

Atmosféra a hydrosféra

Přednáška č. 3

Mgr. Veronika Korvasová

ZÁKLADNÍ METEOROLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY

VODA V ATMOSFÉŘE, TLAK VZDUCHU A JEHO
PROUDĚNÍ

Voda v atmosféře

Tři skupenství: kapalné (srážky), plynné (vodní pára) a pevné (krystalky ledu).

Voda v atmosféře je součástí hydrologického cyklu a do atmosféry se dostává výparem z aktivního povrchu:

- **Evaporace:** výpar z neživého substrátu (fyzikální proces)
- **Transpirace:** výpar z nadzemních částí rostlin (fyziologický proces)
- V mírných šířkách převažuje transpirace nad evaporací.
- **Evapotranspirace:** spojení obou dvou.
- **Kondenzace:** přechod do plynné fáze.
- **Sublimace:** přechod z pevného skupenství do plynného.

Výpar/ výparnost

Vlhkost vzduchu



napětí (tlak) vodních par (e) - vyjadřuje dílčí (parciální tlak) vodní páry ve směsi se suchým vzduchem, je-li vzduch nasycený (není schopen přijmout žádnou vodní páru) nahrazujeme tuto charakteristiku **napětím nasycení (E)**;



poměrná (relativní) vlhkost vzduchu (r) (%): vyjadřuje poměr skutečného napětí vodních par e k maximálně možnému napětí nasycení E při dané teplotě;



sytoštní doplněk (d): deficit vlhkosti vyjadřuje rozdíl mezi maximálním napětím a skutečným napětím vodních par; udává chybějící množství vodních par, aby se vzduch stal nasyceným;



absolutní vlhkost vzduchu (a) = hustota vodní páry, měrná hmotnost vodní par, vyjadřuje množství vodních par ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) v jednotce objemu vzduchu při zvolené teplotě;



specifická (měrná) vlhkost vzduchu (s) - vyjadřuje poměr hmotnosti vodních par v jednotce hmotnosti vlhkého vzduchu, bezrozměrná veličina;



rosný bod (τ) = teplota rosného bodu

teplota, při které by vodní páry nacházející se ve vzduchu tento vzduch nasýtily, při poklesu teploty pod rosný bod dochází ke kondenzaci par a vzniká rosa nebo mlha, při relativní vlhkosti nižší než 100 % je teplota rosného bodu vždy nižší než teplota vzduchu.

Denní chod vodních par

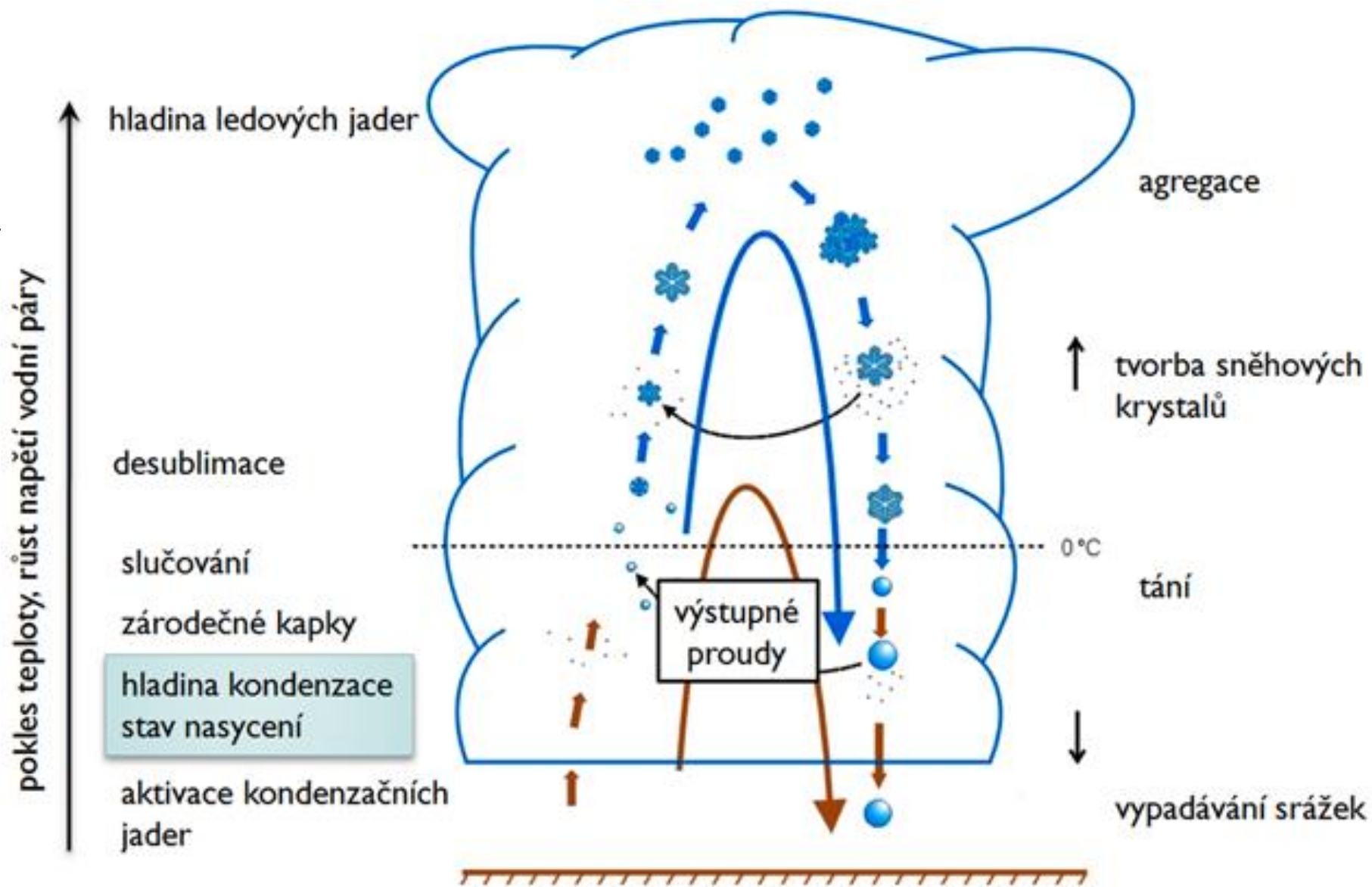
Vlhkost vzduchu souvisí s teplotou tzn. změny vlhkosti vzduchu jsou spojeny se změnami teploty vzduchu.

Jednoduchý denní chod (mořský nebo zimní typ): malá intenzita turbulence; typické nad vodními plochami; průběh souvisí s denním chodem teploty aktivního povrchu, (maximum kolem 13. hodiny → nárůst intenzity výparu, minimum kolem 4. hodiny → zmenšení výparu, kondenzace).

Dvojitý denní chod (letní nebo pevninský typ): vyšší nadmořské výšky nad aktivním povrchem; ranní minimum a dopolední maximum kopírují jednoduchý chod, druhé minimum v odpoledních hodinách souvisí se zvýšenou turbulencí a konvekcí a večerní maximum je následkem poklesu intenzity turbulence. Pro roční chod napětí vodní páry platí v našich klimatických podmínkách totéž, co pro roční chod teploty vzduchu.

Kondenzace vodních par v atmosféře

- Zdroj vodní páry: vodní povrch (klesá s nadmořskou výškou, i díky kondenzaci)
- Z aktivního povrchu jsou vodní páry vynášeny do větší výšky, kde v důsledku celkového poklesu teploty vzduchu s výškou dochází při dalším výstupu k poklesu teploty vzduchu na rosný bod.
- **Kondenzační jádra (aerosoly):** Na nich dochází ke srážení vodní páry (**zárodečné kapky**).
- **Hladina kondenzace:** úroveň, ve které ke kondenzaci. (Může proběhnout i desublimace – vytvoření ledových krystalků).
- **Oblak:** Nahromadění a slučování zárodečných kapek nebo krystalů, které jsou udržovány v atmosféře.
- **Hladina ledových jader:** vrstva nad kterou se tvoří pouze ledové krystalky (úroveň teploty -12 °C).
- Slučování vodních kapek a agregace ledových krystalků: pokud nadměrně narostou, dojde k vypadávání tzv. vertikálních srážek, jejich forma se liší podle teploty (pevné, kapalné nebo smíšené skupenství);
- **Mlha:** vzniká při příznivých podmínkách pro kondenzaci par (relativní vlhkost 90–95 %, teplota nedosahuje rosného bodu, přítomnost hygroskopických kondenzačních jader). Často v zimě při nízkých teplotách a když je vzduch bohatý na vodní páru. Je to **hydrometeor**.



Hydrometeory

- **Radiační mlhy:** ochlazení vzduchu od aktivního povrchu.
- **Advekční mlhy:** přemísťování relativně teplého vzduchu nad studený vzduch
- **Mlhy z vypařování** se tvoří při výparu z teplejší vodní plochy do studeného vzduchu, kde následně dochází ke kondenzaci.

- **Kouřmo:** Mlha se dostává opět do kontaktu s teplejším vzduchem, vzduch přestává být nasycený vodními parami a v atmosféře se vyskytují jen mikroskopické kapičky vody. Dohlednost až na 1–10 km. (peruánsko-chilském pobřeží – **garua**).
- **Zákal:** prachové částice v atmosféře, řadíme mezi litometeory.





Kouřmo.

