

**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

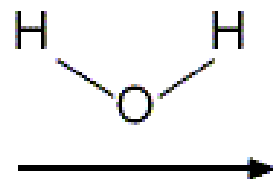
**Rosný bod** – teplota, při které začíná kondenzovat vodní pára

**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).**

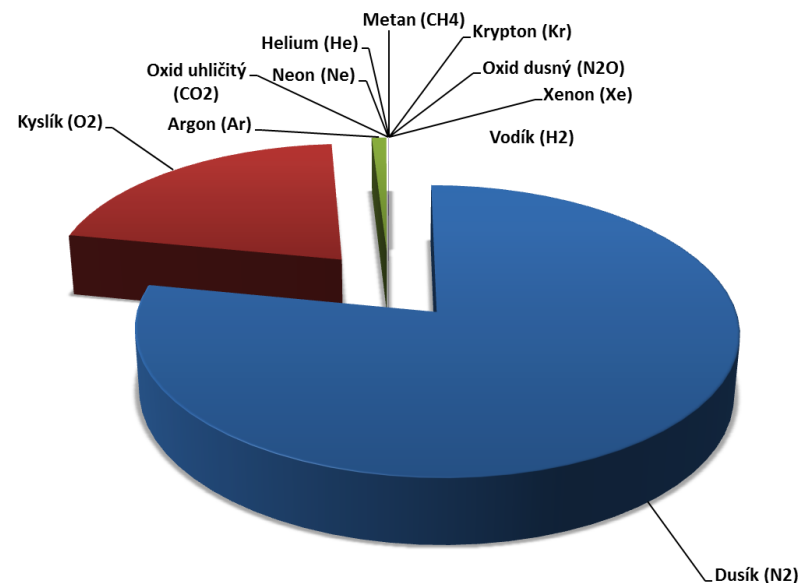


# Atmosféra – chemické složení

## 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 ( $CO_2$ )	0.04
Neon (Ne)	$18.18 \times 10^{-4}$
Helium (He)	$5.25 \times 10^{-4}$
Metan ( $CH_4$ )	$2 \times 10^{-4}$
Krypton (Kr)	$1.14 \times 10^{-4}$
Oxid dusný ( $N_2O$ )	$0.5 \times 10^{-4}$
Vodík ( $H_2$ )	$0.5 \times 10^{-4}$
Xenon (Xe)	$0.087 \times 10^{-4}$



# Atmosféra – chemické složení

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

## Mikrokomponenty:

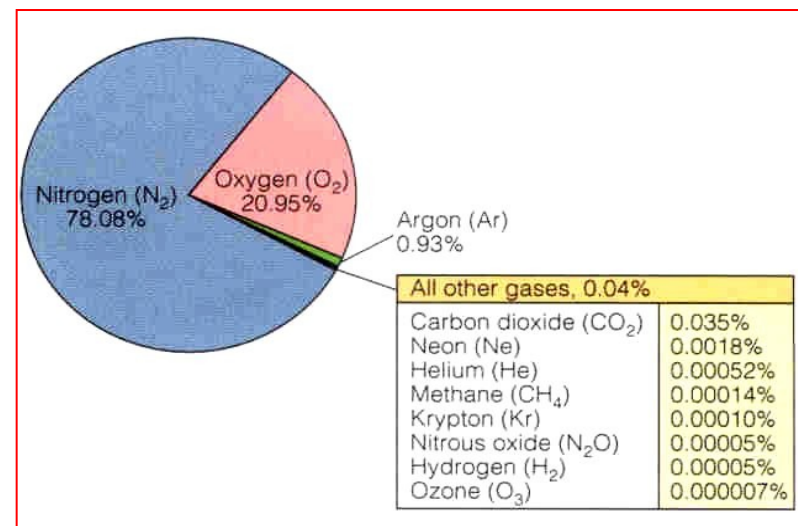
CO<sub>2</sub> (421 ppm); Ne (18 ppm); He (5,2 ppm)

CH<sub>4</sub> (1-2 ppm)

CO, H<sub>2</sub>S, NO<sub>2</sub> (0,001 – 0,1 ppm)

H<sub>2</sub>O (do 4 %)

O<sub>3</sub> (25-30 km, ozonoféra)



1% = 10 000 ppm = 10<sup>4</sup> ppm

1% = 10 000 000 ppb = 10<sup>7</sup> ppb

# Složení čisté atmosféry

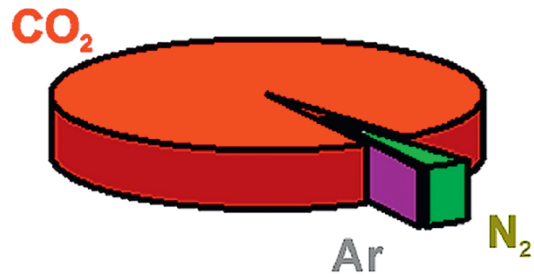
Plyn	Koncentrace (ppm)	Doba zdržení	Cyklus
Ar	9 340	---	Žádný
Ne	18	---	Žádný
Kr	1.1	---	Žádný
Xe	0.09	---	Žádný
N <sub>2</sub>	780 840	10 <sup>6</sup> let	Bio- a mikrobiologický
O <sub>2</sub>	209 460	10 let	Bio- a mikrobiologický
CH <sub>4</sub>	1.65	7 let	Bio- a mikrobiologický
CO <sub>2</sub>	332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

# Koncentrace stopových látek (ppm) v čisté a znečištěné troposféře

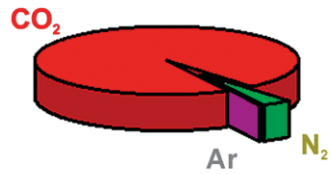
Látka	Čistá troposféra	Znečištěná troposféra
SO <sub>2</sub>	1 – 10	20 – 200
CO	120	1 000 – 10 000
NO	0.01 – 0.05	50 – 750
NO <sub>2</sub>	0.1 – 0.5	50 – 250
O <sub>3</sub>	20 – 80	100 – 500
HNO <sub>3</sub>	0.02 – 0.3	3 – 50
NH <sub>3</sub>	1	10 – 25
HCHO	0.4	20 – 50
HCOOH		1 – 10
HNO <sub>2</sub>	0.001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

# Atmosféra – plyny v atmosféře Venuše, Země a Marsu

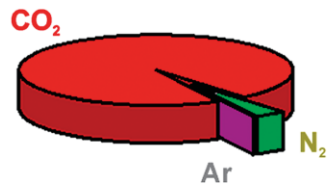
Venus: present day  
 $P = 93 \text{ atm}$



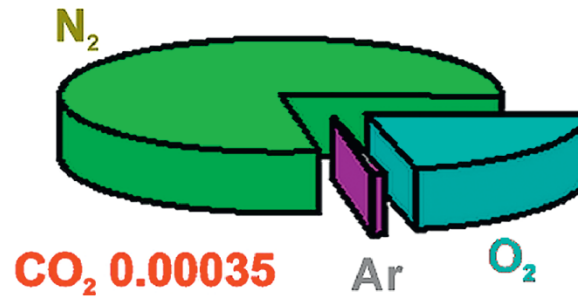
Venus: present day  
 $P = 93 \text{ atm}$



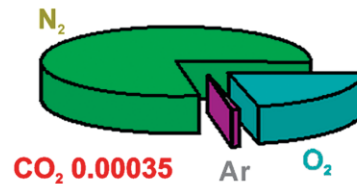
Venus: present day, for comparison  
 $P = 93 \text{ atm}$



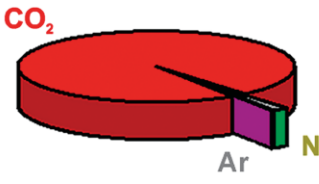
Earth: present day  
 $P = 1 \text{ atm}$



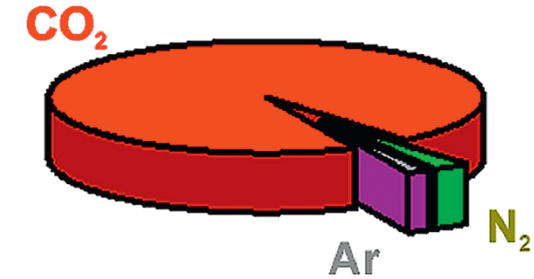
Earth: present day  
 $P = 1 \text{ atm}$



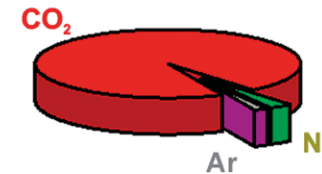
Earth: effects of life removed  
 $P = 70 \text{ atm}$



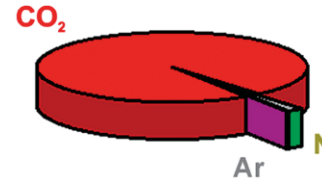
Mars: present day  
 $P = 0.006 \text{ atm}$



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 H<sub>2</sub> – 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: H<sub>2</sub>O (50-60%), CO<sub>2</sub> (24%), SO<sub>2</sub> (13%), CO, Cl<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub> a CH<sub>4</sub>



# Současná atmosféra

**Dnešní atmosféra obsahuje**

**78% N<sub>2</sub>, 21% O<sub>2</sub>, 0.93%**

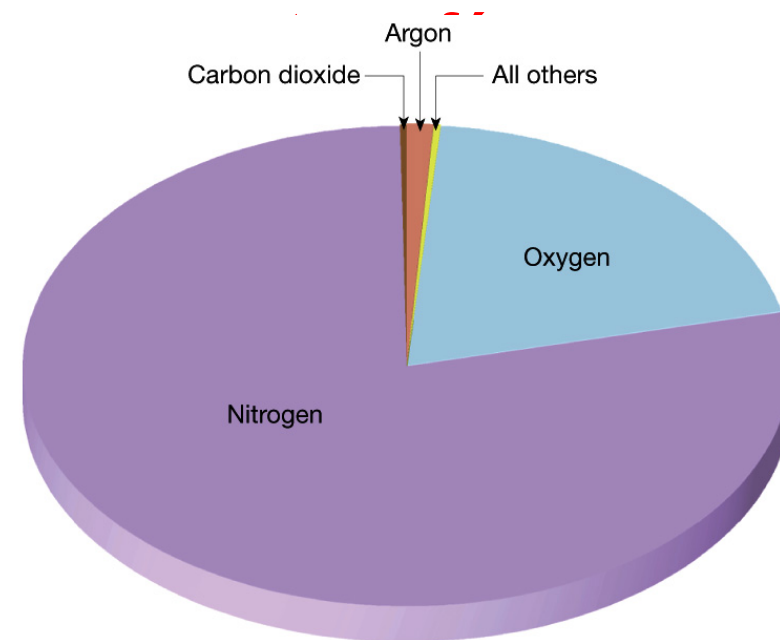
**Ar, 0.037% CO<sub>2</sub>.**

**N<sub>2</sub> - hromadění v atmosféře  
během geologických  
procesů z původních  
látek obsahujících  
NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, -NH<sub>2</sub>, nitridy**

**Ar - produkt radioaktivního  
rozpadu K**

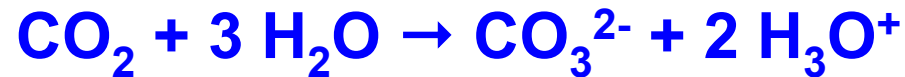
**Kam zmizely CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O a  
SO<sub>2</sub>, kde se vzal kyslík?**

## Složení současné



# Vznik oceánů

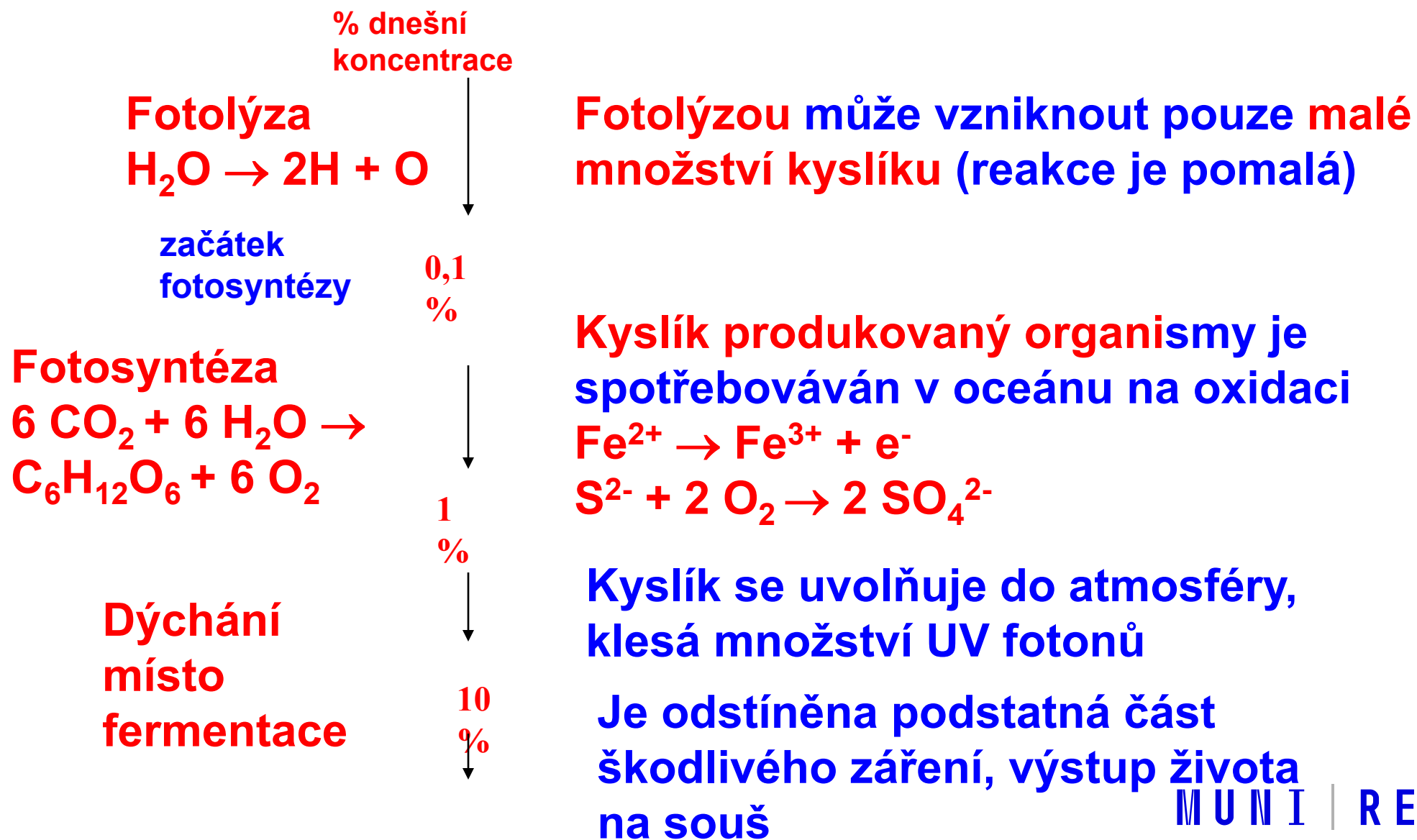
- ↪ Země je natolik „správně“ vzdálená od Slunce, aby mohla H<sub>2</sub>O kondenzovat a zůstat v kapalném stavu.
- ↪ Značná část vody zřejmě nepochází z odplyňování zemského povrchu, ale z dopadu ledových meteoritů.
- ↪ CO<sub>2</sub> se rozpouští ve vzniklých oceánech za vzniku karbonátů:



- ↪ Rozpuštěný CO<sub>2</sub> pak může reagovat s ionty Mg<sup>2+</sup> a Ca<sup>2+</sup> ve vodě za vzniku málo rozpustných vápenců a dolomitů (tak je deponováno cca 80% původního množství).
- ↪ Další CO<sub>2</sub> zůstává rozpuštěný v oceánech a posledním úložištěm jsou živé organismy.
- ↪ Podobné procesy proběhly i pro SO<sub>2</sub>.



