

Stručné základy

# TEORIE BOUŘEK

Petr Skřehot

M.  .R.  
Meteorologická Operativní Rada

# OBSAH

<b>1</b>	<b>BOUŘKA</b> .....	<b>3</b>
1.1	DEFINICE BOUŘKY .....	3
1.2	DĚLENÍ BOUŘEK.....	3
<b>2</b>	<b>BOUŘKOVÉ OBLAKY</b> .....	<b>4</b>
2.1	VNĚJŠÍ PODMÍNKY VZNIKU OBLAKŮ.....	4
2.2	MIKROSTRUKTURA BOUŘKOVÉHO OBLAKU .....	7
2.3	MAKROSTRUKTURA BOUŘKOVÝCH OBLAKŮ.....	7
2.3.1	<i>Stádium kumulu</i> .....	7
2.3.2	<i>Stádium zralosti (stádium kumulonimbu)</i> .....	8
2.3.3	<i>Stádium rozpadu</i> .....	8
2.4	TROPICKÉ BOUŘE CYKLONÁLNÍHO TYPU.....	10
<b>3</b>	<b>ELEKTRINA V ATMOSFÉŘE</b> .....	<b>12</b>
3.1	ELEKTRICKÁ VODIVOST VZDUCHU .....	12
3.2	ATMOSFÉRICKÉ IONTY .....	13
3.3	ELEKTRICKÁ STRUKTURA BOUŘKOVÝCH OBLAKŮ .....	15
<b>4</b>	<b>PROJEVY BOUŘKOVÉ ČINNOSTI</b> .....	<b>16</b>
4.1	ELEKTRICKÉ VÝBOJE.....	16
4.1.1	<i>Hrotové výboje</i> .....	16
4.1.2	<i>Blesky</i> .....	18
4.1.3	<i>Kulový blesk</i> .....	19
4.2	AKUSTICKÉ PROJEVY .....	21
4.2.1	<i>Šíření zvuku ve vzduchu</i> .....	21
4.2.2	<i>Akustické stíny</i> .....	24
4.2.3	<i>Anomální slyšitelnost</i> .....	24
4.2.4	<i>Rázové vlny</i> .....	26
4.3	PROJEVY VĚTRNÉ A SRÁŽKOVÉ AKTIVITY .....	27
4.3.1	<i>Mikrostrukturální procesy v oblacích</i> .....	27
4.3.1.1	<i>Kondenzace vodní páry</i> .....	27
4.3.1.2	<i>Koalescence</i> .....	28
4.3.1.3	<i>Vznik ledových částic v oblacích</i> .....	29
4.3.2	<i>Vznik kapalných srážek</i> .....	29
4.3.2.1	<i>Klasifikace dešťových srážek</i> .....	30
4.3.3	<i>Vznik krup</i> .....	31
4.3.4	<i>Větrná aktivita při bouřkách</i> .....	31
4.3.4.1	<i>Větrné smršťe</i> .....	34

# 1 BOUŘKA

## 1.1 Definice bouřky

Jistě každý člověk se v životě setkal s meteorologickým jevem, který nazýváme bouřkou. Ačkoli víme, co pojem bouřka znamená, ne vždy jej dokážeme správně vyložit či popsat. Projevy, které můžeme při bouřce pozorovat, mezi které patří intenzivní déšť, blesky, hřmění, nárazový vítr a občas i kroupy, však bouřku jako takovou nepopisují, i když ji téměř vždy doprovázejí. Jak tedy z tohoto na první pohled jednoduchého, ovšem ve skutečnosti složitého, problému ven? Jednoduše – dejme prostě výše uvedené skutečnosti do vzájemné souvislosti a podejme definici bouřky exaktně.

V literatuře se nejčastěji můžeme setkat s definicí bouřky, která například dle Munzara zní takto: *Bouřka je soubor elektrických, optických a akustických jevů vznikajících mezi oblaky druhu Cumulonimbus navzájem nebo mezi těmito oblaky a zemí. Bývá doprovázena dalšími meteorologickými jevy, např. nárazy větru, silnými výstupnými a sestupnými vzduchovými proudy, vydatnými přeháňkami (deště, krup, v zimě sněhu), smrštěmi atd.*

Pozorný čtenář si možná povšiml, že první odstavec se od toho druhého v jednom, a to v tom podstatném, liší. V prvním odstavci jsme podali výčet bouřkových jevů, které si každý vybaví, hovoří-li se bouřce. Avšak na to podstatné jsme zapomněli – na bouřkový oblak. Cožpak by mohlo být bouřky bez mraku? No vida, a správným pochopením, že podstatou bouřky je oblak, jsme se posunuli zase o kus dál.

Nyní již tedy víme, co je za bouřku považováno i co od ní můžeme očekávat. Ovšem pozor, samotný výskyt bouřkového oblaku nemusí být za bouřku považován, pokud se tento neprojevuje svými elektrickými, optickými nebo akustickými projevy. Takže jedinou a skutečně nutnou podmínkou bouřky je výskyt oblaku druhu Cumulonimbus.

## 1.2 Dělení bouřek

Bouřky jsou jev samozřejmě obtížně klasifikovatelný a vždy nelze spoléhat jen na definice, zvláště víme-li, že elektrické projevy, popř. nejen tyto, můžeme pozorovat i u jiných druhů oblačnosti.

Ovšem v případě dělení bouřek do jednotlivých skupin je problém přeci jenom poněkud jednodušší, neboť existují obecně platné mezinárodní úmluvy o klasifikaci bouřek.

Nejjednodušeji můžeme bouřky dělit na bouřky *frontální* (bouřky tažné) a *místní* (bouřky z tepla). Z tohoto titulu tedy bouřky dělíme na:

**A/ *frontální*** – tj. bouřky vyskytující se v oblasti atmosférické fronty a postupující s ní. V tomto typu dále rozlišujeme bouřky studené a teplé fronty.

**B/ *nefrontální*** – tj. bouřky uvnitř stejné vzduchové hmoty. V této skupině rozlišujeme ještě bouřky *konvekční* (jejichž rozhodující příčinou vzniku je tepelná konvekce) a bouřky *orografické* (vznikající v hornatých oblastech spolupůsobením horských svahů orientovaných kolmo na směr proudění vzduchu).

# 2 BOUŘKOVÉ OBLAKY

## 2.1 Vnější podmínky vzniku oblaků

Stejně jako živá tkáň tak i u bouřkové celky se skládají z menších, dále již nedělitelných entit nazvaných buňky. Každou z těchto buněk, jež jsou stavebními kameny každé bouřky, představuje oblak druhu Cumulonimbus. A ačkoli jsou buňky součástí celku, žijí svým vlastním životem.

Aby se bouřkový oblak mohl vyvinout, musí být v atmosféře tomu příhodné podmínky. Tyto podmínky nazýváme souhrnně *Vnějšími podmínkami vzniku oblaků* a v podstatě platí s různými specifiky pro vznik všech druhů oblačnosti.

Podstata vzniku oblaků spočívá v ochlazení vzduchu v určité výšce nad zemským povrchem a to do té míry, že vodní pára v něm obsažená se stane nasycenou, dojde k její kondenzaci a k vytvoření velkého počtu drobných vodních kapiček. V případě analogického procesu bezprostředně nad zemským povrchem hovoříme o vzniku mlhy. Zmíněné ochlazení vzduchu má zpravidla jednu z následujících příčin:

- 1) Vzestupné pohyby vzduchu, při nichž se vystupující vzduchová hmota přibližně adiabaticky (tj. bez výměny tepla s okolím) rozpíná a ochlazuje. V určité hladině, kterou nazýváme *kondenzační hladinou*, se vzduch stává právě nasyceným a při jeho dalším pohybu vzhůru vznikají následkem kondenzace vodní páry oblaky. Tímto procesem vznikají kupovitá oblaka, o nichž bude dále pojednáno obsáhleji.
- 2) Izobarické (tj. probíhající za konstantního tlaku) ochlazování určitých vzduchových vrstev v atmosféře, při němž teplota klesne pod teplotu *rosného bodu* a dojde ke kondenzaci vodní páry. Tímto procesem vznikají převážně slohová čili vrstevnatá oblaka.

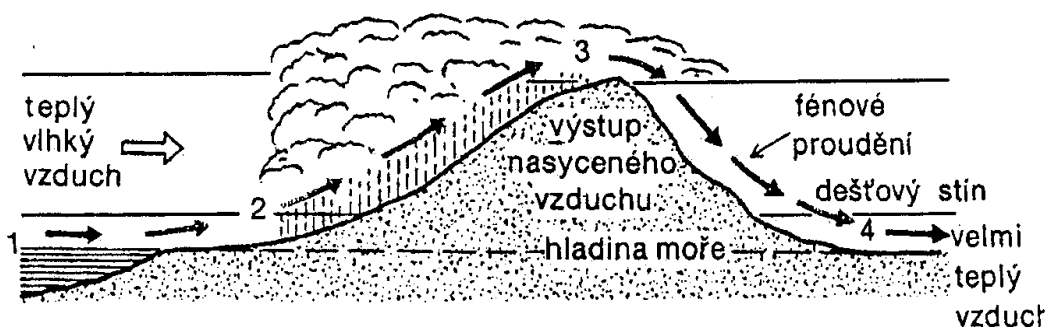
Vzestupné pohyby vzduchu mohou být vyvolány různými příčinami, z nichž každá může vést ke vzniku sobě vlastní oblačnosti.

Obecně nejznámější je tzv. *konvekce*. Při tomto typu výstupného proudění jde v podstatě o výstup lokálních mas teplejšího vzduchu. Primárním impulsem vzniku konvekce bývá intenzivní nerovnoměrné zahřívání zemského povrchu slunečním zářením. Vystupující vzduch je lehčí než vzduch okolní a stoupá vzhůru rychlostí v řádu metrů za sekundu, v bouřkových oblačích tato rychlost dosahuje až desítek metrů za sekundu. Dostoupí-li tyto vzestupné proudy do úrovně kondenzační hladiny, vytváří se konvekční oblačnost.

Oblačnost tohoto typu mívá výrazný denní chod s maximem výskytu v brzkých odpoledních hodinách, kdy je vzduch v přízemní vrstvě nejteplejší. Tento typ dává vznik zejména oblakům druhu Cumulus, které procházejí v závislosti na vnějších podmínkách jednotlivými vývojovými fázemi (*humilis*, *mediocris* a nakonec *congestus*). Jsou-li výstupné proudy stále ještě aktivní, může oblak Cumulus congestus přerůst až v oblak Cumulonimbus calvus.

Obdobným způsobem přispívají ke vzniku oblaků vzestupné pohyby vzduchu vyvolané prouděním přes horské nebo jiné terénní překážky. V tomto případě hovoříme o tzv. *orografii* a s ní spojené orografické oblačnosti. Tímto typem výstupu vzduchu mohou v závislosti na rychlosti pohybu vzduchové masy vůči horizontu a na

rychlosti výstupu podél překážky vznikají různé druhy oblačnosti. Jsou-li výstupné proudy mohutné a rychlé vznikají typická kupovitá oblaka se základnou v nízkém patře. Tyto oblaka jsou potom příčinou častých dešťů na návětrných stranách hor. Přes masív se dále dostává vzduch již poměrně suchý, se kterým je spojen vznik oblaků druhu *Alto cumulus* tvořících *fénovou zed'* nebo čočkovitým formám altokumulu vzniklých na základě turbulentního a fénového proudění podél horských štítů (viz obr. 1). Sestupující vzduch na závětrné straně hor je těmito procesy zbaven většiny obsahu vodní páry a je tedy velmi suchý a relativně teplý, neboť při kondenzaci vodní páry se teplo uvolňuje.



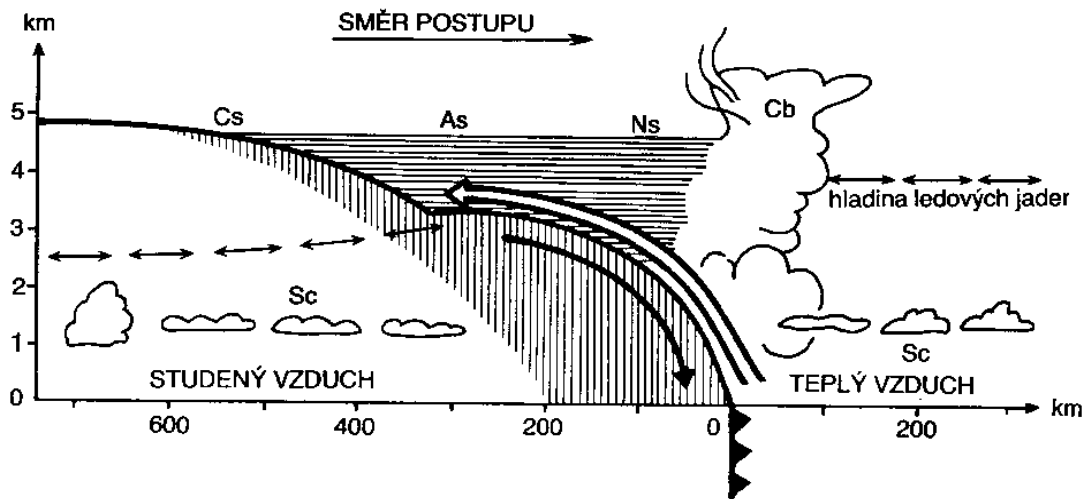
Obr. 1: Schéma fénového proudění

Další možnou příčinou nuceného výstupu vzduchu je výstup v oblastech nízkého tlaku vzduchu v *tlakových nížích*, *brázdách* nebo *pásech nízkého tlaku*. Tyto uspořádané vzestupné pohyby dosahují však rychlostí řádově jen centimetrů za sekundu, avšak zasahují rozsáhlé horizontální oblasti. Projevují se vytvářením vrstevnaté oblačnosti, z níž často vypadávají významné srážky. Ke vzniku bouřek však vyjma případu tropických cyklón nepřispívají.