Zdroj: <https://cs.wikipedia.org/>

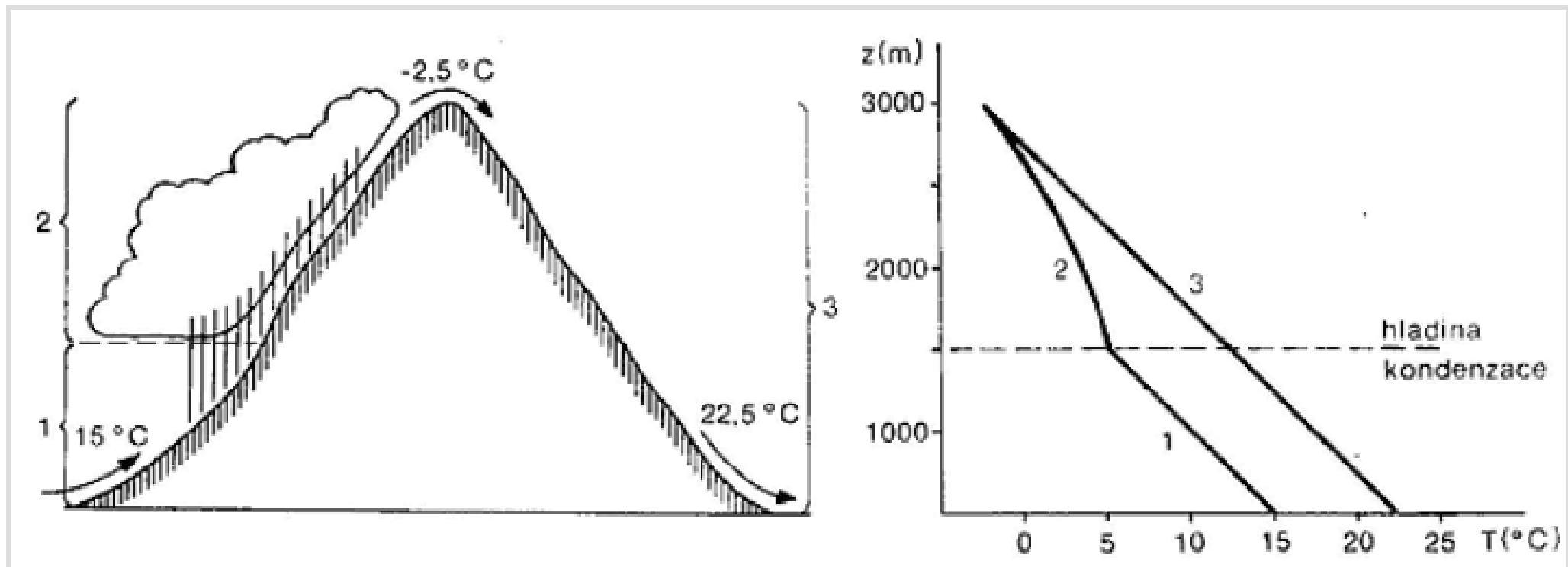
Typy vzniku srážek

Podle příčin výstupného pohybu vzduchu vedoucího k jeho ochlazení, lze rozlišit tři typy vzniku:

- 1.vynucený výstup vzduchu na horských překážkách → **orografické srážky**,
- 2.výstup vzduchu v důsledku konvekce → **konvektivní srážky**,
- 3.výstup při pohybu vzduchových hmot → **cyklonální srážky**.

Orografické srážky

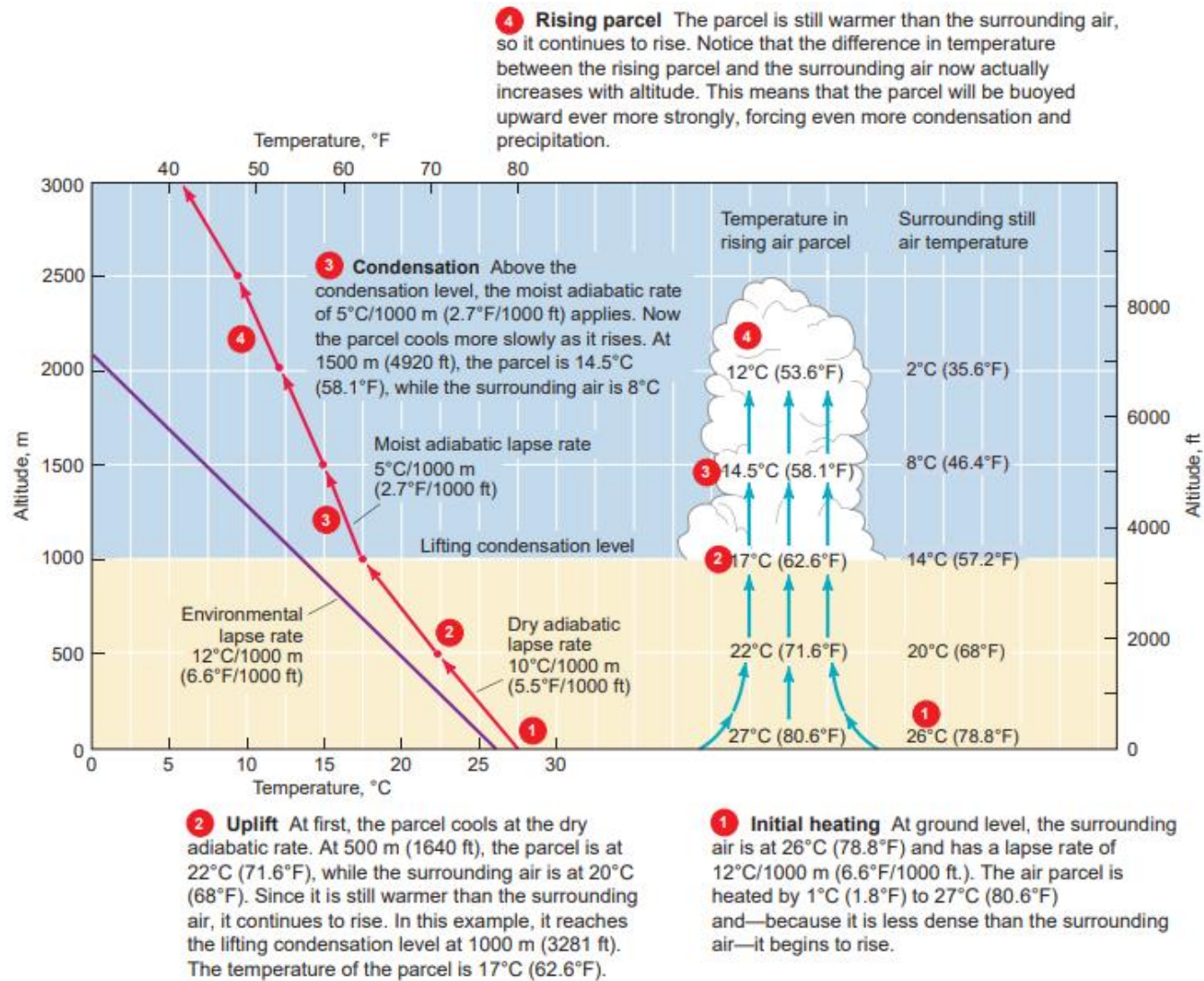
- Vzduch přitéká k horské překážce, na níž dochází k vynucenému výstupu.
- Do hladiny kondenzace se vzduch ochlazuje podle suchoadiabatického gradientu o 1 °C na 100 m výšky, po dosažení hladiny kondenzace se tvoří oblaka a při dalším výstupu se vzduch podle vlhkoadiabatického gradientu ochlazuje. Tím dochází k vypadávání srážek.
- Po překonání horské překážky vzduch sestupuje na závětrné straně a otepluje se podle suchoadiabatického gradientu, tj. vzduch se stává teplým a suchým.
- Zvýšení srážek na návětrné straně horských překážek je důsledkem orografického zesílení srážek, zatímco na závětrné straně vzniká **srážkový stín** (např. srážkový stín za Krušnými horami).



Obr. 3.6 Pseudoadiabatický děj při přetékání vzduchu přes horské překážky
(zdroj: Netopil, 1984)

Konvektivní srážky

- Ke konvekci dochází při nerovnoměrném zahřívání zemského povrchu.
- Vytvoří se bublina zahřátého vzduchu, který má menší hustotu než jeho okolí, a stoupá vzhůru.
- Tím se adiabaticky ochlazuje a při dosažení hladiny kondenzace vznikají kupovitá oblaka.
- Při intenzivní konvekci se oblaka vyvíjí vertikálně do podoby bouřkového oblaku (cumulonimbu) v případě, že vzduch je teplý a vlhký (menší pokles teploty s výškou při kondenzaci – je teplejší oproti okolí, což podporuje výstup) nebo teplota vzduchu v okolní atmosféře ubývá rychleji než teplota ve vystupujícím, adiabaticky se ochlazujícím vzduchu (což podporuje výstup) – **teplotně nestabilní vzduch**.



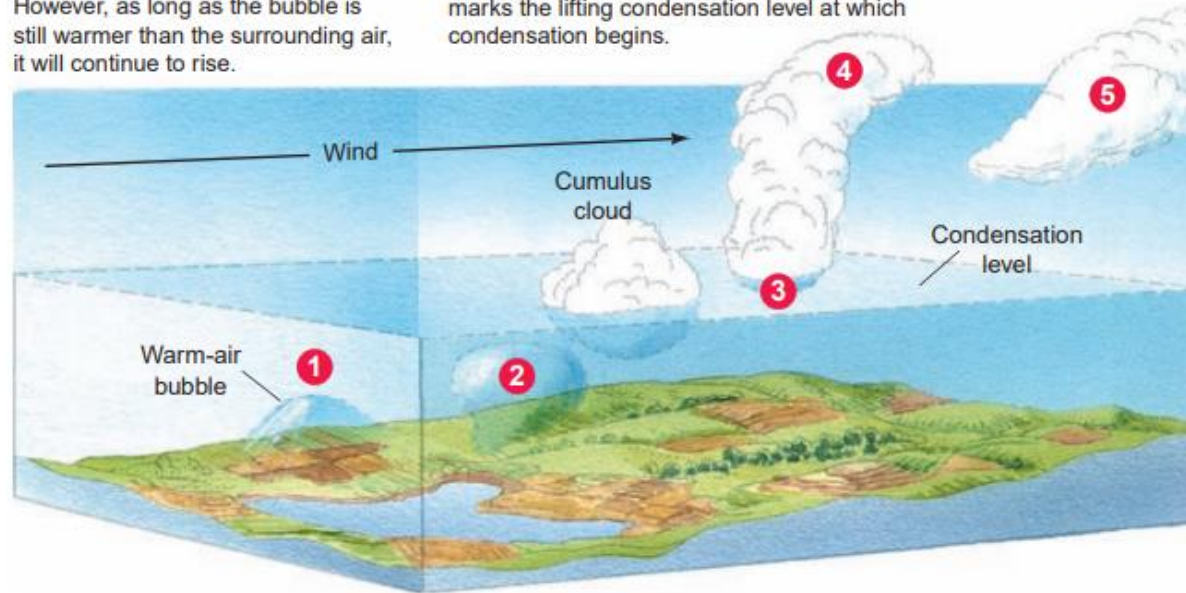
4.22 Convection in unstable air

When the air is unstable, a parcel of air that is heated enough to rise will continue to rise to great heights.

2 Adiabatic cooling As the bubble of air rises, it is cooled adiabatically and its temperature decreases as it rises. However, as long as the bubble is still warmer than the surrounding air, it will continue to rise.

3 Condensation If the bubble remains warmer than the surrounding air and uplift continues, adiabatic cooling chills the bubble to the dew point, and condensation sets in. The rising air column becomes a puffy cumulus cloud. The flat base of the cloud marks the lifting condensation level at which condensation begins.

4 Continued convection The bulging "cauliflower" top of the cloud is the top of the rising warm-air column pushing into higher levels of the atmosphere.



5 Dissipation A small cumulus cloud typically encounters winds aloft that mix it with the local air, reducing the temperature difference and slowing the uplift. After drifting some distance downwind, the cloud evaporates.

1 Surface heating Heated air is less dense than the surrounding air, causing a bubble of warm air to form over the field, then rise and break free from the surface.