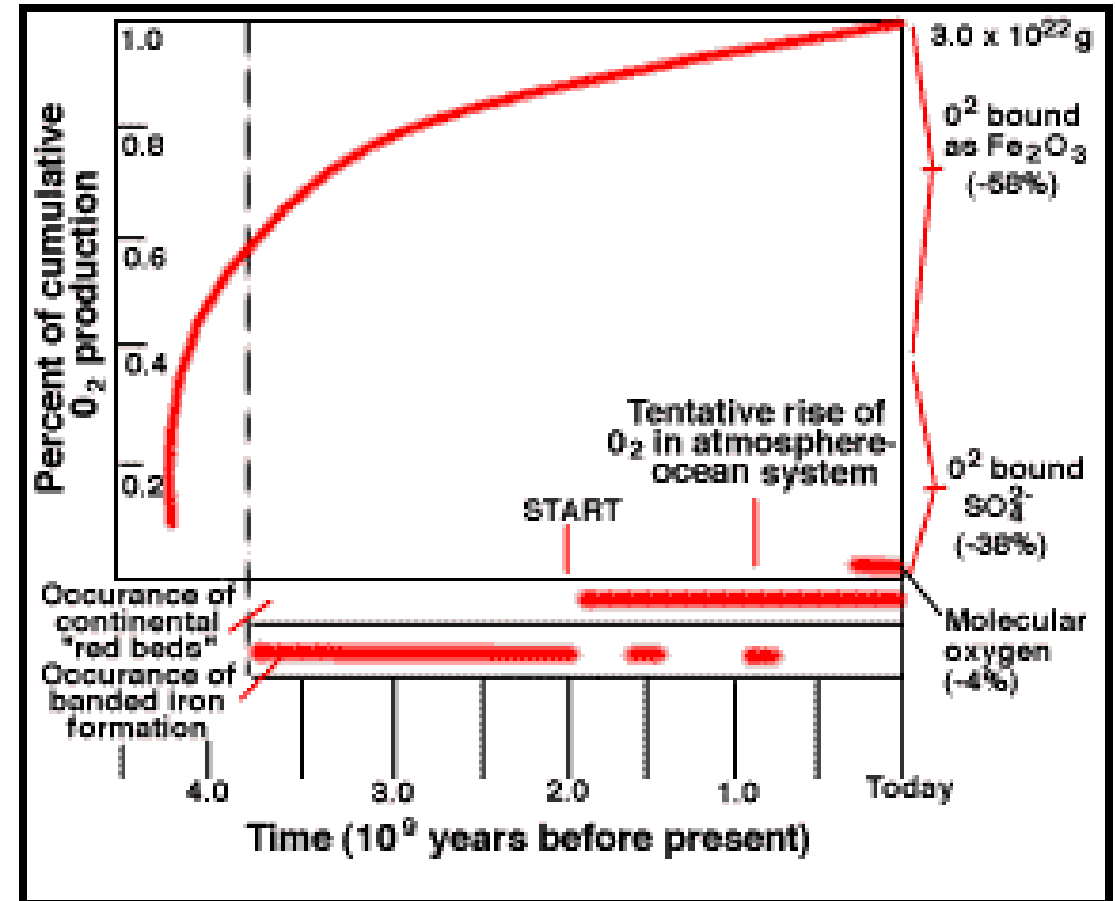
# Původ kyslíku v atmosféře



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 cm<sup>3</sup> složky (g) v 1 m<sup>3</sup> vzduchu**

**[ppb] = 0,000 000 1% ( $10^{-9}$ ) – 1 mm<sup>3</sup> složky (g) v 1 m<sup>3</sup> vzduchu**

**Hmotnost škodliviny v 1 m<sup>3</sup> vzduchu za normálních podmínek (0 °C; 101,3 kPa) [mg.m<sup>-3</sup>; mg.m<sup>-3</sup>]**

**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

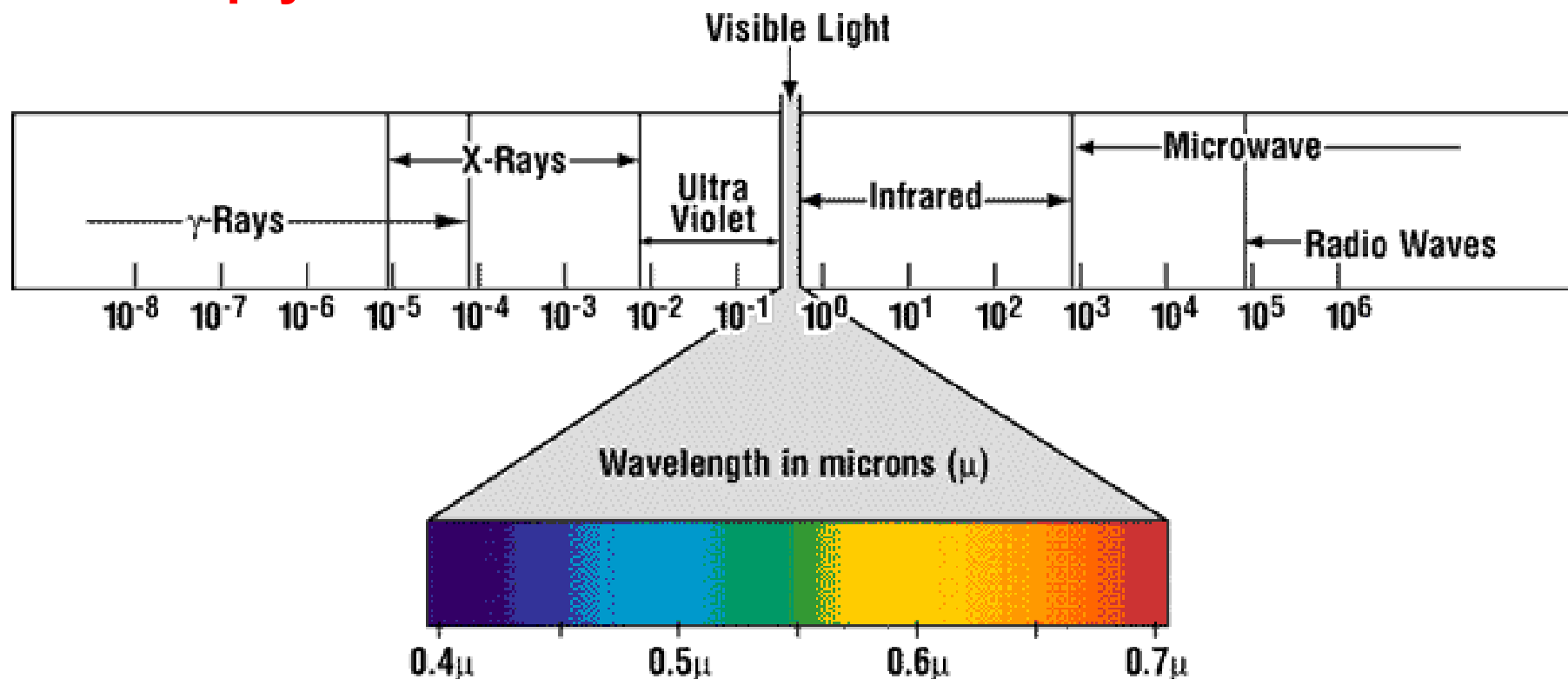
# Sluneční záření

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

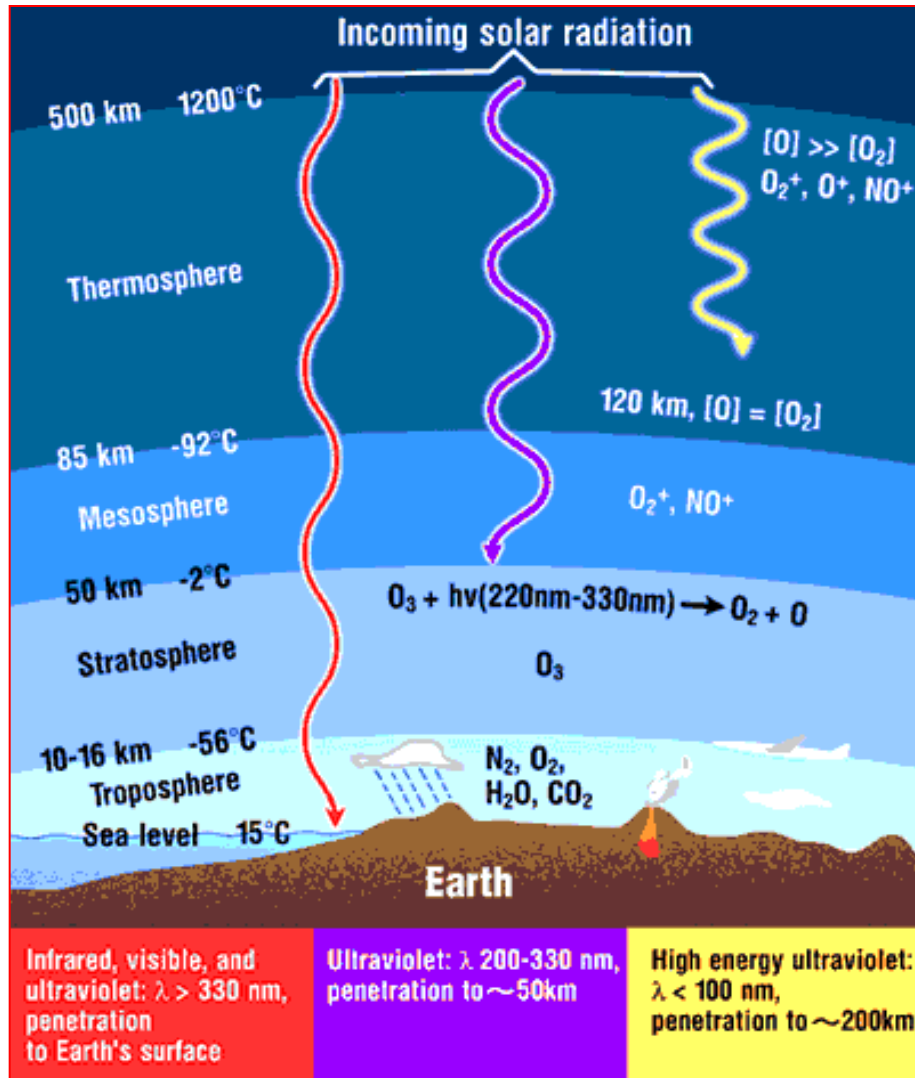
- ↪ **ultrafialové sluneční záření** s vlnovými délkami menšími než 400 nm, které energeticky tvoří před vstupem do zemské atmosféry asi 7 % celkového slunečního záření a je z velké části absorbováno atmosférickým ozonem ve stratosféře,
- ↪ **viditelné sluneční záření** s vlnovými délkami od 400 do 750 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  
Efektivita rozptylu



# Absorpce slunečního záření v atmosféře





# Sluneční záření

**Spektrum ultrafialového (UV) záření se podrobněji dělí na tzv. vzdálenou (dalekou) oblast s vlnovými délkami  $\lambda$  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.

