

MUNI | RECETOX

Atmosféra – vlastnosti

Doc. Ing. Branislav Vrana, PhD.
branislav.vrana@recetox.muni.cz

RECETOX
Přírodovědecká fakulta
Masarykova univerzita
Brno, Česká republika



Atmosféra



Atmosféra – základní vlastnosti

Celková hmotnost: $5,3 \cdot 10^{18}$ kg

Z toho: 50 % do 6 km

99 % do 30 km

Hustota:

$$\rho = 1 / h$$

Homosféra: molekulární hmotnost se s výškou nemění – do 90 km

Homopauza

Heterosféra: disociace plynů, změna molekulové hmotnosti

Atmosféra

Sluneční záření $1,34 \cdot 10^3 \text{ W.m}^{-2}$

Průměrná teplota 15 C

Vedení tepla – přenos sousedními molekulami

Proudění tepla – pohyb celé hmoty atmosféry

„Citlivé“ teplo – energie ve formě kinetické energie molekul

Latentní teplo – teplo odpařování

Záření – elektromagnetické záření, jediná cesta, jak je energie přenášena vakuem

Atmosféra

Počasí – krátkodobé změny v atmosféře

Klima – dlouhodobé průměrné počasí

Vlhkost – obsah vody ve vzduchu

Relativní vlhkost – procento nasycení vodní parou

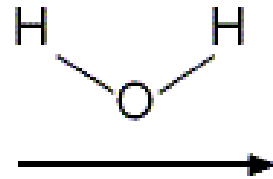
Rosný bod – teplota, při které začíná kondenzovat vodní pára

Kondenzační jádra – povrch jader poskytuje místo pro kondenzaci vodní páry

Atmosféra

Interakce záření s hmotou Energie

Translační



$$\left(\frac{1}{2}mv^2\right) = \frac{3}{2}kT$$

Rotační



Vibrační



Elektronů

Atmosféra – základní vlastnosti

Atmosféra představuje vzdušný obal Země a z hlediska složení ji lze dělit na tři kvalitativní složky:

(1) Tzv. suchou a čistou atmosféru tvořenou směsí plynů, které při běžných teplotách a tlacích můžeme velmi dobře považovat za termodynamicky ideální plyny, tj. plyny řídící se přesně stavovou rovnicí

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

kde p značí tlak plynu, V jeho objem, n látkové množství v mol, T teplotu v kelvinech a R univerzální plynovou konstantu

Největší relativní zastoupení mezi těmito plyny v atmosféře má dusík (cca 78 objemových procent) a kyslík (cca 21 objemových procent).

Složení suchého a čistého vzduchu se v podstatě nemění až do výšek 90 – 100 km nad zemským povrchem.

Atmosféra – základní vlastnosti

(2) Vodní páru, vodní kapičky, popř. ledové částice, neboť voda se může za běžných meteorologických podmínek v atmosféře vyskytovat ve třech skupenstvích.

Vodní pára se v ovzduší chová jako reálný plyn, tzn. že se přibližně řídí stavovou rovnicí, pokud ovšem nejde o páru nasycenou.

Množství vodní páry i vody v ostatních dvou skupenstvích je ve vzduchu prostorově i časově velmi proměnlivé.

V atmosférických podmínkách může vodní pára přecházet v kapalnou vodu kondenzací nebo přímo sublimovat v led.

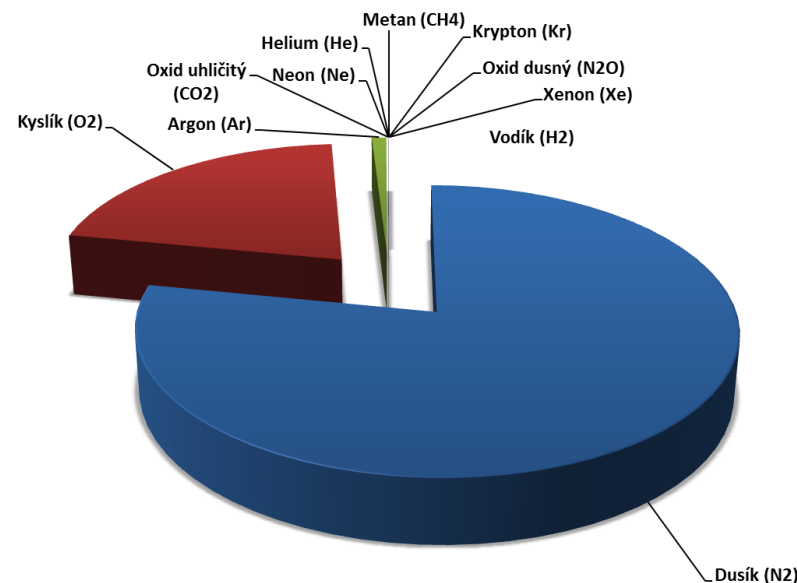
(3) Různé znečišťující příměsi, zejména příměsi aerosolové povahy (složky tzv. atmosférického aerosolu).

Atmosféra – chemické složení

Makrokomponenty:

N_2 (78,09 %); O_2 (20,94 %); Ar (0,93 %) = 99,96 %

Látka	%
Dusík (N_2)	78.08
Kyslík (O_2)	20.95
Argon (Ar)	0.93
Oxid uhličitý (CO_2)	0.03
Neon (Ne)	18.18×10^{-4}
Helium (He)	5.25×10^{-4}
Metan (CH_4)	2×10^{-4}
Krypton (Kr)	1.14×10^{-4}
Oxid dusný (N_2O)	0.5×10^{-4}
Vodík (H_2)	0.5×10^{-4}
Xenon (Xe)	0.087×10^{-4}



Atmosféra – chemické složení

V řádu ppm (parts per million) resp. ppb (parts per billion) se vyskytují další prvky či sloučeniny včetně škodlivin

Mikrokomponenty:

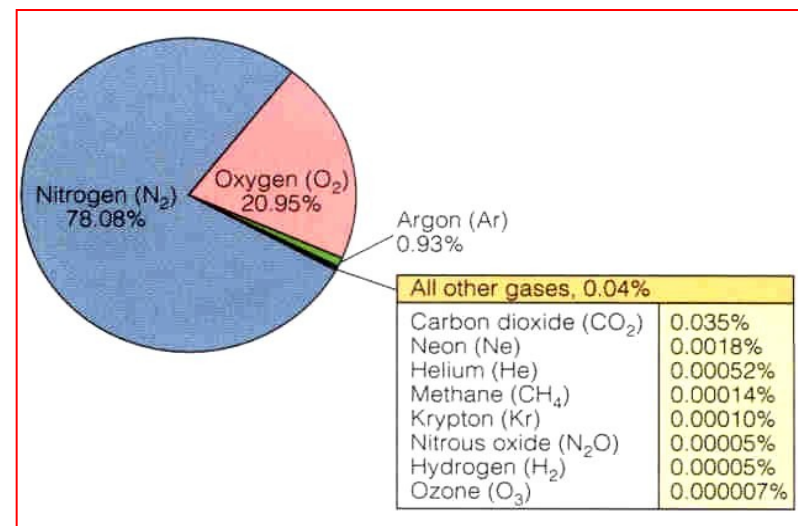
CO₂ (315 ppm); Ne (18 ppm); He (5,2 ppm)

CH₄ (1-2 ppm)

CO, H₂S, NO₂ (0,001 – 0,1 ppm)

H₂O (do 4 %)

O₃ (25-30 km, ozonoféra)



1% = 10 000 ppm = 10⁴ ppm

1% = 10 000 000 ppb = 10⁷ ppb

Složení čisté atmosféry

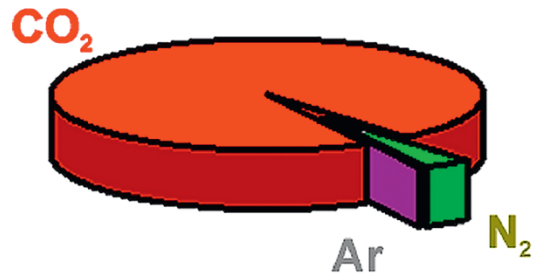
Plyn	Koncentrace (ppm)	Doba zdržení	Cyklus
Ar	9 340	---	Žádný
Ne	18	---	Žádný
Kr	1.1	---	Žádný
Xe	0.09	---	Žádný
N ₂	780 840	10 ⁶ let	Bio- a mikrobiologický
O ₂	209 460	10 let	Bio- a mikrobiologický
CH ₄	1.65	7 let	Bio- a mikrobiologický
CO ₂	332	15 let	Antropogenní a bio-
CO	0.05-0.2	65 dnů	Antropogenní a chemický
H ₂	0.58	10	Bio- a chemický
N ₂ O	0.33	10 let	Bio- a chemický
SO ₂	10 ⁻⁵ – 10 ⁻⁴	40 dnů	Antropogenní a chemický
NH ₃	10 ⁻⁴ – 10 ⁻³	20 dnů	Bio- a chemický
NO + NO ₂	10 ⁻⁶ – 10 ⁻²	1 den	Antropogenní a chemický
O ₃	10 ⁻²	?	Chemický
HNO ₃	10 ⁻⁵ – 10 ⁻³	1 den	Chemický
H ₂ O	různá	10 dnů	Fyzikálně-chemický
He	5.2	10 let	Fyzikálně-chemický

Koncentrace stopových látek (ppm) v čisté a znečištěné troposféře

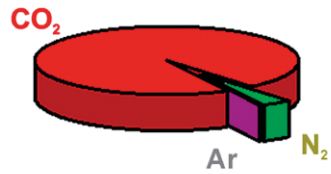
Látka	Čistá troposféra	Znečištěná troposféra
SO ₂	1 – 10	20 – 200
CO	120	1 000 – 10 000
NO	0.01 – 0.05	50 – 750
NO ₂	0.1 – 0.5	50 – 250
O ₃	20 – 80	100 – 500
HNO ₃	0.02 – 0.3	3 – 50
NH ₃	1	10 – 25
HCHO	0.4	20 – 50
HCOOH		1 – 10
HNO ₂	0.001	1 – 8
CH ₃ C(O)O ₂ NO ₂		5 – 35
nemethanové uhlovodíky		500 – 1 200

Atmosféra – plyny v atmosféře Venuše, Země a Marsu

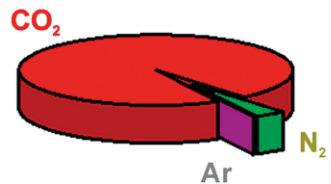
Venus: present day
 $P = 93 \text{ atm}$



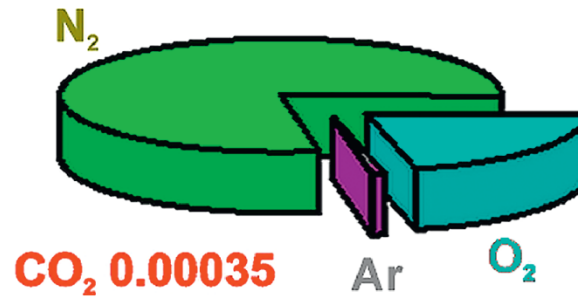
Venus: present day
 $P = 93 \text{ atm}$



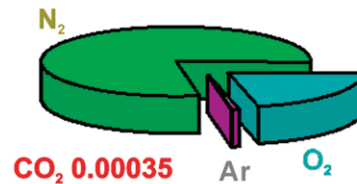
Venus: present day, for comparison
 $P = 93 \text{ atm}$



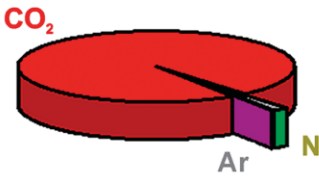
Earth: present day
 $P = 1 \text{ atm}$



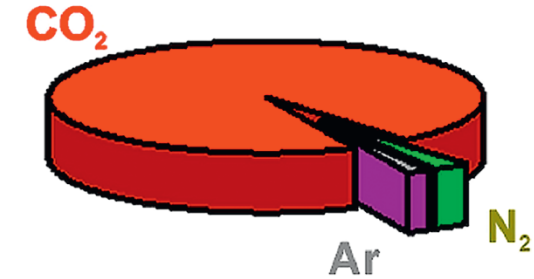
Earth: present day
 $P = 1 \text{ atm}$



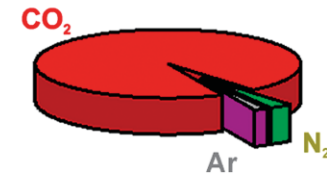
Earth: effects of life removed
 $P = 70 \text{ atm}$



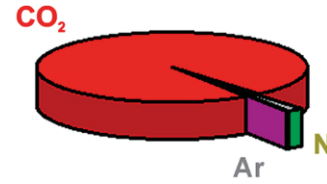
Mars: present day
 $P = 0.006 \text{ atm}$



Mars: present day
 $P = 0.006 \text{ atm}$



Mars: adjusted for erosion and escape
 $P = 7.5 \text{ atm}$



Vznik atmosféry

Nejstarší atmosféra obsahovala pravděpodobně He a H₂ – lehké plyny, pro které není gravitace Země dostatečná. Stržena solárním větrem.

Sekundární atmosféra se tvořila v průběhu odplyňování chladnoucí planety a měla podobné složení jako vulkanické plyny: H₂O (50-60%), CO₂ (24%), SO₂ (13%), CO, Cl₂, S₂, N₂, H₂, NH₃ a CH₄



Současná atmosféra

Dnešní atmosféra obsahuje

78% N₂, 21% O₂, 0.93%

Ar, 0.037% CO₂.

**N₂ - hromadění v atmosféře
během geologických
procesů z původních**

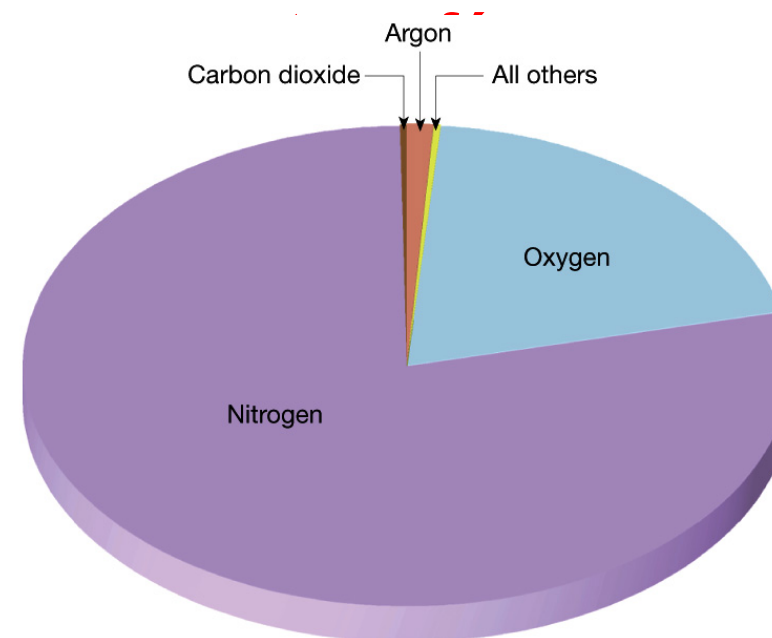
látek obsahujících

NH₄⁺, -NH₂, nitridy

**Ar - produkt radioaktivního
rozpadu K**

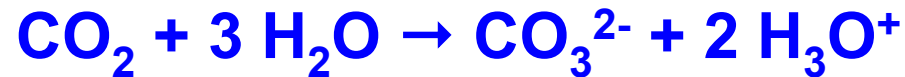
**Kam zmizely CO₂, H₂O a
SO₂, kde se vzal kyslík?**

Složení současné



Vznik oceánů

- ↪ Země je natolik „správně“ vzdálená od Slunce, aby mohla H₂O kondenzovat a zůstat v kapalném stavu.
- ↪ Značná část vody zřejmě nepochází z odplyňování zemského povrchu, ale z dopadu ledových meteoritů.
- ↪ CO₂ se rozpouští ve vzniklých oceánech za vzniku karbonátů:



- ↪ Rozpuštěný CO₂ pak může reagovat s ionty Mg²⁺ a Ca²⁺ ve vodě za vzniku málo rozpustných vápenců a dolomitů (tak je deponováno cca 80% původního množství).
- ↪ Další CO₂ zůstává rozpuštěný v oceánech a posledním úložištěm jsou živé organismy.
- ↪ Podobné procesy proběhly i pro SO₂.

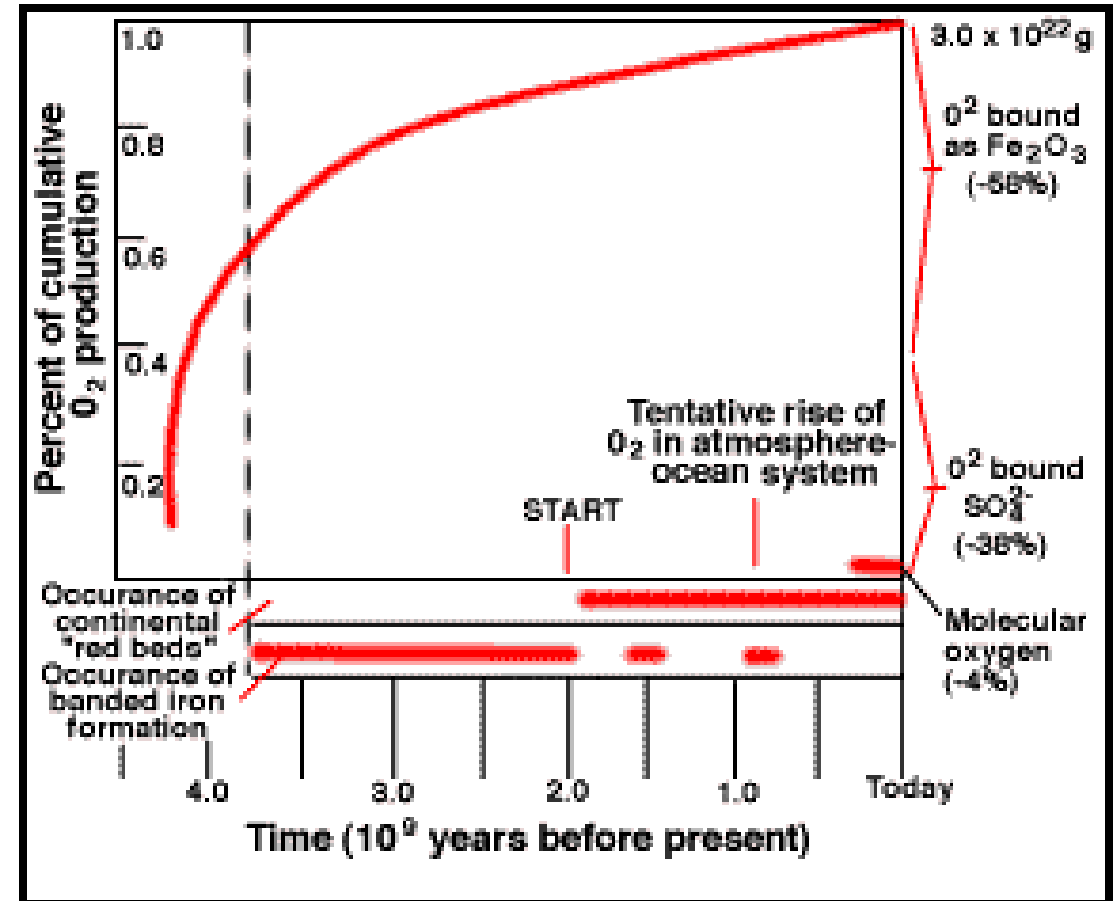
Původ kyslíku v atmosféře



Stáří Země je kolem 4.5 miliardy let.

Život se v oceánech objevuje před nejméně 3.5 miliardami let.

Před 0.9 miliardou let je v atmosféře dostatek kyslíku na vytvoření ozónové vrstvy a život se může přesunout na souš.



Atmosféra – vyjadřování koncentrací

[ppm] = 0,0001 % (10^{-6}) – 1 cm³ složky (g) v 1 m³ vzduchu

[ppb] = 0,000 000 1% (10^{-9}) – 1 mm³ složky (g) v 1 m³ vzduchu

Hmotnost škodliviny v 1 m³ vzduchu za normálních podmínek (0 °C; 101,3 kPa) [mg.m⁻³; mg.m⁻³]

Přepočet (0 °C; 101,3 kPa):

$$c \text{ [mg.m}^{-3}\text{]} = c \text{ [ppm]} * M * 273 / 22,4 * 278$$

$$c \text{ [}\mu\text{g.m}^{-3}\text{]} = c \text{ [ppb]} * M * 273 / 22,4 * 278$$

Atmosféra – vyjadřování koncentrací

Pro plyn nasycený vodní parou při dané teplotě T –
zavedení korekce na nasycený tlak vodní páry při této
teplotě P_w [kPa]:

$$c [\text{mg.m}^{-3}] = c [\text{ppm}] * M * 273 * (P - P_w) / 22,4 * T * 101,3$$

Korekce na teplotu a tlak – důležité pro měření emisí

Atmosféra - plynná fáze s příměsí kapalných a tuhých

Definujeme-li obecně aerosol jako soustavu částic pevného nebo kapalného skupenství rozptýlených v plynném prostředí, potom atmosférickým aerosolem rozumíme všechny pevné a kapalně částičky vyskytující se v zemském ovzduší.