4.20 Formation of a cumulus cloud

A bubble of heated air rises above the lifting condensation level to form a cumulus cloud.

Vertikální srážky

déšť – vodní kapky o průměru nejméně 0,5 mm a maximálně 2 mm (větší kapky se tříští),

mrholení – malé kapky vody o průměru menším než 0,5 mm,

sníh – ledové krystalky hvězdicovitého tvaru (při teplotách nad -5 °C se tvoří vločky),

sněhové krupky – bílá, neprůsvitná, kulovitá ledová zrna (průměr 2–5 mm), po dopadu se tříští,

sněhová zrna (krupice) – bílá, neprůsvitná ledová zrna (průměr menší než 1 mm), netříští se, vypadávají ze sloh,

zmrzlý déšť – průhledná ledová zrna (průměr menší než 5 mm), vzniká mrznutím dešťových kapek nebo roztátých vloček,

námrazové krupky – sněhová zrna obalená vrstvičkou ledu, vznikají kolem bodu mrazu a doprovázejí déšť,

kroupy – kuličky či kousky ledu o průměru 5–50 mm i více, vznikají při přeháňkách a bouřkách,

sněhové jehličky – jehlicovité, sloupkovité nebo destičkovité krystalky ledu typické pro polární oblasti.

Horizontální srážky



rosa: kapky různé velikosti vzniklé radičním ochlazováním, v teplém půlroce se vytváří nejčastěji večer nebo v noci;



zmrzlá rosa – zmrzlé kapky bělavé barvy;



jíní (šedý mráz) – led. krystalky tvaru bílých jehlic, šupin či vějířků (vznik jako rosa, ale při teplotě pod bodem mrazu);



jinovatka (krystalická námraza) – led. krystalky jehlicovitého nebo vláknitého tvaru (při mlze za silného mrazu);



ovlhnutí – povlak kapek na svislých plochách (vznik prouděním teplého vlhkého vzduchu, který se ochlazuje a kondenzuje);



námraza – trsy vláknitých bílých led. krystalků vznikají za silných mrazů;



ledovka – ledová vrstva, vznik zmrznutím přechlazených vodních kapek deště/ mrholení na předmětech (teplota nižší než 0° C);



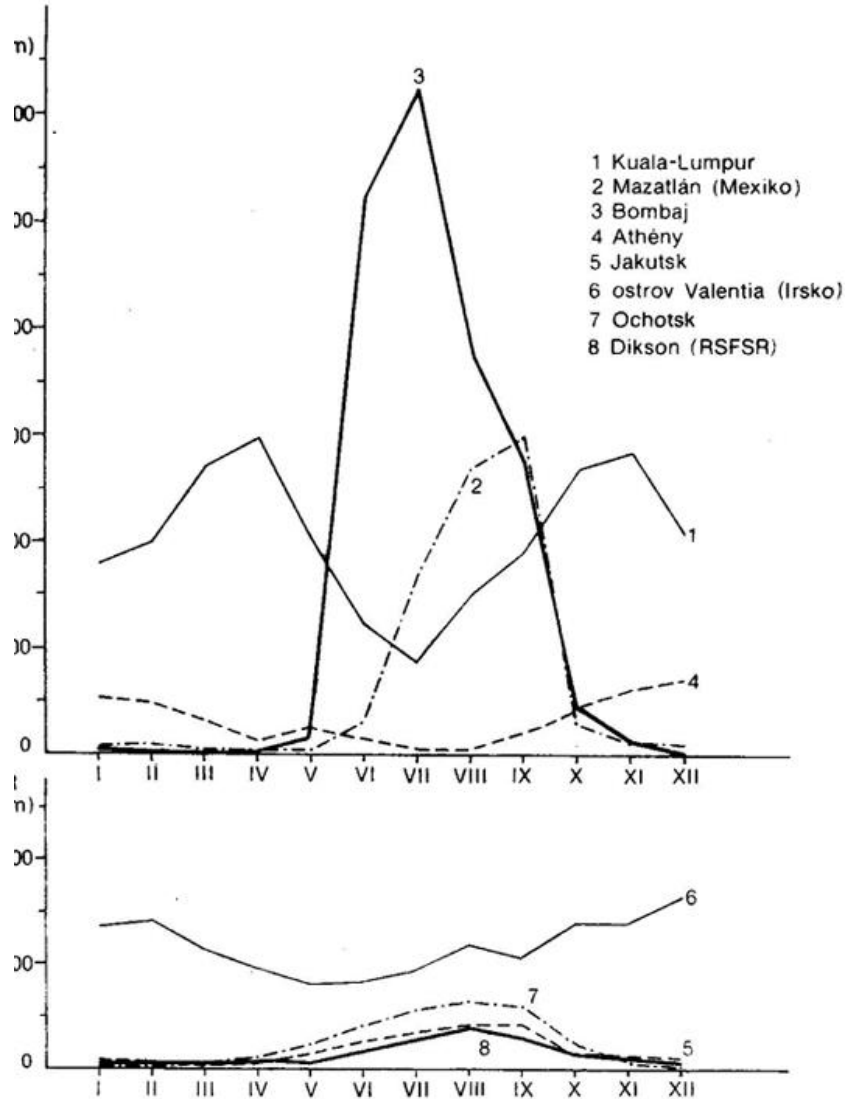
náledí, zmrázky – pokrývá povrch, vznik mrznutím nepřechlazených kapek deště/mrholení na povrchu (teplota nižší než 0 °C).



Měření srážkových úhrnů

- uvádí se v **mm** vodního sloupce; jeden milimetr srážek tak odpovídá jednomu litru vody na 1 m^2
- množství srážek se nejčastěji sleduje v denním, měsíčním nebo ročním chodu
- **Pevninský typ** je charakteristický dvěma maximy (ráno a po poledni) a dvěma minimy. Maxima jsou vázána na denní chod oblačnosti. V mírných šířkách je pevninský chod výrazný během léta, ale v rovníkových oblastech po celý rok.
- **Mořský typ**: jedno výrazné maximum v ranních hodinách a jedno minimum po poledni.
- Maximální hodnoty jsou odrazem růstu nestability teplotního zvrstvení vzduchu, čímž se zesiluje konvekční proudění.
- V horských oblastech se maximum srážek z důvodu tvorby konvektivních oblaků dostavuje v pozdním odpoledni, při úpatí následkem kondenzace ve studeném vzduchu stékajícím ze svahů a radiačním ochlazování oblaků spíše v noci.
- V ročním chodu můžeme v závislosti na zeměpisné šířce, utváření reliéfu a charakteru všeobecné cirkulace atmosféry vymezit několik specifických typů.

Typy ročního chodu srážek



- **Rovníkový typ:** mezi 10° s. a j. š. vyrovnaný chod, ale dvě období srážkových maxim, která jsou vázána na nejvyšší hodnoty insolace. Ty přicházejí v období rovnodennosti, kdy je výška Slunce přímo v zenitu, a proto se těmto srážkám říká **zenitální deště**.
- **Tropický typ:** jedno výrazné maximum tzv. **období dešťů**, je vázáno na letní období a trvá asi 4 měsíce.
- **Typ tropických monzunů:** v oblastech s dobře vyvinutým monzunovým prouděním (J a JV Asie, severní Austrálie). Průběh je podobný tropickému typu, ale díky suché zimě má daleko výraznější období dešťů. Srážkové úhrny mohou být navíc zesilovány vlivem orografie.
- **Subtropický středomořský typ:** maxima v zimním období, díky nasunutí polární fronty na jih;
- **Pevninský typ mírných šířek:** letní maxima, která jsou způsobena cyklonální činností. Zima je srážkově podprůměrná;
- **Mořský typ mírných šířek:** maxima podmíněná cyklonální činností v zimě nebo jsou srážky rovnoměrně rozděleny po celý rok. Nachází se na západních okrajích kontinentů;
- **Monzunový typ mírných šířek:** podobný pevninskému typu mírných šířek, ale má výraznější letní maxima. Vyskytuje se na východním pobřeží Asie.
- **Polární typ:** Pevninské oblasti na SP mají letní maxima, kdy je ve vzduchu větší množství vodních par. V přímořských oblastech Arktidy se však maxima mohou v důsledku cyklonální činnosti přesunout na zimní období.

Geografické rozložení srážek

- celkový režim oblačnosti, obsah vody v oblacích, rozložení oceánů, tvar a rozložení pevnin, členitost reliéfu atd.
- rozložení oblačnosti ale závisí hlavně na všeobecné cirkulaci atmosféry!
- **srážkový efekt:** zesílený na návětrných stranách (podhůří Himalájí, návětrné strany Šumavy či Krušných hor)
- **srážkový stín:** na závětrných stranách
- **Rovníkové oblasti:** srážkové úhrny 1000–2000 mm v důsledku vysoké vlhkosti vzduchu a silného konvekčního proudění. Nejvyšších hodnoty až kolem 3000 mm se vyskytují v pevninské části tzv. **tropické zóně konvergence**, kde je jednak zesílená konvekce a kam zasahují vlhké pasáty.
- **Monzunové oblasti:** Indického oceánu zvyšují srážkové úhrny jednak monzuny a jednak přítomnost návětrných svahů Himaláje. V Čerápundží v Indii bylo během jednoho roku naměřeno maximum téměř 23 000 mm srážek.
- **Suché tropické a subtropické oblasti:** srážkový deficit (300 mm). Ten je způsoben přítomností tlakových výší, studených mořských proudů, vysokých teplot a malé vzdušné vlhkosti.
- **Mírné oblasti:** vyšší srážkové úhrny podle cyklonální činnosti, přičemž úhrn srážek klesá s narůstající kontinentalitou od západních pobřeží (500–1000 mm) směrem na východ do centra kontinentu (300–500 mm). Výrazné výkyvy způsobuje přítomnost horských celků (Alpy, Skalnaté hory, Andy).
- **Polární oblasti:** Nízké srážkové úhrny nízkému obsahu vodních par a stálou přítomností oblasti vysokého tlaku.

Oblačnost

- v klimatologii se udává v **desetinách**
- v synoptické meteorologii se vyjadřuje v **osminách**
(0 = jasno ... 4/8, 5/10 = polojasno ... 8/8, 10/10 = zataženo)
- **Denní chod oblačnosti:** závisí na mnoha faktorech (teplotní zvrstvení, vlastnosti vzduchové hmoty aj.) a je rozdílný u různých druhů oblaků, proto je s denní dobou a zeměpisnou šířkou značně proměnlivý.
 - Př. Stratus, - vázáný na dlouhovlnné vyzařování, vznikají hlavně v noci.
 - Kupovitá oblačnost – nestabilní teplotní zvrstvení a následné konvekci, která dosahuje největší maxim přes den.
- **Roční chod oblačnosti:** závisí především na dynamice atmosférické cirkulace, které se v různých klimatických oblastech liší.
 - Rovníkové oblasti: vysoká vyrovnaná insolace charakteristická vysokou oblačností v průběhu celého roku;
 - Tropická maxima: vázána na období největší insolace (slunovraty);
 - Monzunové oblasti: období letních monzunových dešťů;
 - Subtropické zóny: největší oblačnost s příchodem cyklonální činnosti v zimním období (vázána na přesun polární fronty);
 - Mírné šířky: největší oblačnost vázána na zimu (zvýšená cyklonální činnost), nejmenší pak na podzim a léto.