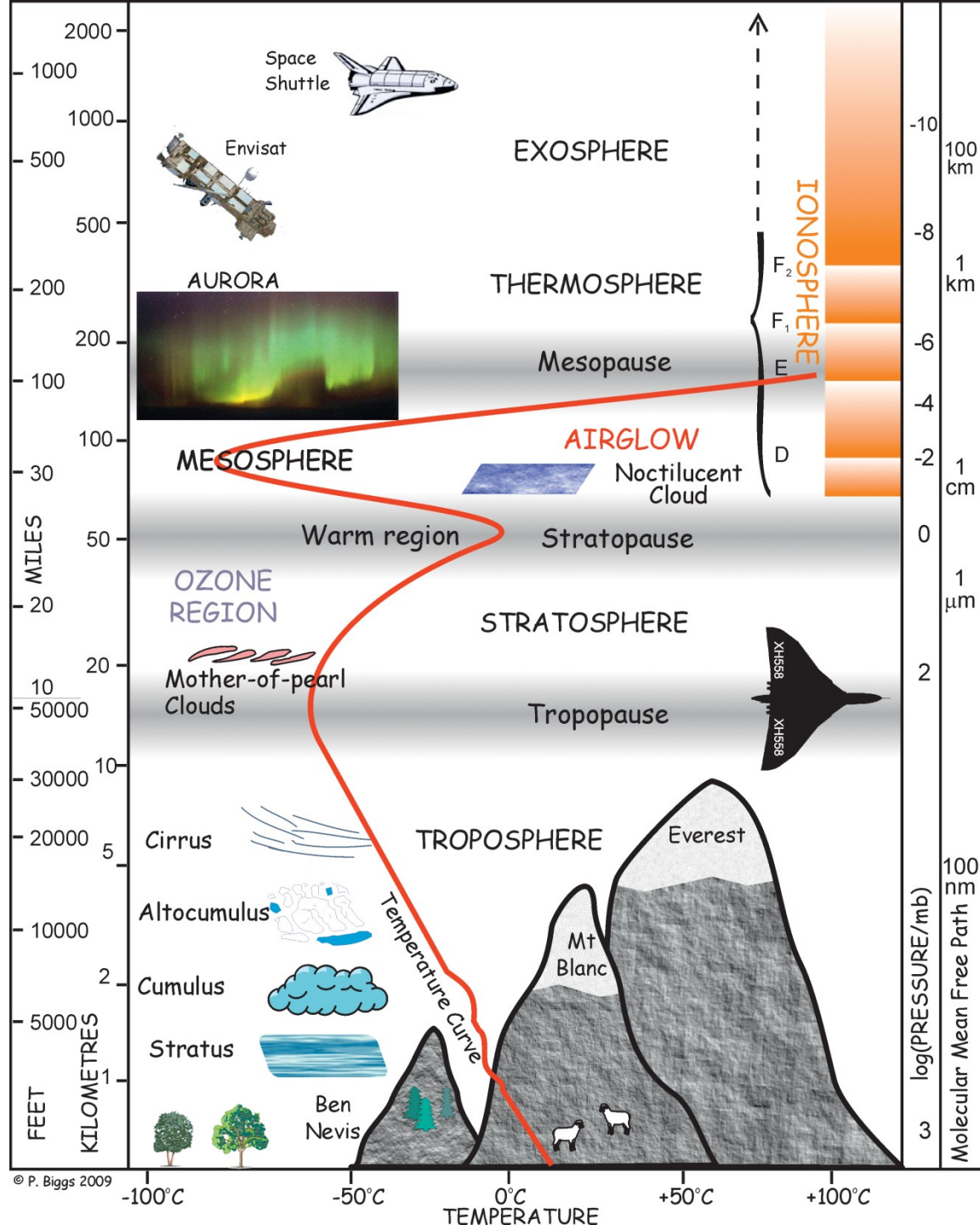
**Může existovat stav:**

- ↪ **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.**

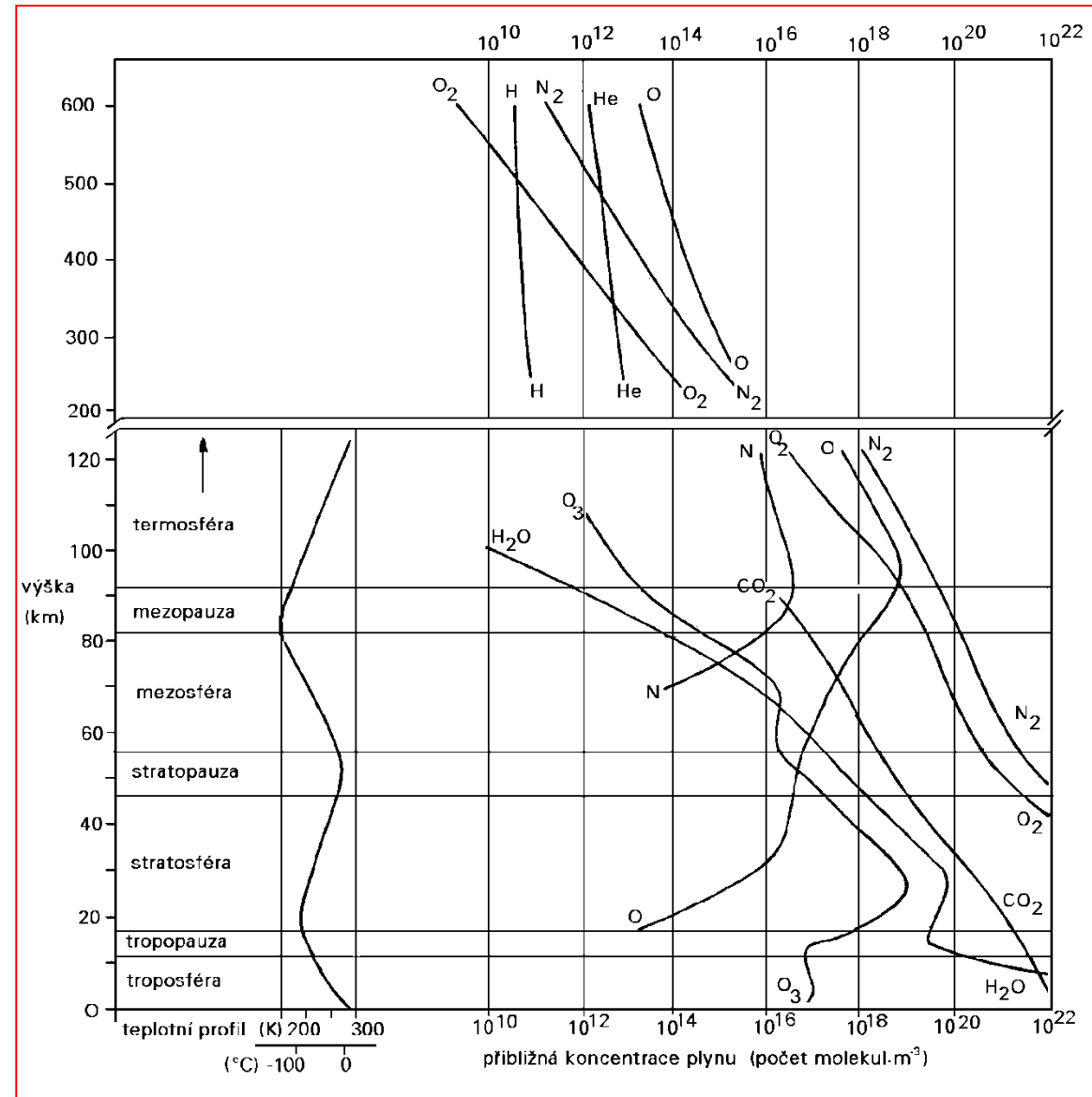
The temperature structure of the atmosphere. Temperatures show a complex dependence on altitude, decreasing with altitude at some heights but increasing at others. The turning points of the temperature gradient mark the boundaries between regions of the atmosphere. The diagram indicates the clouds and 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.**

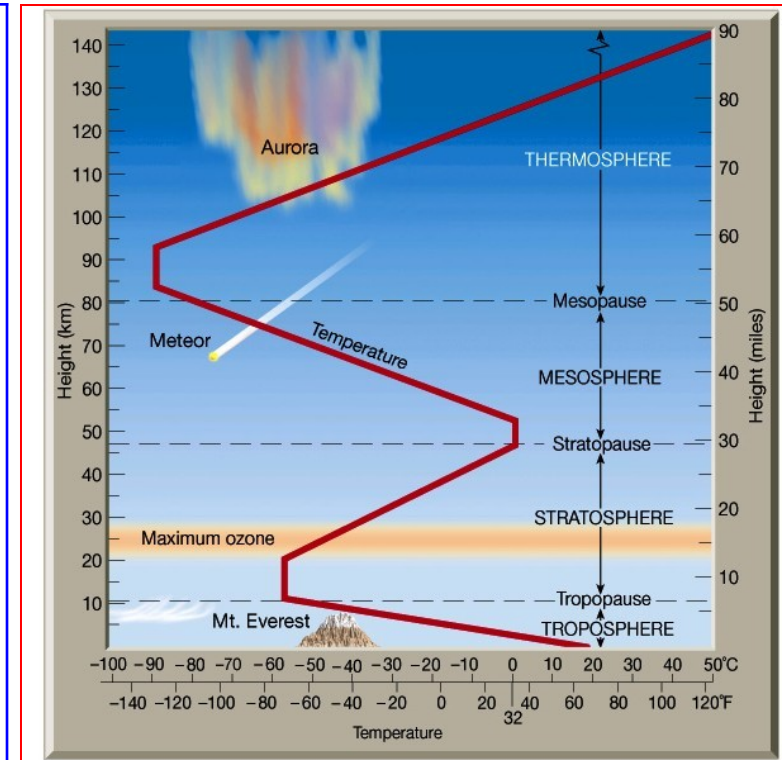
Mezi jednotlivými vrstvami atmosféry dochází vzhledem k teplotním inverzím jen k **omezenému míšení.**

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



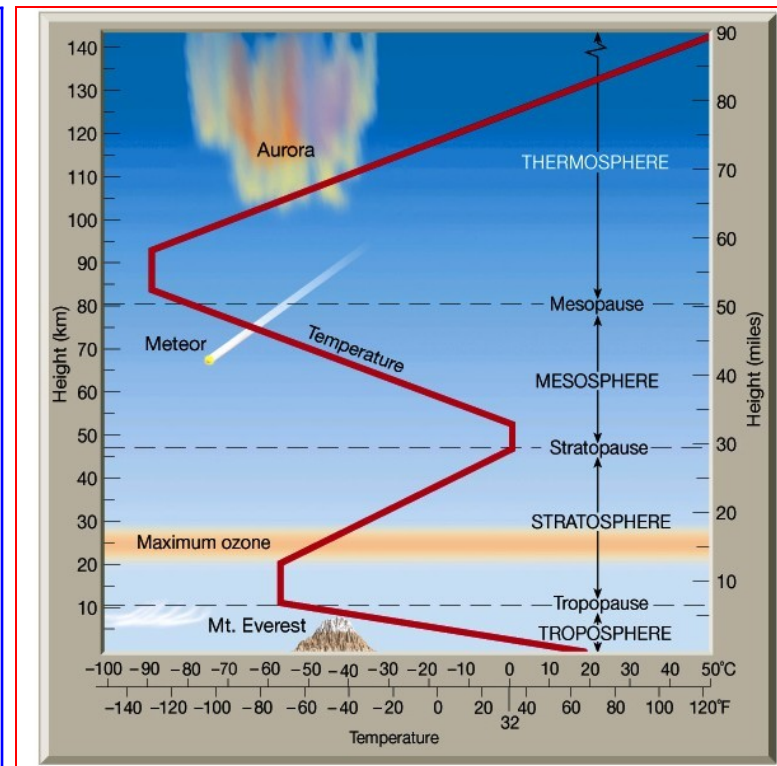
# Troposféra

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



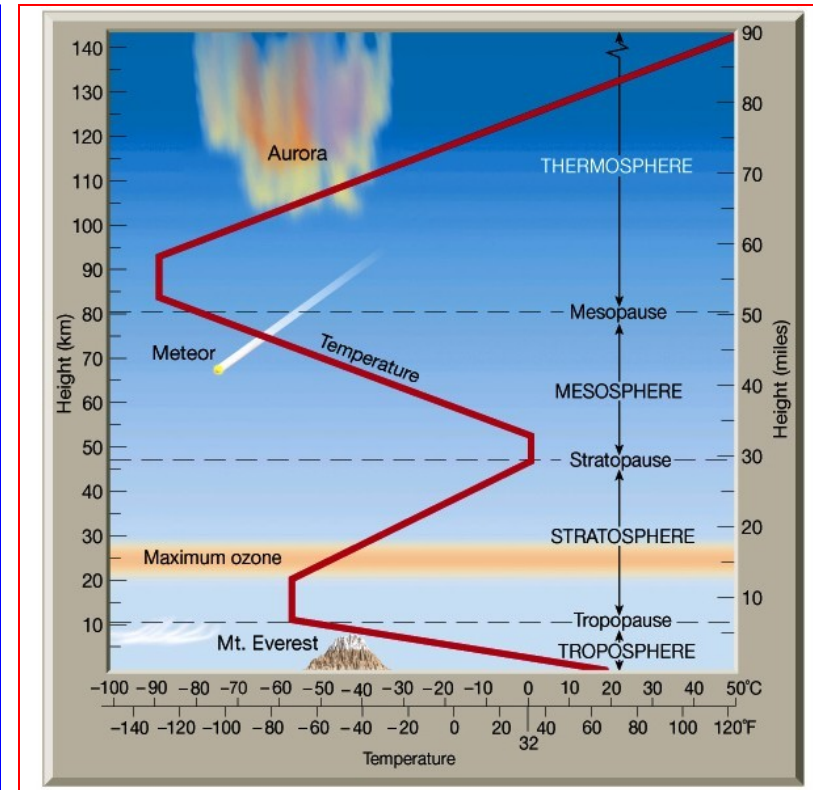
# Stratosféra

<p><b>12–50 km</b> <b>Stratosféra</b></p>	<p><b>25-30 km – ozonoféra</b> T se zvyšuje od ozonoféry (pohlcování záření ozonem) - teplota opět vzroste nad 0°C.</p> <p>Nachází se v ní <b>ozónová vrstva</b>, kde při radikálních reakcích dochází k <b>produkci O<sub>3</sub></b> a k <b>pohlcování tvrdého záření</b>, pohlcená energie se uvolňuje jako <b>teplo</b></p> <p><b>Méně intenzivní míšení, delší setrvání stabilních škodlivin</b></p> <p><b>Látková výměna mezi stratosférou a troposférou je omezená, děje se zejména difúzí</b></p>
<p><b>50-55 km</b> <b>Stratopauza</b></p>	<p><b>Atmosférické teplotní maximum – 273 K (rovník, stř. z. š.)</b></p>



# Mezoféra

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





# 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<sup>-</sup> < S I<sup>+</sup>, jsou přítomny i I<sup>-</sup> (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)

- E – 90-120 km – fotoionizace O<sub>2</sub>

- F<sub>1</sub> – 120-160 km – ionizované O<sub>2</sub>, O, N<sub>2</sub> – převládají zde chemické děje

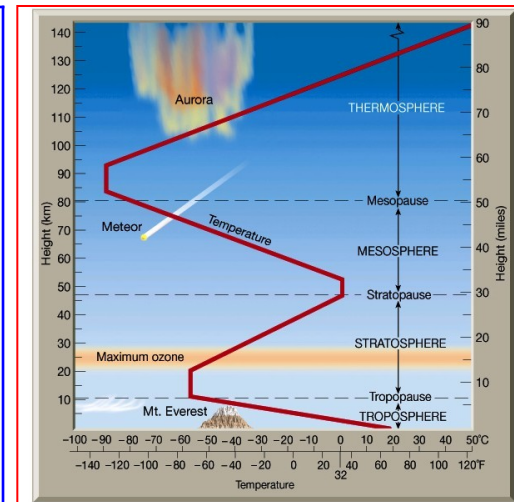
- F<sub>2</sub> - > 160 km – převažují fyzikální děje

E, F – nejsou přítomny I<sup>-</sup>, S e<sup>-</sup> = S I<sup>+</sup>

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

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

# 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

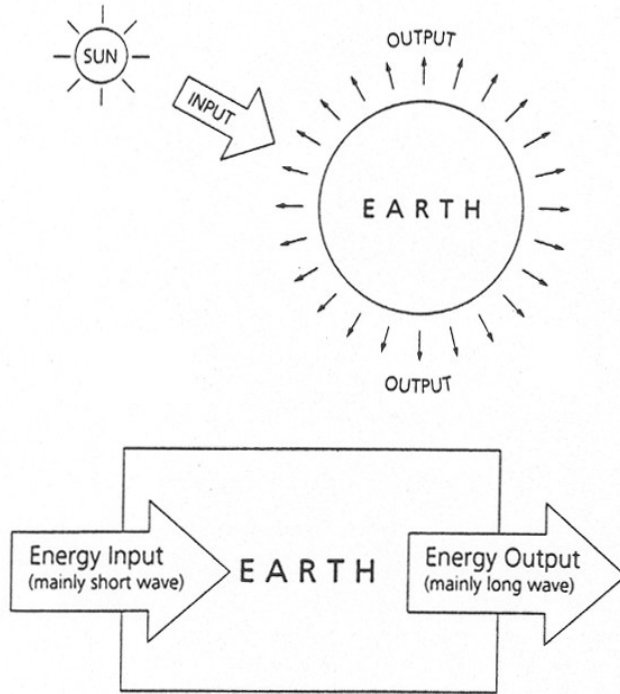
**Síla**, kterou působí atmosférický vzduch na zemský povrch [Pa] – hmotnost sloupce vzduchu.

**Atmosférický tlak** – tlak, který vyvolává síla 1 N rovnoměrně rozložená na rovinné ploše 1 m<sup>2</sup>, kolmé ke směru síly.