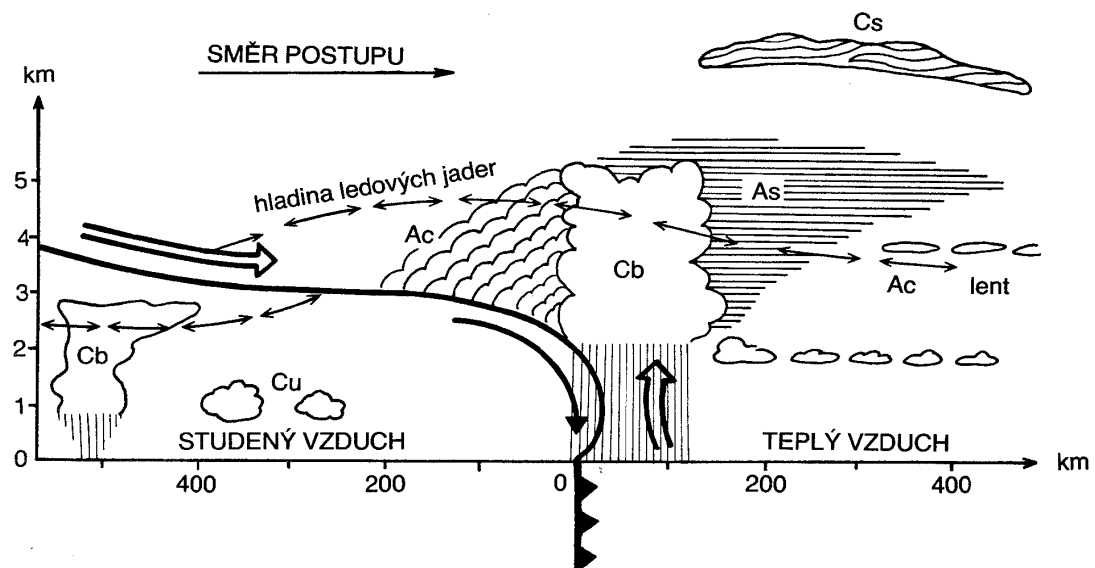
Vzestupné pohyby teplého vzduchu na frontálních plochách, odborně charakterizované jako výkluzné pohyby podél frontální plochy, lze popsat jako nadzvedávání teplého rychleji se pohybujícího se vzduchu nad pomalu se pohybující masou studeného vzduchu. Tehdy mluvíme o *teplé frontě*, jejíž charakteristická vrstevnatá oblačnost není s bouřkami spjata, ačkoli zvláštní případy výskytu bouřek na těchto frontách pozorovány byly.

Pro vznik bouřek má však zásadní význam výskyt *studených front*. Jde v podstatě o analogický proces jako při vzniku teplé fronty, jen s tím rozdílem, že studený rychleji se pohybující vzduch dohání pomalejší teplý vzduch, který je vytlačován klínem studeného vzduchu, podsouvající se pod něj. Studené fronty rozlišujeme dvojího druhu a to na základě rychlosti pohybu studeného vzduchu. Každá z těchto dvou druhů se vyznačuje svou vlastní charakteristickou oblačností a intenzitou projevů ať již srážkových tak i bouřkových či dobou trvání (viz obr. 2 a 3). Vytvářejí-li se bouřky v čele frontálního rozhraní hovoříme tedy o takzvaných *bouřkách frontálních*.

Speciálním typem oblačnosti je oblačnost vyvolaná některým z přírodních živelů, zejména erupcí sopek či mohutnými požáry. V obou těchto případech je do atmosféry tepelnou konvekcí vynášena jak vodní pára, tak i značné množství prachových částic, které se mohou výborně uplatnit jako kondenzační jádra, nebo jako nositelé elektrického náboje. Výskyt prachových částic v bouřkovém oblaku též významně ovlivňuje četnost bleskových výbojů.



Obr. 2: Svislý řez studenou frontou 1. druhu



Obr. 3: Svislý řez studenou frontou 2. druhu

Zkratky druhů oblaků: Cb – Cumulonimbus, Cu – Cumulus, Ac – Altostratus, As – Altostratus, Cs – Cirrostratus, Sc – Stratocumulus, Ns – Nimbostratus

## 2.2 Mikrostruktura bouřkového oblaku

Z mikrostrukturálního hlediska je bouřkový oblak v našich zeměpisných šířkách vždy smíšeným oblakem, a to přinejmenším ve svých středních partiích. V blízkosti dolní základny může obsahovat pouze vodní kapičky, zatímco jeho vrcholky mají často charakter čistě ledového oblaku. Společná existence ledových částic a kapek přechlazené vody ve značné části celkového objemu kumulonimbu umožňuje vznik intenzivního vypadávání srážek a zřejmě podmiňuje i projevy bouřkové elektřiny.

## 2.3 Makrostruktura bouřkových oblaků

Bouřkové oblaky vždy patří k druhu Cumulonimbus (Cb), avšak výskyt tohoto oblačného druhu nemusí nutně mít bouřkové projevy. Pojmy bouřkový oblak a Cumulonimbus se nicméně obvykle považují za synonyma, protože již sama existence kumulonimbu svědčí o tom, že v atmosféře probíhají procesy, které jsou pro vznik bouřky nezbytné a potenciálně k ní mohou vést.

Ovšem mylné by bylo domnívat se, že bouřka je tvořena pouze jedním bouřkovým oblakem (ačkoli ve zvláštních případech tropických bouří tomu tak je). Jak již bylo uvedeno v kapitole 2.1, bouřku je nutno chápat jako složitý celek, jenž je tvořen stavebními částicemi – buňkami. Ty bývají v daném okamžiku v různých vývojových stádiích. Vzájemně se střídají v projevech bouřkové aktivity a udržují tak bouřku činnou někdy i relativně dlouhou dobu (v řádu hodin). Jednotlivé buňky jsou k sobě těsně semknuty, takže celá struktura bouřky připomíná včelí plást. Tento bouřkový systém, který se nazývá *multicela*, má přibližně kruhový tvar o poloměru několika desítek kilometrů a je složen z mnoha jednotlivých konvekčních buněk v různém stádiu vývoje. Nové konvekční buňky vznikají vzhledem k postupu multicely zpravidla na jejím pravém nebo pravém zadním okraji. Vznik a vývoj těchto buněk probíhá postupně a to v pořadí kopírující směr protichůdný oproti směru pohybu hodinových ručiček. Tomuto vývoji říkáme cyklonální vývoj multicel. Střed multicely naproti tomu tvoří buňky v maximálním stádiu vývoje, blíže k okraji jsou pak buňky ve stádiu rozpadu.

Hovoříme-li o vývoji bouřkových buněk, podejme alespoň stručný výklad jejich jednotlivých vývojových stádií. Ty rozlišujeme tři:

### 2.3.1 Stádium kumulu

Vznik oblaku druhu Cumulus je podmíněn buďto konvekcí, nebo nuceným výstupem vzduchu podél frontálního rozhraní na studené frontě. Cumulus je osamoceným oblakem s ostrým okrajem a základnou ležící v nízkém patře, tedy ve výšce 300 až 800 metrů.

Buňka je tvořena vzestupným proudem relativně teplého vzduchu, v němž nad kondenzační hladinou dochází ke vzniku oblačných kapiček, popř. i ledových částic. Buňka prochází neustálým vývojem v němž na jedné straně působí přísun vodní páry z nižších hladin zajišťovaný konvekcí a na straně druhé vypadávání drobných kapiček, které již výstupné proudy neudrží. Při jejich pádu dochází k jejich vypařování do

okolního vzduchu. Převáží-li však přísun vodní páry nad úbytkem ve formě výparu vypadajících kapiček, může buňka růst a přecházet do dalšího vývojového stadia.

### **2.3.2 Stádium zralosti (stádium kumulonimbu)**

Vzestupný proud teplého vzduchu stále existuje, často ještě zesiluje, avšak je lokalizován na čelní straně buňky pohybující se v poli horizontálního proudění. V její týlové části se vytváří sestupný proud relativně studeného vzduchu, kterému je teplo odjímáno především částečným vypařováním padajících srážkových elementů. V oblasti sestupného proudu dochází k nejintenzivnějšímu vypadávání srážek a v tomto vývojovém stadiu se též objevují blesky.

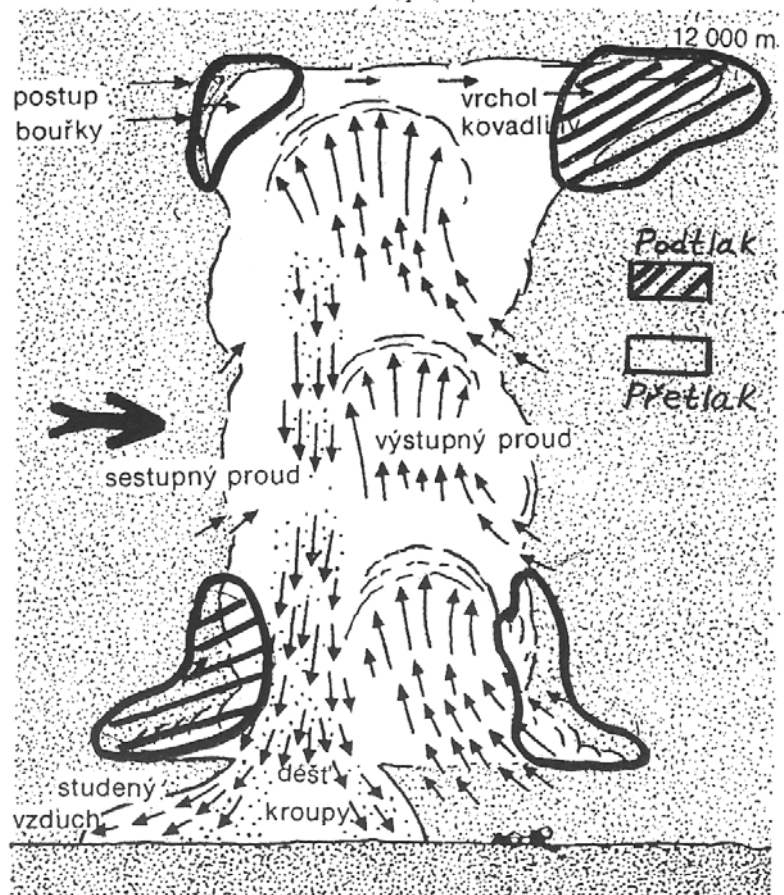
Zmíněný sestupný proud vzniká v důsledku tíže vody nahromaděné v horních partiích oblaku a působením vhodného rozložení hydrodynamických sil na čelní a týlové straně buňky. Rychlost horizontálního proudění v atmosféře roste zpravidla s výškou, avšak bouřkový oblak o vertikálním rozsahu několika kilometrů se pohybuje přibližně jako tuhé těleso rychlostí, která odpovídá rychlosti proudění ve středních partiích oblaku. V oblasti základny oblaku je tedy rychlost vlastního horizontálního postupu buňky zpravidla větší než rychlost horizontálního proudění v okolním vzduchu, čímž na čelní straně vzniká relativní přetlak a na týlové straně podtlak. Naproti tomu v horních partiích oblaku je rychlost proudění v okolním vzduchu obvykle větší než vlastní postup buňky a na čelní straně vzniká relativní podtlak a na týlové straně existuje určitý přetlak. Toto rozložení relativních přetlaků a podtlaků (viz obr. 4) vytváří na čelní straně buňky příznivé podmínky pro další rozvoj vzestupného proudu, zatímco na týlové straně podporuje sestupný proud.

V případě zesíleného horizontálního proudění v hladinách atmosféry odpovídajících horním partiím bouřkového oblaku bývají oblačné částice vynášeny daleko před vlastní oblak, který tak dostává charakteristický vzhled kovadliny. Studený vzduch přiváděný sestupným proudem dolů se pod oblakem roztéká a to zejména ve směru proudění, čímž na čelní straně buňky dochází k nadzvedávání teplejšího vzduchu (v přeneseném smyslu slova se vytváří jakási studená mikrofronta) a tím k podpoře dalšího trvání i rozvoje vzestupného proudu.

### **2.3.3 Stádium rozpadu**

Vzestupný proud slábne a postupně zaniká. Studené sestupné proudy vzduchu zachvacují celou buňku a způsobí její rozpad.





Obr. 4: Schéma proudění vzduchu v různých výškách kumulonimbu a vznik kovádlinovitého tvaru tohoto oblaku

## 2.4 Tropické bouře cyklonálního typu

Vývoj mohutných a vertikálně rozsáhlých vzestupných proudů vzduchu může být zajištěn také sbíháním horizontálního proudění ve spodních hladinách ovzduší spolu s dynamicky podmíněnými vertikálními rychlostmi v oblastech tlakových níží a brázd nízkého tlaku vzduchu. Dojde-li k příhodnému spojení výše uvedených dynamických jevů vytvoří se mohutný výstupný proud, který vede ke vzniku lokální cyklóny (viz obr. 5). Podmínky pro vznik takové cyklóny mohou být splněny pouze v oblastech, kde je přísun tepelného slunečního záření největší, nejlépe pak nad oblastmi oceánů, kde celému systému pomáhají ve svém vývoji také vzájemné působení mořských proudů. Druhou významnou podmínkou je působení Coriolisovy síly, která způsobuje cirkulační pohyby. Tato síla je na rovníku poměrně malá, proto je maximum výskytu tropických cyklón v oblastech mezi 5° a 20° zeměpisné šířky.