Dělení oblaků

1. Oblaka podle složení

- vodní – tvořená pouze vodními kapkami
- smíšená – směs vodních kapek a ledových krystalků
- ledová – tvořená výhradně ledovými krystalky



Cumulonimbus – boučkový oblak.
Zdroj: upload.wikimedia.org

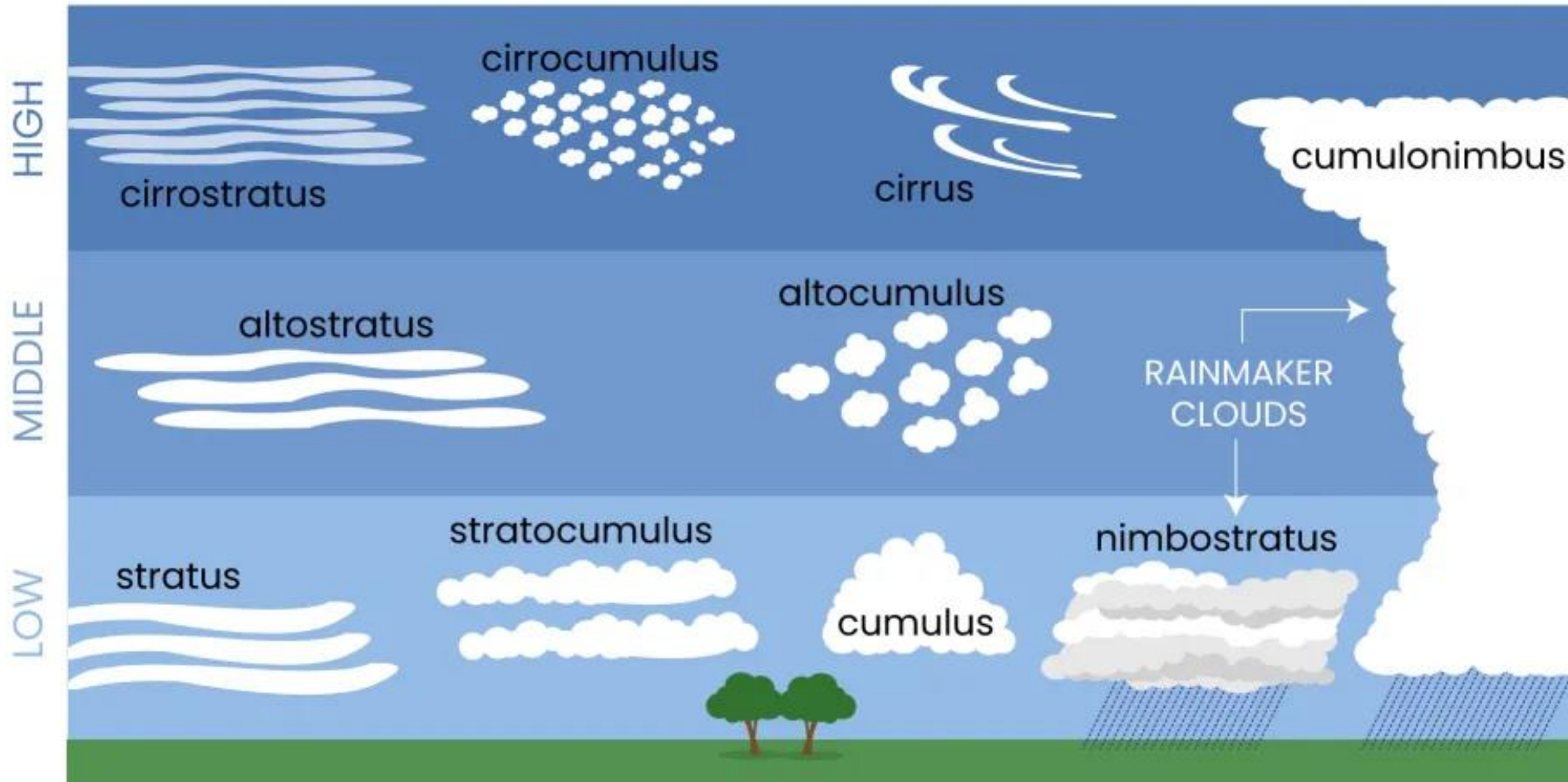


Alto cumulus – smíšený typ.
Zdroj: cs.wikipedia.org



Stříbřitá oblaka, tvořená ledovými krystalky.
Zdroj: lh3.googleusercontent.com

2. Oblaka podle tvaru



12 Most Common Types of Clouds



Cirrus Clouds



Cirrocumulus Clouds



Cirrostratus Clouds



Altostratus Clouds



Alto cumulus Clouds



Nimbostratus Clouds



Stratus Clouds



Stratocumulus Clouds



Cumulus Clouds



Cumulonimbus Clouds



Lenticular Clouds



Mammatus Clouds

3. Oblaka podle průměrné výšky základny

- **oblaka vysoká:** mají základnu ve výšce 5–13 km, jsou tvořena zejména ledovými krystalky a mají bílou barvu, vláknitý nebo slukovitý tvar, náleží sem oblaka typu Ci, Cc, Cs;
- **oblaka střední:** mají vláknitou až vrstevnatou stavbu se základnou ve výšce 2–7 km, oblaka typu Ac mohou být uspořádána do linií, oblaka typu As dávají namodralé zbarvení;
- **oblaka nízká:** jsou tmavě šedé barvy bez výrazné struktury, výška jejich základny je do 2 km a jsou základem pro trvalé srážky, patří sem oblaka typu Ns, Sc, St;
- **oblaka s vertikálním vývojem:** mají spodní základnu ve výšce 0,5–1,5 km a mohou zasahovat až do stratosféry, jejich typickým průběhem jsou krátkodobé bouřkové srážky, oblaka typu Cu, Cb.

4. Oblaka podle příčiny jejich vzniku

- **oblaka z konvekce** (Cu, Cb): vznikají uvnitř vzduch. hmot nebo na frontách, jako následek adiabatického ochlazování při silných výstupných pohybech vzduchu;
- **oblaka z výstupných klouzavých pohybů** (Ns, As, Cs): souvisí s atmosférickými frontami, na nichž při výstupu vzduchu vznikají;
- **oblaka vlnová** (Sc, Ac, Cc:) vázána na teplotní inverze ve volné atmosféře, ve které je potlačena turbulence; vlny se mohou tvořit také na vrcholcích hor, přes které přetéka vzduchové hmoty – oblaka vznikají na návětrné straně a na straně závětrné se rozpouštějí, což vypadá, jako by se z hory kouřilo – tzv. **kouřící hora**,
- **oblaka z vyzařování** (St): vznikají v období záporné energetické bilance, kdy dochází k intenzivnímu dlouhodobému vyzařování aktivního povrchu a tedy jeho ochlazování, oblaka jsou v malé výšce,
- **zvláštní typy oblaků:**
 - **perleťová oblaka:** ve výšce 20–30 km a jsou tvořena pravděpodobně přechlazenými kapičkami vody či kulových částí ledu, nejčastěji na Aljašce nebo Skandinávii;
 - **stříbřitá oblaka:** ve výšce kolem 80 km a skládají se z jemných částiček kosmického prachu;
 - **kondenzační pruhy tryskových letadel:** následek kondenzace vodních par obsažených v plynech unikajících z motorů letadla,
 - **oblaka z požárů** mají charakter hustého a tmavého oblaku, který je tvořen spalinami velkých požárů,
 - **sopečná oblaka** mají výrazně vyvinutou kupovitou strukturu, vznikají při sopečné činnosti a v případě výskytu velkého množství vodní páry mohou být i zdrojem srážek, v atmosféře mohou setrvávat i několik měsíců, čímž mohou ovlivnit i ráz klimatu (výbuch sopky Krakatoa 1883, Eyjafjallajökull 2010)

Optické jevy tzv. fotometeory

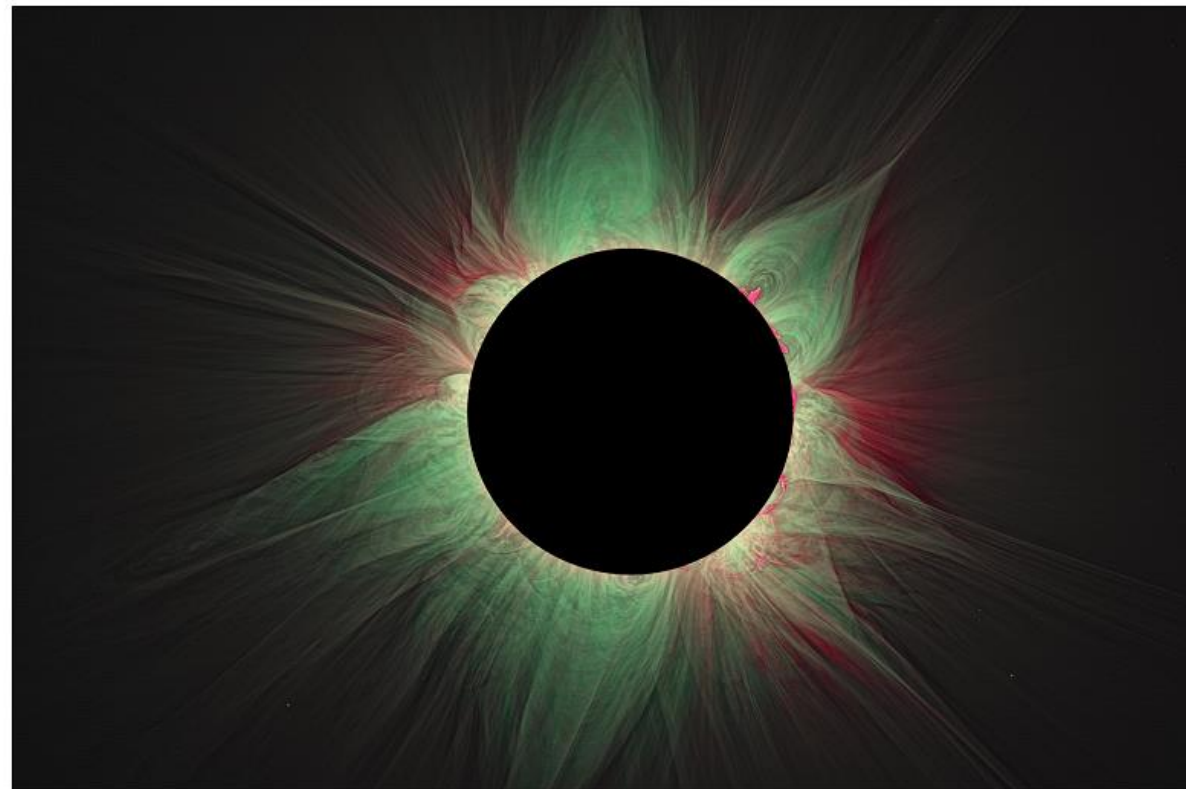
- **Halové jevy:** důsledek ohybu a lomu světla při průchodu tenkými vrstvami oblaků typů cirrus a cirostratus. Na obloze je lze pozorovat jako světle zbarvené pruhy, oblouky či kruhy.
- **Gloriola** se zobrazuje v podobě barvených kruhů okolo stínů předmětů na oblacích nebo v mlze.
- **Korona** (aureola) představuje namodralé až načervenalé kruhy kolem Měsíce a Slunce, které lze pozorovat v tenkých oblacích.
- **Duha:** vzniká rozkladem viditelného světla na jednotlivá barevná spektra při průniku dešťovými kapkami. Duha se pak jeví jako světelný oblouk (zevnitř následují barvy: modrá, zelená, žlutá a červená) o poloměru 42° na pozadí tvořeném oblaky, které jsou současně ozářené Sluncem. Duha se může vyskytovat pouze při zenitové vzdálenosti Slunce větší jak 48° . Kromě popsané hlavní duhy se objevuje také duha vedlejší. Je slabší, její poloměr je 52° a spektrum barev je obrácené než u hlavní duhy.