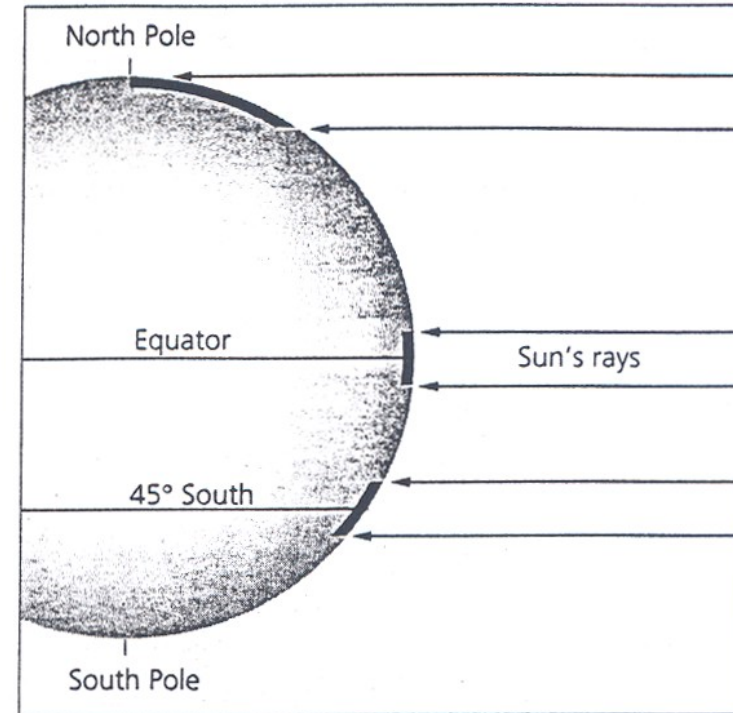
**Vertikální tlakový gradient** –  $dp / dz$  – udává o kolik jednotek tlaku poklesne tlak vzduchu při výstupu o 100 m (v nižších nadmořských výškách = 12,5 hPa).

**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

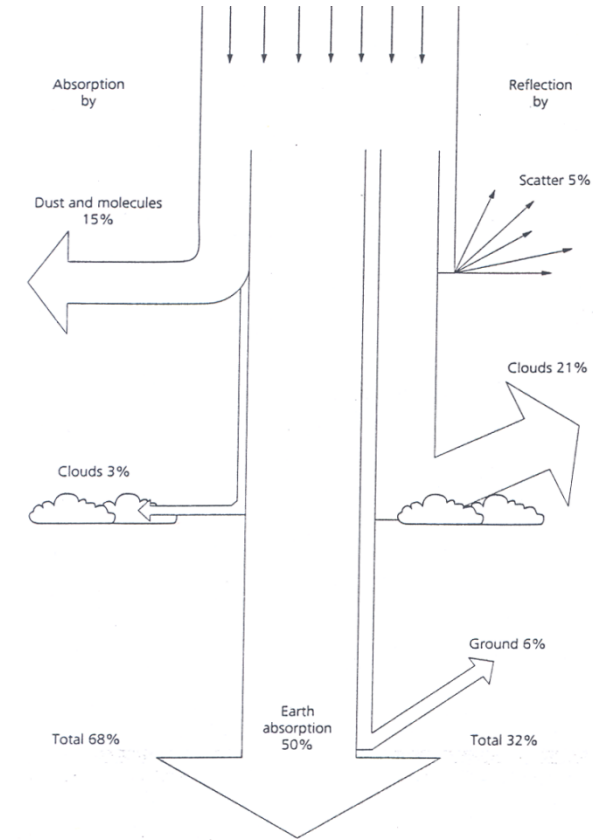
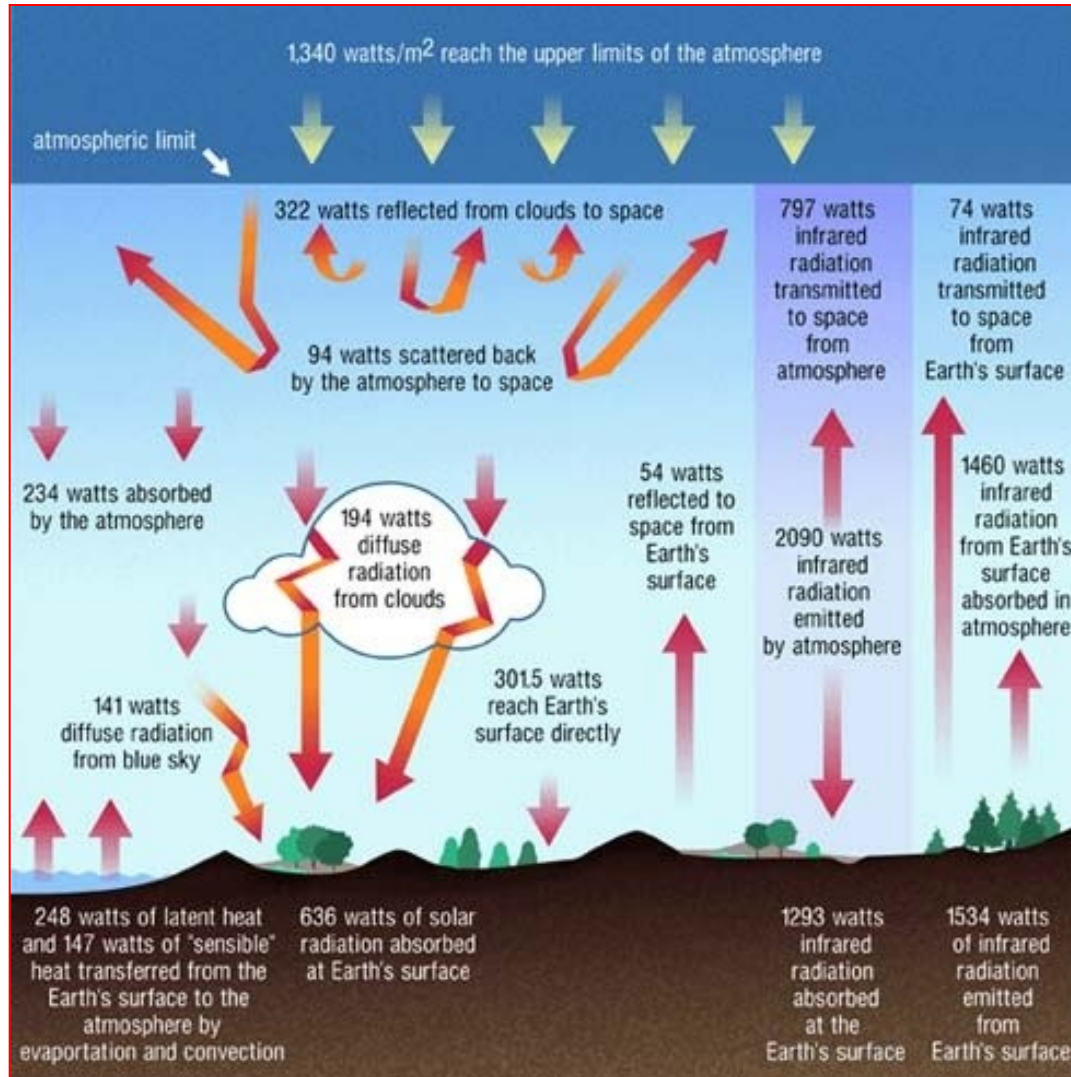
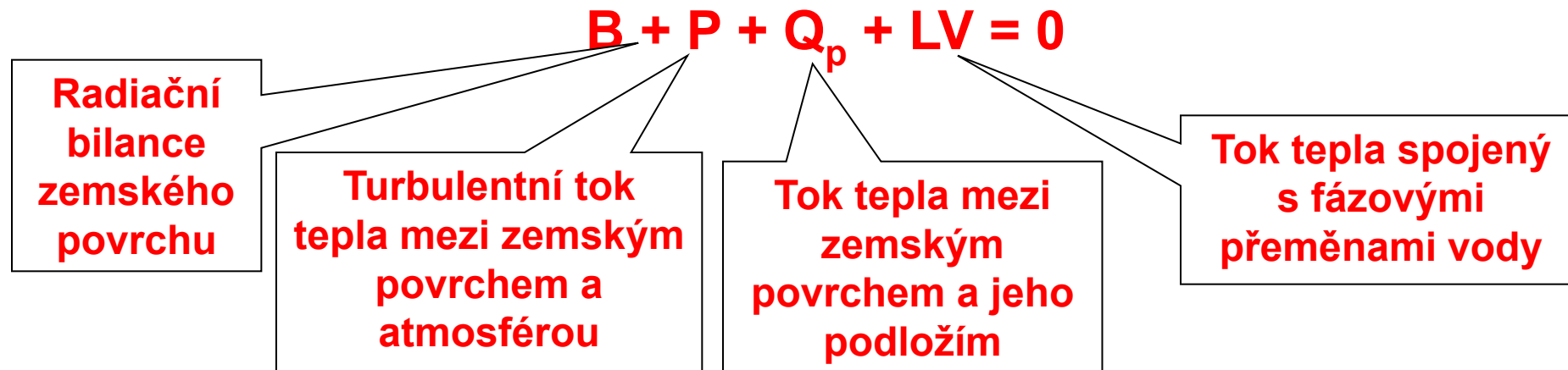


Figure 7.4 The fate of incoming solar radiation. The figure shows the average effect of various factors that reflect and absorb incoming solar radiation. About half of the energy received at the Earth's surface is eventually released to the atmosphere and re-radiated back into space. After Figure 4.3 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,  $\text{ca} = 0$



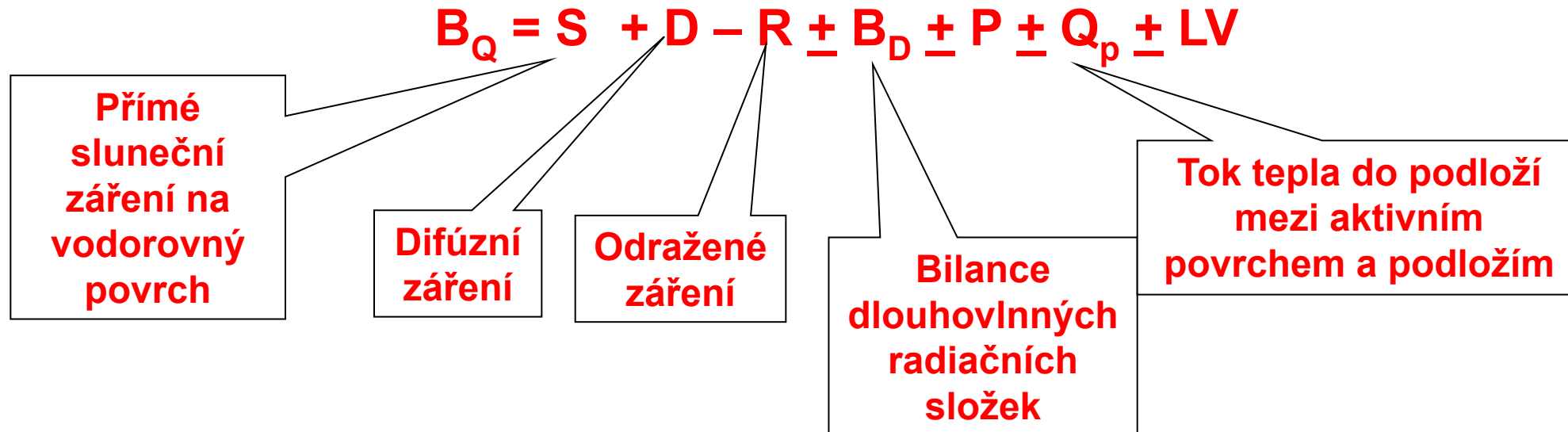
Přibližné roční orientační zhodnocení – za předpokladu, že příkon slunečního záření na horní hranici atmosféry = 100 %:

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

# Energetická bilance BQ aktivního povrchu

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

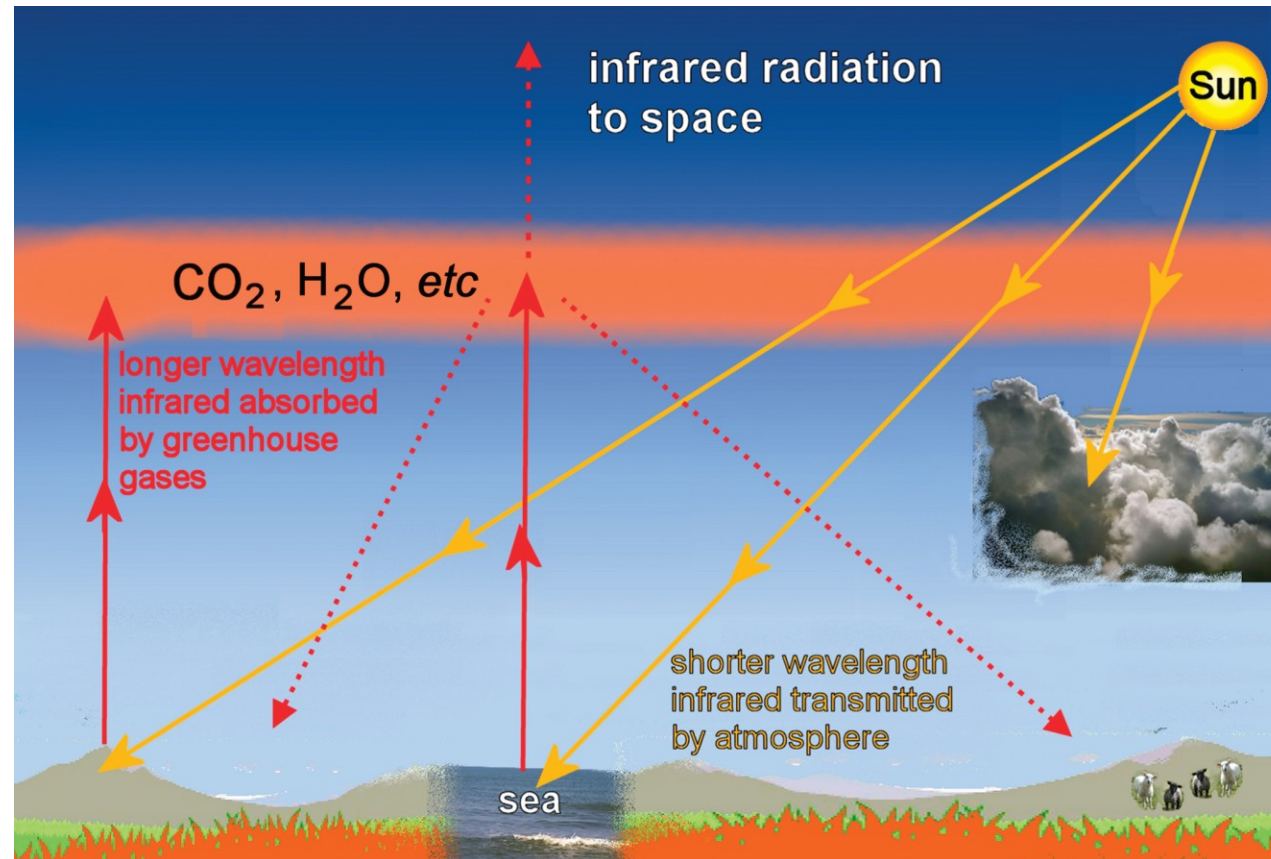
Zahrneme-li do této rovnice jednotlivé složky radiační bilance:



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

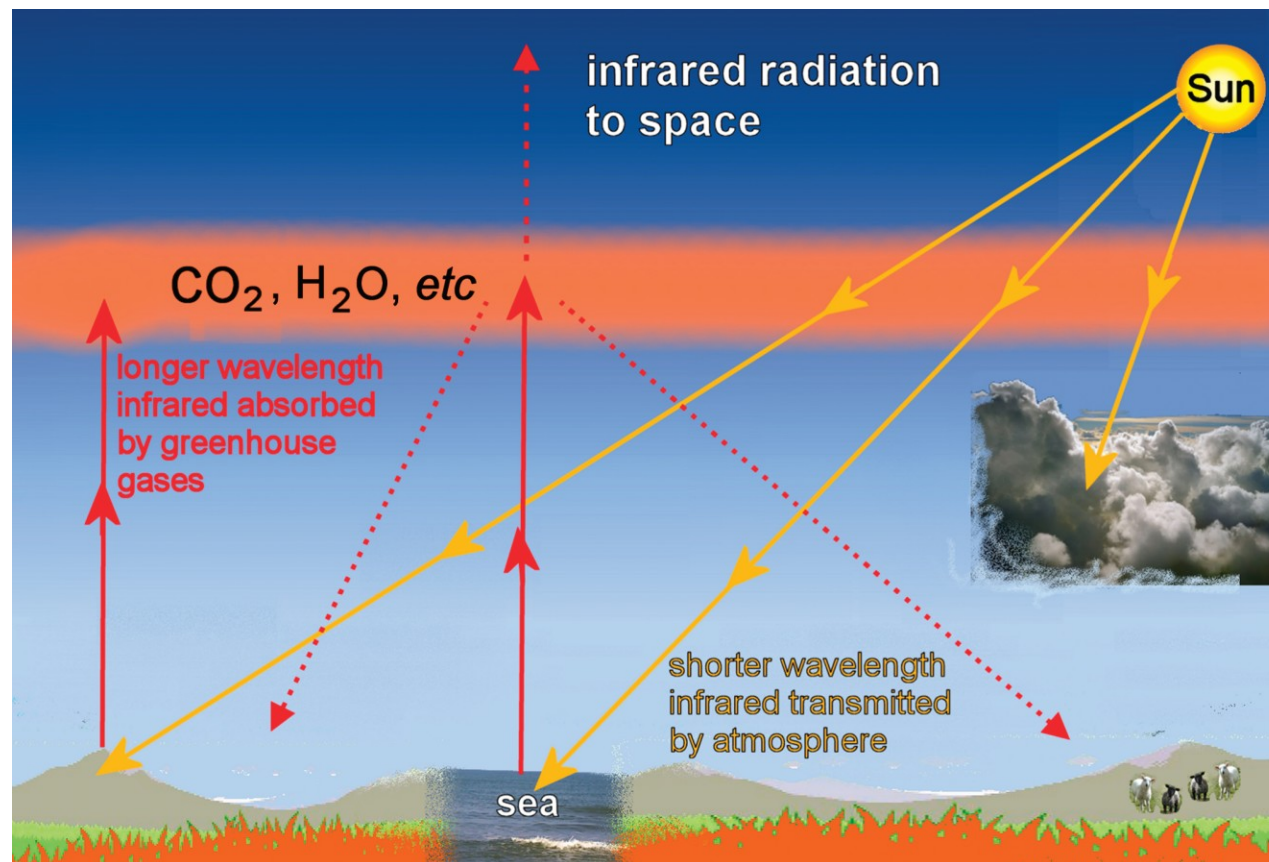


# Záchyt záření – „skleníkové“ ohřívání

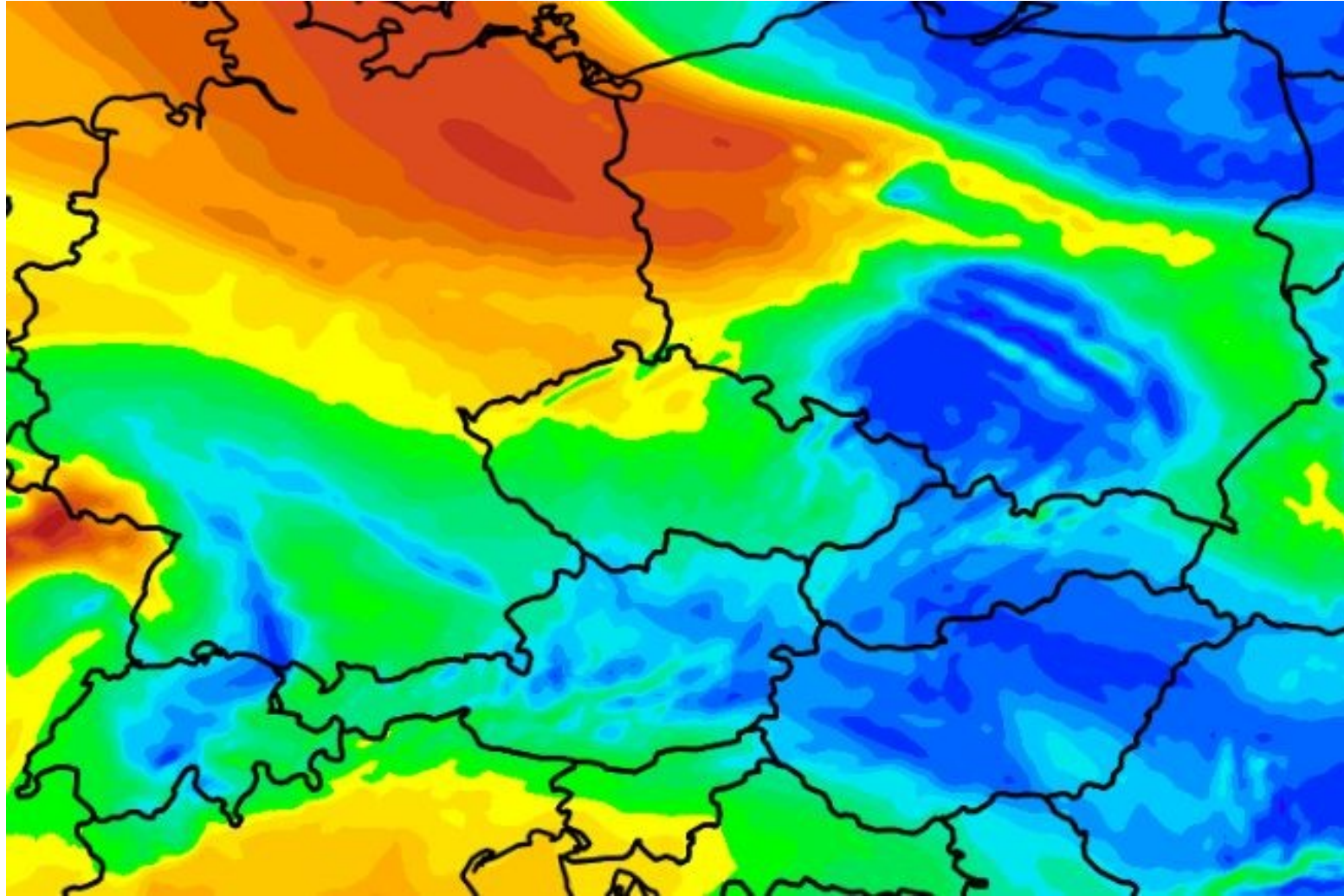


Radiation trapping or 'greenhouse' heating. Incoming solar infrared radiation (yellow line) passes through the atmosphere to warm the land and the oceans. The Earth emits radiation to balance the input, but at much longer wavelengths (red lines) that are absorbed by 'greenhouse gases' (GHGs) such as CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O 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. N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> 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**

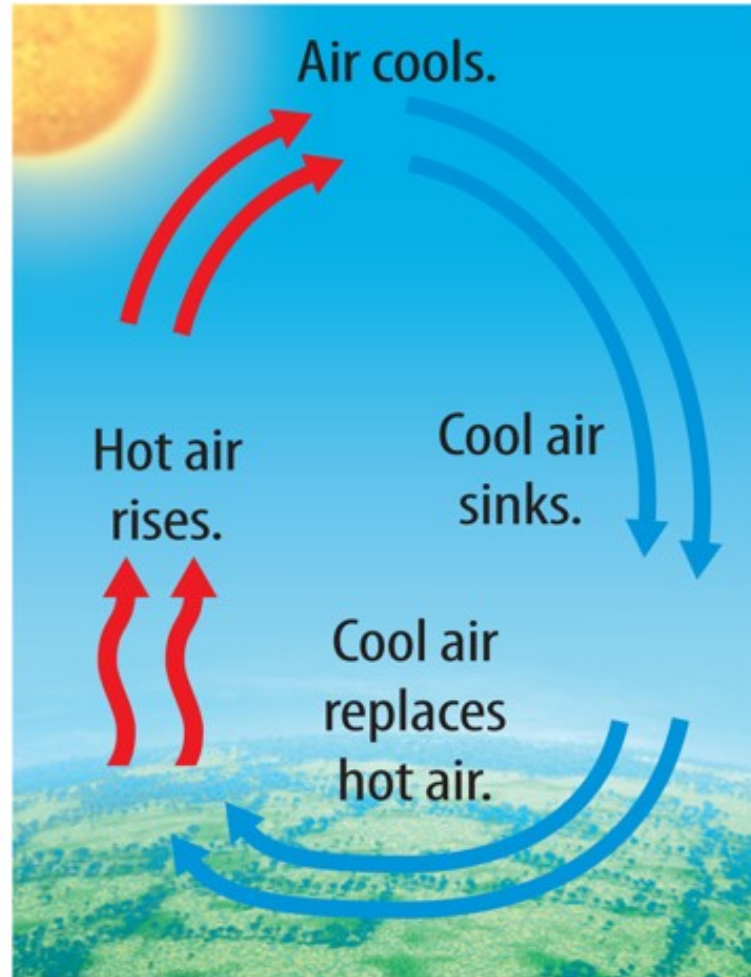


**rozložením tlakových útvarů**



**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).

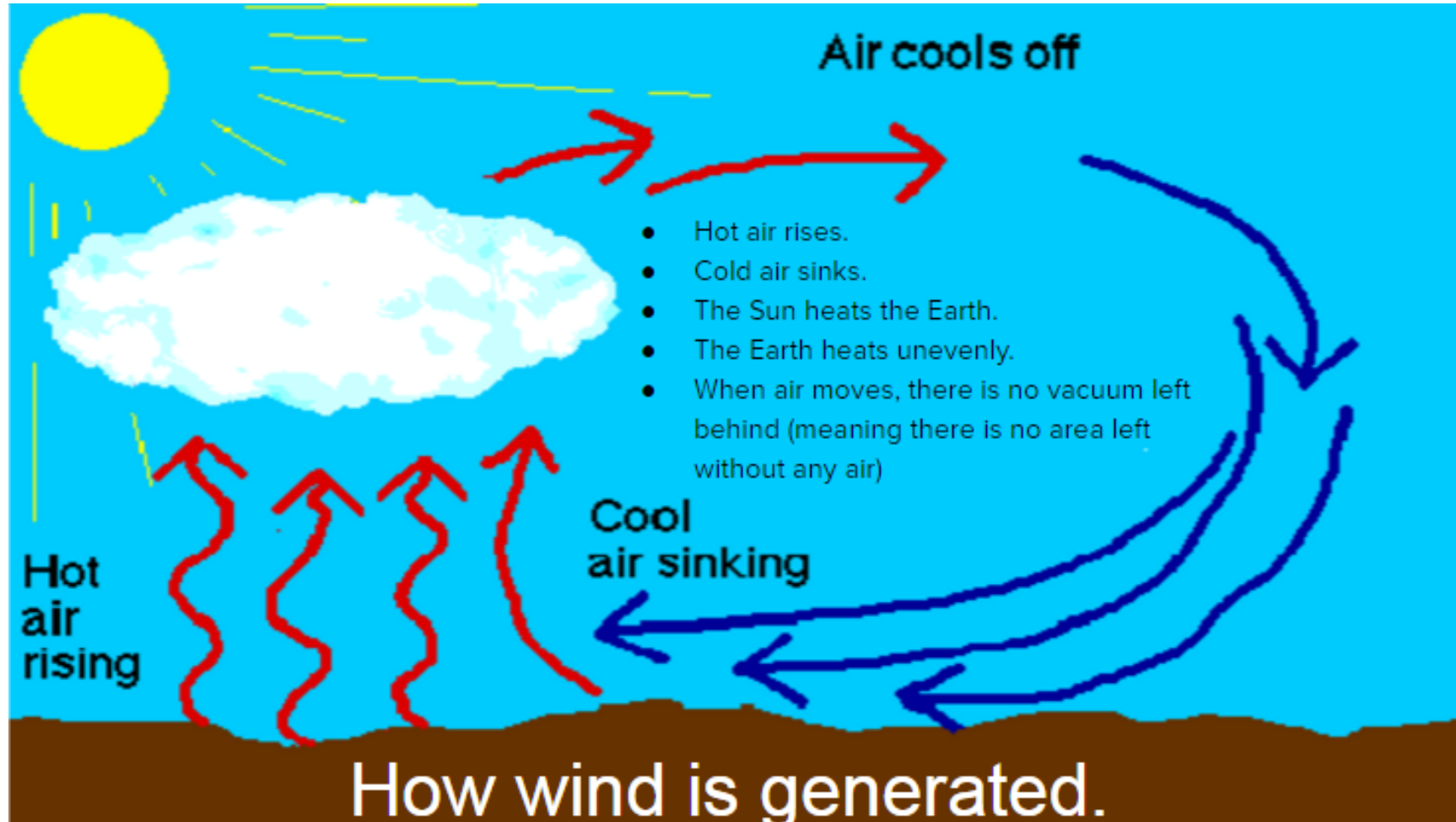
# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