Atmosférické aerosoly

Přírodní – produkty hoření meteoritů, kosmický prach, vulkanický popel, kouřové částice, prachové a vodní částice, krystalky mořských solí, pyl, malá semínka rostlin, bakterie, výtrusy, spóry

Antropogenní – průmyslové, doprava, zemědělské

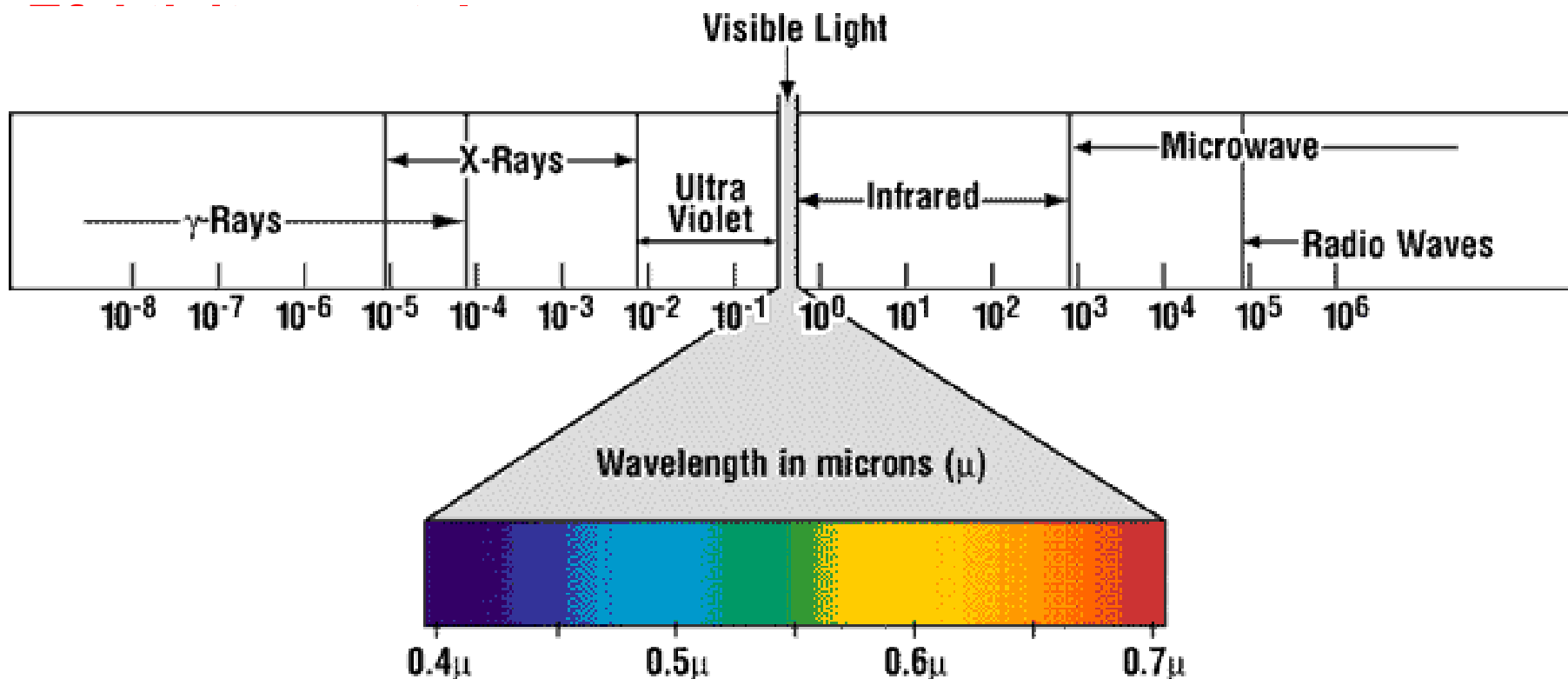
Sluneční záření

Sluneční spektrum obvykle dělíme na tři základní oblasti a podle toho rozlišujeme:

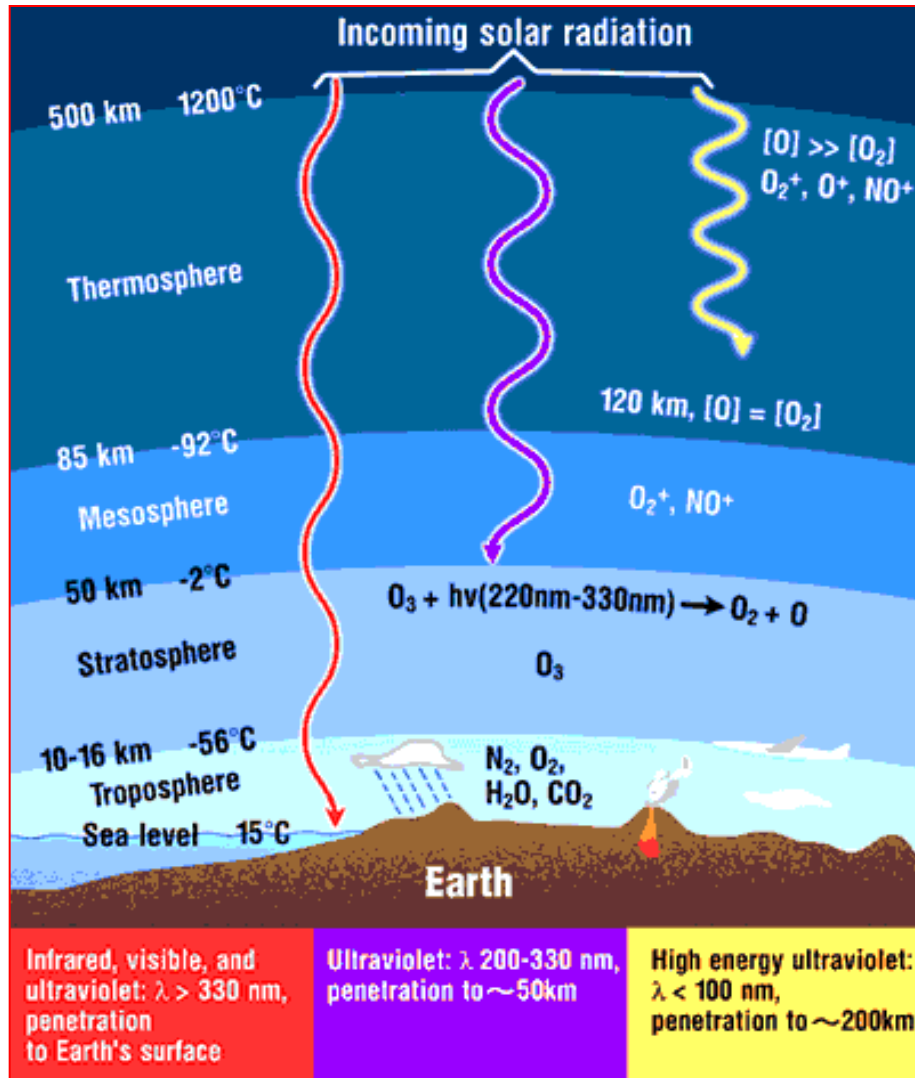
- ↪ **ultrafialové sluneční záření** s vlnovými délkami menšími než 400 nm, které energeticky tvoří před vstupem do zemské atmosféry asi 7 % celkového slunečního záření a je z velké části absorbováno atmosférickým ozonem ve stratosféře,
- ↪ **viditelné sluneční záření** s vlnovými délkami od 400 do 750 nm (asi 48 % celkového slunečního záření před vstupem do atmosféry) vytvářející spektrum barev od modré po červenou,
- ↪ **infračervené záření**, s vlnovými délkami většími než 750 nm, které před vstupem do atmosféry tvoří asi 45 % slunečního záření.

Podstata světla

Interakce světla s částicemi



Absorpce slunečního záření v atmosféře



Sluneční záření

Spektrum ultrafialového (UV) záření se podrobněji dělí na tzv. vzdálenou (dalekou) oblast s vlnovými délkami λ menšími než 200 nm, a dále na pásy C ($200 < \lambda < 280$ nm), B ($280 < \lambda < 315$ nm) a A ($315 < \lambda < 400$ nm).

V současné době se věnuje velká pozornost měření toků biologicky aktivního UV záření v oblasti pásu B, neboť v oblasti vlnových délek kolem 290 nm leží práh, od něž směrem dolů jsou vlnové délky slunečního záření již úplně absorbovány stratosférickým ozonem a k zemskému povrchu vůbec nepronikají.

Teplota

Teplota – termodynamická veličina, která udává stav termodynamické rovnováhy objektu.

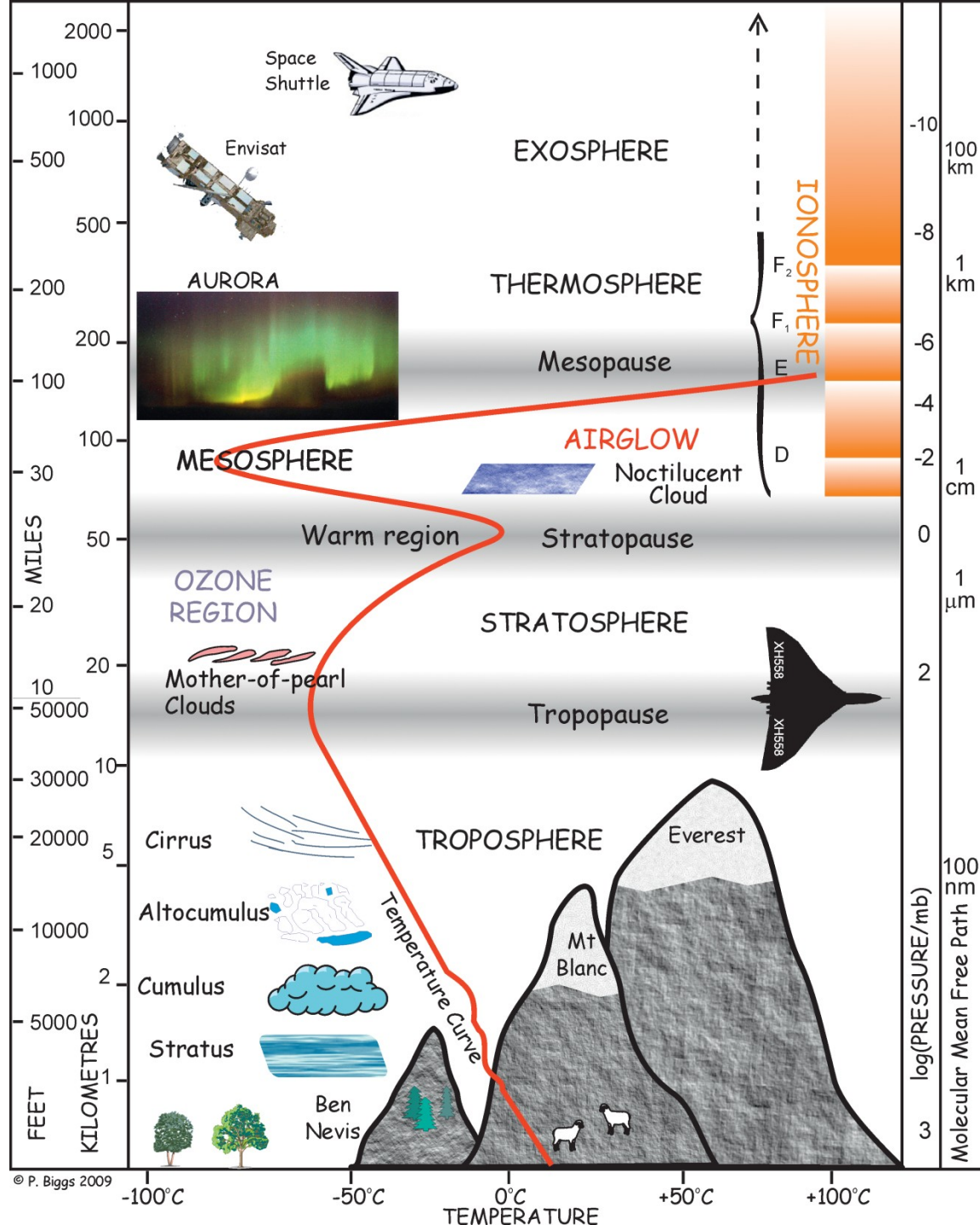
Může existovat stav:

- ↪ **rovnovážný** – těleso se nachází v termodynamické rovnováze tehdy, je-li tepelně izolováno od okolního prostředí, nebo je-li bilance tepla na povrchu tělesa rovnovážná v případě, že se výdej a příjem tepla rovnají – pak se teplota nemění,
- ↪ **nerovnovážný** – těleso se nachází v tepelně vodivém prostředí nebo ve spojení s ním, takže pak převod energie probíhá od tělesa s vyšší T k tělesu s teplotou nižší.

Teplota vzduchu

Teplota vzduchu je ovlivněna především energií předávanou do ovzduší z aktivních povrchů následujícími způsoby:

- ↪ molekulárním vedením,
- ↪ konvekcí a turbulencí (pohybem vzduchu),
- ↪ přenosem tepla uvolňovaného při fázových změnách vody,
- ↪ dlouhovlnnou radiací.



Teplotní stratifikace atmosféry

Struktura a vývoj atmosféry:

- ↙ troposféra
- ↙ stratosféra
- ↙ mesosféra
- ↙ Termosféra

Teplota v atmosféře je komplikovanou funkcí výšky.

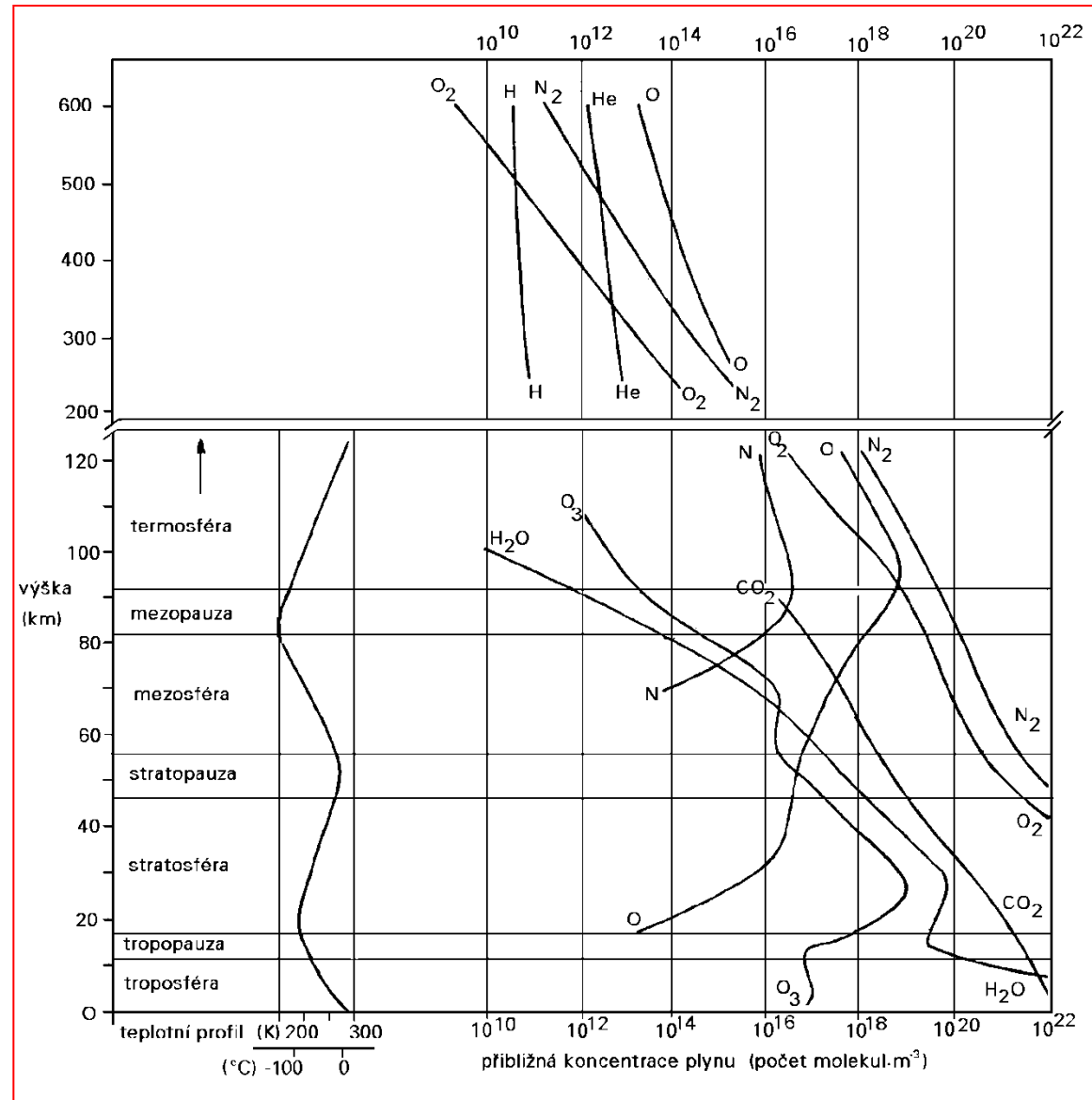
The temperature structure of the atmosphere. Temperatures show a complex dependence on altitude, decreasing with altitude at some heights but increasing at others. The turning points of the temperature gradient mark the boundaries between regions of the atmosphere. The diagram indicates the clouds and other features found at different altitudes. The right-hand ordinate scale shows both the pressure and the mean free path (l) corresponding to the left-hand altitude scales. This version of the figure was constructed in 2009 by Dr P. Biggs, who kindly gave permission for its use here.

Stratifikace atmosféry

Troposféra a stratosféra obsahují **99,9% hmoty atmosféry, 75% je v troposféře.**

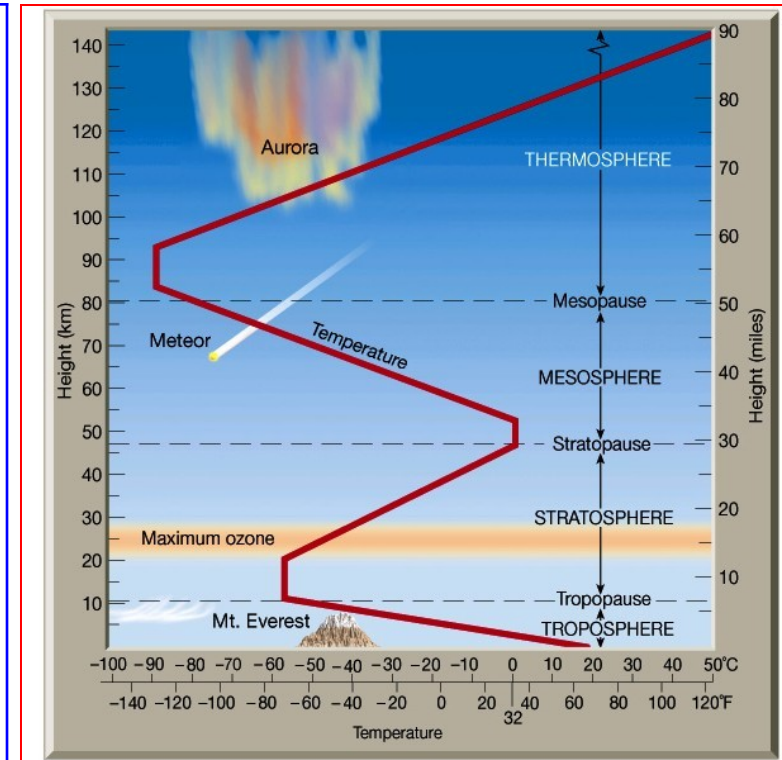
Mezi jednotlivými vrstvami atmosféry dochází vzhledem k teplotním inverzím jen k **omezenému míšení.**

Ve výškách kolem 100 km dochází k **intenzivní fotodisociaci kyslíku na kyslíkové radikály:**