Obr. 2 Nejčastěji pozorovatelné halové jevy na území Česka. (A) malé halo, (B) cirkumzenitální oblouk, (C) 22° parhelium s částí parhelického kruhu, (D) slabý halový sloup. Foto: Šimon Kolář a Miloslav Staněk.



Gloriola. Zdroj: www.meteopress.cz



Total Solar Eclipse 2023 Fe XIV 630.2 nm, Fe X 637.4 nm, H and continuum, true color representation

© 2023 Pavel Šteha, Hanfj Scarna, Jana Hoderová, Shada Habbal, Ben Roe, Mikolaj Drackmüller

Sluneční korona. Zdroj: encrypted-tbn0.gstatic.com

Tlak vzduchu



Síla, která působí sloupcem vzduchu v daném místě atmosféry kolmo na jakkoliv orientovanou plochu.



Hodnoty tlaku vzduchu vyjadřujeme v hektopascalech (hPa), ale v meteorologické a klimatologické literatuře se lze setkat i s dříve užívanými jednotkami, jako jsou milibar (mbar), torr, nebo milimetr rtuťového sloupce (mm Hg).



Průměrná hodnota tlaku vzduchu činí na hladině moře při teplotě 15 °C **1013,27 hPa**.



S měnící se nadmořskou výškou se také mění hustota vzduchu, která je podle stavové rovnice plynů přímo závislá na tlaku vzduchu a nepřímo na jeho teplotě.



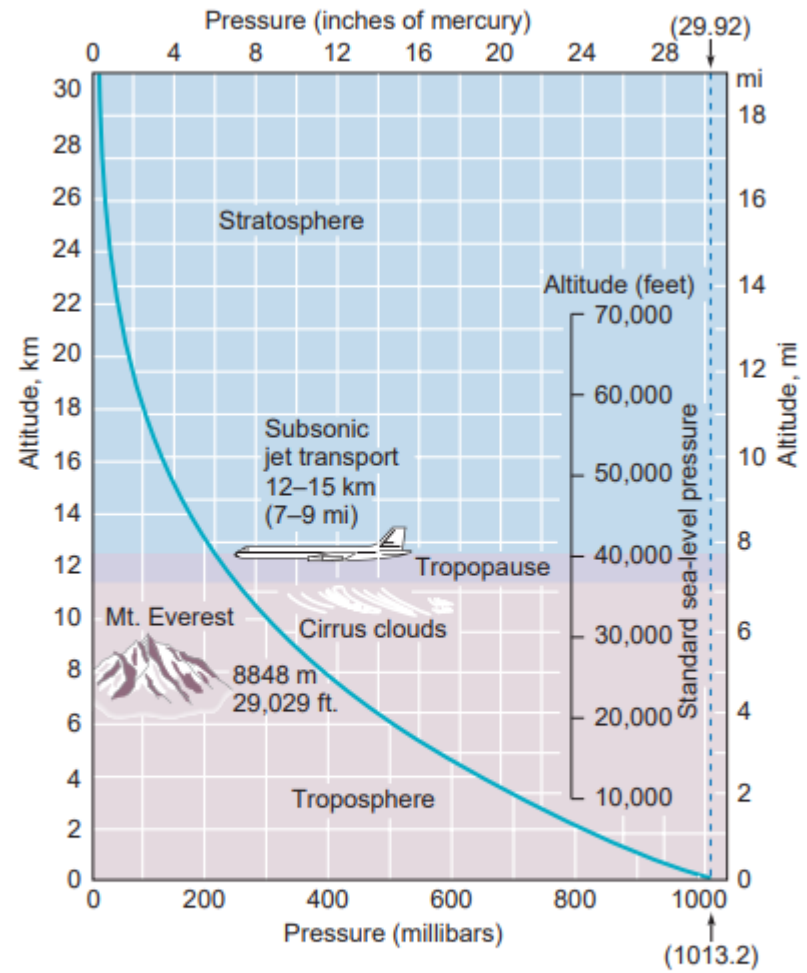
Vertikální barický gradient = změna poklesu hodnoty tlaku na 100 metrů.



Obecně platí: Čím výše nad hladinou moře leží dané místo, tím kratší je sloupec vzduchu nad každým cm² jeho plochy. Tím je také menší i váha vzduchu, a proto tlak vzduchu s rostoucí nadmořskou výškou **klesá**.



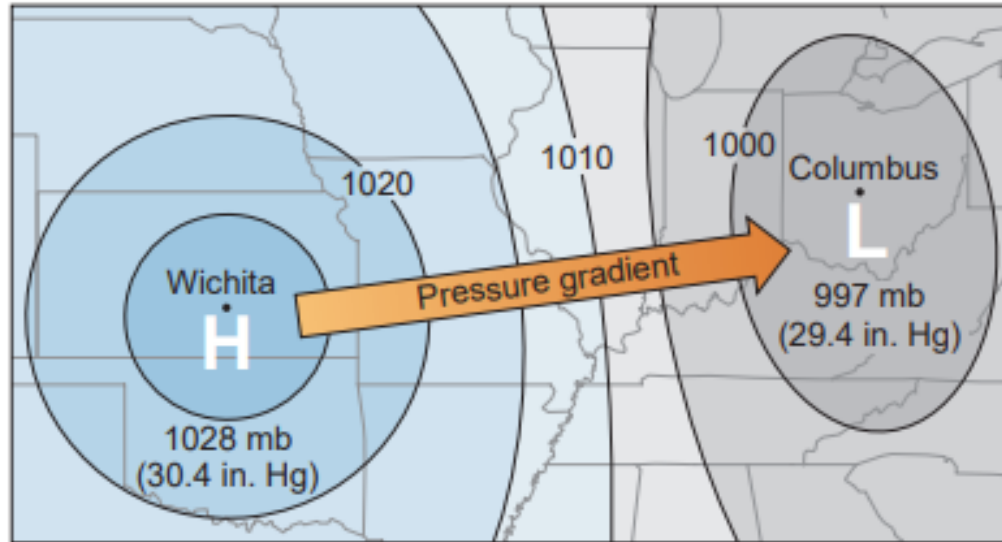
Zonální rozložení tlaku vzduchu je způsobeno rozdílným množstvím slunečního záření dopadající na zemský povrch, s čímž souvisí teplotní změny aktivního povrchu.



5.4 Atmospheric pressure and altitude

Atmospheric pressure decreases rapidly with altitude near the Earth's surface but much more slowly at higher altitudes.

Rozložení tlaku vzduchu



5.7 Isobars and a pressure gradient

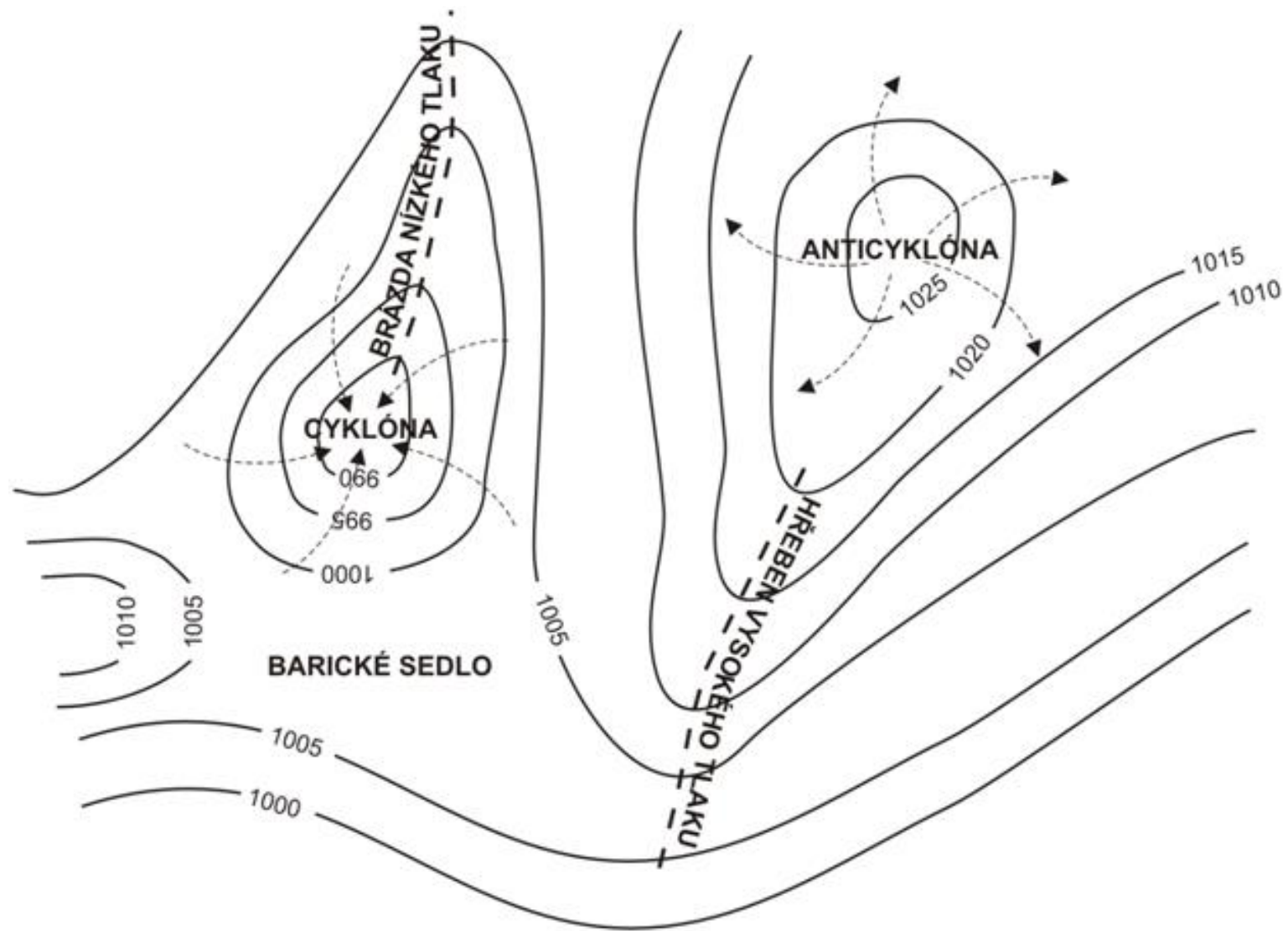
This figure shows a pressure gradient. Because atmospheric pressure is higher at Wichita than at Columbus, the pressure gradient will push air toward Columbus, producing wind. A greater pressure difference between the two locations would produce a greater force and a stronger wind.