**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.

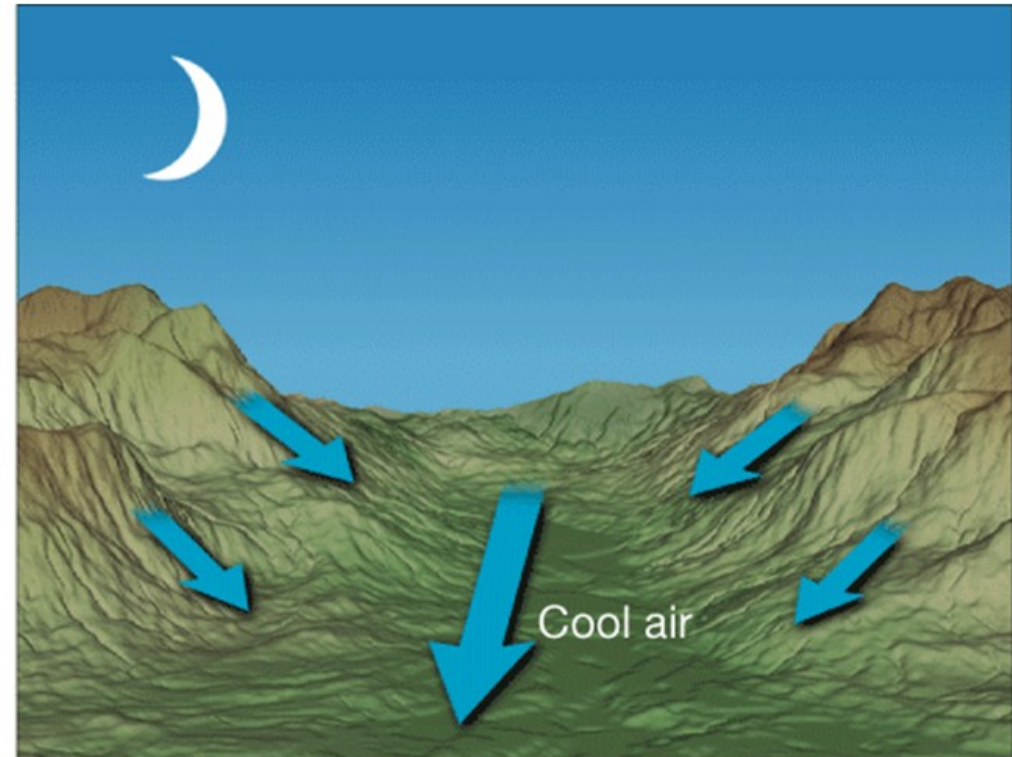
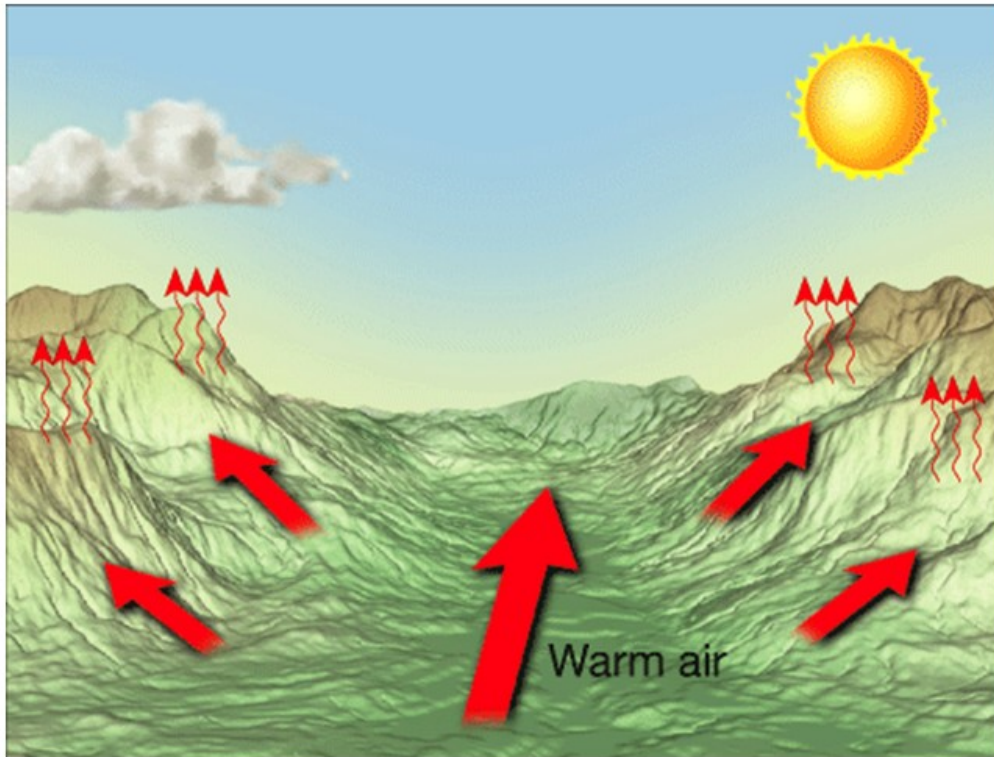
**Nedochází-li k výměně energie s okolní atmosférou** –  
**adiabatický děj.**

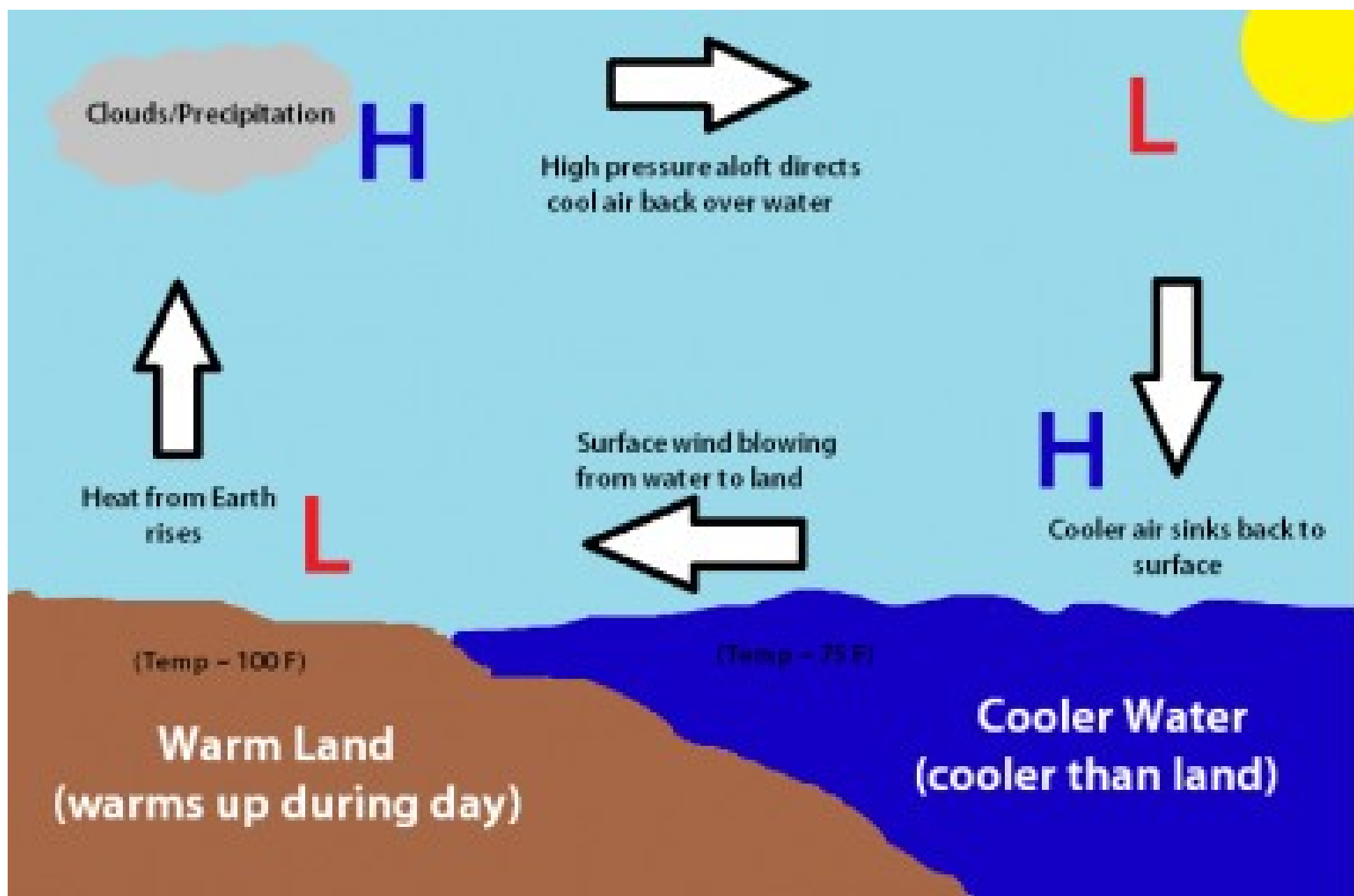
**Při adiabatickém** (tj. bez výměny tepla z okolí, což je v klidném vzduchu velkou měrou splněno) **vertikálním přesunu vzduchové částice** dojde k změně teploty - nárůstu v důsledku stlačení při pohybu sestupném, resp. poklesu rozpínáním při vzestupném pohybu.

# Horizontální pohyb vzdušných mas - vítr



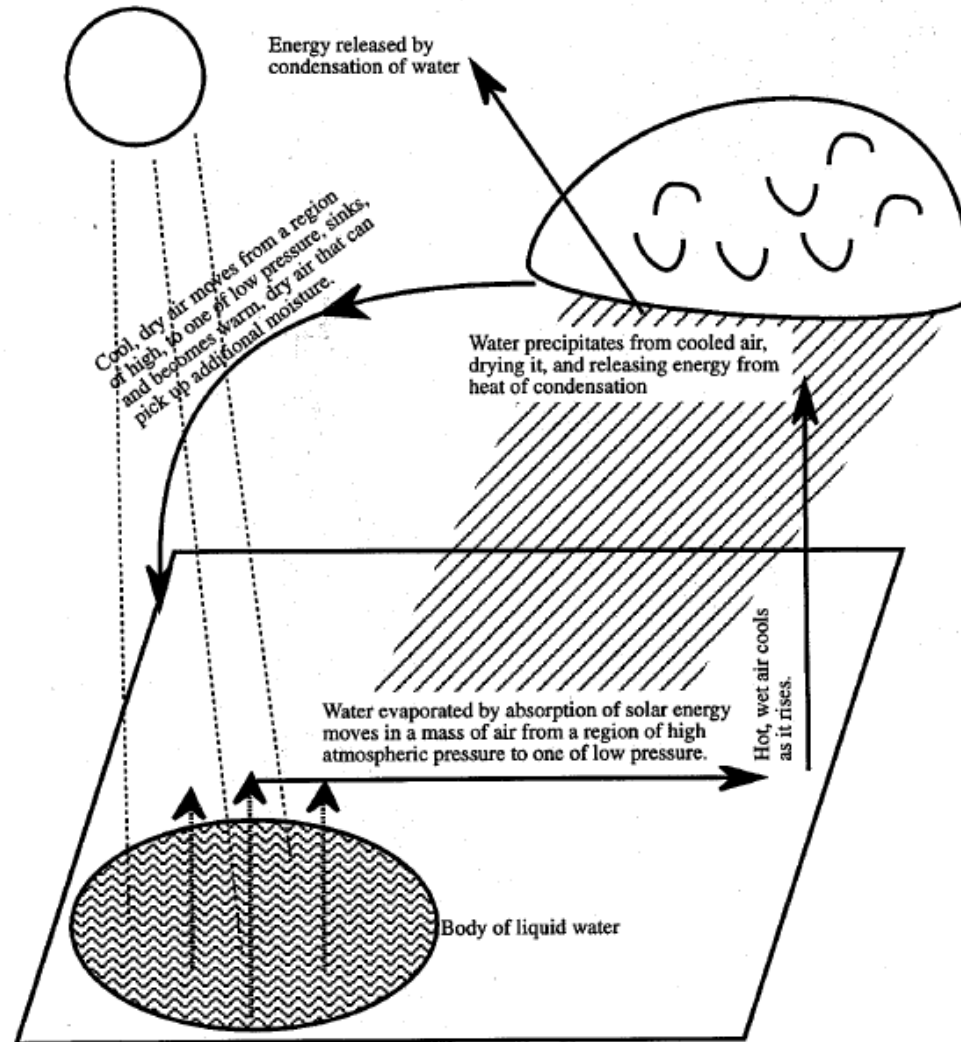
# Topografické vlivy na proudění vzduchu





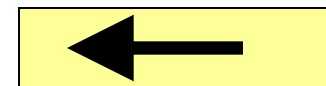
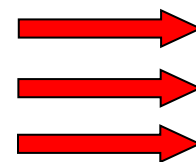
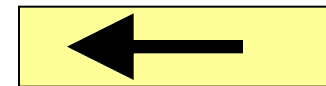
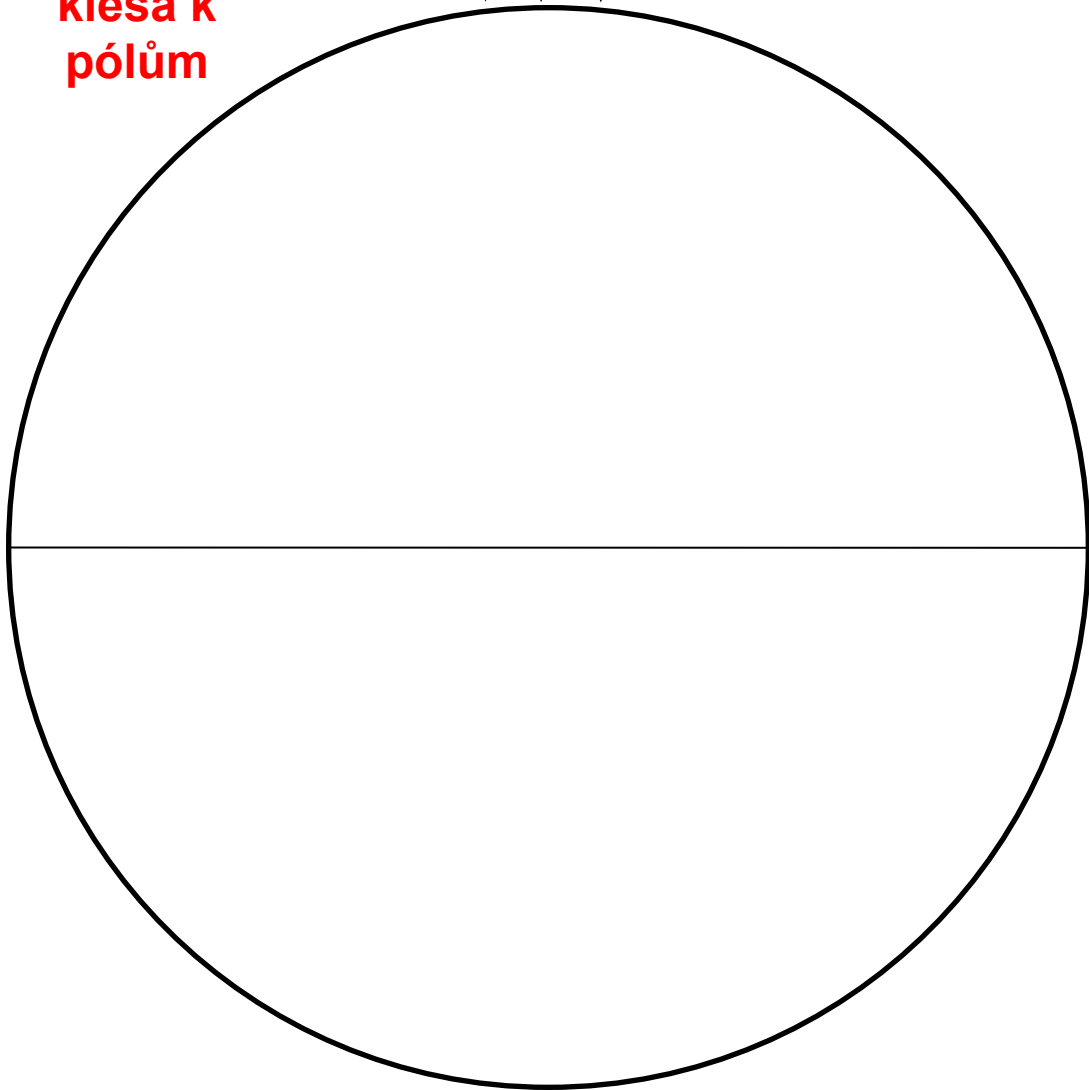
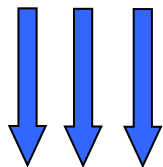