Příčiny vzniku tropických cyklón nejsou ještě dostatečně známé. Předpokládá se však, že její vznik závisí na teplotní labilitě ovzduší a vysokém tlaku vodní páry. Pro tuto domněnku svědčí i to, že teplota povrchových vod oceánů v oblastech zrodu tropických cyklón obvykle kolísá mezi 26°C až 27°C. Dosáhne-li pak teploty 27°C nebo více, dojde k labilnímu zvrstvení ovzduší, a jestliže pak do takovéto oblasti pronikne studený vzduch ze severu nebo jihu, labilita se ještě zvýší, čímž vzniknou optimální podmínky pro vznik tropické cyklóny.

Uváděné faktory také vysvětlují roční dobu jejich výskytu. Na severní polokouli se od ledna do dubna nevyskytují, maximum výskytu pak mají naproti tomu v září a říjnu. Na jižní polokouli, v Indickém a Tichém oceánu vznikají naproti tomu v období od prosince do března.

Tropická cyklóna představuje v podstatě obrovský tepelný stroj, který přeměňuje, na rozdíl od mimotropických cyklón, teplo v práci. Tento „stroj“ vyprodukuje zhruba 10<sup>12</sup> kWh za den, což je více, než činí denní produkce energie na celém světě, anebo kolik činí dle údajů z roku 1987 produkce elektrické energie USA za půl roku.

Celkový průměr tropických níží bývá kolem 700 km, ale může být také jen 100 km. Ve vertikálním profilu dosahují výšky až 18 km a atmosférický tlak v centru (tzv. oku bouře) klesá k hodnotám i pod 950 hPa. V tomto centru jsou natolik mohutné výstupné proudy, že zde panuje jasné počasí a bezvětří. Průměr této části je řádově několik stovek metrů.

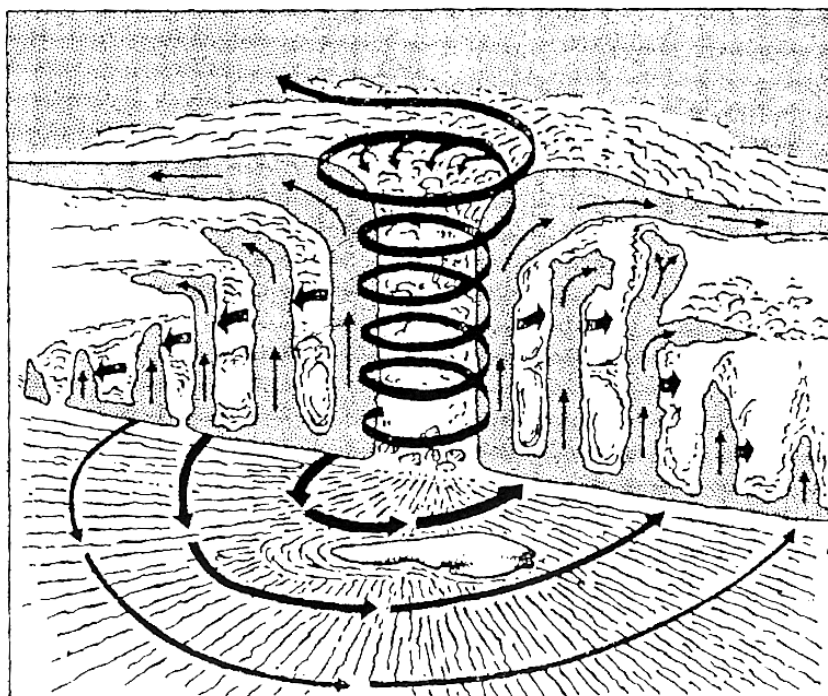
Za rok se na Zemi objevuje v průměru 60 plně vyvinutých cyklón s větry o síle orkánu (nad 118 km/h), z toho 75 % na severní polokouli. Jejich zvláštní postavení spočívá v tom, že významně přispívají k energetické a vodní bilanci celé atmosféry. Nad tropickými oceány se mohou udržet od 1 až 2 dnů do 2 až 3 týdnů, přičemž relativně pomalu (s rychlostí 15 až 20 km/h) postupují ve východním proudění na západ. Dostane-li se tropická cyklóna na pevninu dochází poměrně rychle k jejímu zániku (vyplnění), což bývá velmi často spojeno s katastrofálním deštěm a značnými ničivými účinky. Často se po vstupu nad pevninu může vytvořit mezi základnou oblaku a zemí větrný vír v podobě choboty, zvaný *tornado* (viz kapitola 4.3.4.1). Výjimečně může tropická cyklóna proniknout až do oblasti mírných zeměpisných šířek a přeměnit se v tlakovou níží mírného pásu.

Za zvláštnosti tropických cyklón může být považován jejich pohyb nad volnými oceány. Kromě klasické rotace (na severní polokouli proti směru hodinových ručiček) se jejich postupy vyznačují charakteristickými drahami, připomínajícími elipsu. Na severní polokouli začíná pohyb směrem k východu, následně dochází ke stáčení

k severozápadu, později od jihu k severu a v konečné fázi od jihozápadu k severovýchodu.

Moderní meteorologie rozlišuje čtyři vývojová stádia tropických cyklón:

1. **tropická porucha** – kdy není ještě vytvořen cyklonální vír. Projevuje se na snímcích z meteorologických družic nespojitými systémy uspořádané konvekce, tj. konvekční oblačností.
2. **tropická deprese** – vyznačuje se již uzavřenou cirkulací, přičemž rychlost větru v tomto útvaru nepřesahuje 17 m/s, tj. 62 km/h.
3. **tropická bouře** – rychlost větru již přesahuje 17 m/s, avšak nedosahuje ještě 33 m/s, tj. 118 km/h.
4. **vrcholné stadium** – rychlost větru musí dosáhnout alespoň 33 m/s. V Atlantském oceánu se pak označuje jako *hurikán*, v západní části Tichého oceánu jako *tajfun*, v Indickém oceánu jako *cyklón*.



Obr. 5: Tropická cyklóna v řezu – rozložení výstupných a sestupných proudů

## 3 ELEKTŘINA V ATMOSFÉŘE

Není snad člověka, který by neměl osobní zkušenost s projevy atmosférické elektřiny a je jedno, zda se v životě setkal s bleskem, Eliášovým ohněm, korónovým výbojem nebo s akustickými projevy, jakými jsou hrom nebo sršení. Z vlastních zkušeností prostě každý ví, že k pochodům elektrické povahy v atmosféře dochází.

Příčinu lze hledat v tom, že v atmosféře existují zdroje vzniku elektrického náboje a částice, které jej mohou přenášet.

### 3.1 Elektrická vodivost vzduchu

Fyzikové na základě všeobecné úmluvy označují náboj zemského povrchu záporným znaménkem a náboj atmosféry kladným. Aby bylo dodrženo pravidlo elektroneutality, musí být absolutní hodnota velikosti náboje zemského povrchu stejně velká, jako absolutní hodnota velikosti náboje atmosféry. Pak je soustava jako celek elektroneutrální a lze ji připodobnit k obrovskému sférickému kondenzátoru složeného ze dvou opačně nabitých kulových desek. Protože zemský povrch a atmosféra jsou převážně nabity elektrickými náboji opačné polaroty, vytváří se v atmosféře přibližně vertikálně orientované elektrické pole, jehož intenzita dosahuje u zemského povrchu za podmínek klidného počasí hodnot 130 až 140  $V \cdot m^{-1}$ . To tedy znamená, že potenciál mezi dvěma vodiči vzdálenými od sebe 1 metr ve vertikálním směru je 130 až 140 voltů. V určitých případech, především pod základnami bouřkových oblaků, však elektrická pole zesilují řádově až na desítky tisíc  $V \cdot m^{-1}$  a jejich orientace je opačná. Co je toho příčinou bude vysvětleno dále.

Elektrická vodivost vzduchu (schopnost vést elektrický proud) v troposféře a zejména pak v blízkosti zemského povrchu je velmi malá a vzduch zde můžeme považovat za dobré dielektrikum. Se vzrůstající výškou však vodivost vzduchu roste a ve výškách 50 až 60 km bývá vzduch již natolik elektricky vodivý, že považujeme tuto hodnotu výšky za pomyslnou vzdálenost mezi jednotlivými kulovými deskami kondenzátoru země – atmosféra. Tyto desky odděluje vrstva dielektrika – vzduchu. Protože však elektrická vodivost vzduchu není nikdy nulová a v atmosféře existuje vertikálně orientované elektrické pole, musí zde ve vertikálním směru protékat elektrický proud přivádějící k zemskému povrchu kladný náboj a vybíjející sférický kondenzátor země – atmosféra. Jelikož by však tímto pochodem došlo během několika desítek minut k úplnému vybití zmíněného kondenzátoru, musí zde existovat určitý nabíjecí mechanismus, udržující potenciál mezi oněmi pomyslnými deskami kondenzátoru na konstantní hodnotě, která činí 100 000 voltů. Jak uvidíme dále, takový mechanismus lze spatřovat v projevech oblačné elektřiny, zejména bouřkové povahy.

## 3.2 Atmosférické ionty

V předešlé kapitole jsme hovořili o pojmech jakými jsou elektrická vodivost, potenciál a elektrický proud, avšak nevysvětlili jsme podstatu příčiny vzniku elektrické vodivosti a následného protékání elektrického proudu mezi deskami kondenzátoru.

Elektrická vodivost vzduchu je sice dostatečně malá, abychom v hrubším přiblížení mohli atmosféru považovat za dielektrikum, čili látku s vodivostí blízkou nule, ale ne však zcela nulová, což má za následek uzavření elektrického obvodu a tím pádem tečení elektrických proudů atmosférou.

Historie výzkumu elektrických vlastností atmosféry sahá až do konce 18. století, kdy byl průkopníkem výzkumů elektřiny – Coulombem – formulován obecně známý Coulombův zákon, který se stal alfou a omegou fyziky elektřiny. Byl to také Coulomb, který se jako první domníval, že ve vzduchu obsažené částice získávají elektrický náboj při nárazech na „zelektrovaná“ tělesa, od nichž jsou pak následně odpuzována elektrostatickými silami. Na přelomu 19. a 20. století objevují Elster a Geitel elektricky nabitě částice molekulárních rozměrů vyskytujících se ve vzduchu. V roce 1905 pak přichází Langevin s objevem podstatně větších elektricky nabitých částic tvořených patrně aerosolovými částicemi, na nichž se zachytily molekuly nebo jejich shluky nesoucí přebytek elektrického náboje jednoho znaménka.

To byly začátky bádání o atmosférické elektřině a jak už dnes víme, byly domněnky a představy tehdejších fyziků správné, byť jim jejich neznalost podstaty vzniku elektricky nabitých částic neumožnila detailnější pohled na věc.

Hovoříme-li o podstatě vzniku nabitých částic, musíme začít u jevu zvaného *ionizace*. Při ní dochází u jednotlivých elektroneutrálních molekul k odtržení valenčních elektronů, nebo k jejich zachycení (ukořistění na úkor jiných molekul). V prvním případě vzniká částice s přebytkem kladného náboje, čili kation, v druhém pak částice s přebytkem záporného náboje, čili anion. Protože náboj takto ionizovaných molekul vyvolá elektrickou polarizaci blízkých neutrálních molekul, vznikají elektrostatické síly, jejichž působením dojde ke vzniku shluků zpravidla jedné ionizované molekuly a několika neutrálních molekul. Takový shluk pak může být zachycen na aerosolových částicích rozptýlených ve vzduchu, čímž vznikají elektricky nabitě částice podstatně větších rozměrů.

Atmosférické ionty (aeroionty) mají poměrně široké spektrum velikostí a v literatuře lze nalézt jejich různé klasifikace. Nejznámější z nich je klasifikace Israelova, která je zde uvedena podle Podzimka (1959) a která rozlišuje následující třídy iontů charakterizované velikostí poloměru  $r$ :

1. ionty lehké,  $r < 10^{-9}$  m
2. ionty střední, jež se dělí na malé střední ionty,  $10^{-9}$  m  $< r < 8 \cdot 10^{-9}$  m a velké střední ionty,  $8 \cdot 10^{-9}$  m  $< r < 2,6 \cdot 10^{-8}$  m
3. ionty těžké (Langevinovy),  $2,6 \cdot 10^{-8}$  m  $< r < 5,5 \cdot 10^{-8}$  m
4. ionty ultratěžké,  $r > 5,5 \cdot 10^{-8}$  m

Pro elektrickou vodivost vzduchu mají rozhodující význam malé ionty, které se vzhledem ke své velké pohyblivosti uplatňují jako účinní nositelé elektrického náboje v atmosféře, čímž se stávají v přeneseném smyslu vodiči. Naproti tomu velké ionty jsou obvykle natolik těžké, a tudíž málo pohyblivé, že v elektrických polích

vyskytujících se v atmosféře získávají jen relativně malé rychlosti a k protékajícím proudům přispívají jen nepatrně.

Bylo zjištěno, že malé ionty jsou účinně zachycovány aerosolovými částicemi rozptýlenými ve vzduchu, nositel náboje se tímto podstatně zvětší a „ztěžkne“ a jeho pohyblivost se zmenší. To se odrazí pochopitelně na snížení elektrické vodivosti vzduchu. V případě zvýšeného znečištění vzduchu aerosolovými částicemi dochází tedy k podstatnému úbytku malých iontů a se zmenšením počtu těchto pohyblivých nositelů náboje, se podstatně sníží také vodivost vzduchu. Tento jev bývá pozorován nejen při zvýšeném znečištění atmosféry např. v zimních měsících, ale také v oblacích a mlhách, kde jsou malé ionty zachycovány na vodních kapičkách popř. ledových krystalcích.