Rozložení atmosférického tlaku se označuje jako **barické pole**, které si můžeme představit jako plochu, které je ohraničené čarami stejných hodnot, tzv. **izobarami**.

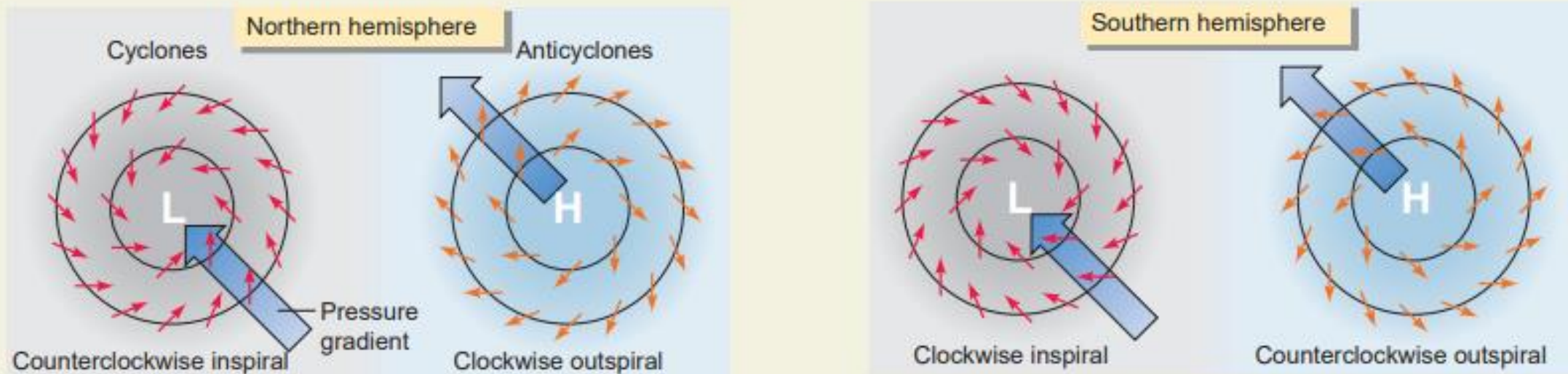
Změnu tlaku vzduchu v horizontálním směru vyjadřuje **horizontální tlakový gradient**.

Pro jednotlivé výškové polohy tlaku vzduchu se pak konstruuji **mapy barické topografie**.

V barickém poli můžeme rozlišit oblasti vysokého a nízkého tlaku vzduchu, které jsou na synoptických mapách znázorněny různě utvářenými izobarami.



5.15 Air motion in cyclones and anticyclones



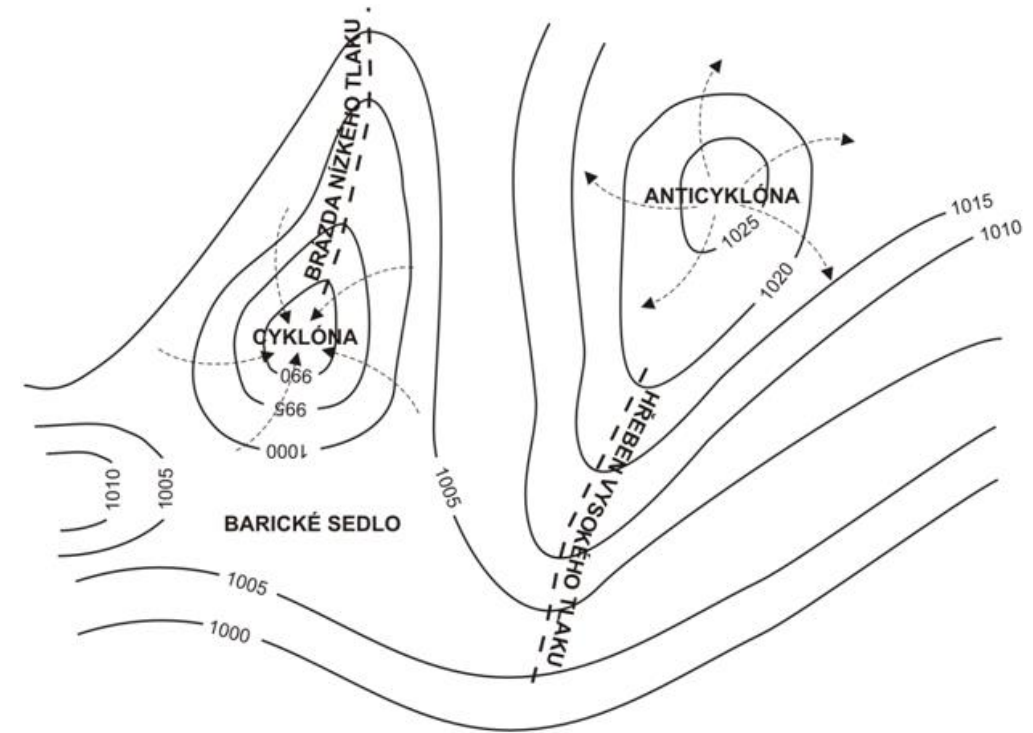
Základní tlakové útvary

Cyklóna (tlaková níže): tvořená uzavřenými izobarami. Nejnižší hodnota tlaku vzduchu se nachází ve středu cyklony, směrem od středu tlak vzduchu roste. Vzniká v teplejším vzduchu, který stoupá směrem vzhůru, vodní páry v ní obsažené formují oblačnost a v dané výšce kondenzují. Vlivem Coriolisovy síly se vzduch pohybuje *na severní polokouli proti směru hodinových ručiček a na jižní polokouli po směru.*

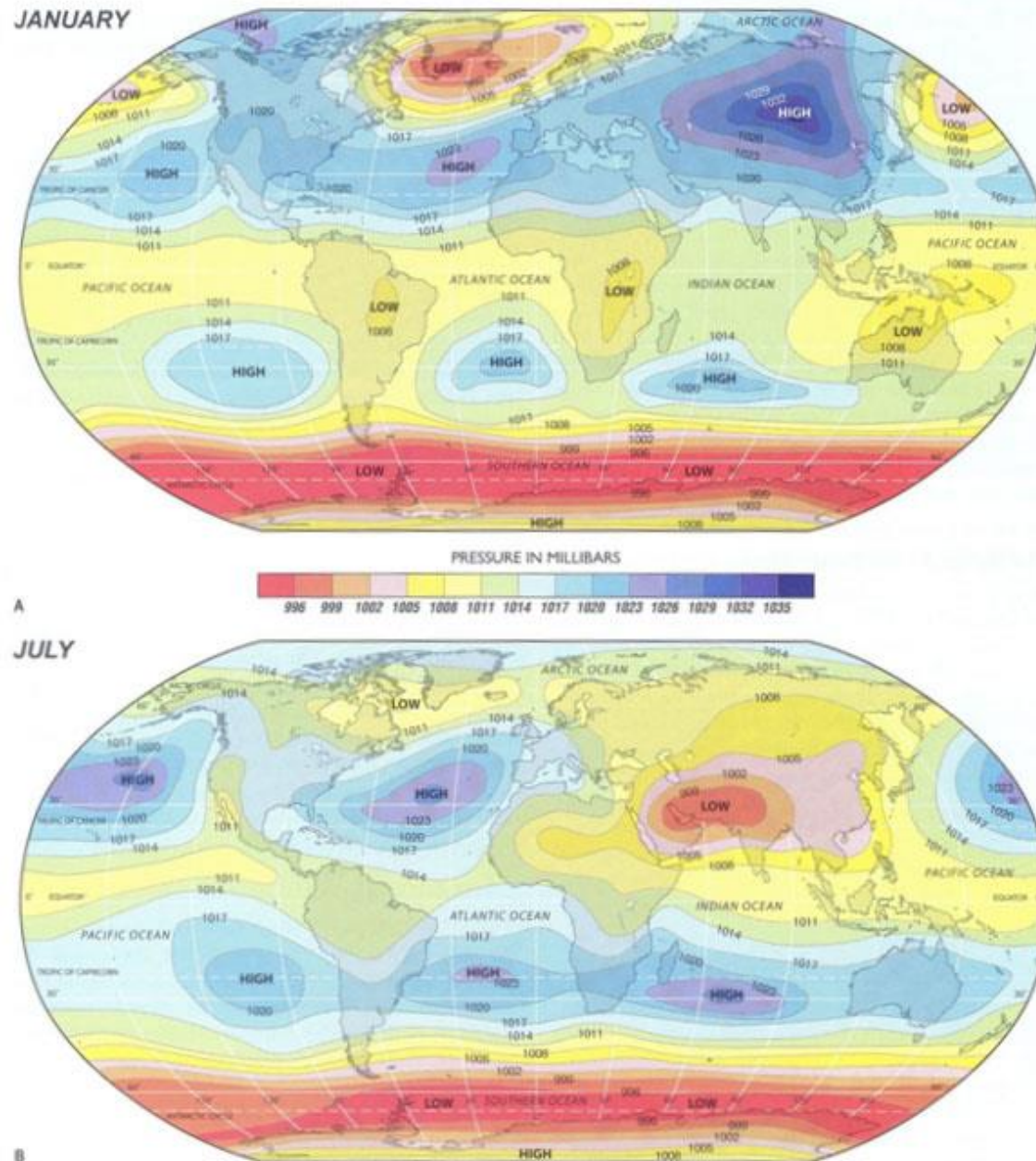
Anticyklóna (tlaková výše): tvořená uzavřenými izobarami s tím rozdílem, že uprostřed je nejvyšší hodnota tlaku vzduchu, která od středu klesá. Anticyklóna vzniká v chladnějším vzduchu, který klesá směrem k povrchu a přitom se adiabaticky otepluje, čímž přináší jasné a bezoblačné počasí. Vlivem Coriolisovy síly se vzduch v anticyklóně pohybuje *na severní polokouli po směru hodinových ručiček, na jižní polokouli pak proti směru.*

Základní tlakové útvary

- **Brázda nízkého tlaku:** pásmo nízkého tlaku mezi dvěma anticyklónami. Izobary ji znázorňují jako neuzavřený tvar písmene „V“. Osa brázdy sleduje místo s nejnižším tlakem, přičemž na obě strany od ní tlak vzduchu narůstá.
- **Hřeben vysokého tlaku:** spíše připomínají neuzavřený tvar písmene „U“. Nachází se mezi dvěma oblastmi a osa hřebene představuje místo nejvyššího tlaku vzduchu, které na obě strany klesá.
- **Barické sedlo:** oblast mezi dvěma cyklónami / brázdami nízkého tlaku nebo anticyklónami / hřebeny vysokého tlaku, které jsou položeny do kříže. V jejich středu se nachází tzv. **neutrální bod**.