# Proudění v atmosféře

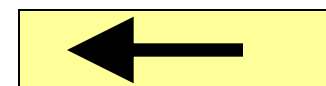


Cirkulační vzorce spojené s pohybem vzdušných hmot a vody; absorpce a uvolňování sluneční energie jako latentního tepla ve vodní páře

Ochlazený  
vzduch  
klesá k  
pólům

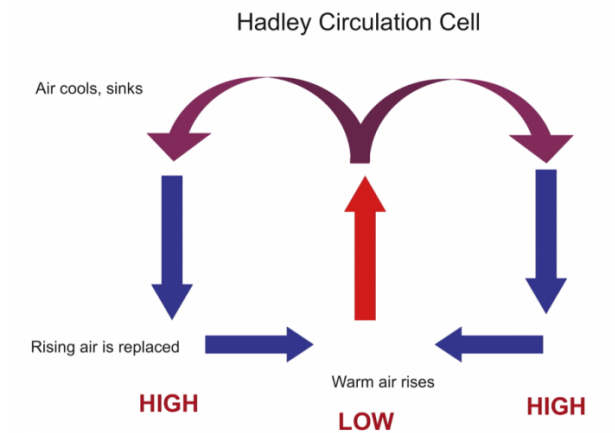
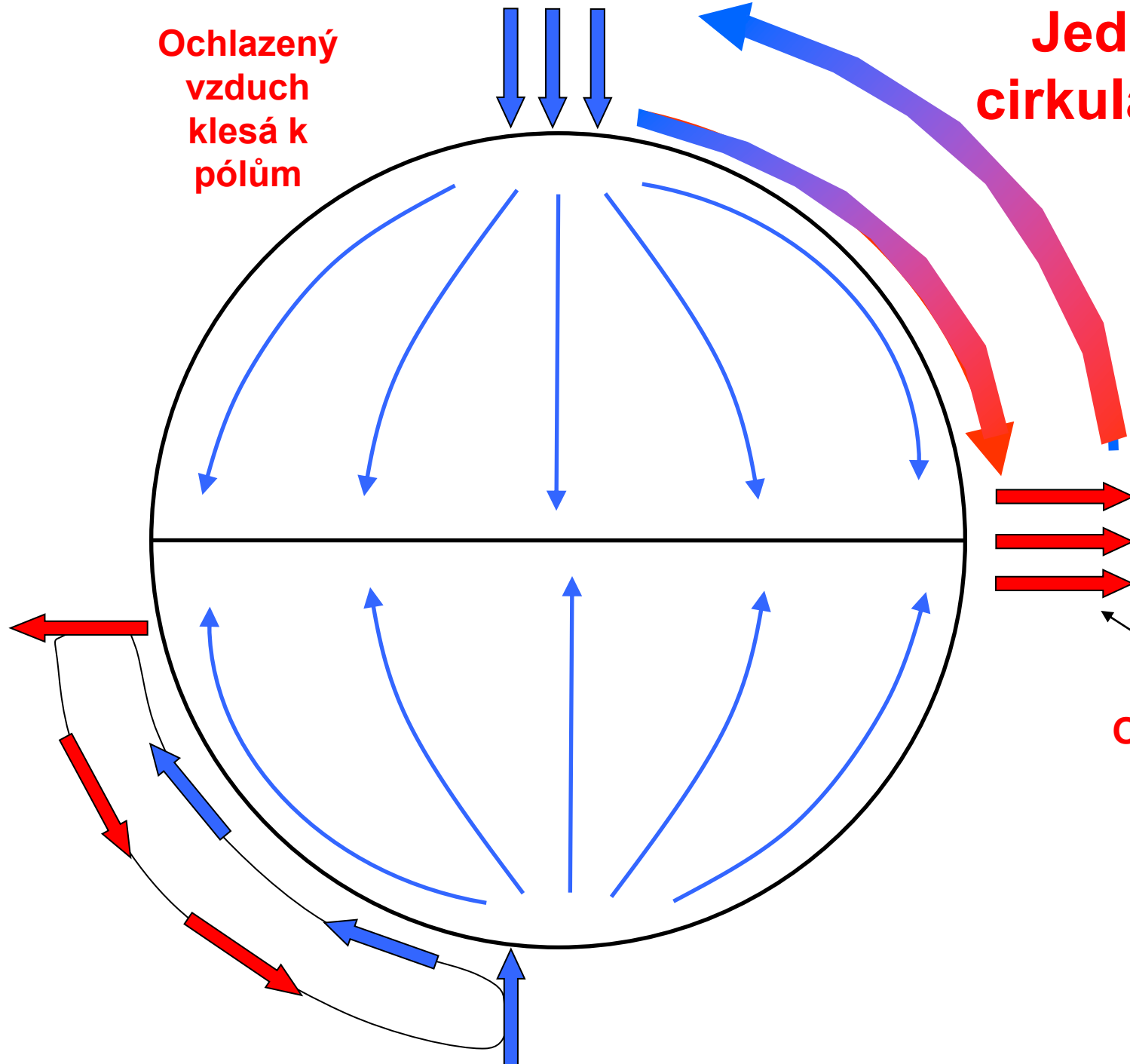