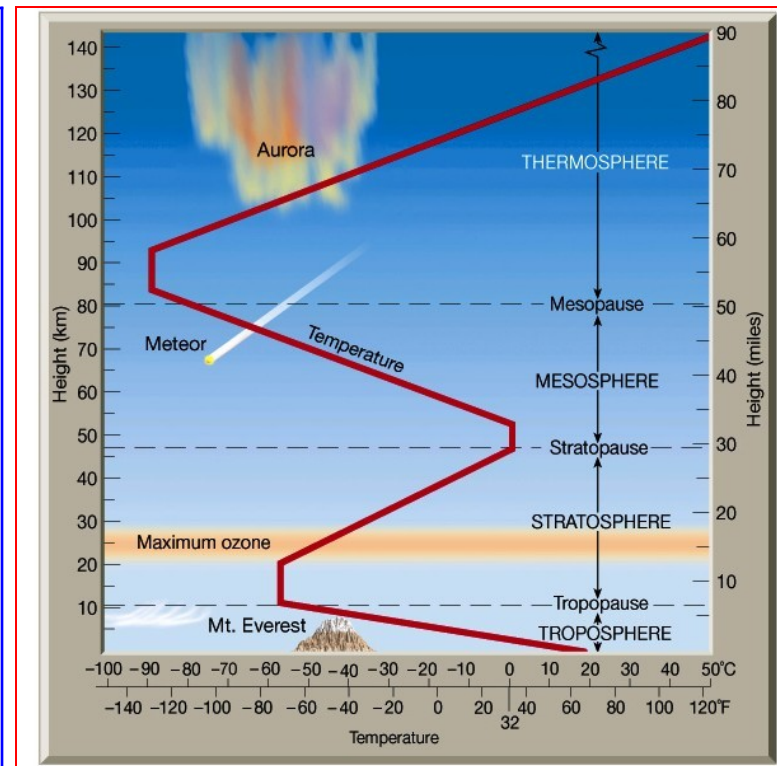
Troposféra

<p>0-12 km Troposféra</p>	<p>80 % hmotnosti, téměř všechna voda (g)</p> <p>Meteorologické děje</p> <p>T klesá s výškou o 0,65 °C na 100 m výšky</p> <p>V troposféře (pod 10 km) teplota s výškou klesá ze 17°C na -58°C (kolem 7°C na kilometr).</p> <p>Sahá do 7 - 18 km, vzniká v ní klima, intenzivní pohyb mas je dán ohřevem zemského povrchu a pohybem teplého vzduchu směrem vzhůru</p> <p>Tlak s výškou klesá logaritmicky, v 10 km je tlak 0,28 atm.</p>
<p>12 km Tropopauza</p>	<p>Stálá T – první teplotní minimum (213-203 K)</p>



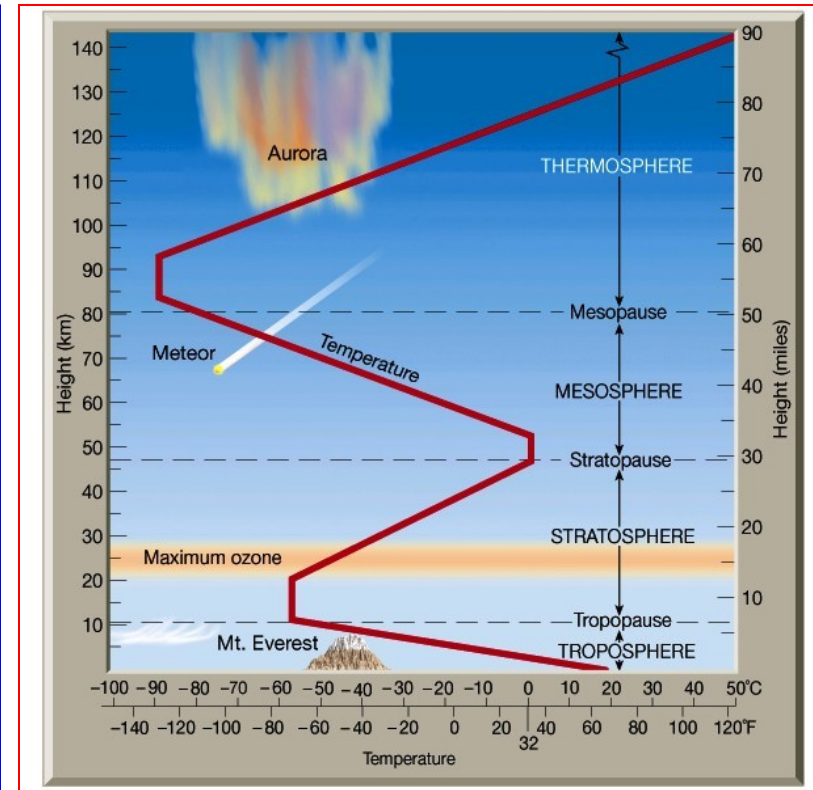
Stratosféra

<p>12–50 km Stratosféra</p>	<p>25-30 km – ozonoféra T se zvyšuje od ozonoféry (pohlcování záření ozonem) - teplota opět vzroste nad 0°C.</p> <p>Nachází se v ní ozónová vrstva, kde při radikálních reakcích dochází k produkci O₃ a k pohlcování tvrdého záření, pohlcená energie se uvolňuje jako teplo</p> <p>Méně intenzivní míšení, delší setrvání stabilních škodlivin</p> <p>Látková výměna mezi stratosférou a troposférou je omezená, děje se zejména difúzí</p>
<p>50-55 km Stratopauza</p>	<p>Atmosférické teplotní maximum – 273 K (rovník, stř. z. š.)</p>



Mezoféra

55-85 km Mezoféra	Pokles T až na 173 K Pokles teploty daný menším vlivem fotochemických reakcí ve srovnání s ozonosférou, vzniká slabá vrstva mraků
85-90 km Mezopauza a	Druhé atmosférické teplotní minimum – 190-200 K (nad rovníkem); 170-210 K (stř. z. š.)



Termosféra

90-800 km
Termosféra

Nárůst teploty až na 1 800 K - daný množstvím fotochemických reakcí, sahá do 150 km

Vznik optických jevů (polární záře, světélkující oblaka)

Ionizace vzduchu – ionosféra (80-500 km)

- D – 60-90 km – silná ionizace NO, S e⁻ < S I⁺, jsou přítomny i I⁻ (NO₃⁻, CO₃²⁻)

- E – 90-120 km – fotoionizace O₂

- F₁ – 120-160 km – ionizované O₂, O, N₂ – převládají zde chemické děje

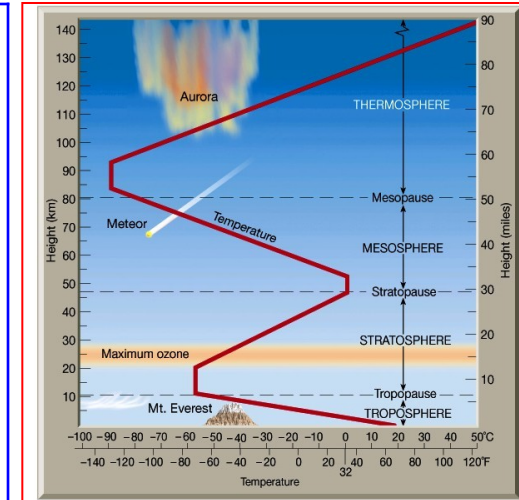
- F₂ - > 160 km – převažují fyzikální děje

E, F – nejsou přítomny I⁻, S e⁻ = S I⁺

Elektricky neutrální vodivá plazma (UV, RTG)

Nad 150 km – nárůst 5 K/km

Nad 800 km – průměrná volná dráha molekul se zvětšuje – malá hustota, vysoká kinetická energie – dlouhá volná dráha částic



Vyšší vrstvy atmosféry

Nad 800 - 1 000 km Exosféra	Únik do kosmu
Nad 2 000 – 20 000 km Zemská korona	Rozrušení atmosféry

Interakce aktivního povrchu s atmosférou

Planetární mezní vrstva – vliv zemského povrchu na probíhající děje (tření)

Přízemní vrstva atmosféry – 50 - 100 m

Volná atmosféra - > 1,5 km, fyzikální děje zde již nejsou ovlivněny povrchem

Tlak vzduchu

Síla, kterou působí atmosférický vzduch na zemský povrch [Pa] – hmotnost sloupce vzduchu.

Atmosférický tlak – tlak, který vyvolává síla 1 N rovnoměrně rozložená na rovinné ploše 1 m², kolmé ke směru síly.

Vertikální tlakový gradient – dp / dz – udává o kolik jednotek tlaku poklesne tlak vzduchu při výstupu o 100 m (v nižších nadmořských výškách = 12,5 hPa).

Horizontální tlakový gradient (barický stupeň) – dz / dp – výška v metrech o kterou je nutné vystoupit, aby tlak poklesl o jednotku (v nižších nadmořských výškách = 8 m)

Energetická bilance atmosféry

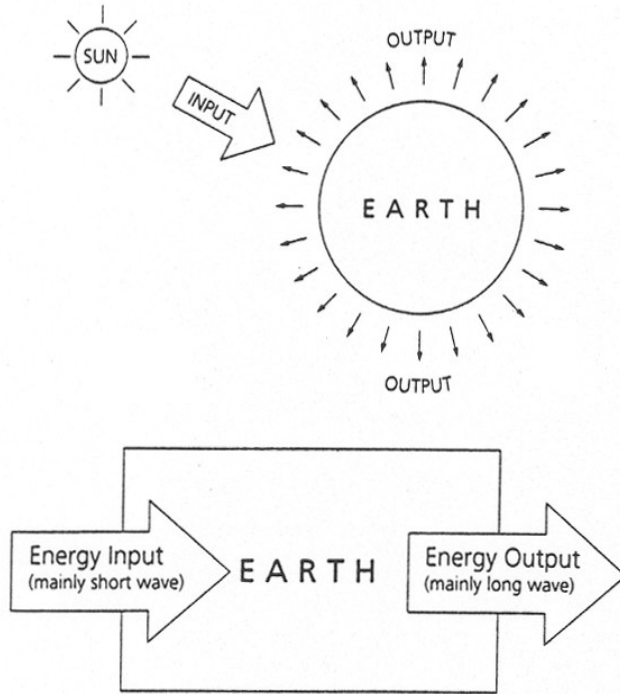


Figure 3.1 Earth as a closed system. Like other closed systems, the Earth has inputs and outputs of energy but not materials. The energy is received from the Sun mainly as short-wave radiation, and output back to space mainly as long-wave radiation. After Figure 3.1 in White, I.D., D.N. Mottershead and S.J. Harrison (1984) Environmental stems. George Allen & Unwin, London

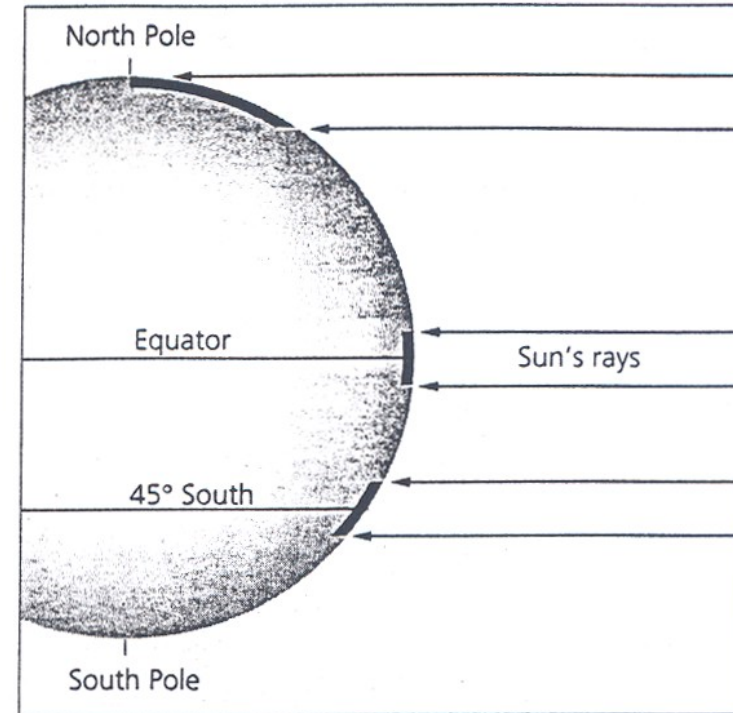


Figure 7.5 Effectiveness of the Sun's rays in heating the atmosphere at different latitudes. At the equator, where the Sun is directly overhead, the Sun's rays strike the Earth's surface at a high angle (around 90°), so that heating is concentrated. At higher latitudes the Sun's rays strike at a lower angle, so they are more diffuse

Energetická bilance atmosféry

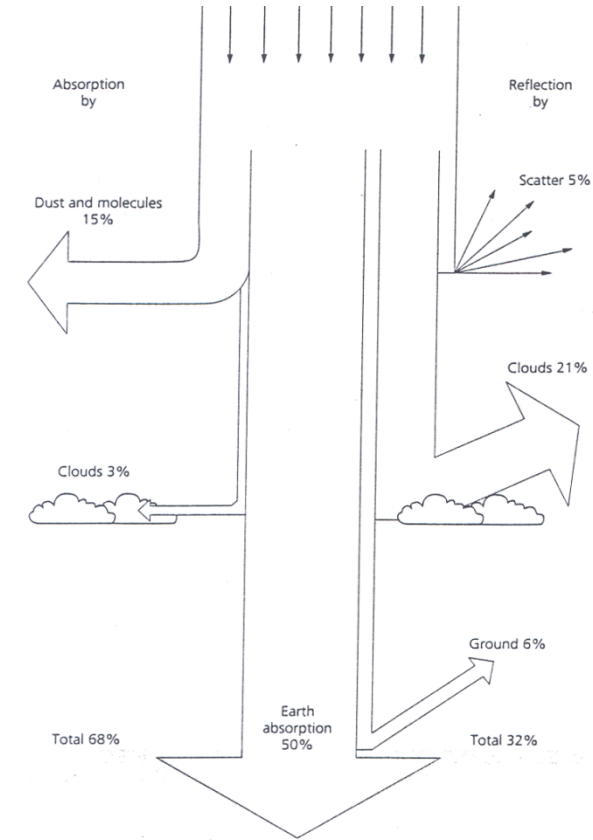
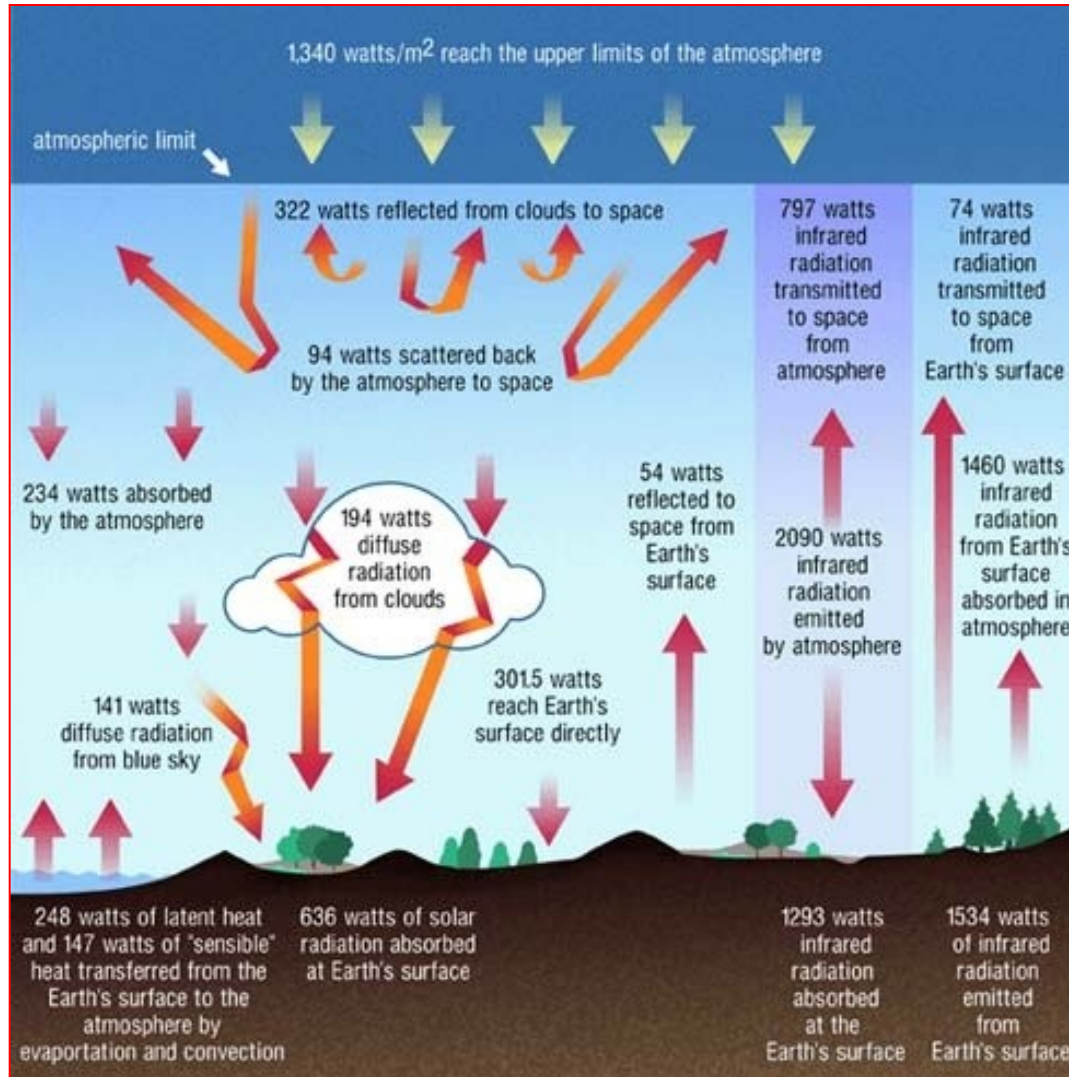
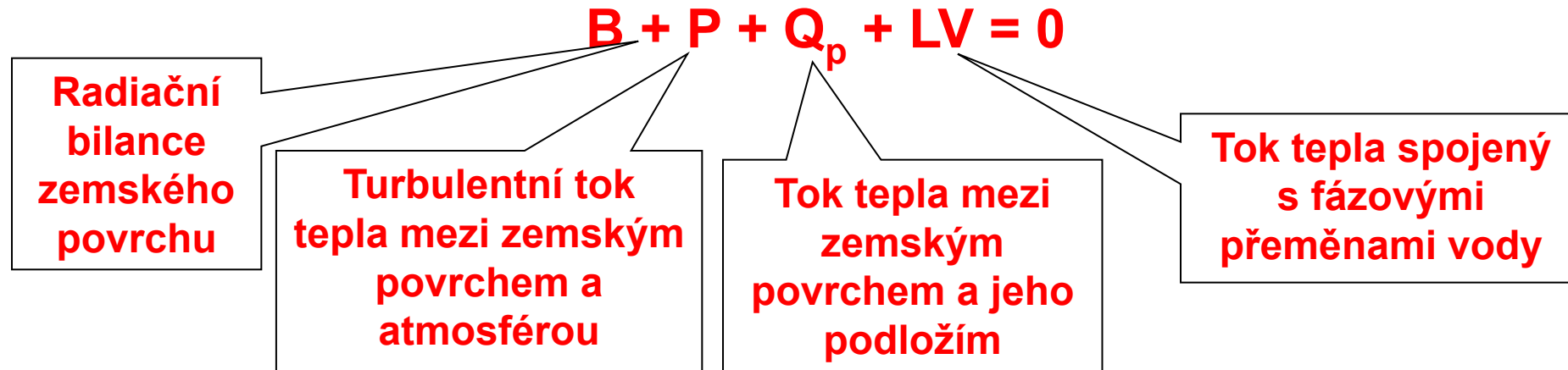


Figure 7.4 The fate of incoming solar radiation. The figure shows the average effect of various factors that reflect and absorb incoming solar radiation. About half of the energy received at the Earth's surface is eventually released to the atmosphere and re-radiated back into space. After Figure 4.3 in Doerr, A.H. (1990) Fundamentals of physical geography. Wm. C. Brown Publishers, Dubuque

Energetická bilance atmosféry

Suma toků energie vstupujících do a vystupujících z atmosféry (jak radiační, tak i neradiační cestou).