Geografické rozložení tlaku vzduchu má zonální charakter a je výrazně ovlivněno nerovnoměrným rozložením pevnin a oceánů a hodnotami insolace během roku.



Geografické rozložení tlaku vzduchu

- **Rovníkového pásu nízkého tlaku:** díky vysoké hodnotě insolace a průměrně vysokým a vyrovnaným teplotám vzduchu
- **Subtropické pásmo vysokého tlaku vzduchu:** následek sestupu studeného vzduchu vystouplého v rovníkových oblastech.
 - Stálé tlakové útvary: *Azorská tlaková výše, Havajská tlaková výše, Jihoatlantská tlaková výše, Jihoindická tlaková výše a Jihopacifická tlaková výše.*
- **Polární oblast vysokého tlaku vzduchu:** ochlazující vliv sněhové pokrývky a ledu, přičemž antarktická tlaková výše je vlivem rozsáhlého zalednění Antarktidy a každoročního tání Arktidy výraznější než arktická.
- **Subpolární pásmo nízkého tlaku:** stacionární *Islandská tlaková níže a Aleutská tlakové níže.*
 - Na SP narušováno sezónně zesíleným anticyklonálním prouděním, a to vytvořením *Kanadské tlakové výše* a *Sibiřské tlakové výše*, která vzniká nad ochlazenou střední a severní částí Asie se středem nad Mongolskem a jejíž vliv se promítá také do charakteru počasí ve střední Evropě.

Proudění vzduchu



Vítr je proudící vzduch!



Odvíjí se od rozmístění polí tlaku a jde o jeho prostorové vyrovnávání.



Proudí z oblasti vyššího tlaku do oblasti nižšího tlaku.



Měříme jeho rychlost a určujeme směr.



Okamžitý stav pole proudění větru můžeme vyjádřit pomocí čar, tzv. **proudnic**.



Hlavní příčiny proudění vzduchu:

síla horizontálního tlakového gradientu,
Coriolisova síla, odstředivá síla, síla tření.



Velikost **horizontálního tlakového gradientu** uděluje vzduchu zrychlení.

Jakmile se vzduch dostane do pohybu, začne na něj působit **odstředivá síla** zemské rotace a **Coriolisova síla**.

Které síly působí při proudění?



1) Pohyb vzduchu ve směru horizontálního tlakového gradientu.



2) Působí Coriolisova síla (kolmá na směr pohybu a změní směr pohybu vzduchových částic)



3) Působí odstředivá síla - dochází tak k proudění podle zakřivených izobar



4) Do výšky cca 1-1,5 km dochází k ovlivnění třením o zemský povrch. To vítr zpomaluje a mění směr.



S rostoucí výškou roste rychlost větru!

Geostrofický vítr

Gradientový vítr

Geostrofický a gradientový vítr jsou idealizované podoby větru!

Co působí na proudění?

Charakter aktivního povrchu a charakter georeliéfu

Vertikálně členitý reliéf → orografické zrychlení nebo zpomalení

Městská zástavba → abnormální zrychlení větru

Dva základní typy proudění:

- **Laminární proudění:** ojedinělé, vázáno na aerodynamicky hladký povrch (např. vodní hladina); má hladký, nezakřivený průběh a je bez turbulentních pohybů.
- **Turbulentní proudění:** nepravidelné a neuspořádané vírové pohyby vzduchu, příčinou je vertikální členitost reliéfu a celková drsnost aktivního povrch, působí na promíchávání vzduchu a přenos tepla, vodních par a látek znečišťující ovzduší. Popsaný způsob turbulence představuje mechanickou příčinu proudění.
 - **Konvekční proudění:** Turbulentní pohyby však může způsobovat také nestabilita teplotního zvrstvení atmosféry → vede ke vzniku konvekčního proudění.
 - Konvekční buňka: uzavřená cirkulace, má tvar prstencovitého víru s vodorovnou osou.

Další pohyby vzduchu:

katabatické proudění: představuje sestupné klouzavé proudění například podél ukloněného reliéfu;

anabatické proudění: je opakem katabatického proudění, tedy výstupné proudění;

subsidence: pomalé sestupné pohyby uvnitř vzduchu, které způsobují jeho oteplení, rozpouštění oblačnosti a zeslabení konvekce;

advekce: představuje přenos objemu vzduchu na horizontální vzdálenosti.

Měření síly větru: Beaufortova stupnice

stupeň	označení a projev	rychlost větru	
		(m.s ⁻¹)	(km.h ⁻¹)
0	bezvětří – kouř vystupuje přímo vzhůru	0,0–0,2	méně než 1
1	vánek – téměř nepozorovatelný pohyb vzduchu	0,3–1,5	1–5
2	slabý vítr – je cítit na tváři, listí šelestí, čerení vodní hladiny	1,6–3,3	6–11
3	mírný vítr – listí a větvičky se pohybují, vlnění vodní hladiny	3,4–5,4	12–19
4	dosti čerstvý vítr – vítr zvedá prach a papíry, pohybuje menšími větvemi, tvorba pěnových vrcholků na mořských vlnkách	5,5–7,9	20–28
5	čerstvý vítr – hýbe listnatými keři, ohýbá malé stromky, vytváří se zpěněné hřeby na menších mořských vlnách	8,0–10,7	29–38
6	silný vítr – pohybuje silnějšími větvemi, obtížnější použití deštníků, vznikají větší vlny	10,8–13,8	39–49
7	prudký vítr – pohybuje celými stromy, obtížná chůze, bouří se moře	13,9–17,1	50–61
8	bouřlivý vítr – láme větve, vzpřímená chůze je proti větru nemožná, vznikají velké vlny s odtrhávající se vodní tříští	17,2–20,7	62–74
9	vichřice – strhává střešní krytinu, menší škody na stavbách, vysoké vlny s létající vodní tříští snižující dohlednost	20,8–24,4	75–88
10	silná vichřice – vyvrací stromy a ničí domy, hřebeny mořských vln se lámou	24,5–28,4	89–102
11	mohutná vichřice – působí rozsáhlé škody, vysoké pěnové hory, dohlednost snížena vodní tříští	28,5–32,6	103–117
12	orkán – devastující účinky, pohybuje těžkými objekty, odnáší domy, moře je zcela bílé od pěny a vodní tříště	32,7 a více	více než 118

Denní chod rychlosti větru

- závislý především na výšce nad aktivním povrchem a na hodnotě insolace
- maximum rychlosti proudění mezi 12. a 14. hod.
- minimum kolem půlnoci
- Ve větších nadmořských výškách je chod rychlosti větru, jehož příčinou je denní chod turbulence související s konvekcí, posunutý.

Místní cirkulační systémy

lokální a regionální odlišnosti reliéfu → specifické cirkulace vzduchu označované jako **místní větry** nebo **místní cirkulační systémy**

Fén: je teplý suchý vítr vanoucí z jižního směru, překonávající východo-západně orientovaná pohoří - na jižní straně pohoří dojde k vypadávání srážek, na severní pak již jde o studený vzduch, který se s klesající nadmořskou výškou více otepluje.

Bóra: studený vítr, který stéká po svazích hor na mořské pobřeží. Příčinou vzniku bóry je hromadění studeného vzduchu v oblastech mezihorských průsmyků a sedel. Po dosažení určité výšky, začíná přetékat horský hřeben. Při sestupu se sice adiabaticky otepluje, ale i tak je oproti teplotě okolního vzduchu chladná. Je těžší než teplý vzduch, a proto se drží přímo při zemi. Bóra se vyskytuje především na pobřeží Jaderského moře na pobřeží Bajkalu, v údolí Rhöny (mistral) nebo na pobřeží Mexického zálivu.

Bríza: **pobřežní vánek**, důsledek teplotního rozdílu mezi mořem a pevninou za jasného a klidného počasí

Horský a údolní vítr: základem příčné cirkulace je **anabatické proudění (výstupné)**, ke kterému dochází během dne na osluněných svazích, a **katabatické (sestupné) proudění** způsobené ochlazováním svahů v nočních hodinách a podpořeném efektivním vyzařováním povrchu. Příčné proudění je doplněno podélným prouděním, které má v důsledku intenzivního prohřátí sníženiny během dne směr z jejího ústí nahoru do údolí. V tomto případě mluvíme o teplém **údolním větru**. V noci je situace opačná a chladný **horský vítr** vane z údolí do sníženiny.

Ledovcový vítr: Nad povrchem ledovců dochází ochlazením přízemní vrstvy atmosféry ke vzniku chladného vzduchu, který vytváří oproti teplejšímu vzduchu ve stejné úrovni v předpolí ledovce horizontální tlakový gradient. Vzniká tak ledovcový vítr, který představuje nárazovité sestupné proudění, do něhož řadíme i větry stékající z vnitrozemí Antarktidy k jejímu pobřeží.