Aby nebyla narušena tématická posloupnost výkladu o atmosférických iontech, nebylo možné výše pojednat o příčinách ionizace. Napravme tedy tento handicap nyní.

Hlavní příčinou ionizace vzduchu je působení kosmického záření, pronikajícího do zemské atmosféry, o čemž svědčí např. růst elektrické vodivosti vzduchu s výškou. Také se zeměpisnou šířkou lze pozorovat změny elektrické vodivosti vzduchu. V zeměpisných šířkách v oblastech mezi 40° jižní šířky a 40° severní šířky nabývá svého maxima, což je naprosto v souladu s faktem, že tyto oblasti jsou slunečnímu záření vystaveny nejvíce.

V přízemních vrstvách v blízkosti zemského povrchu lze zmínit ionizaci vlivem radioaktivního záření alfa a beta (primární ionizace) a v rámci sekundární ionizace také gama. Toto záření vzniká při rozpadech přírodních radionuklidů, dnes i radionuklidů vyrobených uměle. Tento příspěvek lze ale vzhledem k působení kosmického záření téměř zanedbat.

Určitý příspěvek k produkci iontů mají také elektrické výboje v atmosféře. Při průchodu výboje vzduchem dochází podél jeho dráhy k ionizaci a to jak k primární, čili k ionizaci uvnitř kanálu výboje vlivem intenzivního elektrického proudu, tak i k sekundární ionizaci, tedy k ionizaci elektromagnetickým zářením (tvrdé UV záření), které blesk vyvolává. Ačkoliv každou sekundu proběhne v zemské atmosféře v průměru 117 výbojů, tedy  $3,69 \cdot 10^9$  výbojů za rok, jejich přínos k celkové ionizaci ovšem také není srovnatelný s ionizací kosmickým zářením, neboť si musíme uvědomit, že celkový objem vzduchu, který může blesk ionizovat je velmi malý. Pro přiblížení představuje tvar válce o délce cca 0,5 až 2 km, zohledníme-li i větvení kanálu, a o průměru, který činí řádově jen několik milimetrů až centimetrů, pro sekundární ionizaci zářením až několik decimetrů.

Důležitost existence ionizace elektrickými výboji je ale zejména v tom, že dochází ke štěpení molekul kyslíku na dva atomární kyslíky  $O^{\bullet}$ , které reakcí s dalšími molekulami kyslíku  $O_2$  poskytují molekuly ozónu  $O_3$ . Jistě každý se v životě setkal po silné bouřce s česnekovým zápachem vzduchu. Tento zápach byl způsoben právě přítomností malého množství ozónu ve vzduchu.

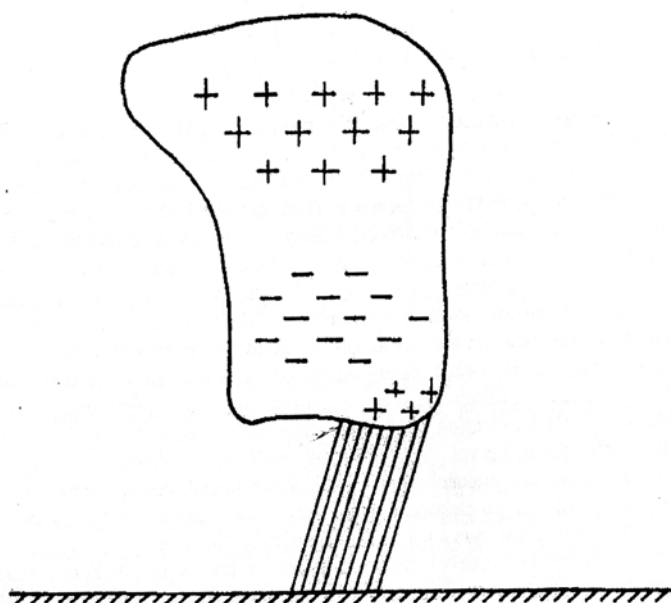
### 3.3 Elektrická struktura bouřkových oblaků

Nejsilnější elektrická pole a největší koncentrace elektrických nábojů vyskytujících se v atmosféře jsou spojeny právě s existencí bouřkových oblaků. Bouřkové oblaky jsou sídly velkých elektrických nábojů a rozhodujícím způsobem ovlivňují elektrickou strukturu atmosféry tím, že představují rozhodující faktor při regeneraci záporného náboje zemského povrchu, který by jinak brzy zanikl, jak již bylo uvedeno v kapitole 3.1.

Bouřkový oblak, ve kterém probíhají srážkotvorné procesy, představuje složitý elektricky nabitý útvar (viz obr. 6). Ve spodní části kumulonimbu je koncentrován záporný náboj, jemuž v horních partiích oblaku odpovídá centrum stejně velkého kladného náboje. Kromě těchto dvou hlavních elektrických center se v základně bouřkového oblaku pozoruje i podstatně menší podružné centrum kladného náboje, jež však je prostorově i časově vázáno na vypadávání srážek a vytváří se pravděpodobně pouze tehdy, existují-li v základně oblaku teploty vyšší jak  $0^{\circ}\text{C}$ .

V roce 1940 přichšel G.C. Simpson s modelem schematizované elektrické struktury bouřkového oblaku, který je uveden na obrázku 6. Podle něj je kladný náboj o velikosti 24 Coulombů rozložen v kulovém objemu o poloměru 2 km a středu ve výši 6 km nad zemským povrchem, kde se vyskytují teploty kolem  $-30^{\circ}\text{C}$ . Záporný náboj o velikosti 20 Coulombů se nalézá uvnitř koule o poloměru 1 km a středu ve výšce 3 km, kde teplota dosahuje přibližně  $-8^{\circ}\text{C}$ . Podružné centrum kladného náboje o velikosti 4 Coulombů má rovněž podobu kulového objemu s poloměrem 0,5 km a středem ve výši 1,5 km, kde panuje teplota asi  $1,5^{\circ}\text{C}$ .

Celkové elektrické pole v okolí kumulonimbu je vytvářeno nejen zmíněnými centry elektrického náboje uvnitř oblaku, ale i náboji jimi indukovanými na zemském povrchu. Tato skutečnost se následně odráží ve změnách intenzity a směru vertikálního elektrického pole. Přímo pod základnou bouřkového oblaku jsou směry elektrického pole opačné a jeho intenzita je o dva až tři řády větší, než je tomu v případě elektrického pole v atmosféře za klidného počasí.



Obr. 6: Simpsonův model a schématické rozložení elektrických nábojů v kumulonimbu

# 4 PROJEVY BOUŘKOVÉ ČINNOSTI

Projevy bouřkové činnosti jsou různorodé a obecně platí, že každý projev je důsledkem nějaké příčiny. Proto jejich charakterizace vždy závisí na úhlu pohledu. Je jistě dobře možné se na projevy bouřek dívat z hlediska hydrologického či národohospodářského, avšak tyto a podobné pohledy nás v této práci nezajímají. My se zaměříme na projevy, které přímo souvisejí s pochody v bouřkových oblacích i mimo něj, a které jsou důležité pro komplexní hodnocení bouřek z hlediska meteorologického.

Z výše uvedeného důvodu budeme rozlišovat projevy elektrické, akustické a projevy související s prouděním vzduchu při bouřkách, mezi něž lze zahrnout projevy větrné a srážkové aktivity.

## 4.1 Elektrické výboje

Elektrické výboje jsou asi nejefektivnějším ze všech projevů bouřkové činnosti. Od nepaměti vzbuzovaly zájem vědců i respekt obyčejných lidí. Z hlediska svých projevů můžeme rozlišovat dva typy elektrických výbojů. Prvým typem jsou hrotové výboje, tím druhým blesky.

Většina z nás se v životě setkala spíše s blesky, a i když hrotové výboje nejsou jevem až tak vzácným, běžně se s nimi člověk střetne jen zřídka.

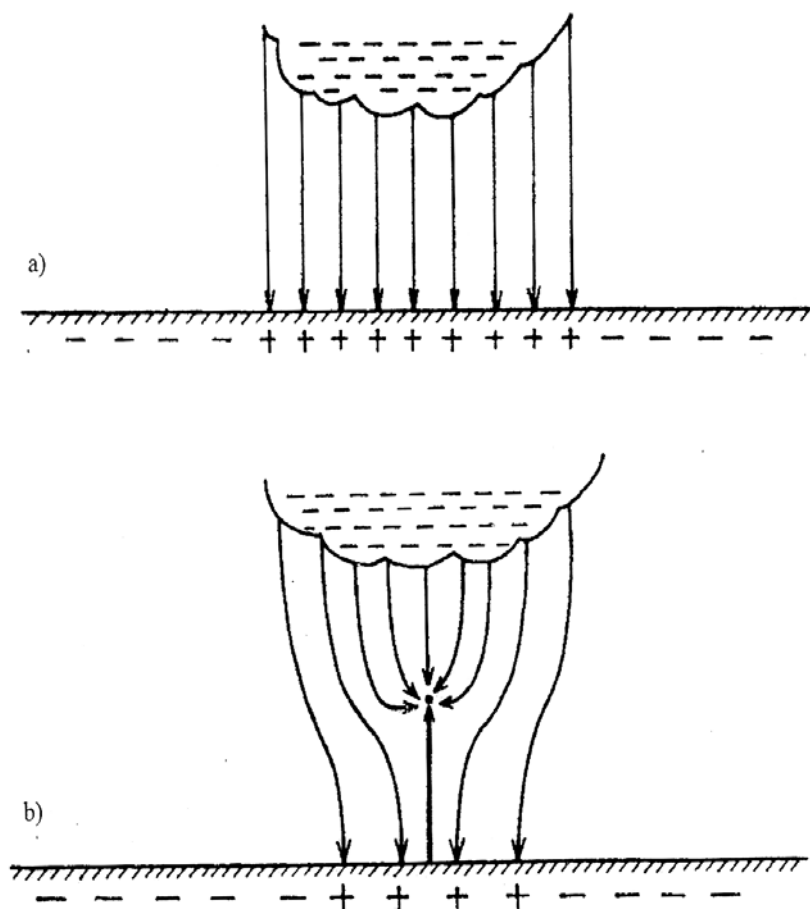
### 4.1.1 Hrotové výboje

Za běžných podmínek v atmosféře představují přibližně vertikálně tekoucí elektrické proudy pohyb iontů vzniklých zpravidla působením kosmického záření, popř. jiným způsobem (viz kap. 3.2). Za normálních podmínek, jak již bylo popsáno, je ionizace proces, při kterém dochází k přeskupování valenčních elektronů, přičemž působením záření dochází k vytrhávání některých z valenčních elektronů atomových obalů a tyto jsou poté zachyceny jinými elektroneutralními molekulami. Takto vznikají kationy a aniony. Uvažme však, že ačkoliv doba od vytržení elektronu z obalu do jeho následného zachytu neutrální molekulou je sice velmi krátká, avšak přeci jenom elektronu trvá určitou dobu, než je zachycen. Během této doby se tedy pohybuje volně, respektive je kvazivolný. V dostatečně silném elektrickém poli pak získá elektron značnou pohybovou energii a ačkoliv se jedná z časového měřítko o velmi krátké působení elektrického pole na elektron, může být tato energie dostatečně velká na to, aby tento elektron při srážce s první elektroneutralní molekulou způsobil vyrazení jiného elektronu, čímž tuto molekulu ionizuje. V tomto případě pak mluvíme o ionizaci nárazem. V dalším kroku elektron uvolněný při nárazu z původně neutrální molekuly působí opět ionizaci nárazem a počet iontů takto lavinovitě roste.

Ionizace nárazem nabývá značných hodnot zvláště v případech tzv. zhuštění siločar elektrického pole. Tohoto jevu je možno pozorovat v případech výskytu hrotových uzemněných vodičů, jakými mohou být hromosvody, stožáry, sloupy, lodní stěžně nebo též vrcholky stromů. Tyto vodiče lze potom v určitém přiblížení považovat za bodové náboje, které jsou vodivě spojeny se zemským povrchem a mají



tedy s ním stejný potenciál. Na obrázku 7 je znázorněno, jak dochází k deformaci elektrického pole. Okolo zmíněného bodového vodiče se vytváří oblak iontů, z něhož jsou uzemněním odváděny k zemskému povrchu ty částice, jež nesou vzhledem k zemi náboje opačného znaménka. Tento děj je nazýván hrotovým výbojem.



Obr. 7. a) elektrické siločáry pod bouřkovým oblakem, b) deformace siločar při hrotovém výboji

Pro bodový uzemněný vodič nalézající se v určité výšce nad zemí existuje jistá kritická hodnota velikosti intenzity elektrického pole, při níž dochází v jeho okolí vlivem zhuštění siločar k ionizaci nárazem a vytváří se hrotový výboj. V případě bodového vodiče dokonale vodivé spojeného se zemským povrchem a umístěným ve výšce vrcholů vzrostlých stromů představuje tato kritická hodnota 600 až 1000 V.m<sup>-1</sup>, tj. několiknásobek intenzity elektrického pole v podmínkách klidného ovzduší.

Už v úvodu kapitoly 4.1 bylo hovořeno o tom, že hrotové výboje nejsou v přírodě jevem příliš vzácným, což potvrzuje i tzv. Wormellův odhad, podle kterého může v běžné krajině existovat až 800 objektů na 1 km<sup>2</sup>, poněkud více stromů, na nichž za vhodných podmínek mohou vznikat hrotové výboje.