Celková energetická bilance povrchu Země - suma toků E
– k/od povrchu, $ca = 0$



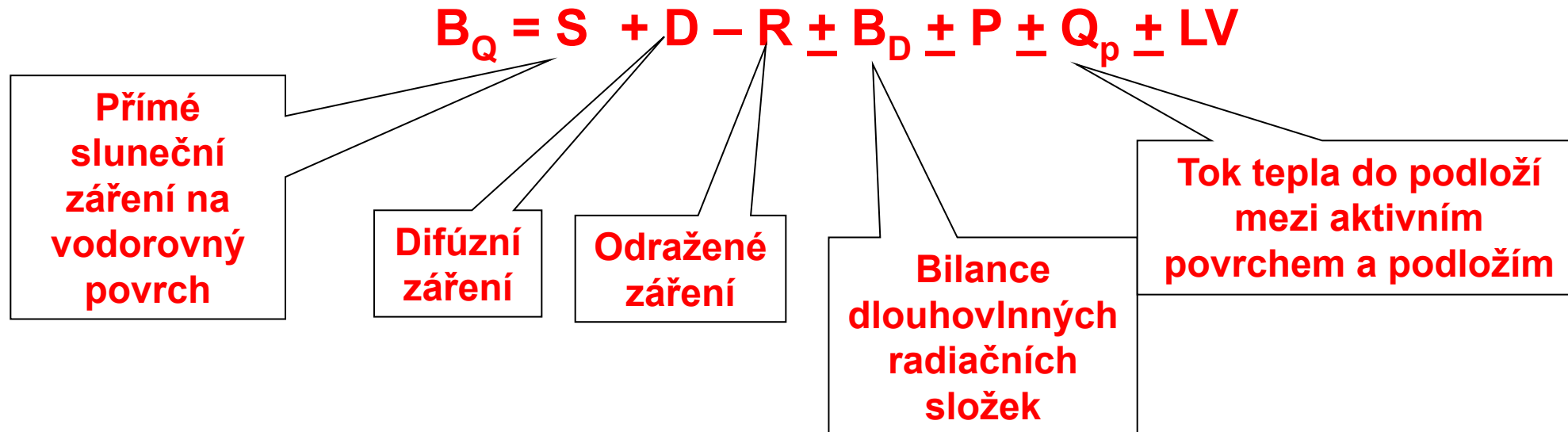
Přibližné roční orientační zhodnocení – za předpokladu, že příkon slunečního záření na horní hranici atmosféry = 100 %:

$$B = + 30 \%, P = - 7 \%, LV = - 23 \% (Q_p = 0)$$

Energetická bilance BQ aktivního povrchu

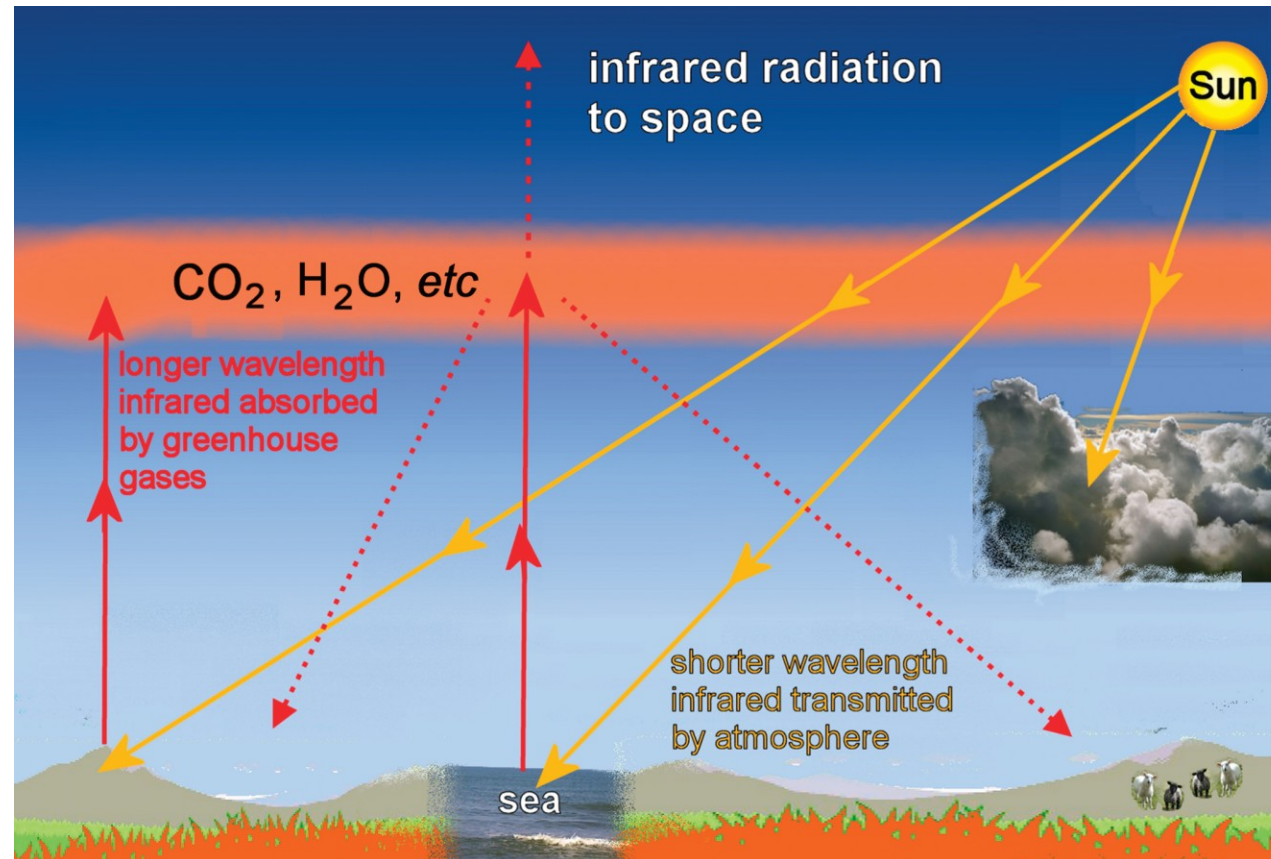
$$B_Q = B \pm P \pm Q_p \pm LV$$

Zahrneme-li do této rovnice jednotlivé složky radiační bilance:



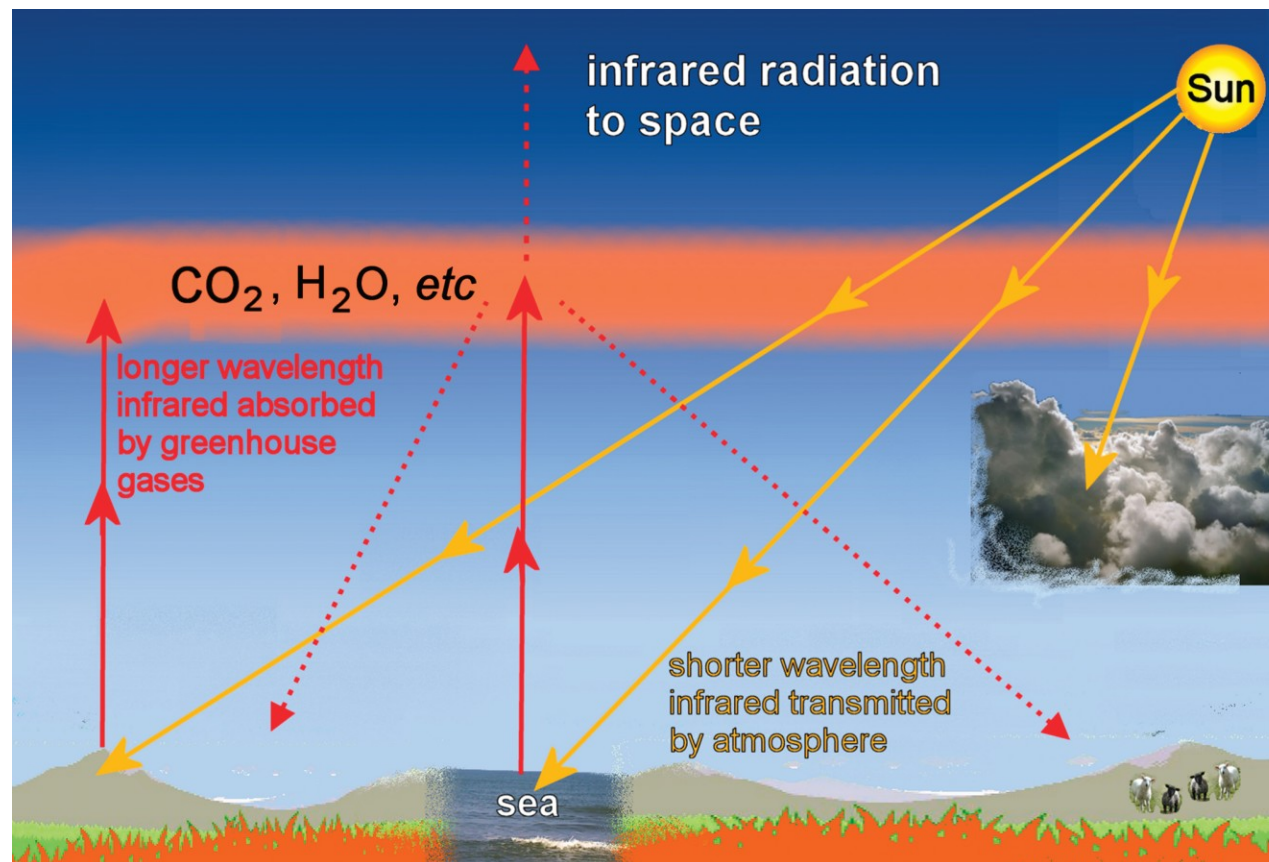
Denní variace - B_p , P , LV , Q_p mohou mít během 24 hod. rozdílná znaménka, jiné složky v noci chybí ($S + D$, R).

Záchyt záření – „skleníkové“ ohřívání

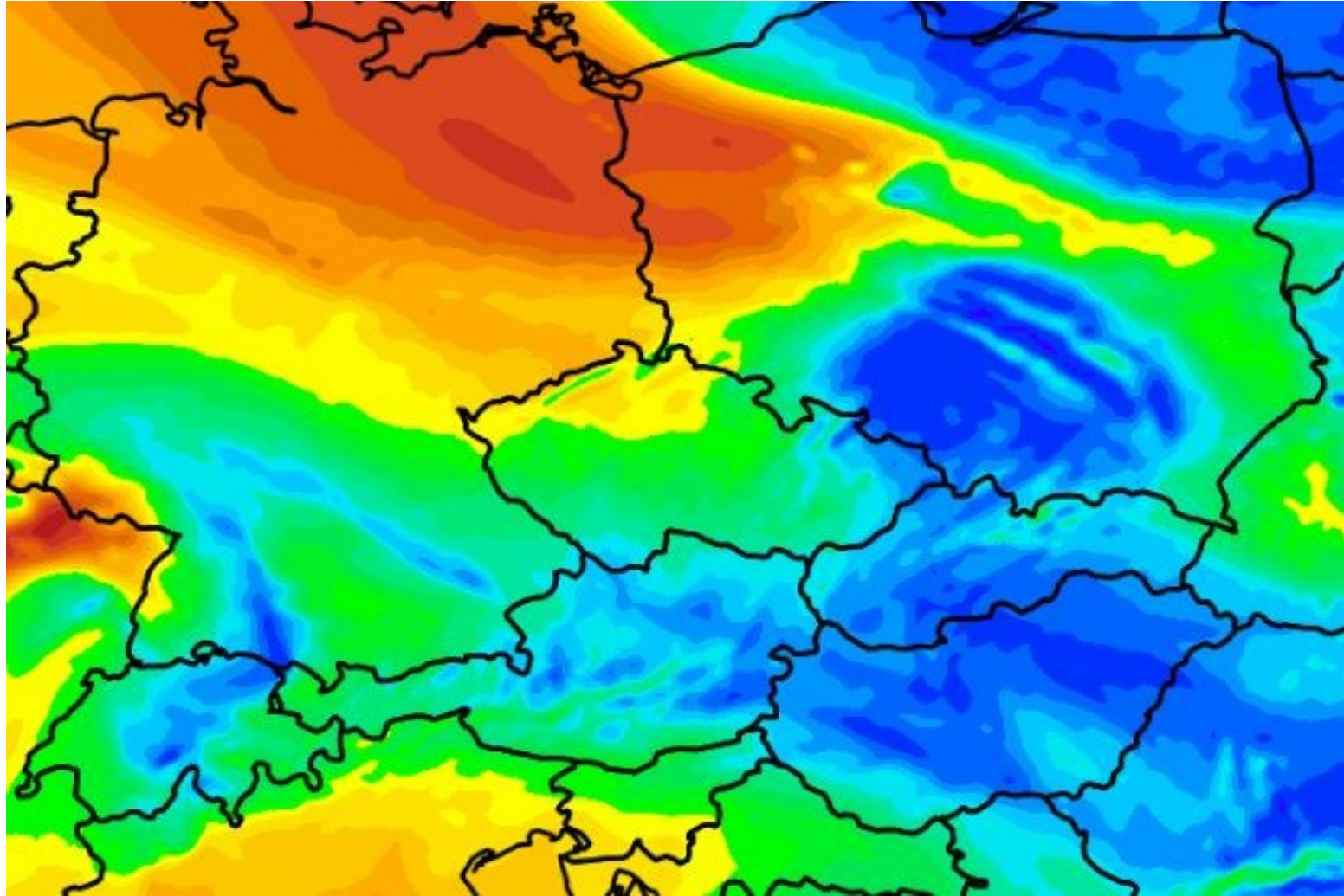


Radiation trapping or 'greenhouse' heating. Incoming solar infrared radiation (yellow line) passes through the atmosphere to warm the land and the oceans. The Earth emits radiation to balance the input, but at much longer wavelengths (red lines) that are absorbed by 'greenhouse gases' (GHGs) such as CO₂ and H₂O present in the atmosphere. This trapping of radiation means that the lower atmosphere acts as a blanket that keeps the surface warmer than it would otherwise be. N₂O, CH₄ and many other species are also GHGs.

Energetická bilance atmosféry



ATMOSFÉRICKÝ PŘENOS HMOTY, METEOROLOGIE A POČASÍ



Mezní vrstva atmosféry (MVA)

Mezní vrstva atmosféry (MVA) - spodní část troposféry, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků.

Výška mezní vrstvy narůstá od stovek metrů až přibližně do 2 km v závislosti na míře nerovnosti (drsnoti) povrchu a dalších meteorologických parametrech.

Rozptyl znečišťujících látek (a tím i úroveň znečištění ovzduší) je převážně určován procesy v MVA.

Mezní vrstva atmosféry (MVA)

Spodní část MVA - do několika desítek metrů je tvořena přízemní vrstvou atmosféry, v níž se vlivy povrchu projevují zvláště výrazně.

V rámci posuzování kvality ovzduší je často zaváděn pojem **přízemní dýchací vrstva** - do 2 m nad povrchem.

Z hlediska imisních limitů stanovených za účelem ochrany zdraví lidí bývá zpravidla vyhodnocována úroveň znečištění v této vrstvě.

Rozptylové podmínky

Rozptylové podmínky - podmínky pro zmenšování koncentrace znečišťujících látek ve vnějším ovzduší vymezené intenzitou turbulentní difúze (determinované jak termickou tak mechanickou turbulencí).

V ČR se rámci posuzování kvality ovzduší používá stabilitní klasifikace rozptylových podmínek v atmosféře (resp. MVA) dle Bubníka a Koldovského, rozeznávající pět tříd stability (tj. typů rozptyl. podmínek) v závislosti na vertikálním teplotním profilu.

Rozptyl znečišťujících látek v atmosféře, meteorologické souvislosti

Rozptyl znečišťujících příměsí v atmosféře (resp. MVA), který souvisí převážně s intenzitou turbulentního promíchávání, je nejvýrazněji ovlivňován třemi základními parametry:



prouděním v atmosféře

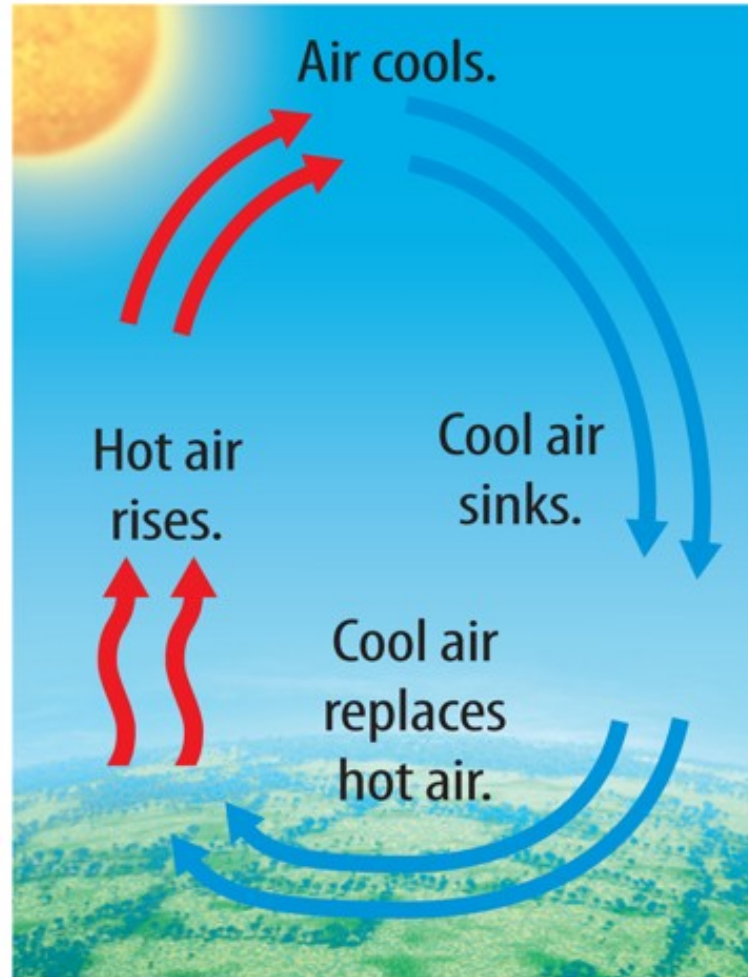


rozložením tlakových útvarů



stabilitními podmínkami v atmosféře vymezenými vertikálním teplotním gradientem

Pohyb vzdušných mas



Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Teplota vzduchu závisí na tom, kolik E je do ovzduší předáno ze zemského povrchu nebo kolik E je zemským povrchem z ovzduší odebráno.

Pokud se vzduch horizontálně nepohybuje – teplota v přízemní vrstvě může s výškou buď klesat, nebo stoupat, nebo se event. neměnit.

Teplota směrem k pólům ubývá mnohem pomaleji než vertikálně.

V planetárním měřítku je zdrojem tepla zemský povrch – se stoupající výškou teplota klesá.

Stabilitní podmínky v atmosféře

Stabilita atmosféry (resp. MVA) obecně souvisí s vertikálním gradientem teploty - zápornou změnou teploty připadající na jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru v klidném vzduchu.

Tlak v atmosféře a stejně tak její hustota v důsledku gravitace stoupá se zmenšující se výškou.

Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Stavy teplotního zvrstvení vyjadřujeme **teplotními gradienty**.

Vertikální geometrický teplotní gradient – udává skutečnou změnu teploty připadající na 100 m výšky atmosféry – týká se teploty jednotlivých hladin v atmosféře:

$$\Gamma = - dt / dz$$

- + - pokles teploty s výškou – normální zvrstvení – 0,6 °C na 100 m výškového rozdílu
- růst teploty s výškou – inverze
- = 0 – izotermie

Termické zvrstvení vzduchu je tím výraznější, čím je ovzduší klidnější.

Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Adiabatické gradienty – při vertikálním pohybu, týkajícím se jen některých objemových částí, a to nahoru nebo dolů.

Konvekční, vzestupné proudy – vznikají nad tou částí krajiny, která z dopadajícího záření absorbovala povrchem více a méně vedla do hloubky.

Sestupné proudy – vznikají tam, kde je povrch chladnější, protože větší část E byla vedena do hloubky (vody, lesní komplexu).

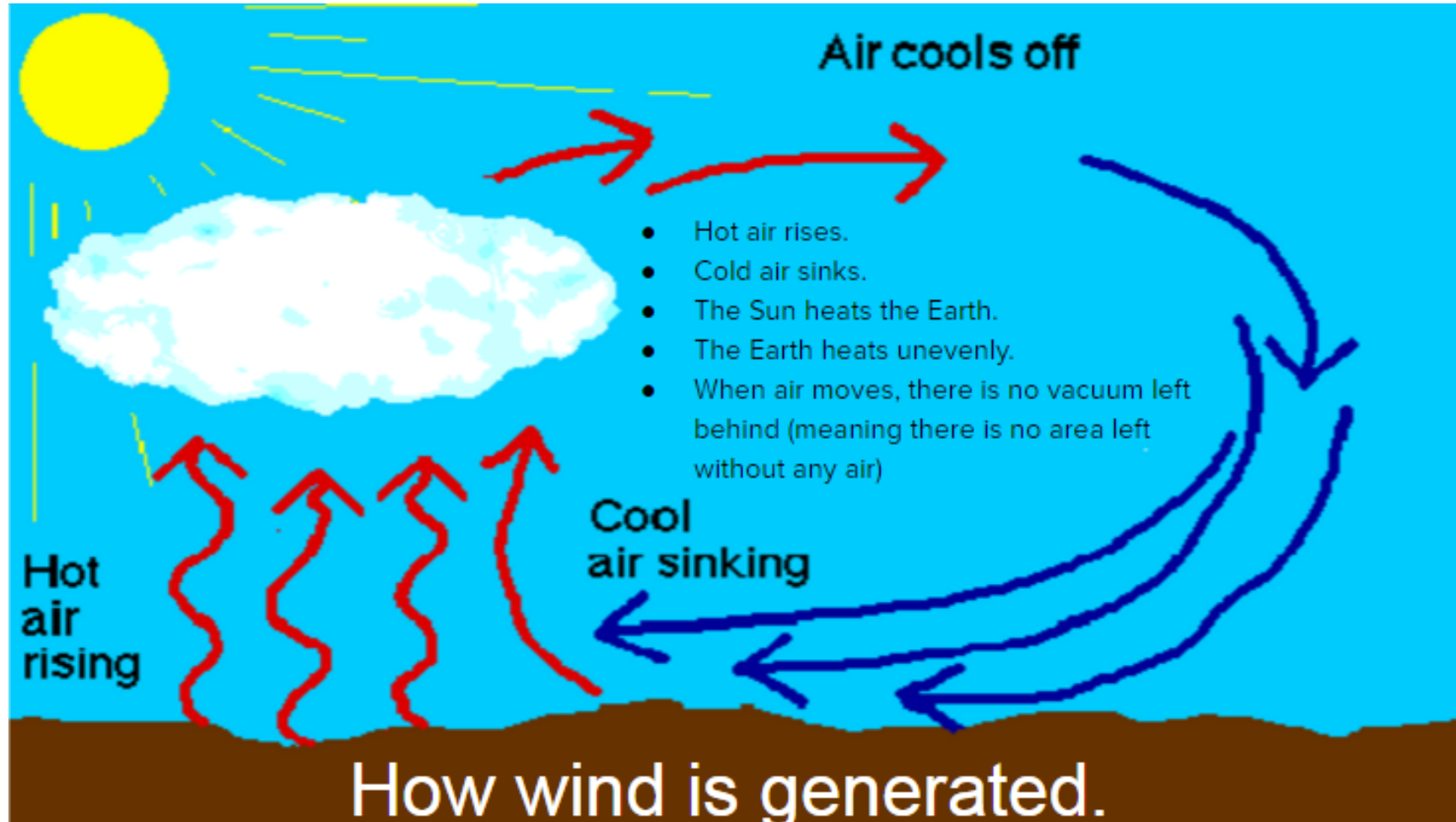
Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Výstup určitého objemu vzduchu – pokles tlaku s výškou
– roste objem – při rozpínání se spotřebovává vnitřní energie – koná se tedy práce na úkor U (tepelné) – klesá teplota stoupajícího vzduchu.

