bouřková fronta, 36, 77

C

calvus, 41
capillatus, 41
castellanus, 52, 67
Cb, 77
clear slot, 26, 58
collar cloud, 65
Cumulus congestus, 18, 77
cumulus fractus, 44

D

dendrity, 77
derecho, 24, 77
desublimace, 10
downburst, 22, 77
dry microburst, 22

E

elektrometeory, 6, 77

F

FFD, 77
flanking line, 16, 26, 77
forward-flank downdraft, 26, 77
fractonimbus, 44
fronta nárazovitého větru, 20, 77

G

gust front, 20, 78
gustnado, 20, 78

H

húlava, 20, 78
hladina volné konvekce, 33
HP supercela, 38

I

incus, 45
inflow band clouds, 26, 78
inflow feeder clouds, 26, 78
insolace, 7, 78
instabilita, 7, 29
instabilní zvrstvení, 9
instabilní zvrstvení vzduchu, 7

J

jednobuněčné bouřky, 34

K

klasická supercela, 38
kondenzační jádra, 10
kondenzace, 9
konvekční buňky, 34
konvekce, 9, **78**
konvergence, 18
kovadlina, 15, 41, 45, **78**
krystalizační jádra, 10
kumulonimbus, 4, **78**
kumululus, 6, **78**

L

límečkový oblak, 65
latentní teplo, 8, 12
LP supercela, 38

M

macroburst, 22, **78**
malá tromba, 25
mamma, 45
mezní vrstva, 20, **78**
mezocyklóna, 26, 28, 36, **78**
microburst, 22, **78**
mnohobuněčné bouřky, 35
mnohobuněčné liniové bouřky, 36
mnohobuněčné shlukové bouřky, 18, 35
multicell cluster storms, 18, 35
multicell line storms, 36

N

nálevkový oblak, 55
návějový oblak, 36, 50, **78**
nasyceně-adiabatický vertikální teplotní gradient, 8
nesupercelární tornáda, 25
nowcasting, 20, **78**

O

outflow, 18, 45, **78**
outflow boundary, 20, **78**
overshooting top, 16, **78**

P

přívěskový oblak, 60, **78**

přestřelující vrchol, 16, **78**
převrácení kovadliny, 16, **78**
pannus, 44
pileus, 46
průtrž vzduchu, 22
praecipitatio, 42
pseudo-teplá fronta, 26, 38, 62
pulse storm, 34

R

rain foot, 22, **78**
rear-flank downdraft, 18, 26, **78**
RFD, **78**
right moving, **78**
roll cloud, 52
rotacely, 38
rotorový oblak, 52
rotující vzestupný proud, 36, 60

S

scud clouds, **78**
sestupné proudy, 9, 11, 30
shelf cloud, 36, 50, **78**
single cell storm, 34
slohová kupa, 65
směšovací vrstva, **79**
SQL, **79**
squall line, 36, **79**
srážková bota, 22
stěnový oblak, 26, 57, **79**
stříh větru, 16
stabilní zvrstvení, 8
stratocumulus, 65
stratosféra, 11, 16
stratosfera, 41
stratus fractus, 44
striations, 26, **79**
sublimace, 13
suchý vzduch, 10
suchoadiabatický vertikální teplotní gradient, 8
supercelární tornáda, 28
supercela, 18, 26, 36

T

tail cloud, 60, **79**

teplotní inverze, 8, **79**
tornádo, 25, 28
tropopauza, 8, 11, **79**
troposféra, 7, 8, 11, **79**
tryskové proudění, 16
tuba, 55

U

updraft, 7, **79**

V

výstupné proudy, 9, 11, 30
větrná smršť, 22
velká tromba, 25
velum, 48
vertikální stříh větru, 31
vertikální teplotní gradient, 7, **79**
virga, 42
vlhký vzduch, 8
vodní pára, 10
volná atmosféra, **79**
vzduchová částice, 9, **79**
vzduchová průtrž, 22

W

wall cloud, 26, 57, **79**
wet microburst, 22

Z

zimní bouřka, 7
zpětná propagace kovadliny, 16, **79**