Silné hrotové výboje jsou provázeny i zvukovými efekty (praskáním) a někdy i dobře patrnými zrakovými vjemy, spočívajícími v jiskření a sršení různých kovových hrotů, špiček stožárů, věží apod. Je-li hrotový výboj patrný vizuálně, hovoříme o tzv. *Eliášově ohni*, jehož název pochází od středověkých námořníků. Intenzita hrotových výbojů a tedy i intenzita jejich vnějších projevů, které můžeme jako

pozorovatelé registrovat, závisí na rozdílu elektrického potenciálu mezi uzemněným bodovým vodičem a okolním vzduchem, což je totéž jako potenciálový rozdíl mezi zemským povrchem a hladinou atmosféry v níž se vrchol uzemněného bodového vodiče nalézá.

Intenzitu hrotových výbojů ovlivňuje i rychlost větru. Na základě experimentálních měření vyplývá, že s rostoucí rychlostí větru intenzita hrotových výbojů stoupá.

#### 4.1.2 Blesky

Na rozdíl od hrotových výbojů, které probíhají v omezených objemech vzduchu (v bezprostředním okolí elektricky vodivých předmětů malých rozměrů vodivě spojených se zemí), je blesk elektrickým výbojem doprovázeným vysokou ionizací vzduchu ve větším prostorovém rozsahu. V zásadě lze rozlišovat vnitřní blesky, tj. blesky uvnitř bouřkového oblaku (výboje mezi horním kladným a dolním záporným centrem elektrického náboje, popř. o výboje mezi těmito centry dvou blízkých oblaků) a blesky mezi dolním záporným centrem kumulonimbu a zemským povrchem. V méně častých případech lze pozorovat i blesky mezi horním kladným centrem a zemí.

Charakteristikou mohutnosti bleskového výboje je jeho elektrický moment  $M$ , jenž je definován vztahem:

$$M = 2Ql$$

kde  $Q$  značí velikost elektrického náboje přenášeného daným bleskem na vzdálenost  $l$ .

Průběh blesku je tvořen několika fázemi. V první hlavní fázi se pomocí vůdčího výboje zvaného lídr vytvoří opticky patrný kanál vysoce ionizovaného a zahřátého vzduchu, jímž pak po určitý časový interval protéká elektrický proud. Vůdčí výboj se pohybuje po jistých krocích, kdy se na několik mikrosekund ( $10^{-6}$  s) zastavuje a „hledá“ nejspokladnější cestu ke svému dalšímu postupu. Kanál postupuje rychlostí asi 1000 km/s a zastavuje se vždy asi po 50 metrech, kde se rozvětví a hledá a dále postupuje po stejných krocích. Je-li na zemi vysoký špičatý předmět (věž nebo strom), vyjde vůdčímu výboji naproti výboj vzestupný. Nakonec se obvod uzavře, vznikne vodivý kanál mezi mrakem a zemí a po něm proběhne hlavní elektrický výboj a to většinou od země do mraku. Po něm pak zpravidla následuje série dalších výbojů, které již mají připravenou cestu a blesk tak několikrát po sobě zamžiká.

Jak již bylo zmíněno v kap. 3.2, je průměr kanálů blesku jen několik milimetrů až několik centimetrů. Na základě spektrometrických měření dnes již víme, že teplota uvnitř bleskového výboje, tedy teplota ionizovaných plynů, dosahuje hodnot až 25 000 K. Napětí mezi bleskem a zemí dosahuje hodnot 100 milionů voltů a proud protékající kanálem 30 000 ampérů. Blesk tedy dává úctyhodný výkon 3 bilióny Wattů, ovšem trvající po dobu jedné tisícině sekundy, což odpovídá přibližně 1000 kilowatthodin energie.

Mezi blesky mezi oblakem a zemí výrazně převládají ty, které přenášejí směrem dolů záporný elektrický náboj. Podíl kladných blesků na celkovém počtu činí asi jen 10% a objevují se hlavně v pozdních fázích vývoje bouřkového oblaku, kdy spodní záporné centrum elektrického náboje slábne a horní kladný náboj klesá dolů v sestupných vzduchových proudech.

Celkově blesky spolupůsobí s hrotovými výboji na regeneraci záporného náboje zemského povrchu, avšak jejich příspěvek k bilanci výměny elektrického náboje mezi zemským povrchem a atmosférou je oproti hrotovým výbojům několikanásobně menší.

Blesky podle svého vzhledu dělíme na:

1. **blesk čárový** – je nejčastější formou blesku. Má tvar lomené nebo klikaté, jasně svítící jediné čáry, která je dráhou elektronů, pohybujících se rychlostí 30 000 km/s.
2. **blesk rozvětvený** – je další velmi častou formou blesku. Připomíná bezlistou korunu stromu, nebo kořenový systém. Ve své podstatě jde o blesk čárový s několika kanály. Jeho pustošící schopnosti jsou poměrně značné, neboť díky několika kanálů je jeho nebezpečnost větší a ani bleskosvody nedokáží před tímto typem blesku účinně chránit.
3. **blýskavice** – je typem bezhlučného záblesku mezi opačně nabitými centry uvnitř bouřkového oblaku, který je obvykle již natolik vzdálený, že zahřmění již není slyšitelné.
4. **růžencový (perlový) blesk** – je typem blesku u kterého je podél hlavního kanálu blesku možno pozorovat řadu světelných kuliček. Tyto kuličky mohou být někdy pozorovatelné i krátkou dobu po skončení vlastního výboje. Soudí se, že tyto kuličky jsou určitým způsobem podobné kulovému blesku.
5. **kulový blesk** – je velice záhadným typem blesku, pokud jej lze vůbec za blesk považovat. Podstata jeho existence zřejmě spočívá v existenci vysoce ionizovaného plynu, čili plasmy. Má podobu koule, září nejčastěji světlem oranžové až žluté barvy, ale výjimkou nejsou ani kulové blesky ostatních barev spektra. Mívá velikost řádově od centimetrů až po několik decimetrů, vzácně i okolo metru, nejčastěji však 10 až 20 cm. Jeho výskyt bývá nečekaný, nečastěji však ke konci bouřky popř. po ní. Náhle se zjeví, několik sekund se pomalu a nevyzpytatelně pohybuje nízko nad zemí a mizí bezhlučným rozplynutím, nebo ohlušujícím výbuchem. Více se o tomto typu blesku zmíníme v následující kapitole.

#### 4.1.3 Kulový blesk

Kulový blesk je jedním z fenoménů moderní fyziky. Je to jev doposud neprobádaný a dodnes nebyl dostatečně vysvětlen. Vzbuzuje nejen strach a úžas, ale též respekt a úctu.

Odborníci vyjadřují svůj obdiv k tomuto útvaru již více než dvě století, kdy se snaží nalézt teorie, jež by jej mohly vysvětlit. Ačkoli dnes existuje mnoho rozličných přístupů k popisu kulových blesků, žádný z nich není zcela dokonalý a v mnohém neodpovídá reálu zjištěnému při jejich pozorování.

Jedna skupina teorií vychází z předpokladu, že kulový blesk si nese všechnu svou energii s sebou, je tedy autonomní. Druhá skupina má za to, že blesk je dálkově napájen a ovládán buď atmosférickými proudy, nebo elektromagnetickými vlnami.

Známý fyzik M. Faraday zastával názor, že dlouhodobá stabilita a pomalý pohyb kulového blesku jsou neslučitelné s jeho elektrickou povahou a že jeho energie je tedy spíše původu chemického. Zároveň upozornil na úlohu pevných částic prachu, sazí, uhlíku jako kondenzačních jader pro formování kulového blesku. Známý ruský fyzik M.V.Lomonosov, jehož přítel profesor G.W.Richmann na údajné setkání s kulovým bleskem doplatil životem, tvrdil, že takzvaný „pomalý blesk“ (kulový blesk) představuje „chomáček hořících mastných par“ obsažených v ovzduší. Jiný ruský fyzik B.M.Smironov mnohem později naproti tomu přišel s hypotézou, že kulový blesk je pórovitý stromečkovitý útvar s pevnou kostrou tvořenou kondenzovaným shlukem pevných částic. K této kostře pak lnou elektricky nabitě ionty a molekuly ozónu, což by mohlo být zdrojem velké energie kulového blesku. Teorie dalšího slavného Rusa – P.L.Kapicy – zase kulový blesk připodobňuje k mikrovlnnému laseru jehož podstatou je ionizovaný plyn – plazma. Tato myšlenka byla v druhé polovině 20. století všeobecně přijímána jako nejvěrohodnější. Samotnou podstatu a zdroj energie kulového blesku však nepopisovala.

Poslední a zřejmě pravdě nejbližší se zdá být teorie novozélandských fyzikálních chemiků J.Abrahamsona a J.Dinnisse z Cantenburské university, kteří svůj náhled na podstatu kulového blesku vedli chemickou cestou, tak jak to už ostatně zamýšlel M.Faraday. Jejich teorie říká, že udeří-li blesk do stromu a po něm sjede do země, musí celý proces, který je doprovázen vysokými teplotami, vyvolat určité chemické reakce, jejichž produkty jsou základem pro vznik kulového blesku. Z chemického hlediska je půda stručně řečeno směs uhlíkatých a křemičitých látek. Pokud dojde k prudkému ohřátí této směsi, pak z křemičitanů a oxidu křemičitého vzniká čistý křemík, monoxid křemíku ( $\text{SiO}$ ) a karbid křemíku ( $\text{SiC}$ ). Tyto redukované molekuly, které jsou velmi nestabilní, jsou následně vlivem atmosférického kyslíku opět oxidovány. Místo, kde blesk pronikne do země, však velmi rychle chladne a přitom krystalizací vznikají mikroskopické částice o průměru setiny mikrometru tvořené především čistým křemíkem a dále pak  $\text{SiO}$ ,  $\text{SiC}$  a uhlíkovými sazemi. Vlivem elektrického náboje získaného ionizací se tyto částice řetězí a mohou vytvořit složitě propletené řetězce připomínající jemnou vatu. Ta může dorůst velikosti až několika decimetrů, přičemž část této „vaty“ je „vyfouknuta“ nad povrch půdy, kde se dostane do kontaktu se vzduchem. Oxidace křemíku i  $\text{SiO}$  je bouřlivá až explozivní reakce, jejímž produktem je  $\text{SiO}_2$ , který je již velmi stabilní molekulou. Jeho význam v celé soustavě je izolační, což znamená, že vytvoří určitý obal směsi bránící pronikání dalšího kyslíku dovnitř. Díky tomu „vata“ uvnitř jen „doutná“ a prohořívá jen velmi pomalu (desítky sekund). Vytvoření kulového tvaru je pak již jen principiální záležitostí, neboť při daném objemu má koule minimální povrch a chladne tudíž nejpomaleji.

Abrahamson-Dannisseův model kulového blesku dokáže dobře vysvětlit některé zvláštnosti kulového blesku. Celá struktura je dostatečně pružná a může podle potřeby měnit tvar a vratně zase získávat kulovou podobu. Výpočty ukazují, že takový kulový útvar chladne rychle na povrchu, ale v nitru si udržuje poměrně vysokou teplotu. Pokud vnitřní teplota v kulovém blesku stoupne tak vysoko, že dokáže roztavit křemík a jeho sloučeniny, pak dojde k rychlému průniku vzduchu do nitra blesku a výsledkem je jeho explozivní zánik. Pokud se ovšem v blesku udrží nižší teploty, pak blesk pokojně „vyhasne“.

Celá tato teorie i teorie předchozí jsou v mnoha ohledech možná fantaskní, nemůže se jim však upřít fakt, že v některých ohledech kulový blesk poměrně dobře popisují. Teorii přibývá a která z nich však bude nakonec tou jedinou pravou se dozvíme až po té, co bude možné kulový blesk uměle vyrobit v laboratoři a bude důkladně prozkoumán.

## 4.2 Akustické projevy

Akustické projevy atmosférické elektřiny jsou běžnými průvodními jevy elektrických pochodů probíhajících v atmosféře a proto si také zaslouží naši pozornost.

Prvním akustickým projevem, o kterém již bylo pojednáno v kapitole 4.1.1, je sršení elektrického náboje při hrotových výbojích. Není třeba jej zde tedy znovu zmiňovat.

Doposud jsme ale nehovořili o hromu, který je coby akustický projev tématem, které si zaslouží pozornost. Problematika hromu a jeho šíření vzduchem je z pohledu atmosférické fyziky zajímavá a komplikovaná záležitost a z tohoto důvodu bude na těchto stránkách vyžadovat poněkud hlubší výklad.

### 4.2.1 Šíření zvuku ve vzduchu

Zvuková informace se hmotným prostředím pohybuje ve formě zvukových vln. K popisu šíření zvukových vln můžeme v mnoha směrech používat principů, zákonů a vztahů formálně analogických těm, jež platí pro elektromagnetické vlny. Fyzikální podstata elektromagnetického a zvukového vlnění je však zcela odlišná. Zatímco v případě elektromagnetického vlnění jde o periodické střídání elektrických a magnetických polí šířících se do prostoru rychlostí světla (ve vakuu tato hodnota odpovídá 299 792 km/s), akustické vlnění představuje sled periodicky se opakujících zhuštění a zředění v hmotném prostředí, který postupuje určitou rychlostí, danou vlastnostmi tohoto prostředí (v suchém vzduchu při 0°C je tato rychlost rovna 331,4 m/s). Zvukové vlny se proto nemohou šířit ve vakuu, ale pouze v prostředích vyznačujících se určitou stlačitelností. V tabulce 1 jsou uvedeny rychlosti zvuku v některých prostředích.

Proudění vzduchu v atmosféře výrazně ovlivňuje rychlost šíření zvuku v tomto prostředí. Rychlost zvuku v jistém směru určíme tak, že k rychlosti zvuku v klidném vzduchu při dané teplotě a vlhkosti přičteme průmět vektoru rychlosti větru do uvažovaného směru.