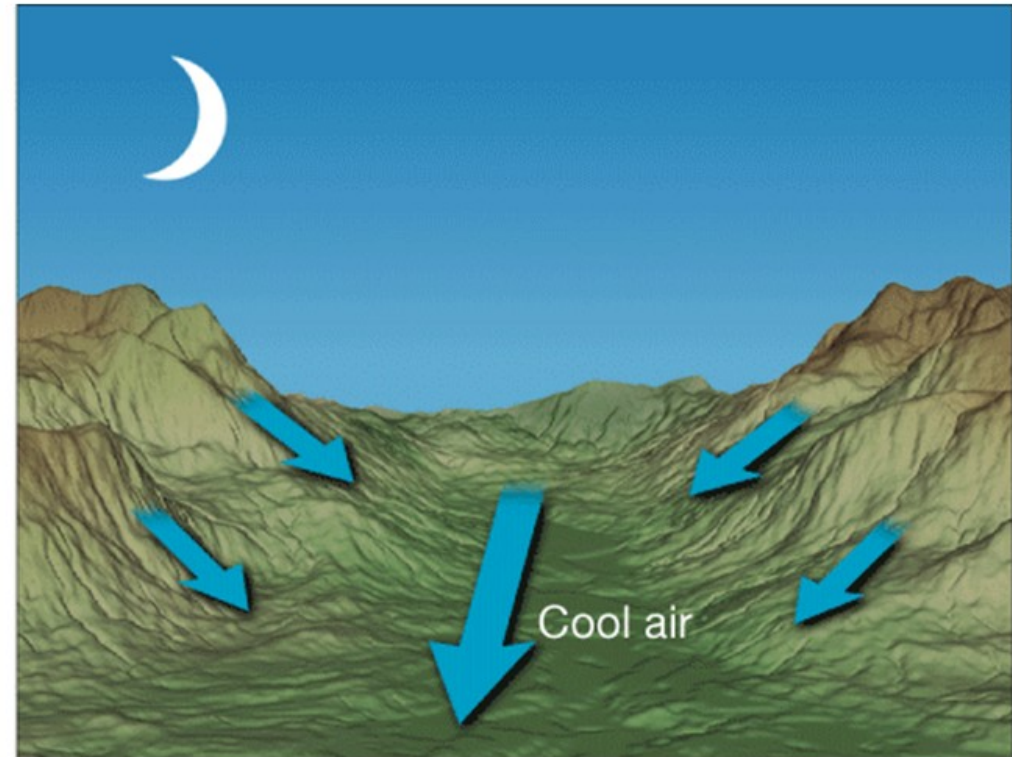
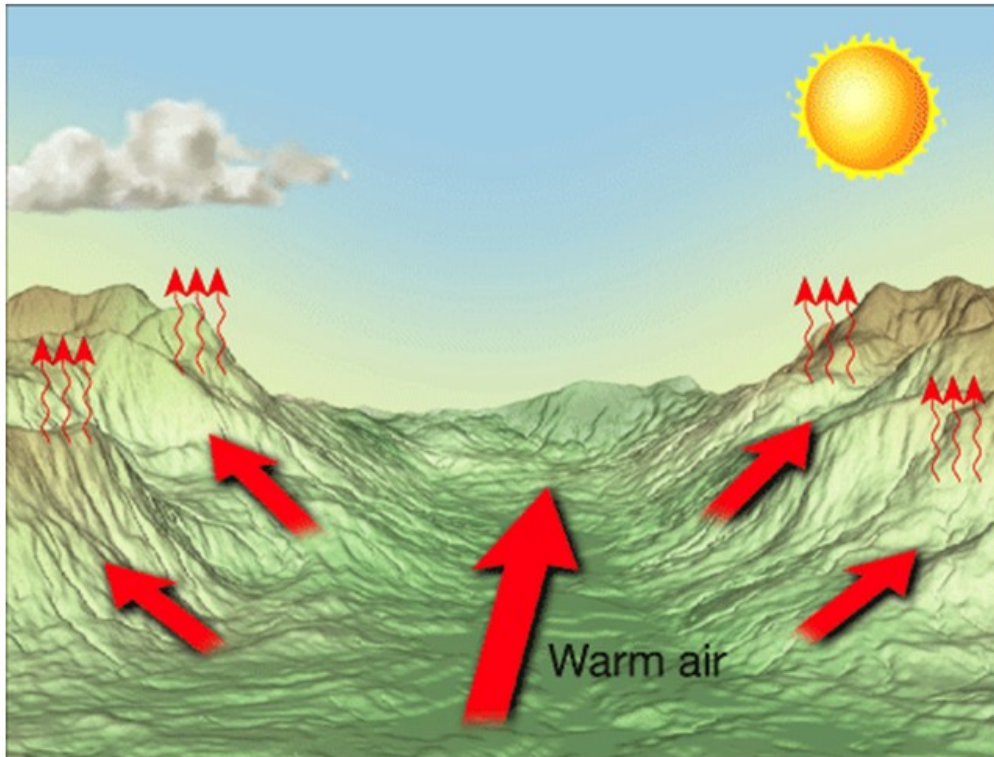
**Nedochází-li k výměně energie s okolní atmosférou –
adiabatický děj.**

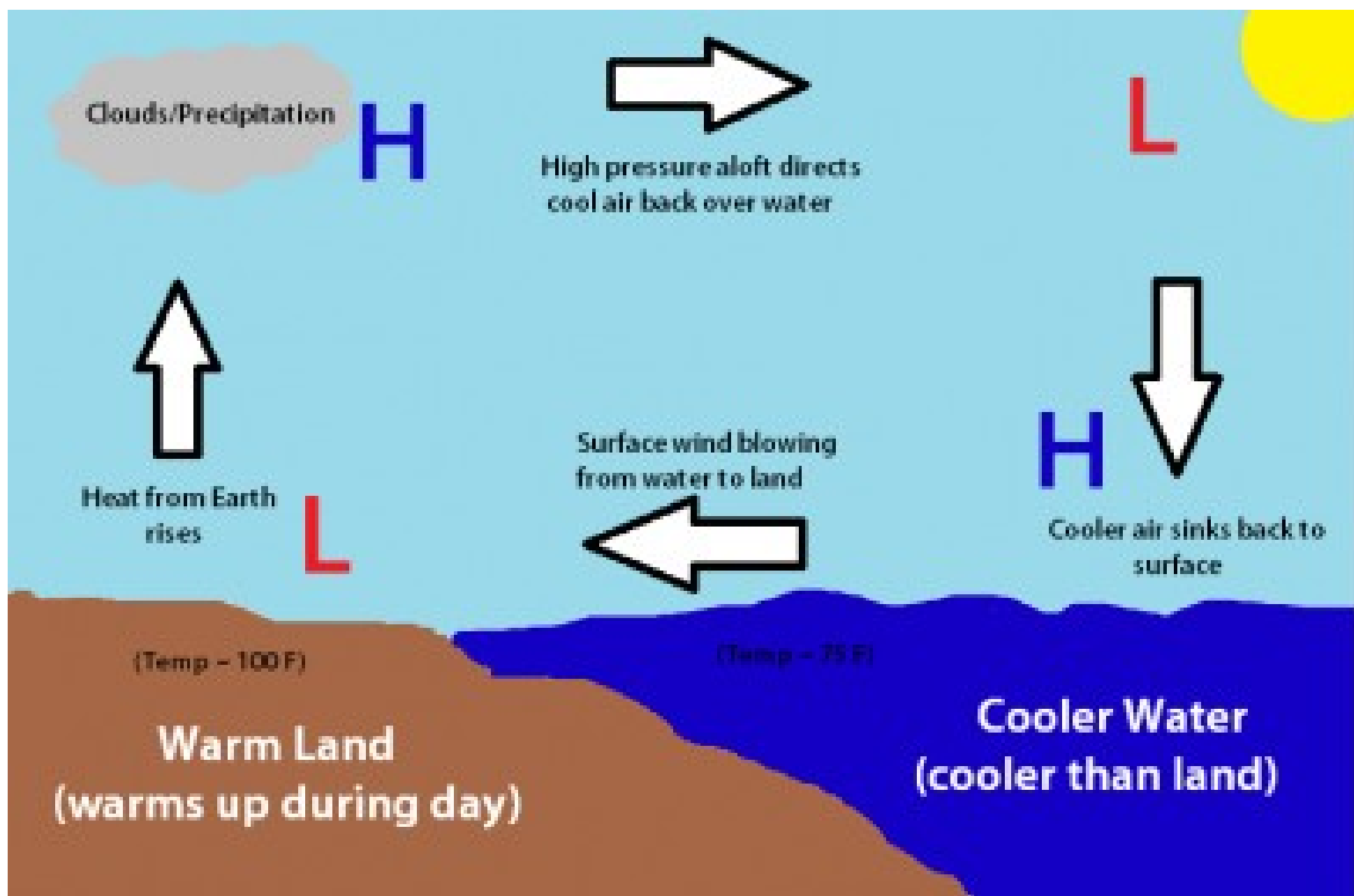
Při adiabatickém (tj. bez výměny tepla z okolí, což je v klidném vzduchu velkou měrou splněno) vertikálním přesunu vzduchové částice dojde k změně teploty - nárůstu v důsledku stlačení při pohybu sestupném, resp. poklesu rozpínáním při vzestupném pohybu.

Horizontální pohyb vzdušných mas - vítr

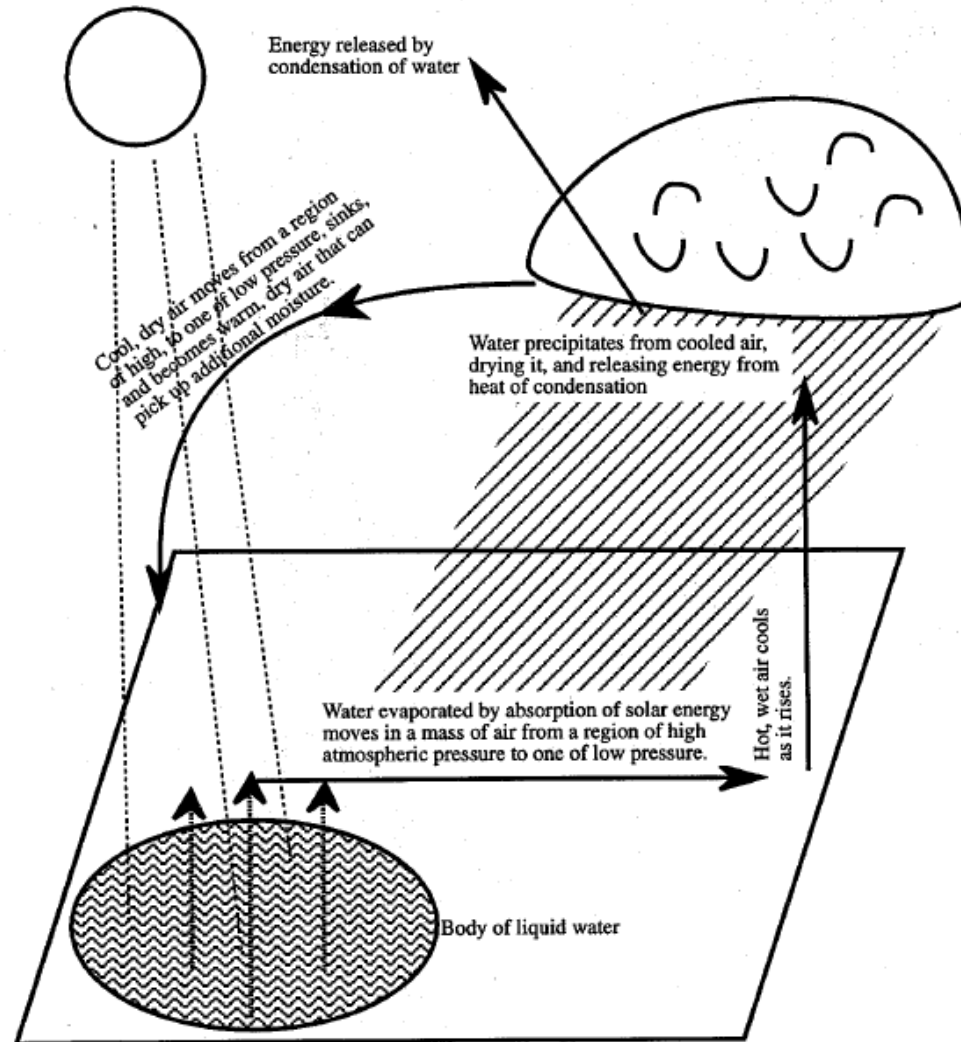


Topografické vlivy na proudění vzduchu



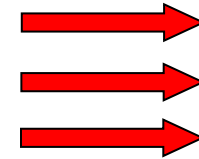
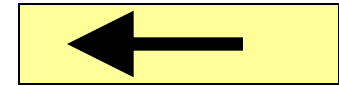
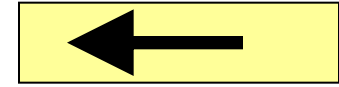
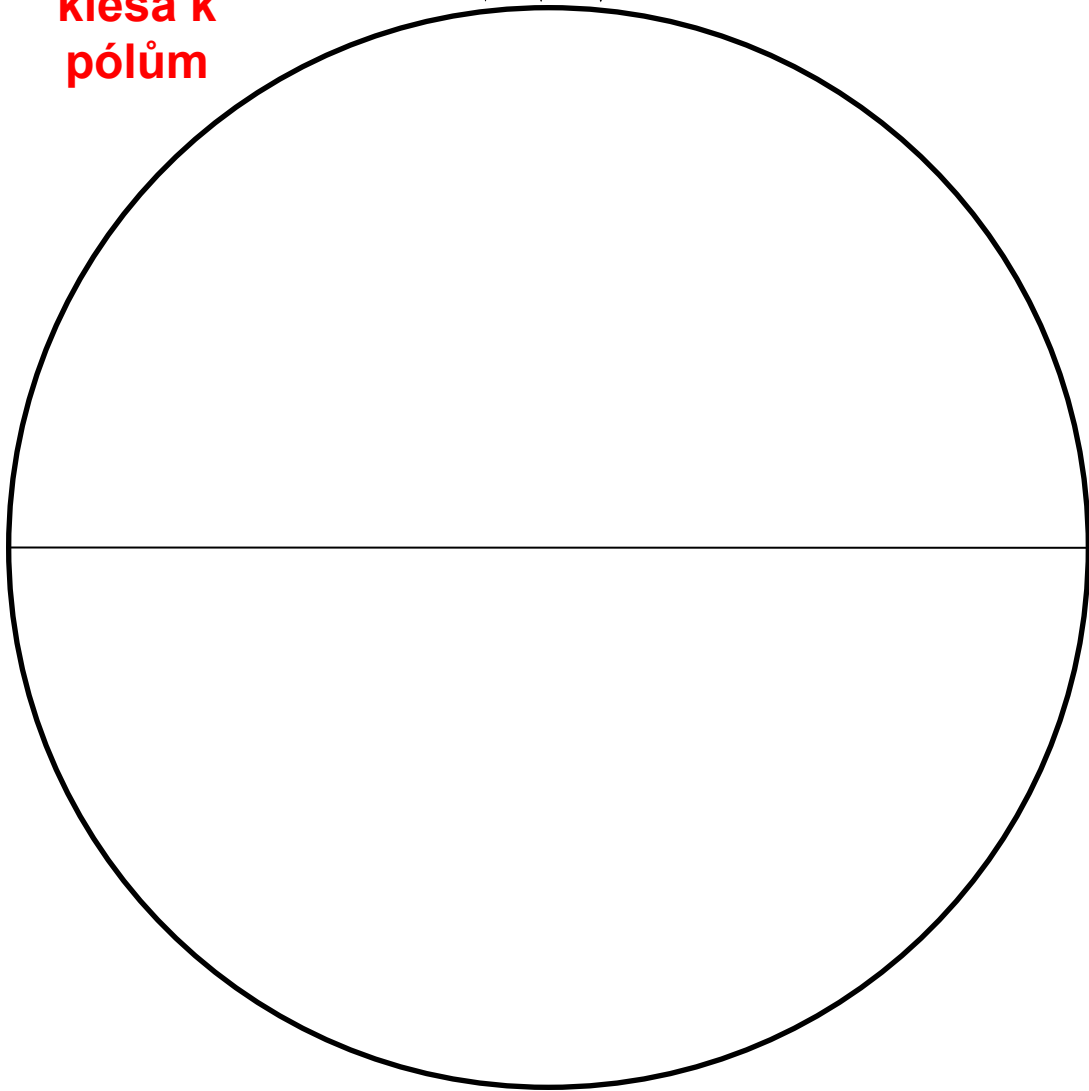
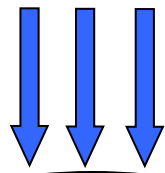


Proudění v atmosféře



Cirkulační vzorce spojené s pohybem vzdušných hmot a vody; absorpce a uvolňování sluneční energie jako latentního tepla ve vodní páře

Ochlazený
vzduch
klesá k
pólům

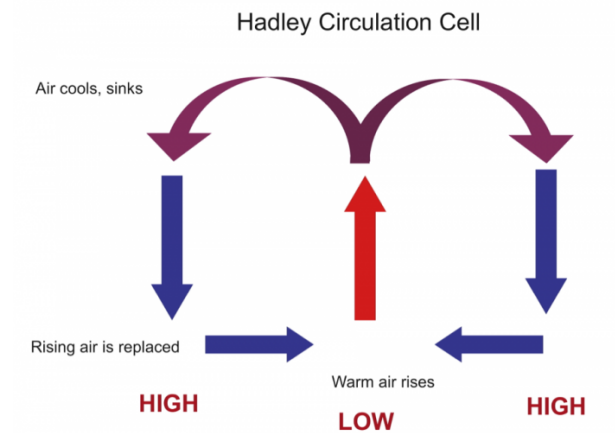
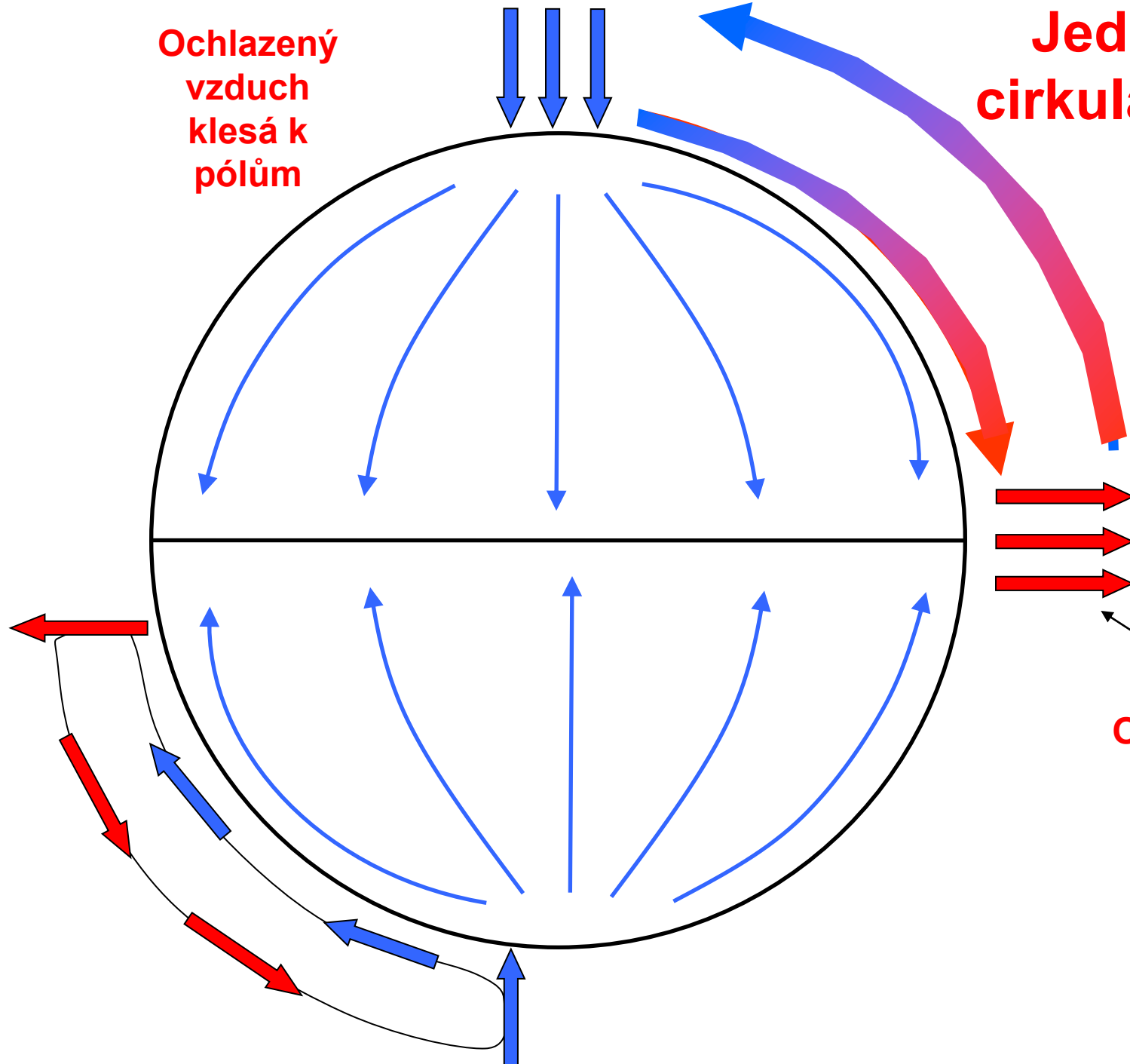