Úázvy vybraných místních větrů

Evropa

- *fén* – suchý teplý padavý vítr vznikající pseudoadiabatickými procesy
- *helm* – vítr fénového typu vanoucí na severu Anglie ze západních svahů severních Pennin do údolí řeky Eden
- *bóra* – studený nárazovitý vítr vanoucí v podzimních a zimních měsících při severovýchodním proudění z chladných oblastí Ruska na dalmatské pobřeží
- *mistral* – studený suchý severní vítr vanoucí v ústí Rhôny na jihofrancouzské pobřeží, jehož vznik je podmíněn tlakovou níží nad Středozezním mořem
- *etésiové větry* – pravidelné severní až severozápadní větry přinášející do východního Středomoří suchý a studený vzduch, jsou vyvolány tlakovou níží nad Afghánistánem a SZ Indii
- *scirocco* – skupina horkých a suchých větrů vanoucích ze Sahary do Středomoří, liší se lokálními názvy (leveche – Španělsko, marin – Francie, scirocco – Itálie, jugo – Chorvatsko)

Severní Amerika

- *blizard* – vpády studeného vzduchu z oblasti Arktidy doprovázený sněhovými bouřemi
- *burga* – severovýchodní vítr blizardového typu na Aljašce
- *chinook* – teplý vítr fénového typu vanoucí z východních svahů Skalnatých hor do vnitrozemí
- *santa ana* – suchý a horký vítr vanoucí v Kalifornii údolím řeky Santa ana, bývá příčinou požárů

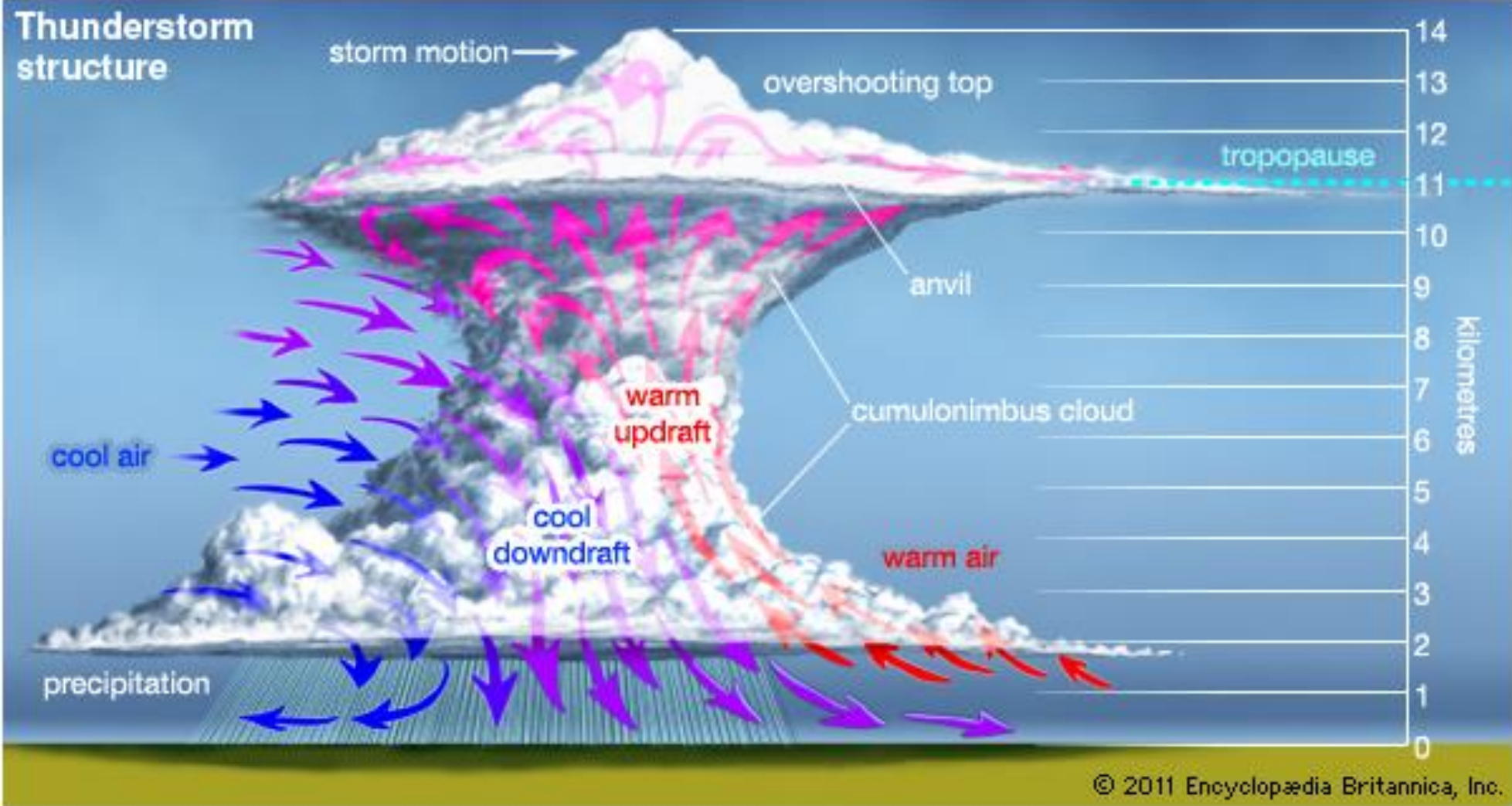


Vírová proudění maloprostorového měřítka

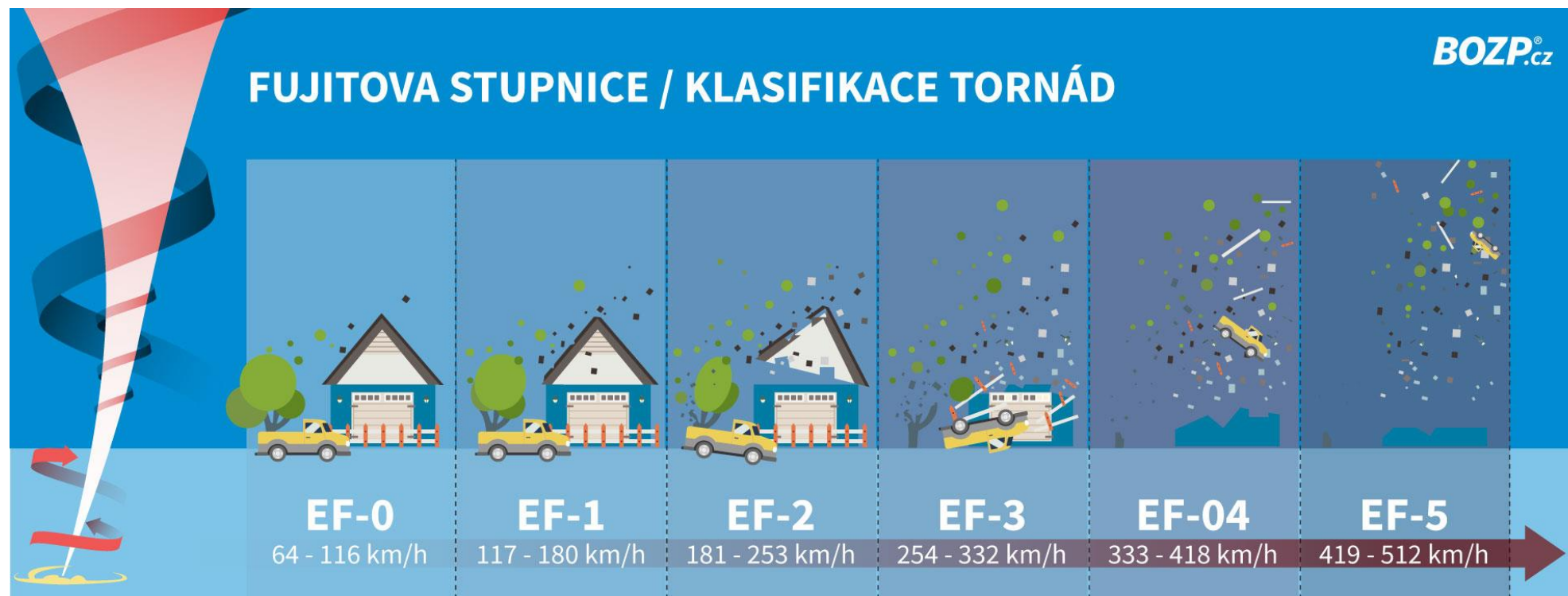
- Vázány na konvektivní bouře (generovány konvekcí při velké teplotní nestabilitě)
- Konvektivní bouře lze podle složitosti struktury rozdělit na
 - **jednobuněčné bouře** (tvořené jednou buňkou)
 - **multicely** (složené z několika vzájemně se ovlivňujících buněk)
 - **supercely** (tvořené jedinou buňkou, ale velikostí mezoměřítkového víru)

Konkrétní jevy:

- **Húlava**: silný nárazový vítr, který vzniká na výrazném rozhraní mezi teplým vzduchem v okolí bouřky a studeným vzduchem vytékajícím z bouřky. Často signalizuje příchod bouřky, silných přeháněk a přechod studené fronty.
- **Tromby**: vírová proudění nad pevninou vznikající v teplotně nestabilně zvrstveném vzduchu. Nad mořem se nazývají **smrště**. Tromby a smrště mají jinou než horizontální osu a dosahují rozsahu zejména jednotek desítek, výjimečně stovek metrů.
 - *malé tromby*, které nejsou vázány na konvektivní bouře a tvoří se v teplotně nestabilním vzduchu od zemského povrchu směrem vzhůru,
 - *velké tromby (JEDNÁ SE O TORNÁDA!)* vázané na Cb a labilní teplotní zvrstvení ve velkých výškách. Z oblaku se k povrchu spouští tzv. **chobot** – viditelný vzdušný vír vzniklý kondenzací vodních par, v němž se rotující vzduch stáčí proti směru hodinových ručiček. V takovém vzdušném víru je v jeho středu tlak vzduchu nižší než na jeho periferii a vírový pohyb vzduchu je vzestupný. Do víru je tak nasáván vzduch z okolí, který s sebou bere prach, vodu či předměty, s nimiž přijde do kontaktu. Vzhledem k přetlaku, který se ve víru nachází, dochází k velké deformaci objektů, s nimiž vír přijde do kontaktu.



FUJITOVA STUPNICE / KLASIFIKACE TORNÁD



Tornáda a jejich intenzita: Fujitova stupnice

- **F0** – rychlost do 117 km.h⁻¹, polámané větve stromů
- **F1** – rychlost do 180 km.h⁻¹, strhává střešní krytinu, láme stromy, vytlačuje auta ze silnic
- **F2** – rychlost do 117 km.h⁻¹, strhává střechy, izolované stromy vyvrací, převrací stojící mobilní objekty
- **F3** – rychlost do 332 km.h⁻¹, narušuje a boří pevné domovní zdi, působí lesní polomy
- **F4** – rychlost do 418 km.h⁻¹, neopravitelně poškozuje zděné domy, mobilní objekty odnáší, pahýly stromů zbavuje půdního pokryvu, výrazně narušuje železobetonové stavby
- **F5** – rychlost nad 418 km.h⁻¹, těžce poškozuje železobetonové budovy, auta jsou přenášena vzduchem, pole zcela bez vegetace, úroda vytrhaná i s kořeny