Tabulka 1: Rychlost zvuku v různých prostředích

Prostředí	Rychlost zvuku při 0°C
Dusík	334 m/s
Kyslík	316 m/s
Vzduch	331 m/s
Vodík	1284 m/s
Vodní pára	405 m/s
Beton	1700 m/s
Led	3200 m/s
Ocel	5000 m/s
Sklo	5200 m/s

Nyní zavedeme pojem zvukových paprsků, které analogicky v případě viditelného elektromagnetického vlnění nazýváme světelnými paprsky. Na základě tohoto je možno zjednodušeně popsat šíření zvuku v hmotném prostředí, kde se uplatňuje Snellův zákon lomu:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{c_1}{c_2}$$

Zde  $\alpha$  značí úhel dopadu,  $\beta$  úhel lomu a  $c_1$  resp.  $c_2$  rychlost zvuku v prvním, resp. ve druhém prostředí. Zanedbáme-li vliv vlhkosti, dostaneme pro vzduch:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T_2}}$$

přičemž symboly  $T_1$ ,  $T_2$  představují teploty dvou uvažovaných stýkajících se vzduchových hmot vyjádřené v stupních Kelvina. Stejně jako u elektromagnetických paprsků, lze i v tomto případě zavést absolutní index lomu  $n$ :

$$n = T^{-0,5}$$

a pro rozhraní zmíněných vzduchových hmot je index lomu dán vztahem:

$$n_{21} = \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{n_2}{n_1}$$

kde  $n_2$  reprezentuje absolutní index lomu prostředí, do něhož se zvukový paprsek láme,  $n_1$  absolutní index lomu prostředí, z něhož zvuk přichází a  $n_{21}$  je příslušný relativní index lomu.

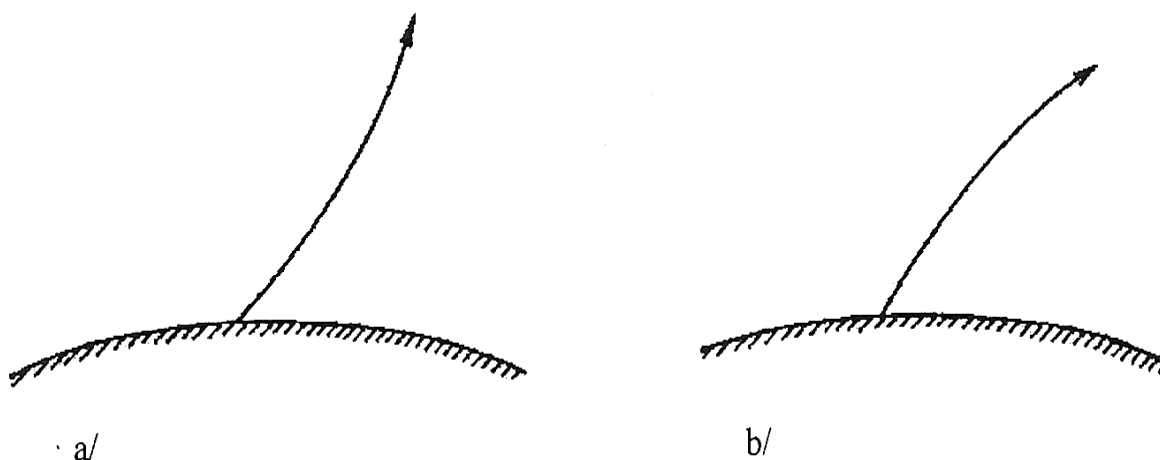
Zcela stejným způsobem jako pro elektromagnetické paprsky lze i zde odvodit rovnici trajektorie zvukového paprsku v ovzduší:

$$\frac{R_S \sin \alpha}{\sqrt{T}} = C$$

v níž  $R_S$  značí vzdálenost do středu Země,  $T$  teplotu vzduchu vyjádřenou ve stupních Kelvina,  $\alpha$  úhel dopadu zvukového paprsku vzhledem k horizontální ploše a  $C$  je pro daný zvukový paprsek konstanta určená podmínkami ve výchozím bodě jeho trajektorie.

Z výše uvedeného je zřejmé, že akustický index lomu roste s klesající teplotou vzduchu, a studenější vrstvy atmosféry se proto jeví jako akusticky hustější. Za běžné situace, kdy teplota s výškou klesá, roste akustický index lomu s vertikální vzdáleností od zemského povrchu a zvukový paprsek procházející atmosférou šikmo vzhůru se láme ke kolmici, tzn. že jeho trajektorie má tvar vypuklý směrem dolů, což je názorně uvedeno na obrázku 8. V případě teplotních inverzí platí jev opačný, kdy akustický paprsek vstupuje do vzduchových vrstev teplejších a láme se tedy od kolmice.

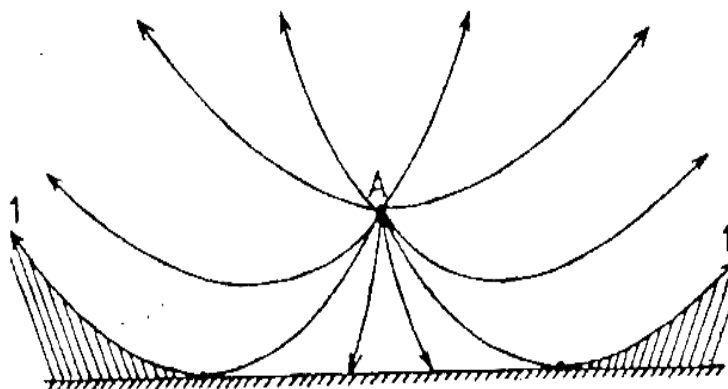
S lomem zvukových paprsků v atmosféře jsou bezprostředně spjaty dva fyzikální jevy – *akustické stíny* a *anomální slyšitelnost*.



Obr. 8: Zakřivení trajektorie zvukového paprsku v atmosféře: a/ teplota s výškou klesá, b/ teplota s výškou stoupá (teplotní inverze)

### 4.2.2 Akustické stíny

Princip vzniku akustických stínů vhodně popisuje obrázek 9. Na tomto obrázku je v bodě  $A$  znázorněn zdroj akustického rozruchu (zvuku), v našem případě to může být bouřkový oblak, v němž zrovna proběhne výboj mezi horním kladně nabitým a dolním záporně nabitým centrem, nacházející se v určité výšce nad zemským povrchem. Jednotlivé křivky zde pak znázorňují trajektorie zvukových paprsků za situace, kdy teplota vzduchu s výškou klesá. Paprsky procházející atmosférou šikmo dolů se lámou od kolmice a v určitém bodě trajektorie dosáhne jejich úhel dopadu kritické hodnoty. Nastává tzv. totální odraz, tedy odraz zvukových paprsků od vzduchových vrstev přiléhajících k zemskému povrchu. Jejich trajektorie se pak začne zakřivovat vzhůru, přičemž lom od kolmice je vystřídán lomem ke kolmici.



Obr. 9: Vznik akustických stínů

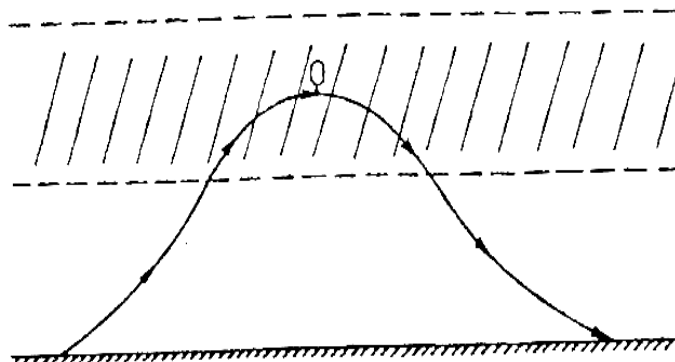
Je zřejmé, že do oblastí vyznačených šrafováním zvukové paprsky nemohou proniknout a tuto oblast nazýváme oblastí akustického stínu. Čím větší je teplotní rozdíl mezi vrstvou vzduchu v úrovni vzniku zvukového paprsku (oblak) a zemským povrchem, tím k většímu zakřivování trajektorie zvukových paprsků dochází a oblast akustického stínu se posune blíže pod základnu oblaku. V tomto případě, ačkoliv bude oblak pro pozorovatele poměrně blízko, nebudou jeho elektrické projevy slyšitelné. Pozorovatel bude vnímat tento blesk jako blýskavici.

### 4.2.3 Anomální slyšitelnost

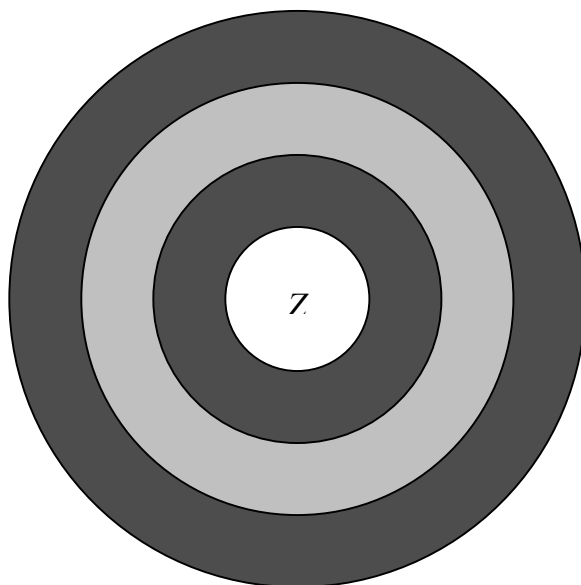
Spolu s výskytem výškových inverzí teploty se potenciálně vytvářejí podmínky pro jev zvaný anomální slyšitelnost. Princip vzniku je znázorněn na obrázku 10. Zvukový paprsek směřující atmosférou šikmo vzhůru se po dosažení vrstvy s teplotní inverzí (je vyznačena šrafováním) začne lámat od kolmice. Úhel dopadu se potom podél trajektorie paprsku neustále zvětšuje a v bodě  $O$  dosáhne kritické hodnoty pro totální odraz zpět k zemskému povrchu. Uvažujme nyní dostatečně silný zdroj zvuku  $Z$  (vulkanický výbuch, detonace), kolem něhož se na zemském povrchu vytváří zóna



normální slyšitelnosti. Zvuk šířící se podél zemského povrchu je však relativně brzy utlumen působením rozptylu na terénních útvarech a nerovnostech. Za zónou normální slyšitelnosti proto následuje zóna ticha, která může být vystřídána další zónou slyšitelnosti, tedy zónou anomální slyšitelnosti. Ta vzniká v místech, kde akustické paprsky odražené na výškových teplotních inverzích dosahují zemského povrchu. V případě výskytu několika vrstev s teplotní inverzí nad sebou se dokonce může vytvářet několik zón anomální slyšitelnosti vzájemně oddělených zónami ticha. V ideálních podmínkách má zóna normální slyšitelnosti tvar kruhu (bílá barva) a zóny ticha (černá barva) i zóny anomální slyšitelnosti (šedá barva) tvar mezikruží (viz obr. 11).



Obr. 10: Vznik anomální slyšitelnosti



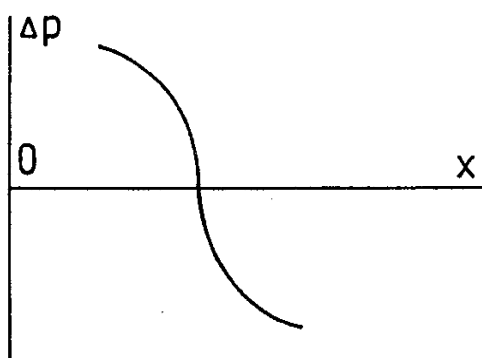
Obr. 11: Schéma zón ticha a anomální slyšitelnosti.

V reálné atmosféře s proudícím vzduchem a nad nehomogenním povrchem však přirozeně dochází k tvarovým deformacím, např. zóny anomální slyšitelnosti bývají často pozorovány jen v určitém sektoru. Protože jevy anomální slyšitelnosti zpravidla vznikají v souvislosti s mohutnými výškovými inverzemi teploty, vyskytují se mnohem častěji v zimě než v teplé polovině roku. Tato skutečnost tedy dokladuje, že

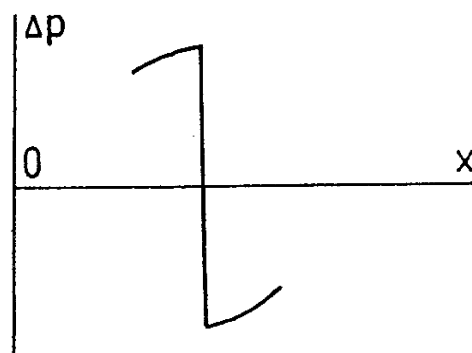
při výskytu bouřek se tento jev téměř neuplatňuje, neboť podmínky nutné pro vznik bouřek jsou neslučitelné s podmínkami nutnými pro vznik anomální slyšitelnosti.

#### 4.2.4 Rázové vlny

Za určitých okolností může v atmosféře dojít k tomu, že část zvukové vlny představovaná oblastí zhuštění vzduchu se pohybuje rychleji než před ní postupující oblast zředěnějšího vzduchu, dohání ji a tím vzniká tenká přechodová vrstvička, vyznačující se relativně velikým rozdíly tlaku a hustoty vzduchu ve směru postupu. Na obrázku 12 je schematicky celá situace zachycena.



Obr. 12a



Obr. 12b

Obrázek 12a znázorňuje průběh tlakových změn  $\Delta p$  v obyčejné zvukové vlně postupující podél osy  $x$ . Obrázek 12b naproti tomu ukazuje typický průběh tlaku v okamžiku, kdy „oblast zhuštění dostihla oblast zředění“, přičemž zmíněná přechodová vrstvička je velice tenká. Tuto vrstvičku označujeme jako plochu diskontinuity v poli tlaku a hustoty a představuje vlastní rázovou vlnu, která bývá doprovázena charakteristickými třesky, které v závislosti na velikosti rozdílu maxima a minima mohou mít i mechanické destrukční účinky.