Ohřátý vzduch
v tropech
stoupá



Ochlazený
vzduch
klesá k
pólům

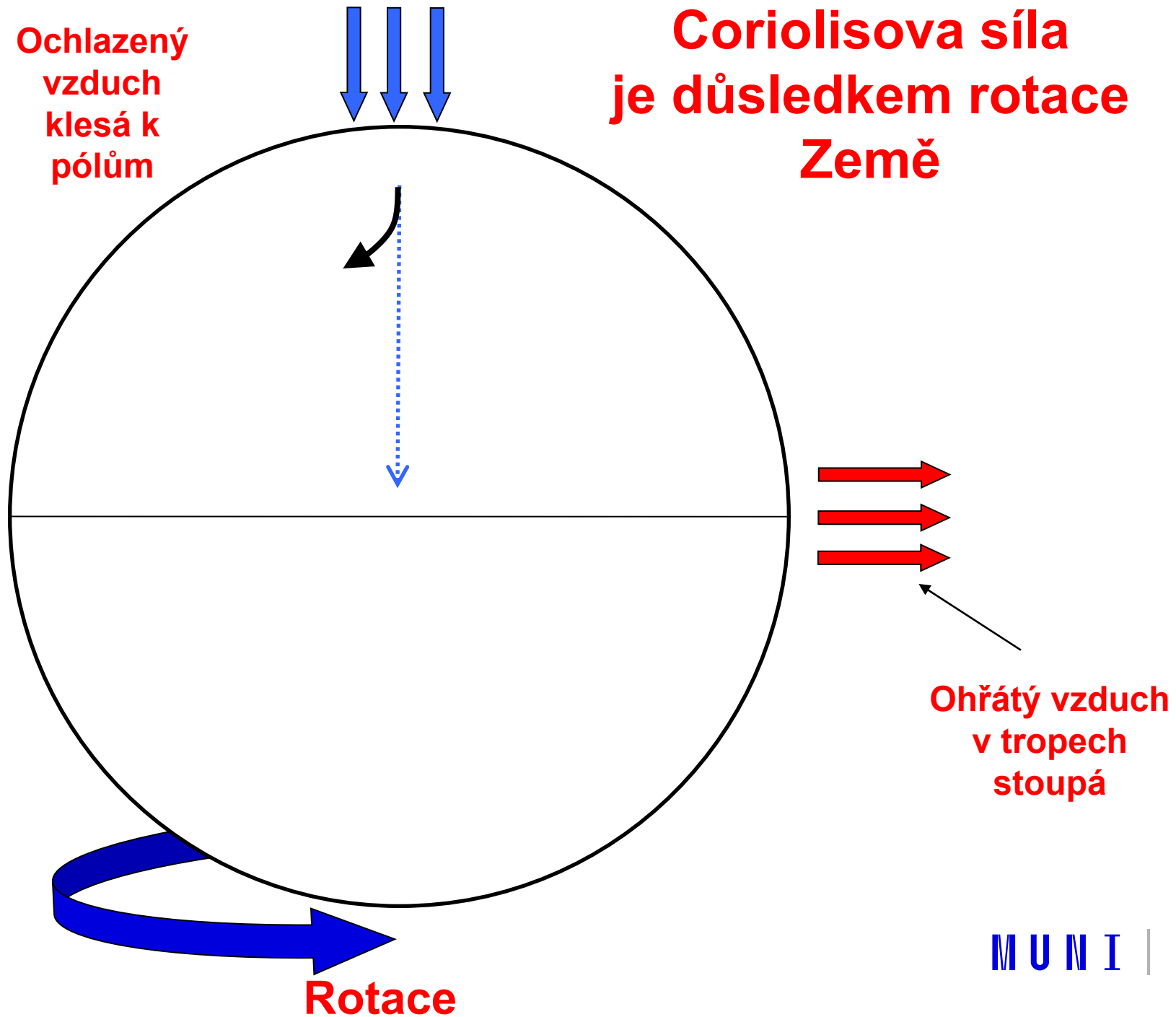
Jednoduchá cirkulační buňka



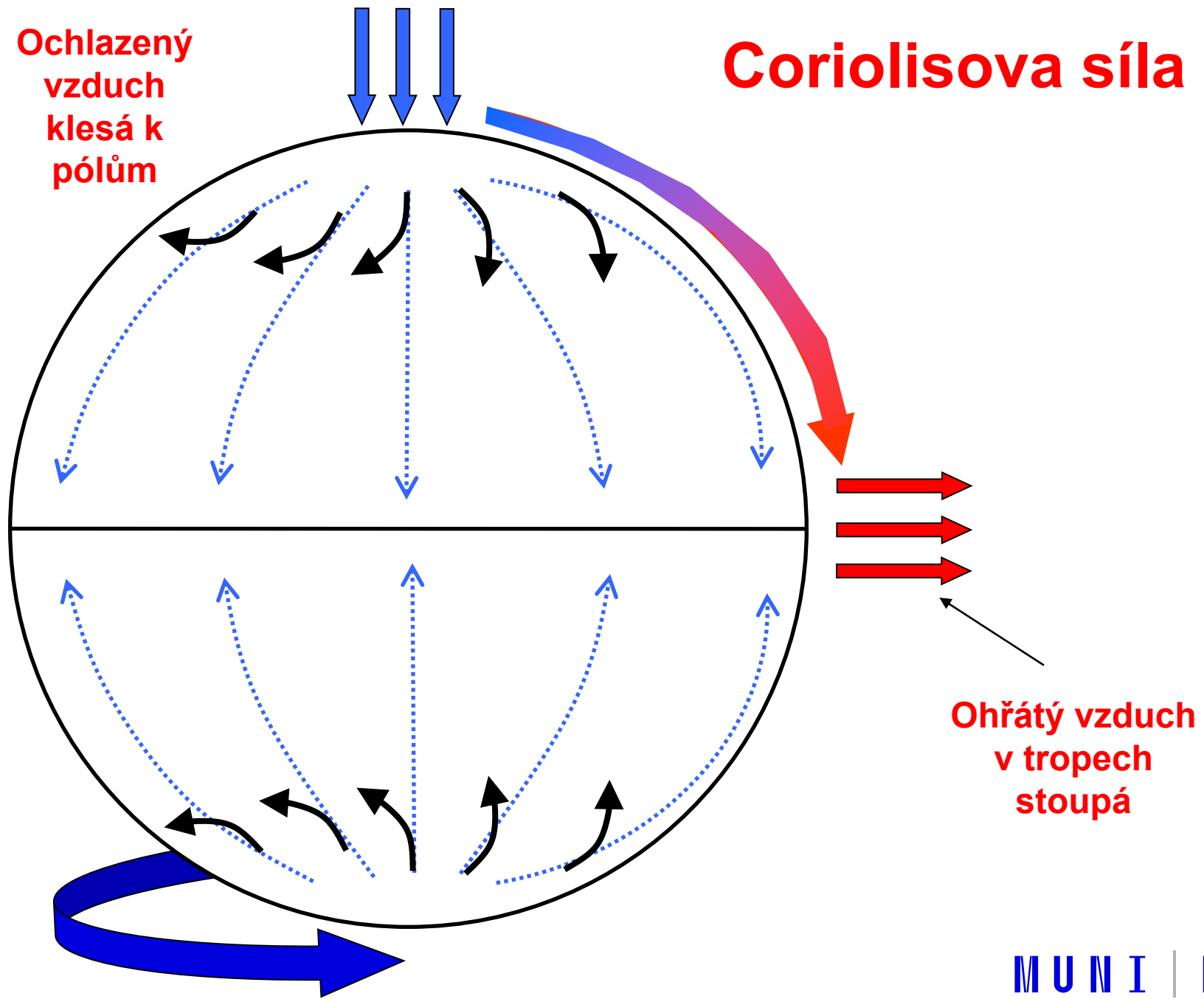
Ohřátý vzduch
v tropech
stoupá

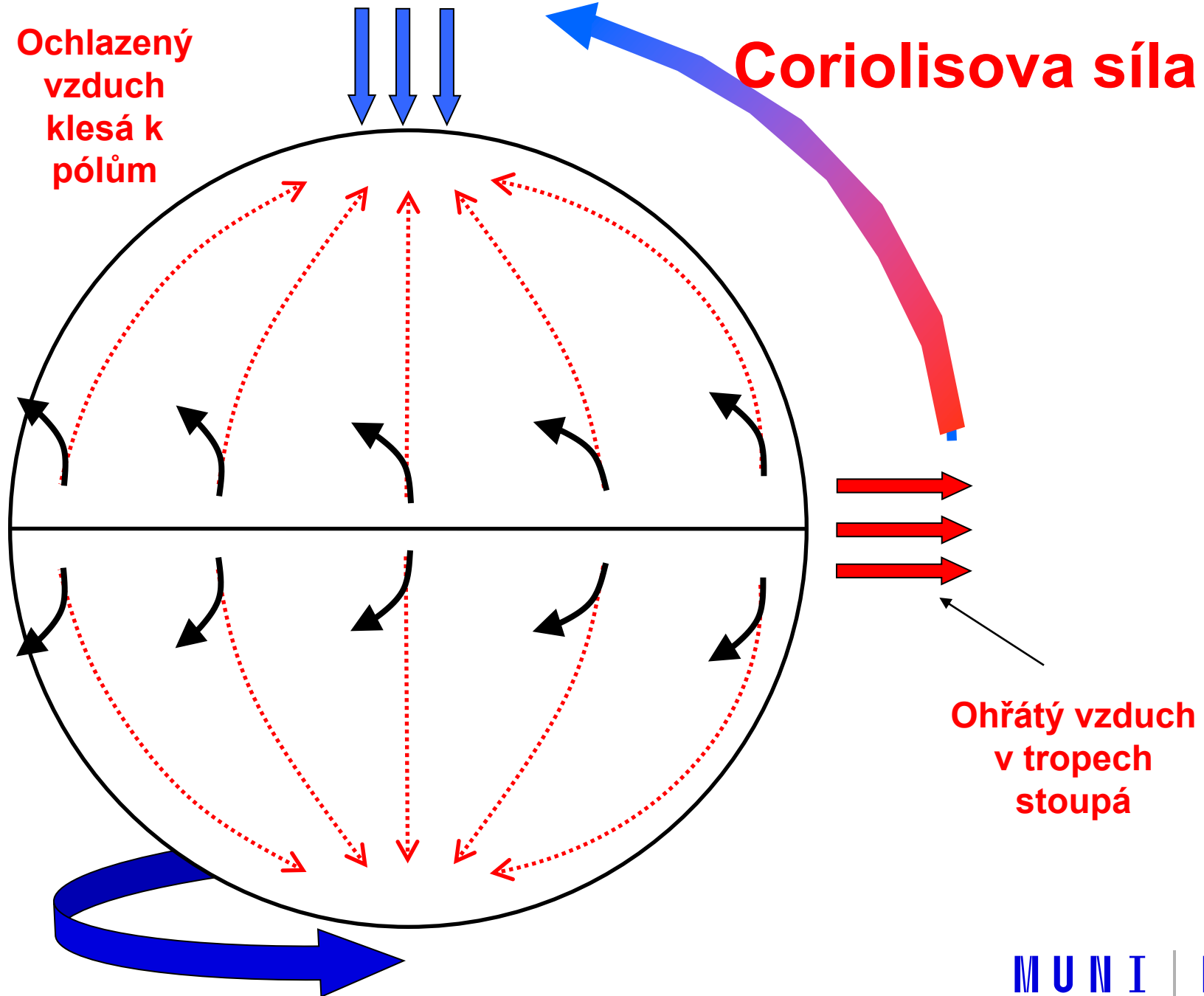
Ochlazený
vzduch
klesá k
pólům

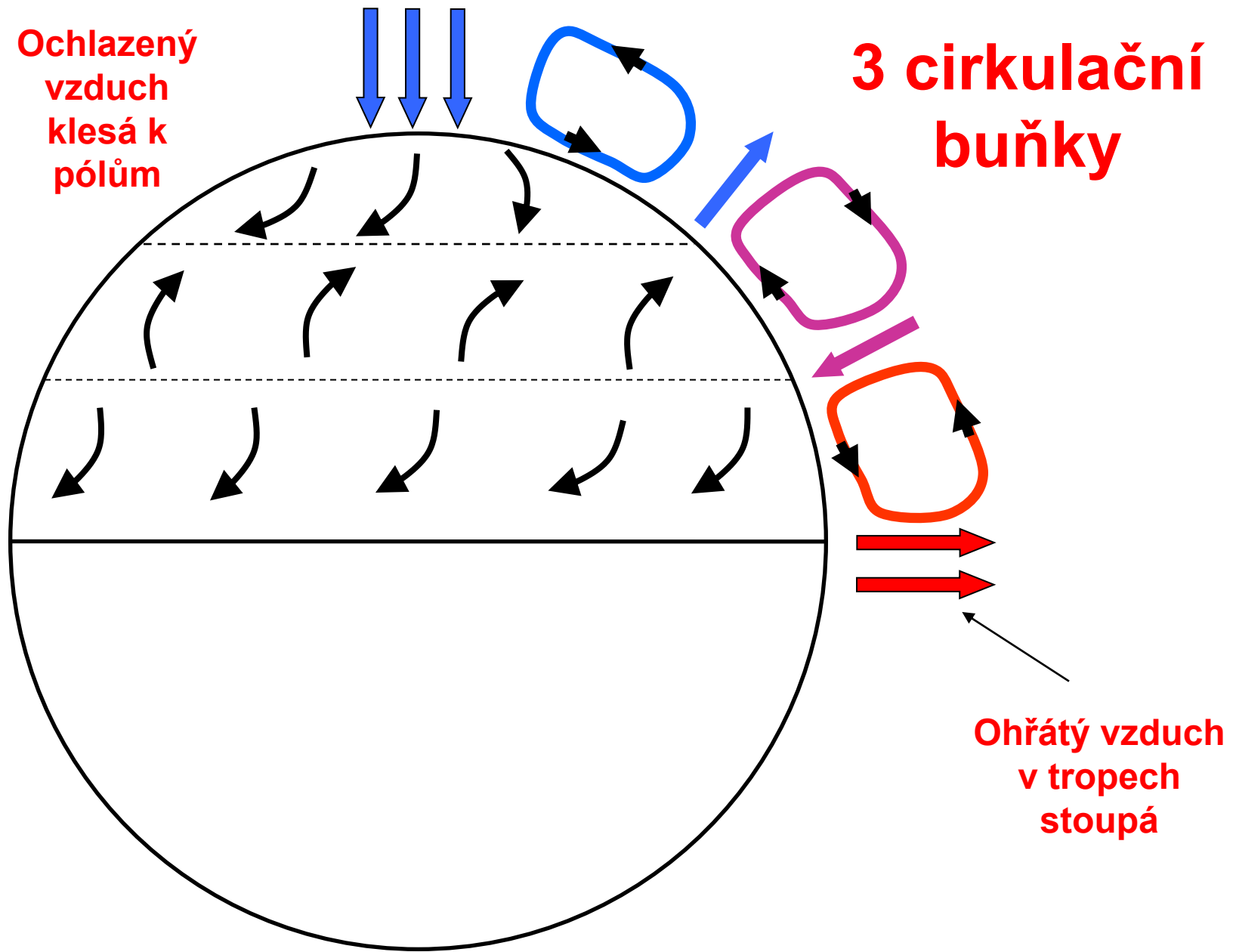
Coriolisova síla
je důsledkem rotace
Země