Rázové vlny jsou produktem silných výbuchů nebo intenzivních elektrických výbojů (blesků). V případě blesku hovoříme o hromu, jenž lze zjednodušeně charakterizovat jako tlakovou vlnu, vznikající v důsledku náhlého vzrůstu teploty a rozpínání vzduchu ohřátého bleskem.

Destrukční schopnost rázové vlny je závislá na vzdálenosti předmětu od epicentra jejího vzniku. Jelikož se zvuková vlna průchodem vzduchem brzdí, je jasné, že musí existovat jistá hranice, za kterou se rázová vlna již stává klasickou zvukovou vlnou bez plochy diskontinuity, což má za následek to, že se utlumí onen charakteristický třesk.

## 4.3 Projevy větrné a srážkové aktivity

V úvodu oddílu 4 bylo zmíněno, že ačkoliv jsou projevy větrné a srážkové aktivity rozdílné, mají mnohé společné. Společným jmenovatelem obou je příčina, se kterou jsou tyto projevy vzájemně spojeny. Veškerou alfu a omegu je proudění vzduchu uvnitř bouřkového oblaku a pod jeho základnou.

V oddíle 2 byl stručně popsán mechanismus vzniku bouřkového oblaku, který je velmi důležitý pro výklad této části publikace. V této kapitole se budeme zajímat zejména o procesy uvnitř oblaku. Na obrázku 4 (viz strana 9) je velmi dobře znázorněno proudění uvnitř kumulonimbu, které doporučuji si znovu osvěžit.

Studium jevů uplatňujících se při jejich vzniku srážek začíná detailním pohledem na procesy panující uvnitř oblaků, o kterých je pojednáno níže.

### 4.3.1 Mikrostrukturální procesy v oblacích

#### 4.3.1.1 Kondenzace vodní páry

Prvotním procesem nezbytným pro vytvoření nejen oblaků, ale následně i srážek, je kondenzace vodní páry. Stručně o tom, kdy k ní dochází, bylo již pojednáno v kapitole 2.1, nicméně pro komplexní pochopení pochodů vedoucích ke vzniku srážek je nutné podat velmi podrobný rozbor celé problematiky.

Vlastní kondenzace vodní páry je nesmírně složitým dějem, při kterém se uplatňuje mnoho faktorů. Nejjednodušší představou vzniku oblačné kapičky je představa vzájemného spontánního spojování jednotlivých molekul vody ( $H_2O$ ), což je ovšem děj energeticky nesmírně náročný a tudíž statisticky málo pravděpodobný. Nicméně empirická zkušenost ukazuje, že v reálné atmosféře dochází ke kondenzaci prakticky ve všech případech, kdy je dosaženo stoprocentního nasycení vzduchu vodní párou vzhledem k rovinnému vodnímu povrchu. Vysvětlení tohoto jevu bude muset zřejmě zahrnout vliv nějakého vnějšího činitele. Je potřeba zvážit, co se v reálné atmosféře vedle vodní páry dále vyskytuje.

Ukážeme si, že nalezení odpovědi není vůbec složité. V atmosféře se vždy vyskytují částičky prachu, krystalky solí apod., které souhrnně nazýváme kondenzačními jádry, neboť účinně napomáhají ke kondenzaci vodní páry. Jejich velikosti jsou nepatrné a dosahují hodnot řádově  $10^{-8}$  až  $10^{-6}$  m. Důležitou vlastností kondenzačních jader musí být její schopnost smáčet se vodou. Na zvýšení kondenzace se účinně podílí též přítomnost elektrického náboje na těchto částicích.

Pro složitější úvahy nárůstu mikroskopických vodních kapiček je nutné zohledňovat také tenzi nasycených par nad zakřiveným povrchem kapičky, molekulární difúzi, rozložení elektrického potenciálu elektrostatického pole nabitého izolovaného kulového kondenzátoru a mnohé další faktory, kterými se však v této práci zabývat nebudeme.

Důležité je však zmínit fakt, že při kondenzaci vodní páry a narůstání jednotlivých vodních kapiček dochází k uvolňování latentního tepla. Toto teplo je předáváno okolnímu vzduchu a proto dochází k teplotnímu rozdílu mezi teplotou vodní kapky a okolím. Kondenzace je tedy spojena s uvolňováním tepla, vypařování s jeho spotřebou. Kapka narůstající kondenzací je proto vůči okolnímu vzduchu vždy o něco teplejší, vypařující se kapka naopak chladnější.

Tento fakt je důležitý k tomu, aby bylo možné si učinit představu o tom, jaké ohromné množství tepla je vyměňováno ve stadiu vývoje kumulonimbu a jaké tepelné procesy v oblaku probíhají. Souhrnně lze říci, že každý oblak je „tepelný stroj“, který do sebe zabudovává tepelnou energii získanou z vnějšku. Víme-li, že při kondenzaci 1 kg vodní páry se uvolní přibližně 2500 kJ, zjistíme jednoduchým výpočtem, jaké přibližné množství energie pojímá kupříkladu bouřkový celek s rozměry 15x15x12 km (2700 km<sup>3</sup>). Budeme-li uvažovat, že v celém svém objemu je složen čistě z vodní páry, pak tato energie odpovídá hodnotě 4,5 exajoulů (4,5·10<sup>18</sup> J). Nutno poznamenat, že tento výsledek je pouze orientační.

#### 4.3.1.2 Koalescence

O koalescenci hovoříme tehdy, dochází-li k narůstání vodních kapiček jejich splýváním při vzájemných srážkách. Vznik relativního pohybu jedné kapičky vůči druhé, v důsledku čehož dochází k jejich kolizím, může mít v oblacích řadu příčin a podle nich rozlišujeme zejména následující typy koalescence:

1. **spontánní koalescence** mezi malými oblačnými kapičkami způsobenou jejich nepravidelným trhavým (Brownovým) pohybem, vznikajícím vlivem nárazů molekul okolního vzduchu. Efektivnost tohoto procesu pro účinné narůstání kapek je malý.
2. **gravitační koalescence** se rozvíjí tehdy, jestliže se v oblaku vytvoří určitý počet kapek, jež mají ve srovnání s ostatními podstatně větší rozměry. Kapky se pohybují při svém pádu vůči vzduchu rovnoměrným pohybem, jehož rychlost odpovídá rovnováze mezi silou tíže působící na kapku a silou aerodynamického odporu. Rychleji se pohybující kapky zachycují při svém pádu menší kapičky a tím rychle narůstají. Tento typ koalescence je považován za poměrně účinný.
3. **elektrostatická koalescence** vzniká na základě vzájemného přitahování kapiček nesoucích elektrické náboje opačných znamének. Může docházet také k přitahování mezi nabitou a nenabitou kapkou, neboť kapka nesoucí náboj, vyvolá u elektricky nenabitě kapky polarizaci, takže se na straně nenabitě kapky indukují náboj opačného znaménka a stejné velikosti. Efektivnost tohoto typu koalescence se předpokládá pouze u kapek do velikosti 15 mikrometrů.
4. **turbulentní koalescence** je podmíněna existencí intenzivních nepravidelných pohybů vzduchu v oblaku. Z hlediska náhledu můžeme rozlišovat turbulenci velkého měřítka, která má za následek vzájemný relativní pohyb kapek různých velikostí, které díky své různé hmotnosti mají různou setrvačnost a turbulenci malého měřítka, která působí srážky kapek v menších měřících.
5. **hydrodynamická koalescence** vzniká na základě nahuštění proudnic v prostoru mezi vzduchem obtékanými kapičkami pohybujícími se souhlasným směrem.

Zmíněné typy koalescence a jejich účinky na narůstání vodních kapiček v oblacích byly zmíněny proto, aby si čtenář udělal představu, jaký dynamický vývoj v oblacích probíhá. Je také dobré zmínit, že zastoupení jednotlivých typů koalescence v jednotlivých druzích oblaků je rozličný, což samozřejmě souvisí s pochody probíhajícími uvnitř jednotlivých oblaků. Zcela bez výskytu koalescenčních procesů jsou oblaky složené z ledových krystalků (Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus). O tom, jaké procesy se uplatňují při vzniku ledových krystalků pohovoříme v následující kapitole.

### **4.3.1.3 Vznik ledových částic v oblacích**

Proces mrznutí vodních kapek a vznik ledových částic v oblacích je z termodynamického hlediska obdobný kondenzaci v tom, že v homogenní čisté kapalně fázi jde opět o energeticky velice náročný a statisticky nepravděpodobný děj. Vodní kapky v reálných oblacích proto zůstávají v kapalně fázi i velmi hluboko pod bodem mrazu. V tomto případě hovoříme o přechlazené vodě, jejíž existence byla v oblacích bezpečně prokázána až k teplotám  $-42^{\circ}\text{C}$ . Při vyšších teplotách je ke zmrznutí kapky potřeba, aby uvnitř ní existovalo nebo se vytvořilo jisté jádro, které působí jako centrum krystalizace díky čemuž dojde prakticky ihned ke zmrznutí kapky. Takové částice nazýváme krystalizační jádra a jsou určitou obdobou kondenzačních jader uplatňujících se při vzniku vodních kapek.

První jednotlivé ledové částice se v oblacích obvykle objevují při teplotách  $-4^{\circ}\text{C}$  až  $-5^{\circ}\text{C}$ , jejich počet vzrůstá s dalším poklesem teploty a to určitými skoky, např. kolem teploty  $-12^{\circ}\text{C}$  nebo  $-18^{\circ}\text{C}$ . Do těchto teplot ovšem počet přechlazených kapiček o jeden řád převyšuje počet krystalků a teprve při teplotách  $-30^{\circ}\text{C}$  až  $-32^{\circ}\text{C}$  dochází k výraznějšímu nárůstu počtu ledových krystalků. Další a ještě výraznější skok nastává za teplot  $-40^{\circ}\text{C}$  až  $-42^{\circ}\text{C}$ . Existence přechlazených vodních kapiček za nižších teplot je již velmi nepravděpodobná.

Z výše uvedeného je patrné, že počet ledových krystalků v oblaku druhu Cumulonimbus bude záviset především na výšce. Připomeňme zde, že teplotní zvrstvení má v závislosti na výšce klesající charakter a nulové izotermy je v našich zeměpisných šířkách (za předpokladu, že přízemní teplota činí  $20^{\circ}\text{C}$ ) obvykle dosaženo ve výšce kolem 3000 metrů. Od této hladiny výše bude teplota i nadále klesat a svého minima  $-55^{\circ}\text{C}$  dosáhne v tzv. tropopauze, ve výšce kolem 11 kilometrů. Bouřkové oblaky mohou ale přerůst až do stratosféry a jejich vrcholy v našich zeměpisných šířkách mohou dosáhnout výjimečně i za hranici 15 kilometrů. Zde se teplota pohybuje mezi  $-45^{\circ}\text{C}$  a  $-55^{\circ}\text{C}$ , takže přítomnost vodních kapek za hranicí okolo 9 kilometrů je prakticky vyloučena.

Funkce ledových krystalků pro vznik srážek je velmi důležitá, jak si ukážeme v následujících partiích, a do srážkotvorných procesů se velmi aktivně zapojují.

### **4.3.2 Vznik kapalných srážek**

Mechanismus vzniku padajících atmosférických srážek spočívá v tom, že část původně maličkých oblačných elementů začne intenzívně narůstat na úkor ostatních.

V současnosti lze na tento fenomén nahlížet v podstatě dvojitým pohledem. Podle klasické představy je ke vzniku srážek nezbytná přítomnost ledových částic v oblacích. K intenzivnímu narůstání ledových částic dochází, sráží-li se krystal s přechlazenou vodní kapkou. Tím se postupně zvětšuje hmotnost krystalu a síla aerodynamického odporu již dále neudrží krystal v rovnováze se silou tíhovou. Krystal postupně rovnoměrně zrychleným pohybem začne padat a v oblasti pod hladinou nulové izotermy začne tát a vznikne dešťová kapka. Podle této představy je dešťová kapka svým původem roztátý kousek ledu.

Ovšem skutečnost, že srážky mohou vypadávat také z tzv. teplých oblaků nalézající se celým svým objemem pod hladinou nulové izotermy, je představa vzniku srážek pouze z ledových krystalků nesprávná. Vzniklou mezeru lze vyplnit narůstáním kapek koalescencí. Také přítomnost obřích kondenzačních jader v oblacích značně přispívá ke vzniku dešťových kapek. Oproti narůstání kapek existuje i jejich samovolný rozpad. Dosáhne-li velikost kapek 2 až 5 mm, může podle konkrétních podmínek uvnitř oblaku, dojít k jejich rozpadu na několik málo větších zbytků a značný počet mikroskopických kapiček. Příčinou tohoto jevu je skutečnost, že povrchové napětí už není schopno udržet povrchovou blánu kapky a ta praská. Větší zbytky jsou pak vzestupnými proudy unášeny vzhůru a celý proces narůstání kapek může začít znovu čímž se celý proces opakuje. Ovšem ne všechny kapky musejí prodělat spontánní rozpad. Pakliže k němu nedojde, může kapka opustit oblak a padat k zemi ve formě srážek. Její další narůstání není vyloučeno, splýváním s ostatními padajícími kapkami a to zvláště pokud v kapce jsou přítomny příměsi, které účinně napomáhají k udržení objemu kapky pohromadě.

#### 4.3.2.1 Klasifikace dešťových srážek

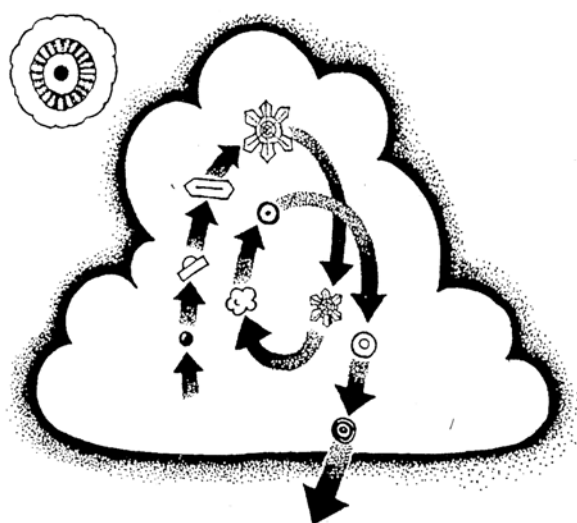
Děšť je nejběžnější formou kapalných padajících srážek, tedy také nejběžnější formou srážek při bouřkách. Tvoří jej vodní kapky o průměru 0,5 až 8 mm, nejčastěji však 1 až 3 mm, které dosahují pádové rychlosti 4 až 9 m/s. Podle intenzity rozlišujeme:

1. ***děšť slabý*** – srážkový úhrn do 1 mm za hodinu
2. ***děšť mírný*** – srážkový úhrn 1,1 – 5,0 mm za hodinu
3. ***děšť silný*** – srážkový úhrn 5,1 – 10,0 mm za hodinu
4. ***děšť velmi silný*** – srážkový úhrn 10,1 – 15,0 mm za hodinu
5. ***liják*** – srážkový úhrn 15,1 – 23,0 mm za hodinu
6. ***příval*** – srážkový úhrn 23,1 – 58,0 mm za hodinu
7. ***průtrž mračen*** – srážkový úhrn nad 54 mm za hodinu

### 4.3.3 Vznik krup

Vznik krup je v podstatě jistým spojením obou výše zmíněných procesů. Padající krystalek ledu může být v bouřkovém oblaku zachycen výstupným proudem a při srážkách s novými kapičkami podchlazené vody a v důsledku klesající teploty se mění v ledové kuličky – kroupy. Ty pak padají, částečně tají a velice často jsou znovu vynášeny vzhůru (viz obr. 13). Tento proces se může i několikrát opakovat a tak se kroupy zvětšují. Při každém výstupu se vytvářejí nové a nové vrstvy ledu, takže v řezu pak kroupa působí dojmem letokruhů. Průměr krup dopadajících na zem je různý, od 5 do 50 mm, vzácně mohou být pozorovány i kusy ledu o velikosti až 190 mm.

ŘEZ KROUPOU



Obr. 13: Vznik krup

### 4.3.4 Větrná aktivita při bouřkách

Kromě silného deště a krupobití právě silný a nárazový vítr páchá při bouřkách největší škody na majetku. Jeho příchod bývá také jedním ze signálů blížící se bouřky. Naproti tomu i proslulý „klid po bouřce“ je v podstatě jen utišení větru v týlu bouřky.

V této kapitole si řekneme něco málo o tom, jak vlastně přízemní proudění spojené s bouřkou vzniká. Vraťme se opět k obrázku 4, na kterém je znázorněno proudění vzduchu uvnitř bouřkového oblaku. V čele oblaku dochází k mohutným výstupným proudům teplého vzduchu, který do oblaku nemusí vstupovat jen z míst právě pod základnou oblaku, ale jsou zde vtahovány také teplé konvektivní proudy z poměrně vzdálenějších oblastí. Výstup jednotlivých přízemních vzduchových mas dosahuje rychlosti řádově metrů za sekundu, avšak v samotném oblaku, kde lze hovořit o určitém typu komínového efektu, dosahují tyto výstupné rychlosti řádově desítek metrů za sekundu – v extrémních případech až 50 m/s (180 km/h). V přízemní vrstvě ve vzdálenostech stovek metrů před čelem oblaku se tyto vzduchové pohyby projeví slabým větrem dosahujícím rychlosti zmíněných několik metrů za sekundu.

Posune-li se čelo bouřky dále a oblak již zahalí většinu oblohy, začnou výstupné proudy slábnout a převáží již sestupné pohyby. Hlavní masa sestupujícího vzduchu, jehož pohybová rychlost je řádu desítek metrů za sekundu, může dosáhnout v extrémních podmínkách až rychlosti 30 m/s (108 km/h). Nárazovitost přízemního větru, která je s tímto proudem spojena, vzniká tím, že v kumulonimbech a pod nimi jsou silné výstupné a sestupné pohyby charakteru vírů s horizontální osou. Tomuto nárazovitému větru se říká *húlava* a její nárazy mohou dosáhnout, popřípadě i přesáhnout 30 m/s.

Pro vyjádření intenzity větru byla počátkem 19. století vypracována anglickým admirálem Francisem Beaufortem tzv. Beaufortova stupnice. Rychlosti větru tehdy ještě nebyly objektivně měřeny a tak byla zavedena škála relativních stupňů síly větru od 0 do 12, kde každému stupni byly přiřazeny rozpoznávací znaky. Teprve v pozdější době byla Beaufortova stupnice doplněna konkrétními rychlostmi pro každý stupeň škály.

Pozorování a objektivní měření prokázaly, že při bouřkách mohou rychlosti větru, ať již zprůměrované například za 1 minutu, nebo přímé nárazy, dosahovat úctyhodných hodnot. Například 10. září 1960 byla v oblasti tropické cyklóny na Floridě zaznamenána rychlost větru 84 m/s, tj. 302 km/h. Ještě větších rychlostí je dosahováno ve smrštích (tornádech či trombách), avšak objektivní měření jsou velmi složitá a mnohdy prakticky neuskutečnitelná. Objektivně nejvyšší naměřená hodnota rychlosti větru nebyla však naměřena v centru tornáda, nýbrž na vrcholku hory Mount Washington v USA dne 12.4.1934 a tato absolutní nejvyšší okamžitá rychlost větru činila 112 m/s (416 km/h)! Na území bývalého Československa byla maximální rychlost větru 78,6 m/s (283 km/h) naměřena také na horách a to na Skalnatém plese ve Vysokých Tatrách dne 29.11.1965.



Tab. 2: Beaufortova stupnice rychlosti větru

Stupeň	Označení	Rozpoznávací znaky	Rychlost v m/s	Rychlost v km/h
0	Bezvětrí	Kouř stoupá svisle vzhůru	0,0 – 0,2	méně než 1
1	Vánek	Směr větru je poznatelný podle kouře, vítr nepohybuje větrnou korouhví	0,3 – 1,5	1 – 5
2	Slabý vítr	Vítr je cítit ve tváři, listy stromů šelestí, větrná korouhev se začíná pohybovat	1,6 – 3,3	6 – 11
3	Mírný vítr	Listy stromů a větvičky jsou v trvalém pohybu, vítr napíná praporky	3,4 – 5,4	12 – 19
4	Dostí čerstvý vítr	Vítr zdvihá prach a kousky papíru, pohybuje menšími větvemi	5,5 – 7,9	20 – 28
5	Čerstvý vítr	Listnaté keře se začínají hýbat, na stojatých vodách se tvoří menší vlny se zpěněnými hřebeny	8,0 – 10,7	29 – 38
6	Silný vítr	Vítr pohybuje silnějšími větvemi, telegrafní dráty sviští, používání deštníků se stává nesnadným	10,8 – 13,8	39 – 49
7	Prudký vítr	Vítr pohybuje celými stromy, chůze proti větru je obtížná	13,9 – 17,1	50 – 61
8	Bouřlivý vítr	Vítr ulamuje větve, chůze proti větru je téměř nemožná	17,2 – 20,7	62 – 74
9	Vichřice	Vítr působí menší škody na stavbách	20,8 – 24,4	75 – 88
10	Silná vichřice	Vyskytuje se na pevnině zřídka. Vyvrací stromy, působí větší škody na stavbách	24,5 – 28,4	89 – 102
11	Mohutná vichřice	Vyskytuje se velmi zřídka. Rozsáhle pustoší na lesích a stavbách	28,5 – 32,6	103 – 117
12	Orkán	Maximální ničivé účinky	více než 32,7	více než 118

#### 4.3.4.1 Větrné smrště

Pojem větrná smršť je obecné označení pro tornádo či trombu. Ačkoliv je podstata obou stejná, terminologicky platí, že označení tornádo se užívá v anglicky mluvících oblastech, zejména v USA a pojem tromba naopak v Evropě.

Tornádo popř. větší tromba svým vzhledem připomíná oblačný chobot nebo vír o průměru několika desítek až stovek metrů, který visí pod spodní základnou oblačnosti určitého typu bouřek a dosahuje až k zemskému povrchu. Rozdíl mezi trombou a tornádem je možno hledat v podstatě jednak v ničivých účincích a jednak v tom, že tornádo, je vždy spjata s tropickou cyklónou (v USA označovanou jako hurikán). Naproti tomu tromba vzniká z klasických bouřkových oblaků.

Tornádo je rychle rotující vzduchový vír, jenž se otáčí obvykle proti směru hodinových ručiček (na severní polokouli), avšak tento smysl rotace není u takto horizontálně malých vírů podmínkou (na rozdíl od cyklóny). Bouřky, které tornáda doprovázejí, mají zpravidla naprosto odlišnou strukturu, než o které bylo pojednáno výše (viz kapitola 2.3). Většinou je tvoří jediná mohutná dominantní buňka (supercela), která se od běžných bouřek liší jak intenzitou cirkulace, tak dobou trvání. Připomeňme jen, že buňka klasické bouřky existuje několik desítek minut až jednotek hodin, kdežto buňka bouřkového oblaku, o které hovoříme zde, může existovat až několik dní.

Charakteristickou vlastností supercely je její rotace. Jednou z hlavních příčin toho, že supercela začne ve středních hladinách (ve výšce 5 až 8 km nad zemí) silně rotovat, je intenzivní cirkulace vertikálních proudů a jejich časová stabilita. V ose otáčení supercely je rotace nejintenzivnější a právě v tomto místě tornádo vzniká.

U tornáda počíná vývoj vířivého chobotu z bouřkových oblaků, kdy se nejprve vytvoří výčnělek rychle se prodlužující směrem dolů a nabývající tvaru trychtýře, který se nakonec svým vrcholkem dotkne až země. Ne každou supercelu však musí zákonitě tornádo doprovázet. Vytvoření tornáda je ale možné pouze v určité fázi vývoje supercely. Jedna supercela může během své existence vyprodukovat i více tornád za sebou.

V pásu, kudy tornádo prochází, působí obrovské hmotné škody, vyvrací stromy, vyráží okna a bortí stěny domů. Hlavní příčinou tohoto fatálního stavu je značný tlakový gradient ve středu tornáda, který způsobuje silné proudění vzduchu v přízemní vrstvě. Tlak zde v centru tornáda může klesat až k pouhým 600 hPa, podle Fairbridge dokonce až jen k 200 hPa, což je pouhá 1/5 normálního atmosférického tlaku.

Známý americký meteorolog T.Fujita vypracoval na základě dlouholetých pozorování stupnici se slovním popisem účinků a škod tornád, které zařadil do škály stupňů od 0 do 5. Podle této chronologie nultý stupeň je charakterizován rychlostí větru od 18 do 32 m/s, šířkou pásma škod od 5 do 15 metrů a délkou dráhy 0,5 až 1,5 km a menšími škodami. Pátý stupeň naproti tomu označuje tornáda s rychlostí větru alespoň 117 m/s, šířkou pásma škod alespoň 1,6 km a délku dráhy tornáda nad 160 km a s naprosto katastrofálními škodami.

Výzkum podstaty vzniku a vývoje tornád je velice složitý a ani dnes nám současné znalosti neumožňují předpovědět vznik tornáda s větším předstihem než několik málo minut. Odpovědi na dosud nezodpovězené otázky okolo mechanismu a podmínek nutných pro vznik tornád se snažil nalézt výzkumný program VORTEX, prováděný v 90-tých letech 20. století v USA.

Tornádo stále zůstává fenoménem, i když bylo v posledních letech učiněno zjištění mnoha nových poznatků, zvláště na poli praktické meteorologie.

Výskyt tornád, respektive tromb, je sledován i v České republice, kde se touto problematikou zabývá hrstka lidí. Ze statistiky pozorovaných událostí výskytu vyplývá, že v průměru se v ČR vyskytne okolo 5 až 10 těchto případů.

## Seznam použité literatury

- [1] Astapenko P.D, Kopáček J.: Jaké bude počasí?, Lidové nakladatelství Praha, 1987
- [2] Bednář J.: Pozoruhodné jevy v atmosféře, Academia Praha, 1989
- [3] Bednář J. a kol: Meteorologický slovník výkladový a terminologický, Academia Praha, 1993
- [4] Munzar J.: Malý průvodce meteorologií, Mladá fronta Praha, 1989
- [5] Seifert V.: Počasí kolem nás, Grada Praha, 1994
- [6] Setvák M.: Za tornády do Oklahomy, Technický magazín T12/95
- [7] Štoll I.: Tajemství kulového blesku, Horizont Praha, 1988
- [8] Štoll I.: Každý desátý potká kulový blesk, Technický magazín T7/95
- [9] Trval S.: Záhada kulového blesku vyřešena, VTM 5/2000

© RNDr. Petr Skřehot, 2004

Ilustrace převzaty z publikací:

Jaké bude počasí? (obr. 1, 4, 5), Malý průvodce meteorologií (obr. 2, 3)

Pozoruhodné jevy v atmosféře (obr. 6-10, 12), Počasí kolem nás (obr. 13)

Vydala: © Meteorologická Operativní Rada (M.O.R.),  
sekce odborných studií a popularizace meteorologie (SOSPM), Praha, 2004