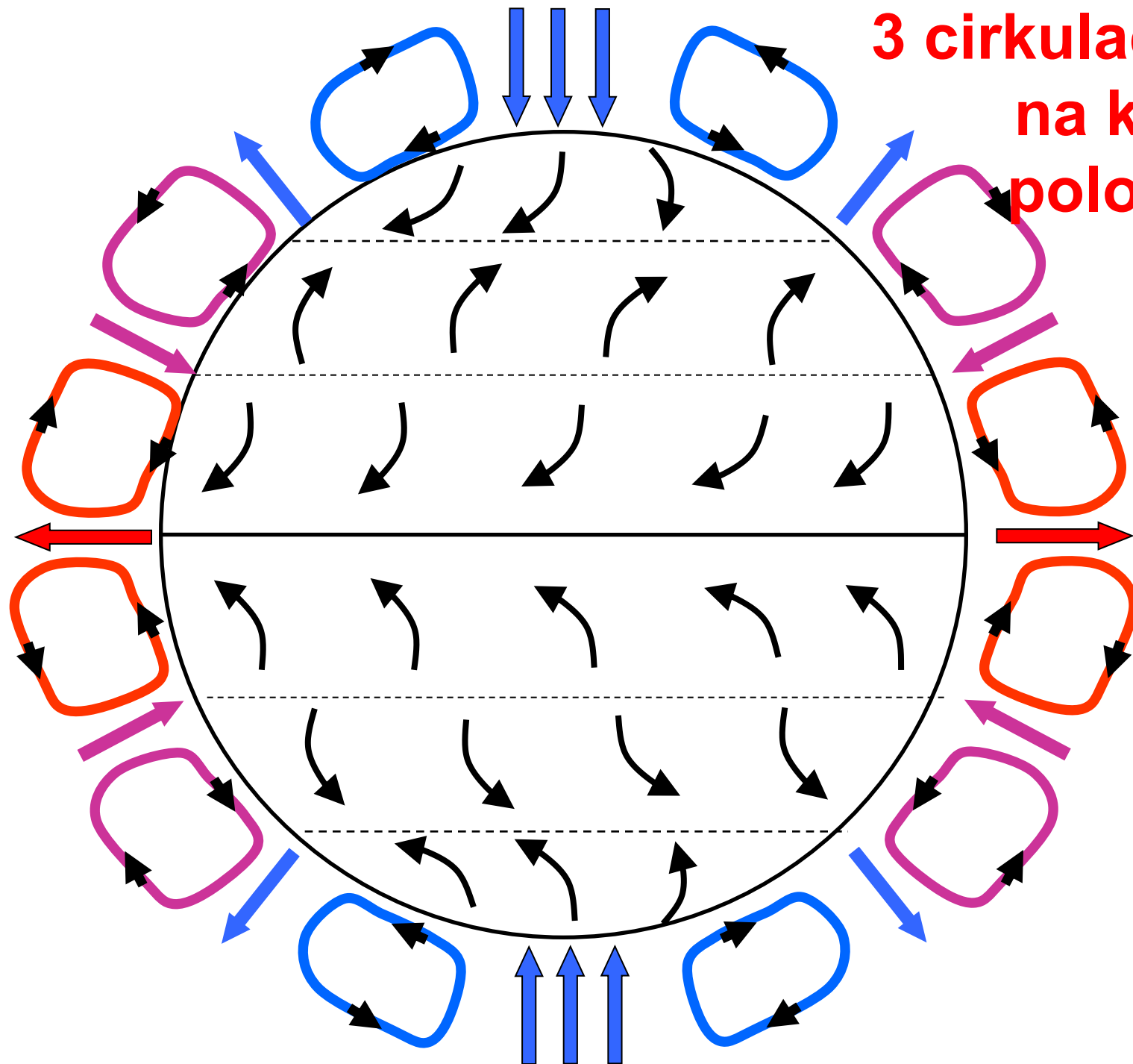


Ohřátý vzduch
v tropech
stoupá





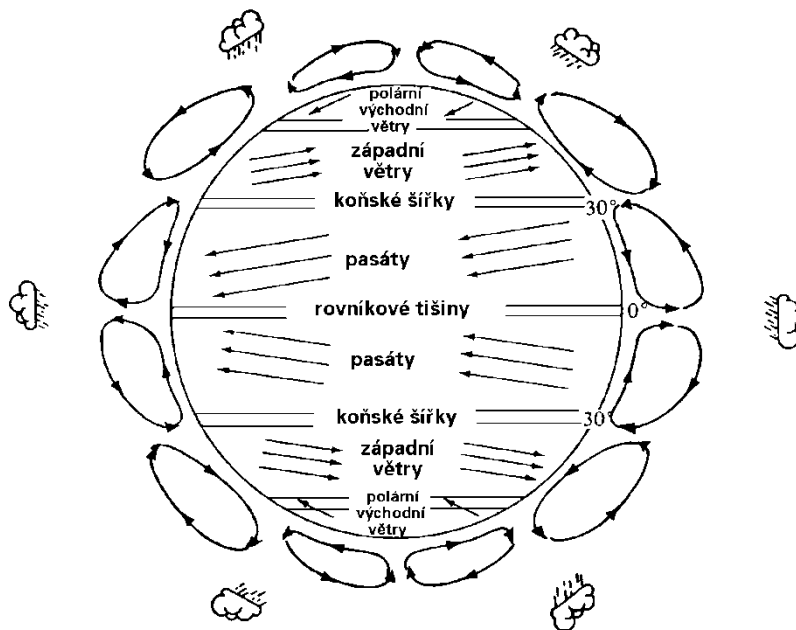




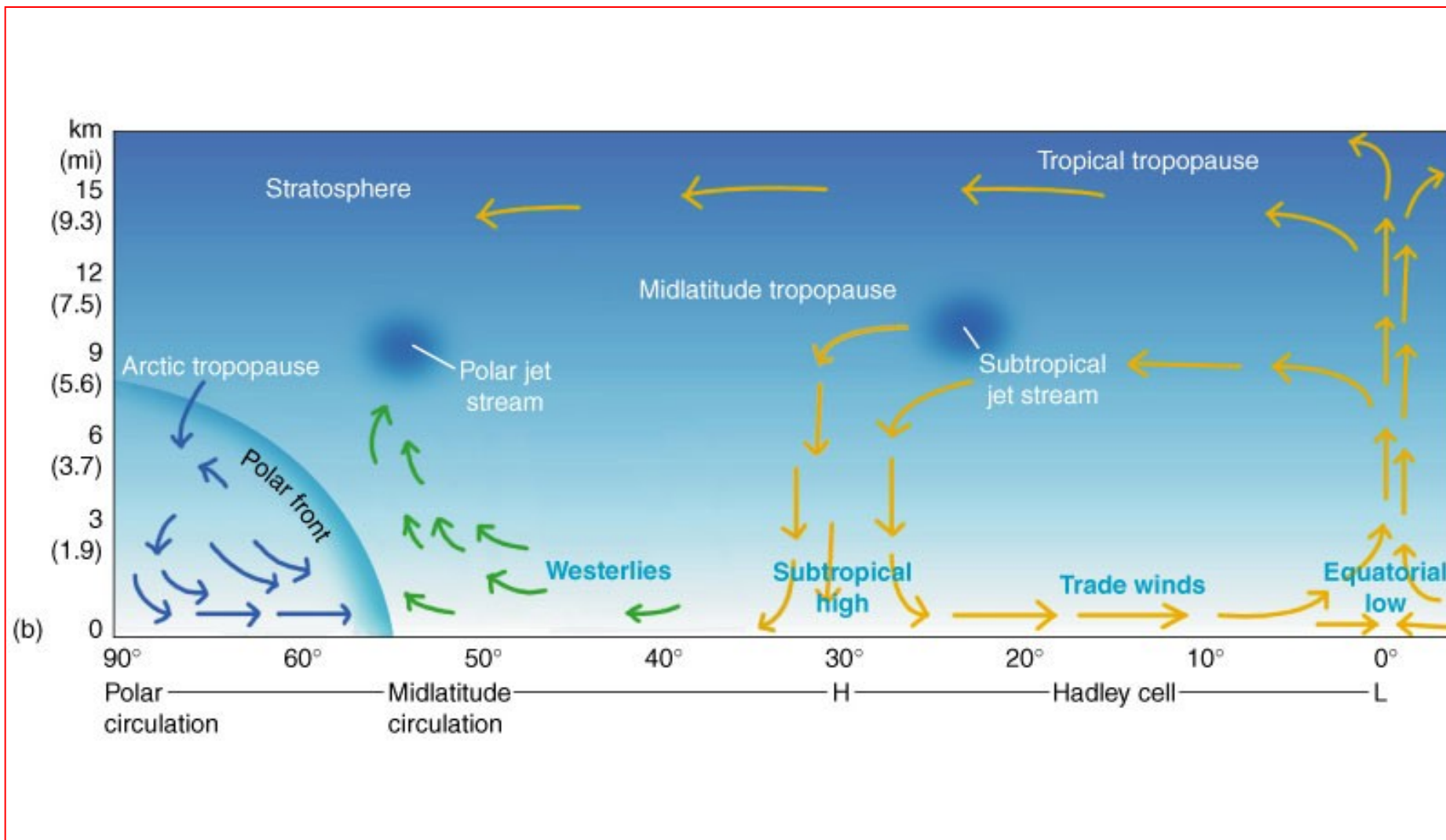
**3 cirkulační buňky
na každé
polokouli**

Proudění v atmosféře

- ↪ obecným rysem troposféry je **velká cirkulace a rychlý pohyb** vzdušných mas daný rozdílným ohřevem
- ↪ základní systém **globální cirkulace ovzduší** (Ferrelův model) tvoří dva subsystémy severní a jižní polokoule

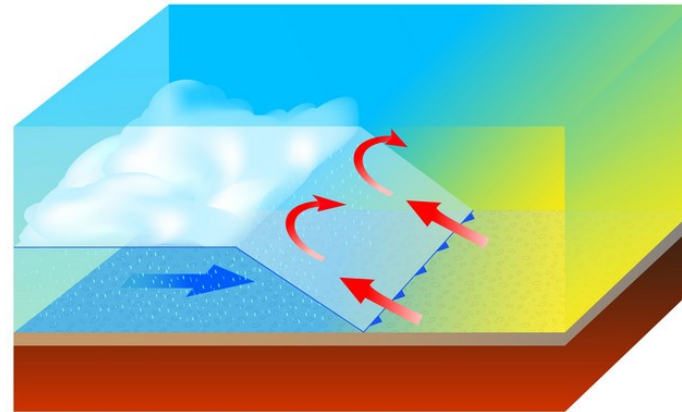


Proudění v atmosféře

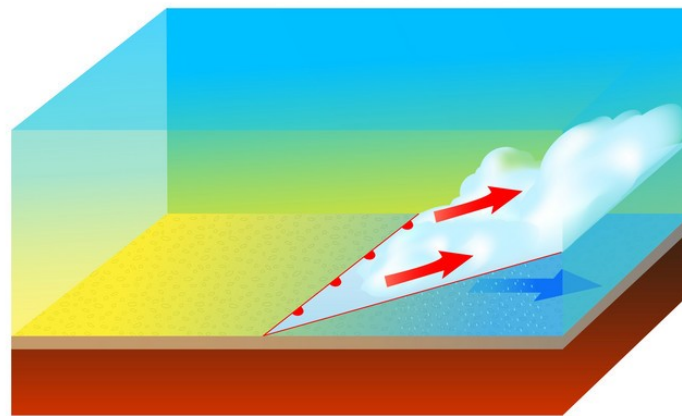


Fronty a bouřky

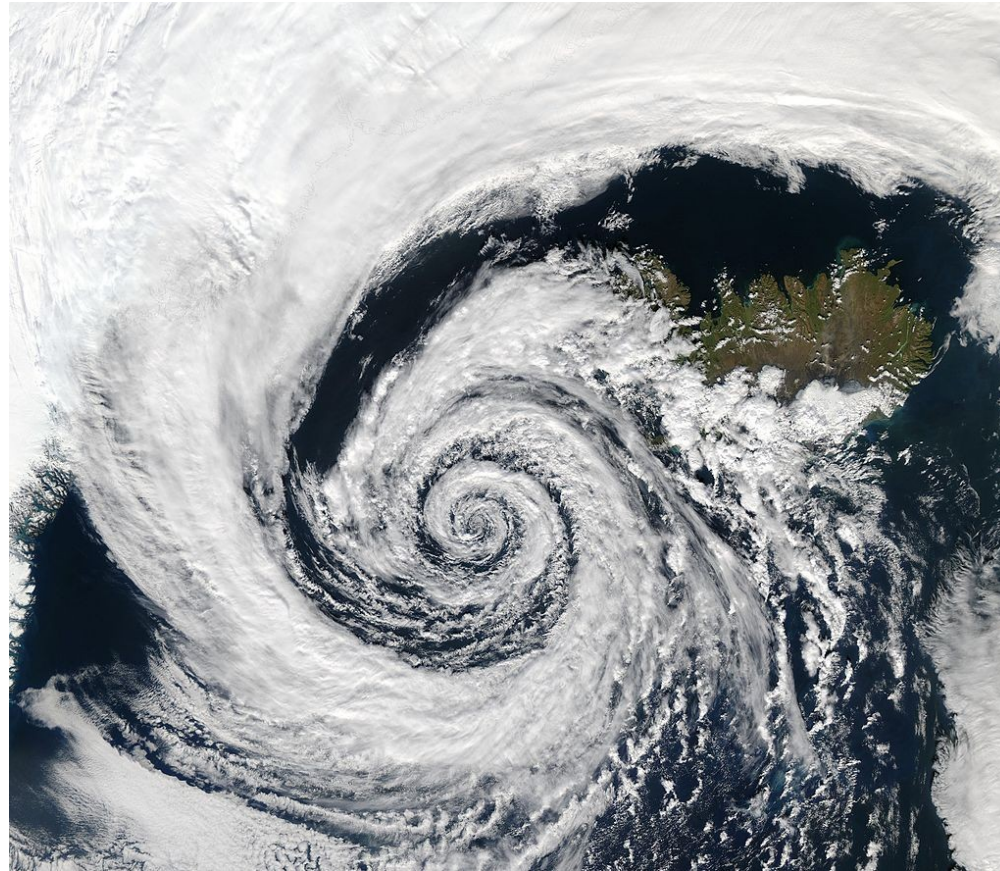
Cold front



Warm front



Cyklóny



Proudění v atmosféře



**Lesní požáry Sibiř, kouřové vlečky
dokumentují složitost pole
proudění v MVA**

**Převzato z NASA Visible Earth
(<http://visibleearth.nasa.gov>)**

Proudění v atmosféře

Proudění v MVA nad zemským povrchem má převážně turbulentní charakter, tj. obsahuje intenzivní fluktuace vířivosti v širokém spektru měřítek.

Směry horizontálního unášení částic znečišťujících příměsí (kouřových vleček od zdrojů) zpravidla odpovídají pohybům velkých měřítek - souvisejícím s advekční složkou pole proudění (tj. pole střední).

Vertikální rozptyl (turbulentní difúze v profilu vlečky) je samozřejmě determinován turbulencí.

Fluktuace větších měřítek mají na rozptyl výraznější vliv.

Vyšší rychlost proudění znamená obecně intenzivnější rozptyl znečišťujících příměsí.

Proudění v atmosféře

Turbulentní pohyby menších měřítek

formující chaotickou strukturu vlečky souvisí v tomto případě převážně s produkcí turbulence na vstupu horkých odpadních plynů do vnějšího ovzduší.

V jisté vzdálenosti jsou pak tyto pohyby zcela utlumeny v důsledku disipace a vertikální struktura vlečky se jeví statickou.

Další rozptyl - rozšíření vlečky je již podmíněno turbulencí v MVA s pohyby i relativně větších měřítek (stovky m a více).



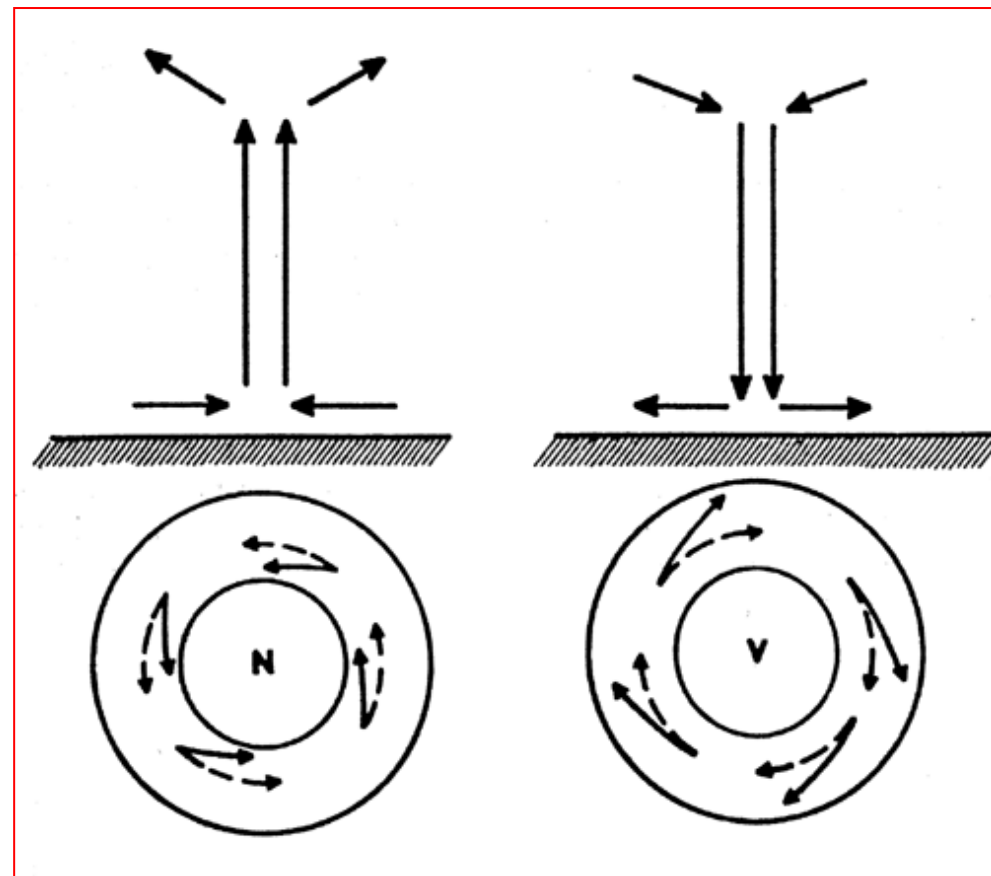
Produkce turbulence na vstupu horkých odpadních plynů do vnějšího ovzduší

Rozložení tlakových podmínek

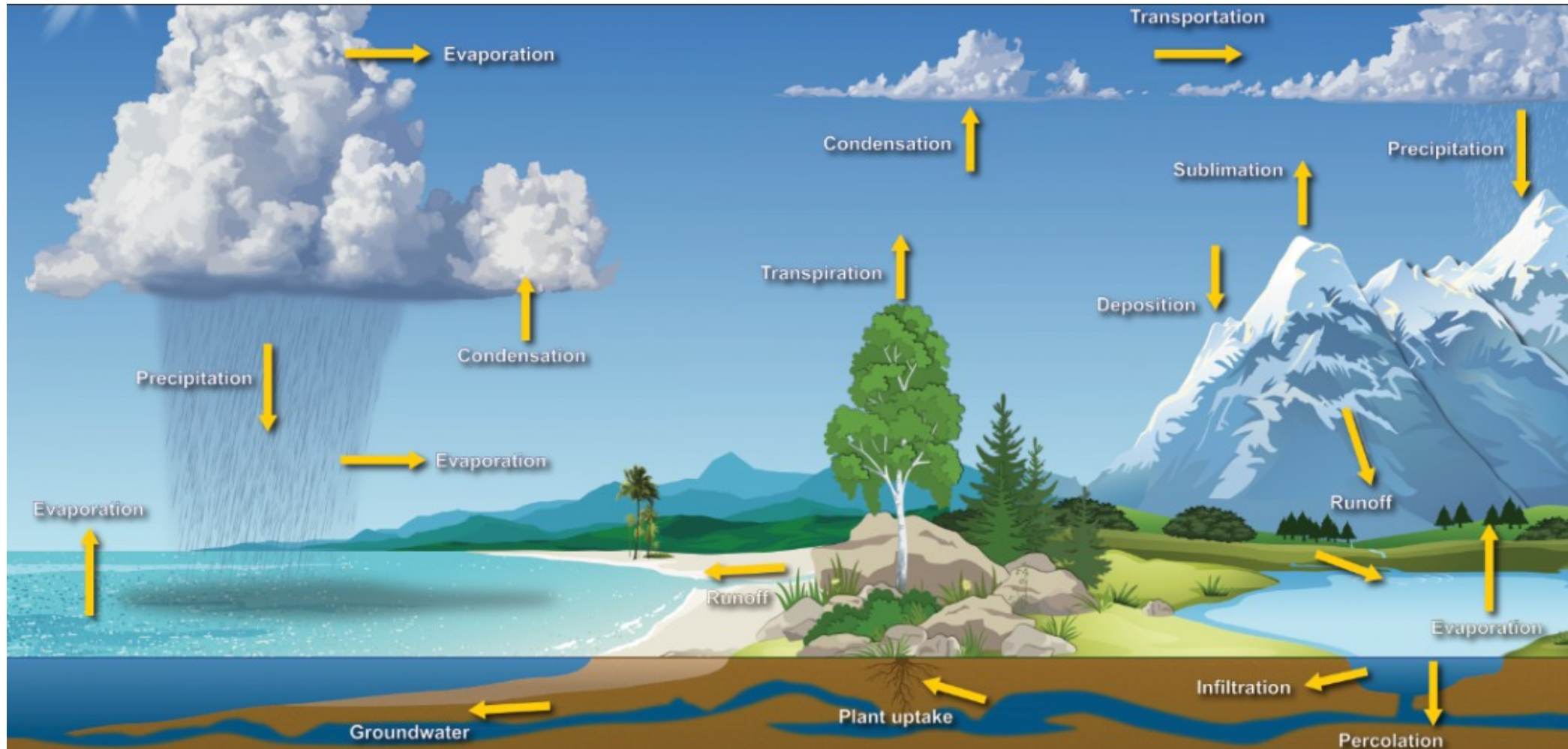
V popsaných souvislostech je pak pro rozptyl znečišťujících příměsí jednoznačně příznivější **situace cyklonální**, kdy dochází vlivem **vzestupných pohybů** k intenzivnímu vertikálnímu promíchávání (viz - nárůst intenzity turbulence dynamickou konvekcí) vzduchových hmot.

Sestupné proudy vyskytující při **situaci anticyklonální** udržují znečišťující příměsí v blízkosti zemského povrchu, tj. **zvyšuje se pravděpodobnost výskytu vyšších koncentrací těchto látek v přízemní vrstvě.**

Vlivem sestupných proudů dochází k **sesedání (subsidenční) vzduchu**, což často vede ke vzniku **subsidenčních inverzí**, které samozřejmě významně potlačují vertikální promíchávání a tím i rozptyl znečišťujících příměsí.



Voda v atmosféře



Vlhkost vzduchu

V přirozených podmínkách neexistuje suchý vzduch.

Rovnovážný stav mezi vodou (př. ledem) a vodní párou označujeme jako **stav nasycení**.

Zdroj – výpar ze zemského povrchu.

Přenos:

↪ turbulentní proudění,

↪ molekulární difuze.

Vlhkost vzduchu

Napětí (tenze) par (e) – dílčí tlak vodní páry ve směsi se suchým vzduchem [hPa].

Napětí nasycení (E) – maximální možné napětí – roste s teplotou vzduchů.

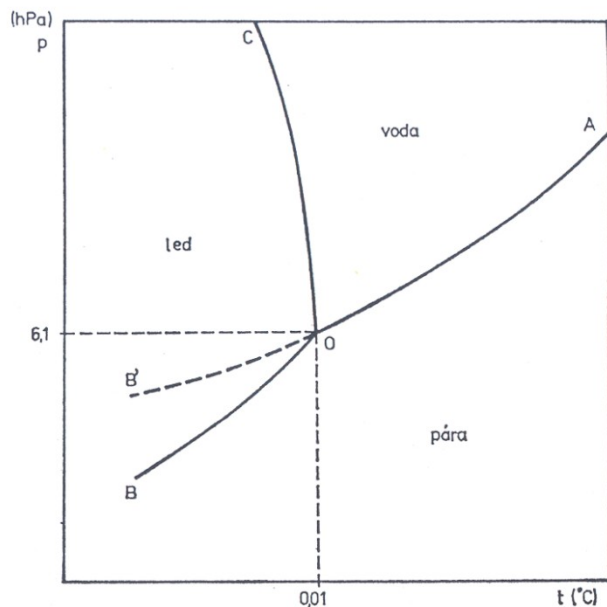
Poměrná (relativní) vlhkost (r) – je definován pomocí tlaku vodní páry:

$$r = (e / E) (\text{event.} * 100)$$

Absolutní vlhkost a – hmotnost vodní páry v objemové jednotce vzduchu [kg.m⁻³]

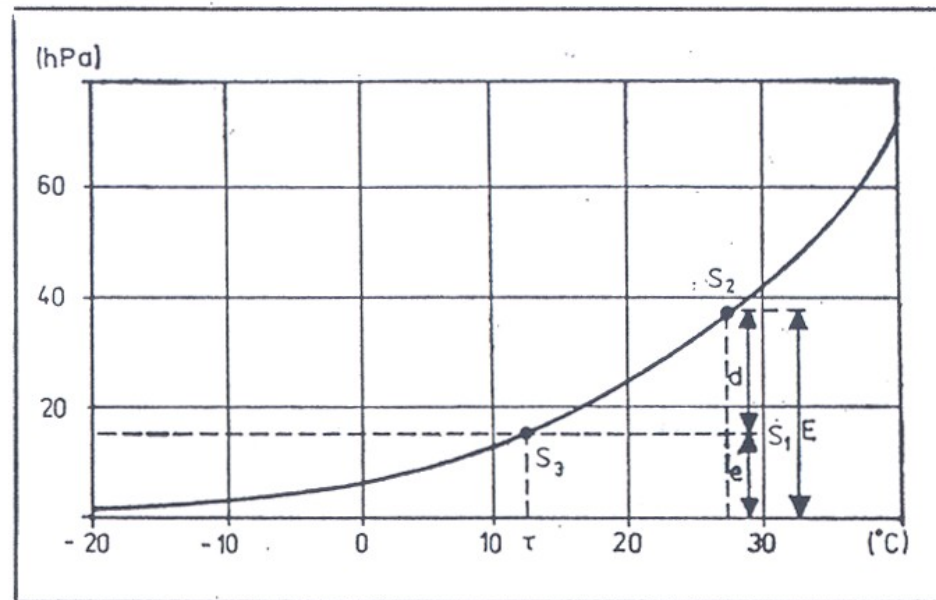
Teplota rosného bodu (t) – teplota, na kterou je třeba isobaricky ochladit vzduch, aby se nasytil v něm obsaženou vodní párou.

Vlhkost vzduchu

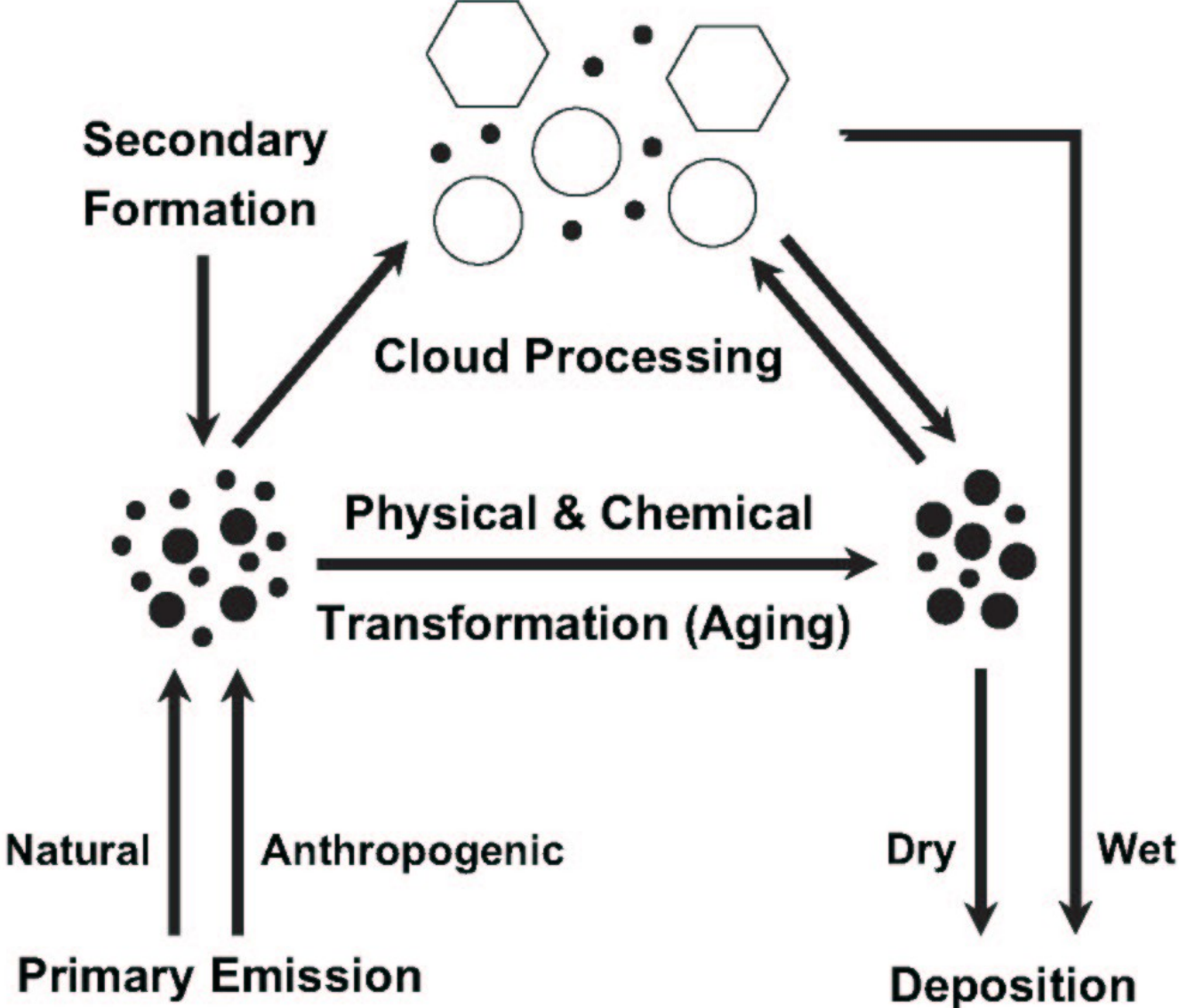


Trojný bod vody. (R. BUREŠ.)

23. Definice teploty rosného bodu.
(Orig. R. BUREŠ.)



Procesy vzniku aerosolu



Teorie vzniku srážek

V počáteční fázi mikrostrukturálního vývoje oblaku vzniká na kondenzačních jádrech veliký počet mikroskopických kapiček, jejichž velikosti dosahují řádově několika mikrometrů a jejich počet v cm^3 je až kolem 10^4 .

Je zřejmé, že zásoba vodní páry obsažená v oblačném vzduchu nemůže v žádném případě postačovat k tomu, aby všechny tyto kapičky postupně narostly do rozměrů dešťových kapek, jejichž pádová rychlost, daná rovnováhou mezi silou tíže a silou odporu vzduchu vůči pohybu kapky, převyšuje rychlost vzestupných proudů vzduchu obvykle existujících uvnitř oblaku.

Teorie vzniku srážek

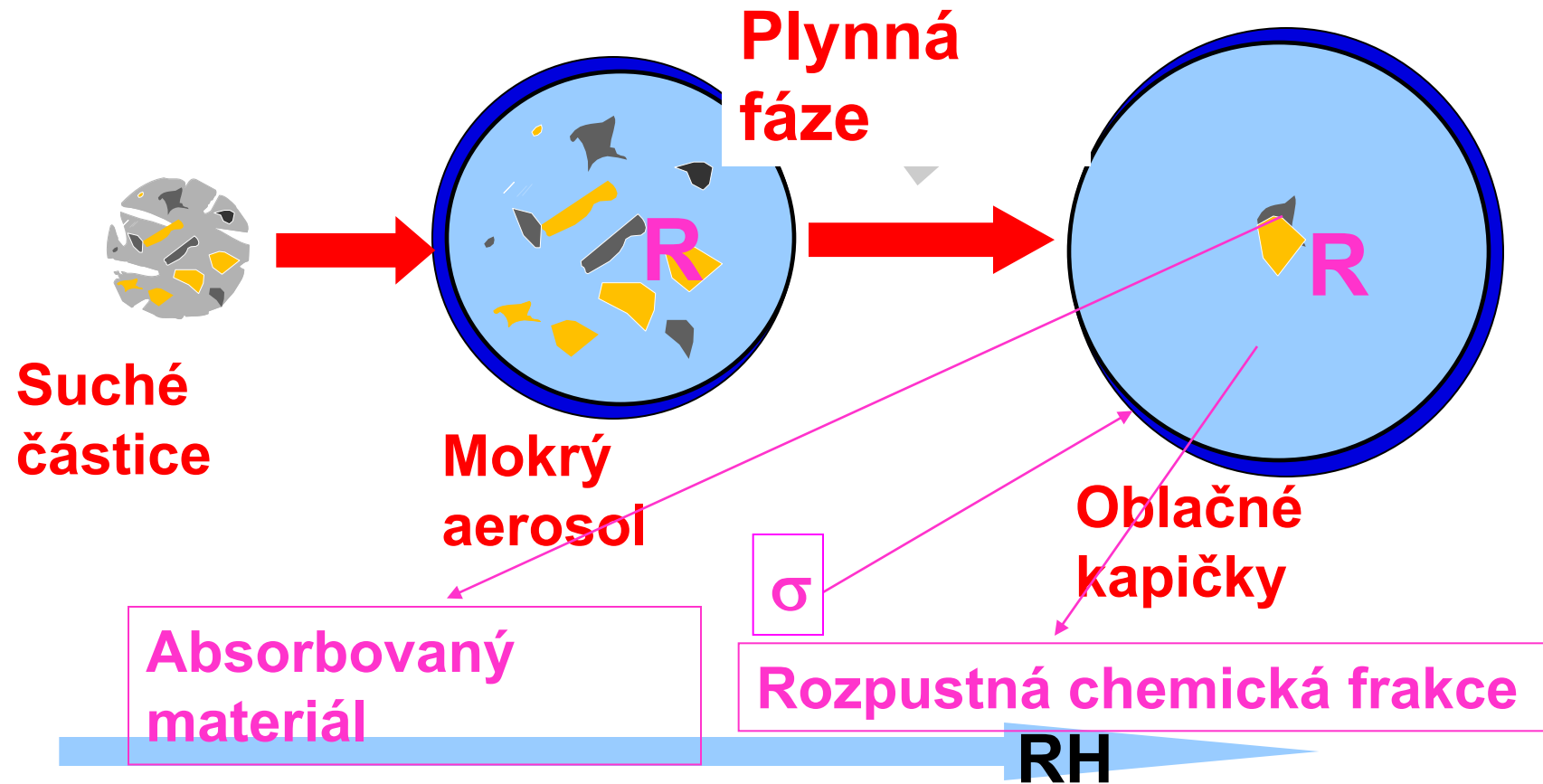
Mechanismus vzniku padajících atmosférických srážek (déšť, mrholení, sněžení, kroupy atd.) tedy musí spočívat v tom, že z určitého důvodu část maličkých oblačných elementů, tj vodních kapiček, popř. ledových částic, začne intenzivně narůstat na úkor ostatních.

Oblaka a klima

- ↪ **Oblaka jsou nejdůležitější faktor kontrolující planetární albedo a tedy teplotu naší planety**
- ↪ **Optické vlastnosti oblaků jsou řízeny velikostí/počtem kapek, které řídí „dostupnost“ aerosolových částic sloužících jako kondenzační jádra (CCN - Cloud condensation nuclei)**



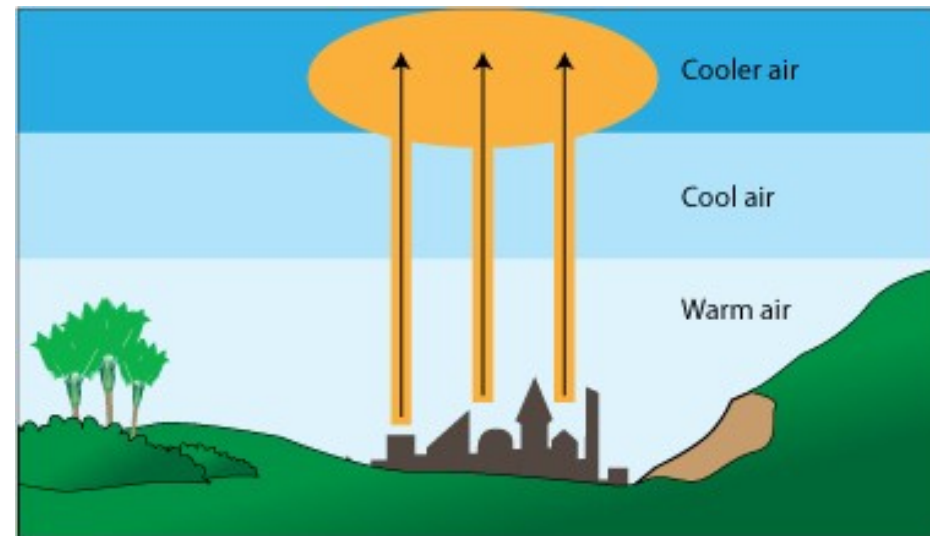
Intuitivní schéma oblačné chemie



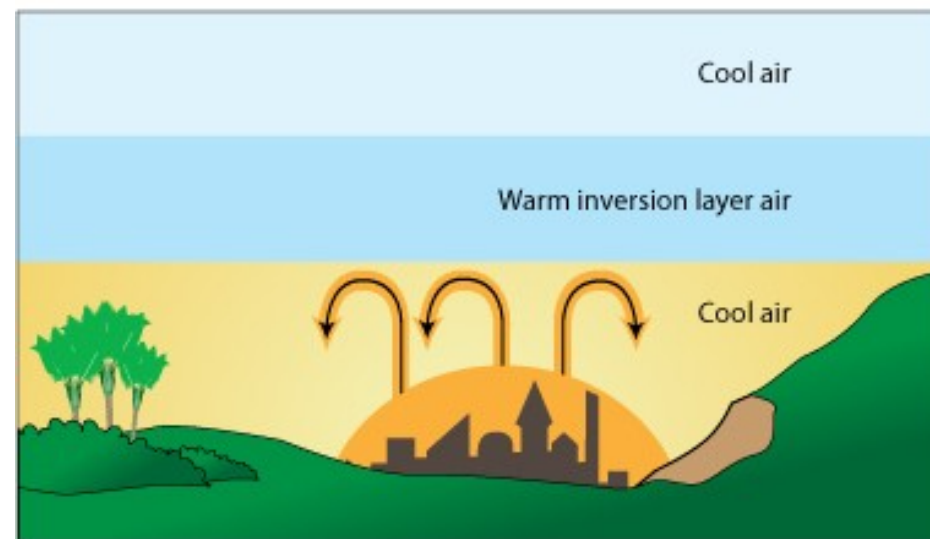
Teplotní inverze a znečištění ovzduší

Z hlediska stabilitních podmínek reprezentuje nejméně příznivou situaci pro rozptyl znečišťujících příměsí teplotní inverze, která může být buď přízemní nebo výšková.

V souvislosti se způsobem vzniku a charakterem je rozlišováno několik typů inverze.



Normal pattern



Thermal inversion

Teplotní inverze

Radiační inverze

Vzniká v důsledku **vyzařováním tepla zemským povrchem**. V **nocí**, kdy chybí kompenzující příkon slunečního záření, může dojít k výraznému ochlazení zemského povrchu a tím k prochlazení bezprostředně přiléhající vzduchové vrstvy. V zimním období mohou podmínky pro vznik radiační inverze v důsledku ostřejšího úhlu dopadajících slunečních paprsků (a tedy nižší absorpci slunečního záření) existovat i během dne.

V podobných souvislostech napomáhá vzniku přízemních radiačních inverzí **existence sněhové pokrývky, neboť sníh velmi účinně odráží sluneční záření a kromě toho brání přívodu tepla z půdy**, čímž podstatně přispívá k prochlazování přízemní vrstvy vzduchu.

Mezi další faktory podporující vznik a trvání přízemních radiačních inverzí je **jasná obloha umožňující velké efektivní vyzařování a slabé proudění až bezvětří v přízemní vrstvě**, které neumožňuje rozrušení teplotní stratifikace. Tento charakter počasí je typický pro anticyklonální situaci.

V důsledku sklesávání studeného vzduchu podél svahů je výskyt přízemních inverzí daného typu **častější v údolích, kotlinách ap.**

Z radiačních příčin mohou vznikat i **inverze výškové** související s tím, že vzduchové vrstvy se zvýšeným množstvím vodní páry a zejména vrstvy oblačnosti silně vyzařují infračervenou radiací a v důsledku toho se prochlazují.

Teplotní inverze

Advekční inverze

Přízemní inverze advekčního typu vznikají při proudění relativně teplého vzduchu nad studenější zemský povrch, který tento vzduch ochlazuje. Situace tohoto typu nastává např. v zimním období při proudění teplejšího oceánského vzduchu nad prochlazený kontinent.

Mechanismus vzniku výškové advekční inverze – viz dříve - proudění z jižních nebo jihozápadních směrů nad českou kotlinu vyplněnou prochlazeným vzduchem).

Frontální inverze

Vznikají na teplé frontě nasouváním relativně teplého vzduchu nad vzduch studený nebo na studené frontě, kde těžší studený vzduch proniká pod teplejší vzduchovou hmotu a "nadzvedává" ji, což je samozřejmě primárně podmíněno tím, že vertikální gradient teploty je v případě tohoto typu stratifikace výrazně větší než suchoadiabatický (příp. nasyceně adiabatický).

Teplotní inverze

Subsidenční inverze

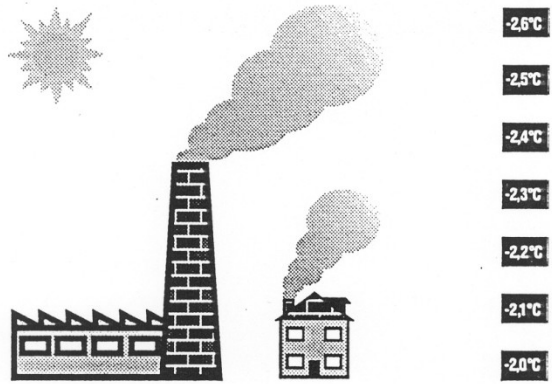
Vzniká vlivem sesedání (subsidence) stabilní vzduchové hmoty v oblastech vysokého tlaku vzduchu. Subsidenční inverze jsou výškové, ale mohou postupně klesat až k zemskému povrchu, kde rychle zanikají.

Turbulentní inverze

Nepříliš mohutná výšková inverze vznikající při mírně stabilním zvrstvení v důsledku intenzivního turbulentního promíchávání vzduchové vrstvy nad zemským povrchem (zpravidla do výše několika set metrů) např. z mechanických příčin (tj. v souvislosti s třením o drsný povrch). V této vrstvě se tedy následně vytvoří přibližně indiferentní zvrstvení, čímž vznikne mezi touto vrstvou a nepromíchaným vzduchem nad ní (s mírně stabilním zvrstvením) přechodová inverzní vrstva.

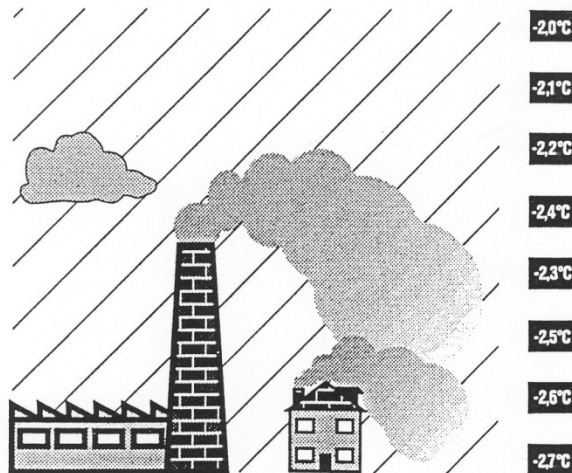
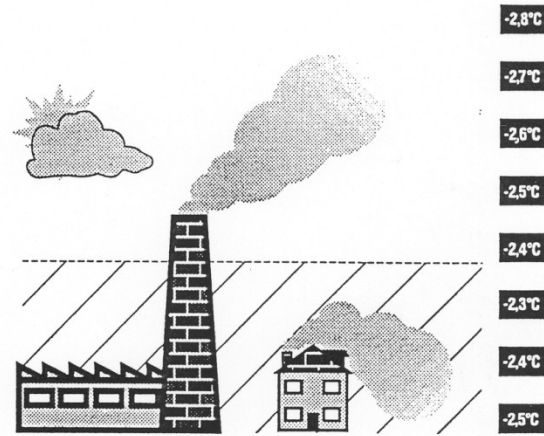
Příčiny vzniku teplotních inverzí v MVA se mohou kombinovat, resp. uplatňovat současně.

Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty



Obr. 3a: Počasí bez inverze. Teplota od země klesá. Kouř ze všech zdrojů stoupá vzhůru.

Obr. 3b: Počasí s nízkou vrstvou inverze. Teplota od země stoupá, nízkou nad zemí pak opět klesá.



Obr. 3c: Počasí s vysokou vrstvou inverze. Teplota od země stoupá často několik set metrů vysoko, pak teprve klesá.

Teplotní inverze nad Brnem 31.12.2020



Koncentrace polutantů v přízemní vrstvě