Ohřátý vzduch  
v tropech  
stoupá



Ochlazený  
vzduch  
klesá k  
pólům

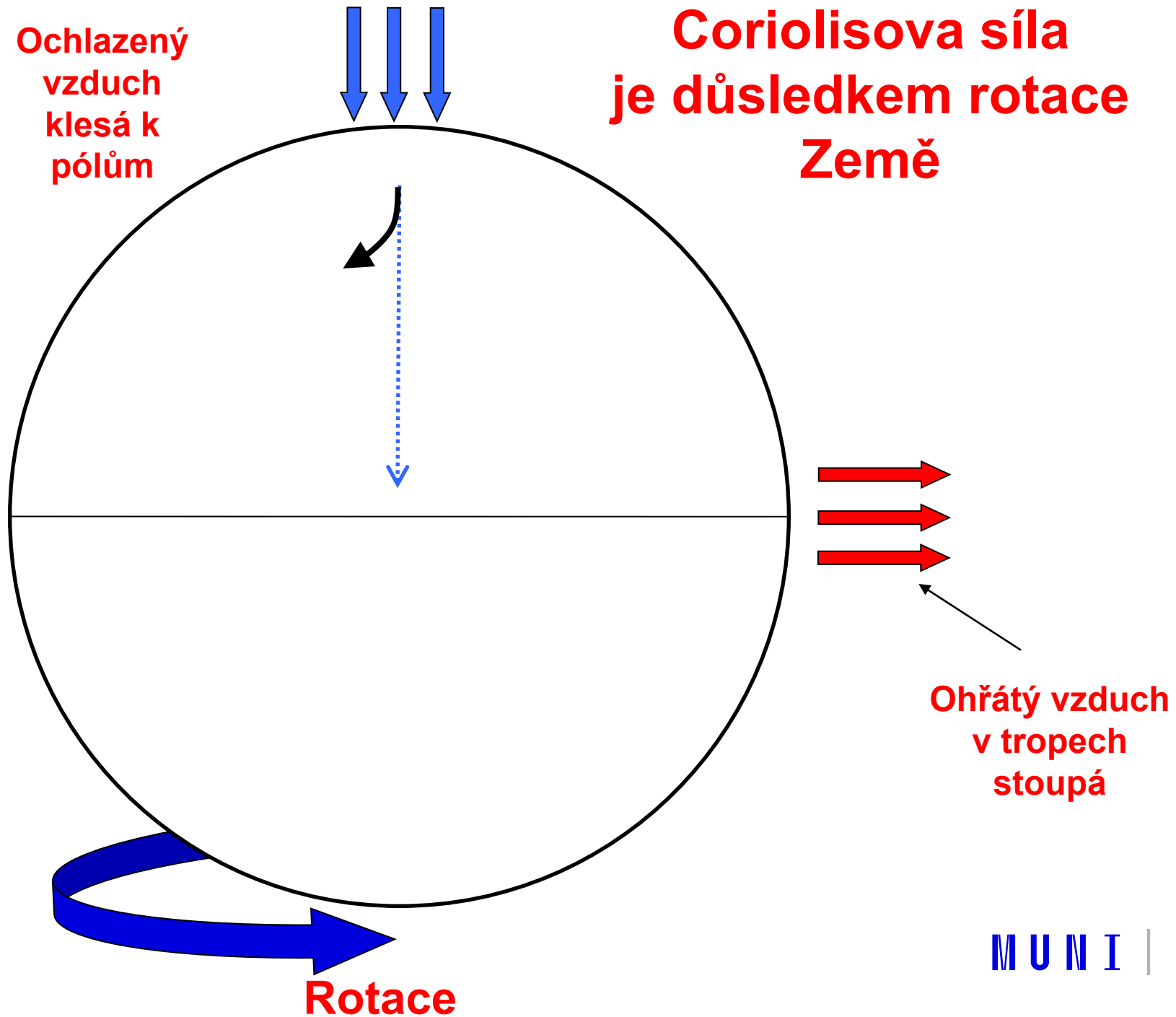
# Jednoduchá cirkulační buňka



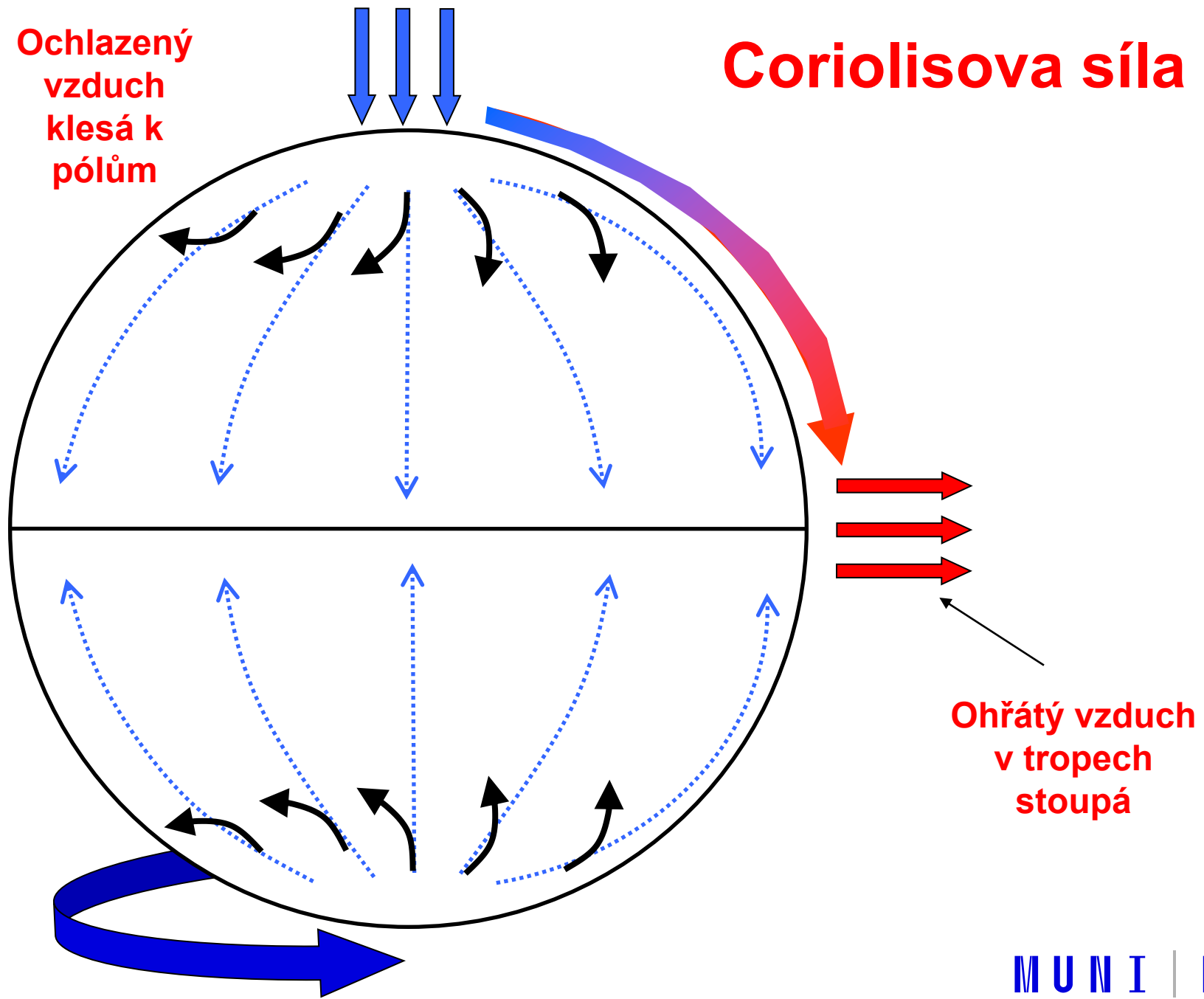
Ohřátý vzduch  
v tropech  
stoupá

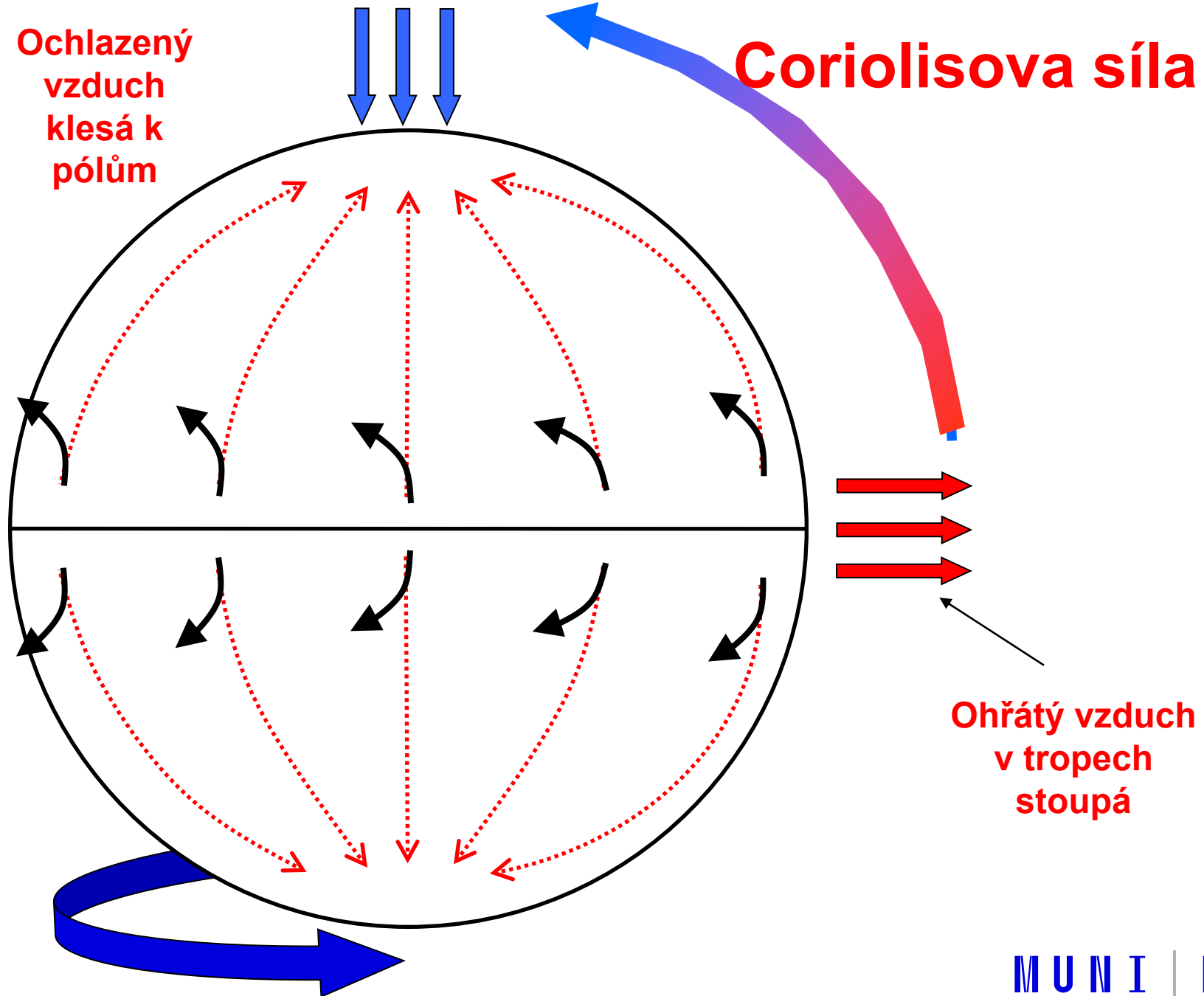
Ochlazený  
vzduch  
klesá k  
pólům

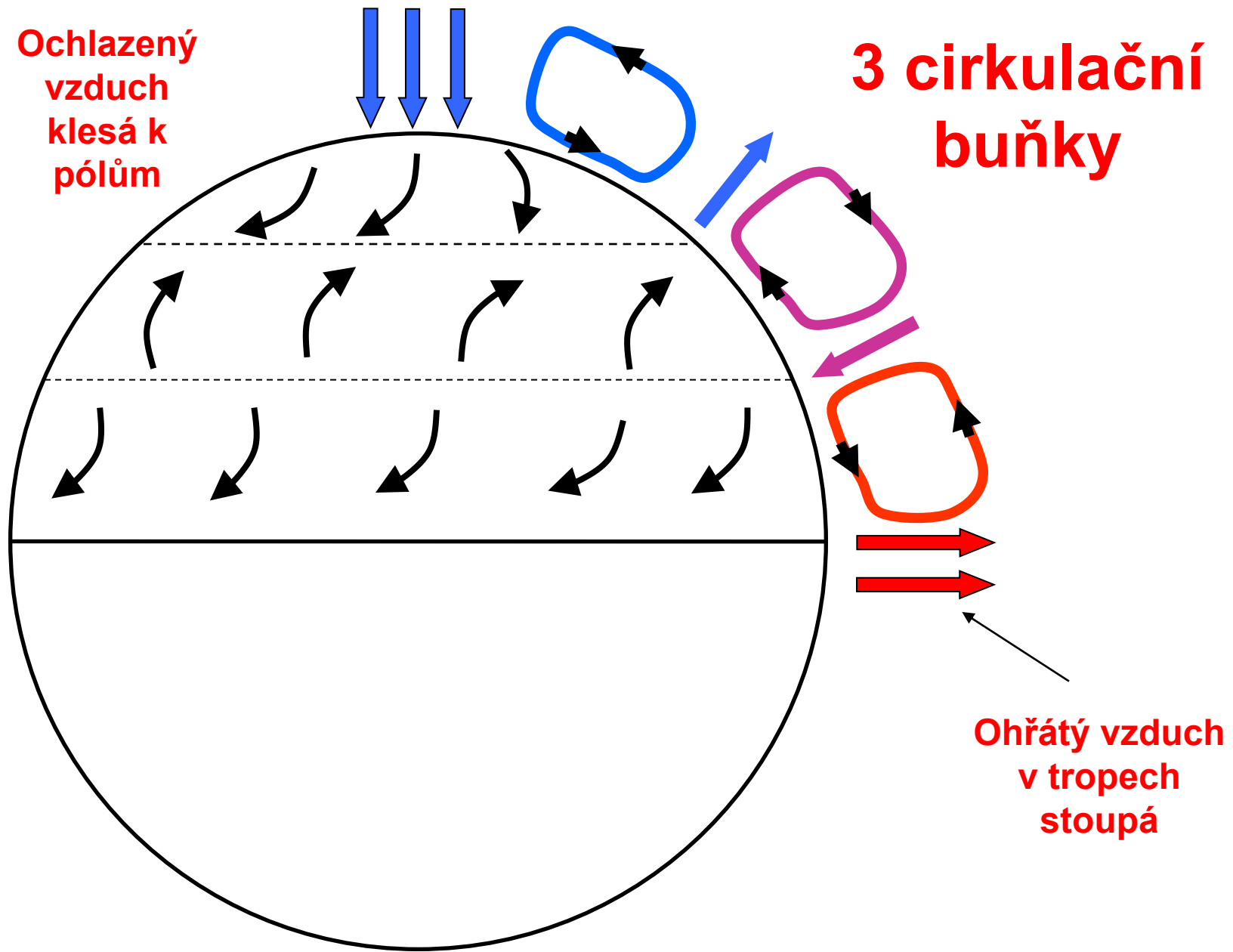
Coriolisova síla  
je důsledkem rotace  
Země

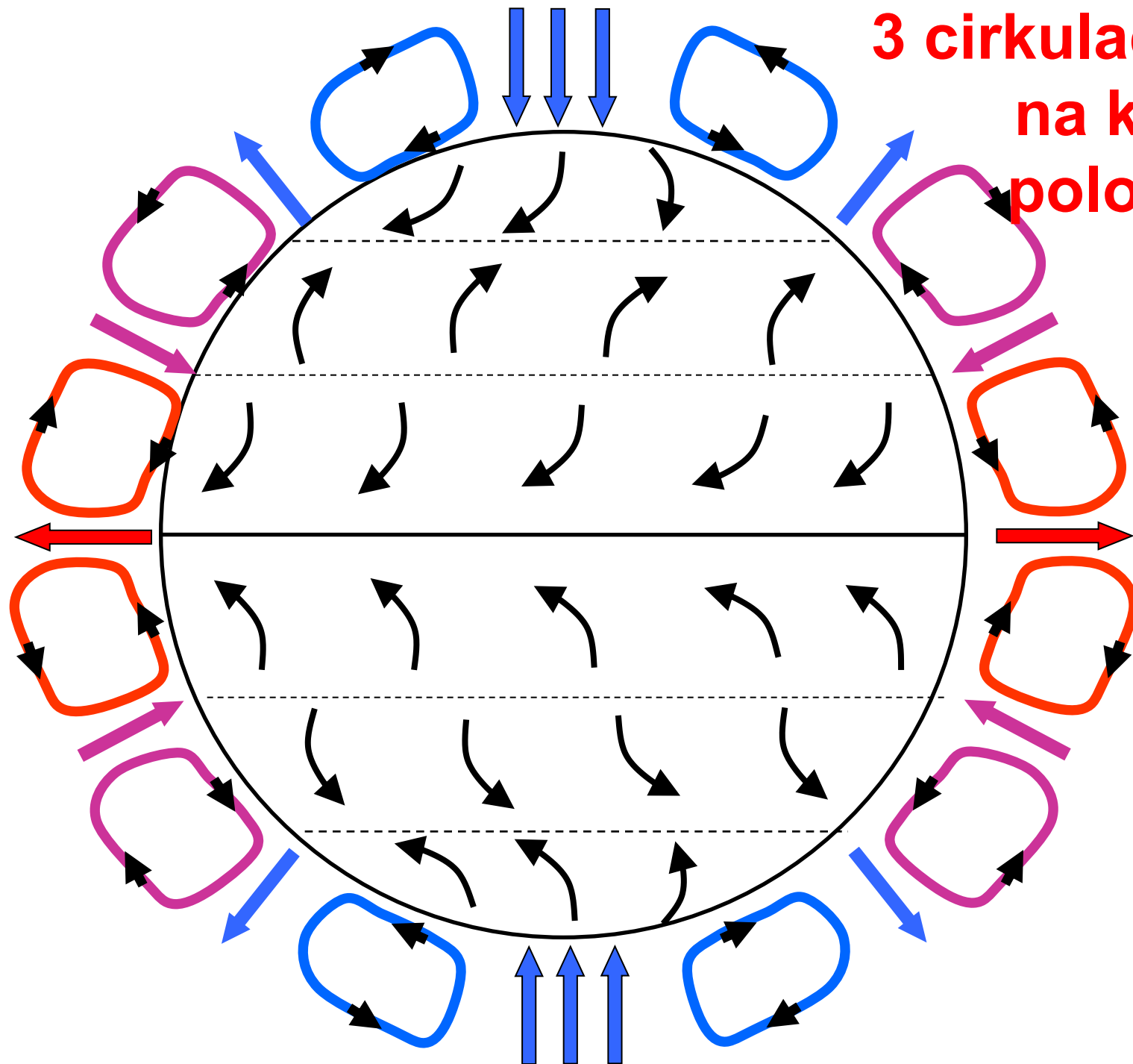


Ohřátý vzduch  
v tropech  
stoupá







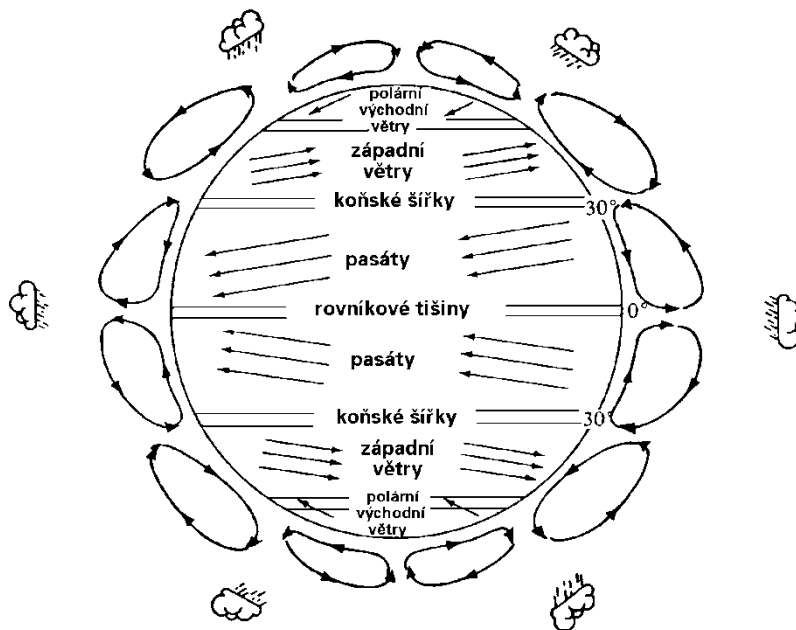


**3 cirkulační buňky  
na každé  
polokouli**

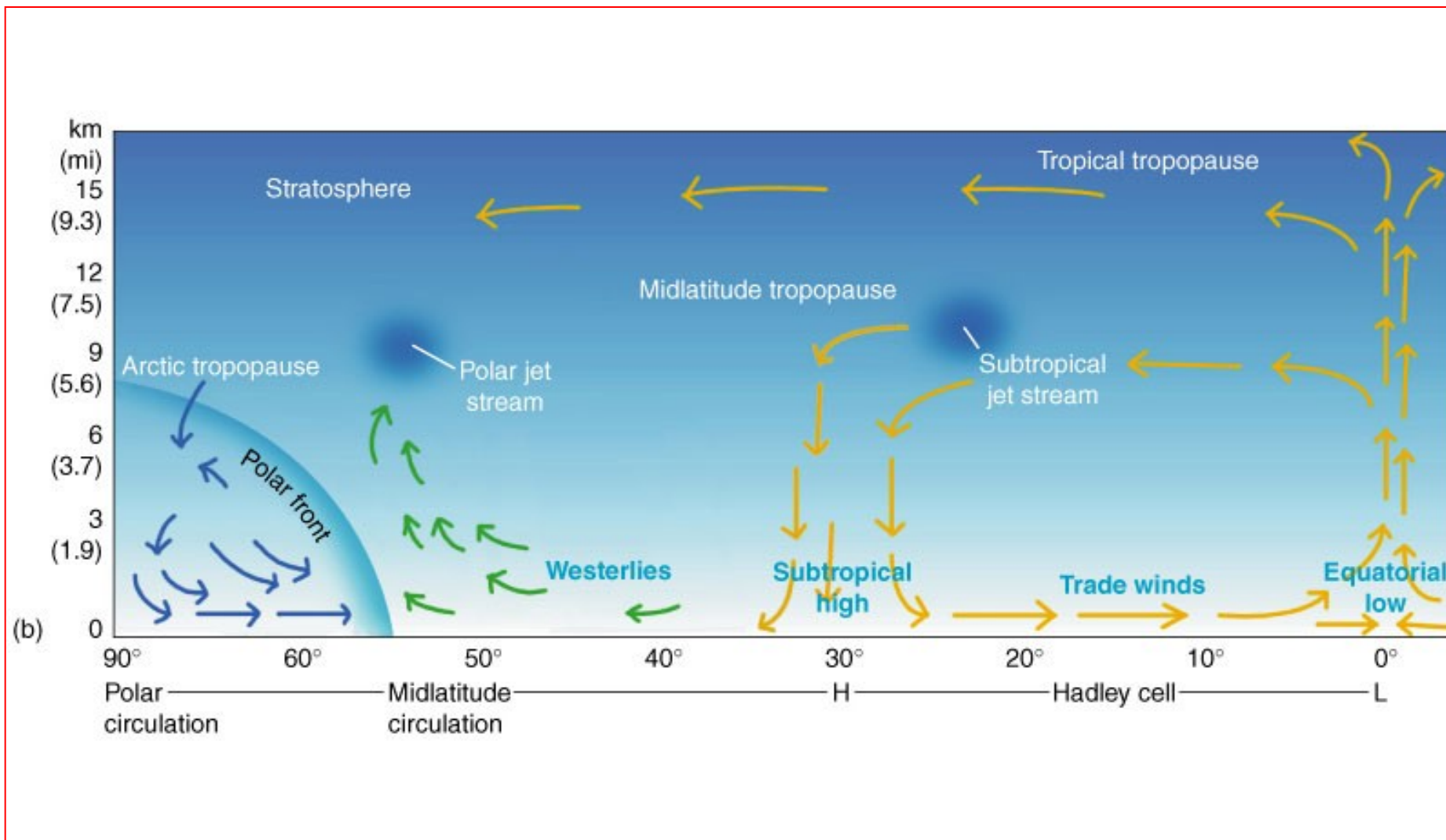


# Proudění v atmosféře

- ↪ 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

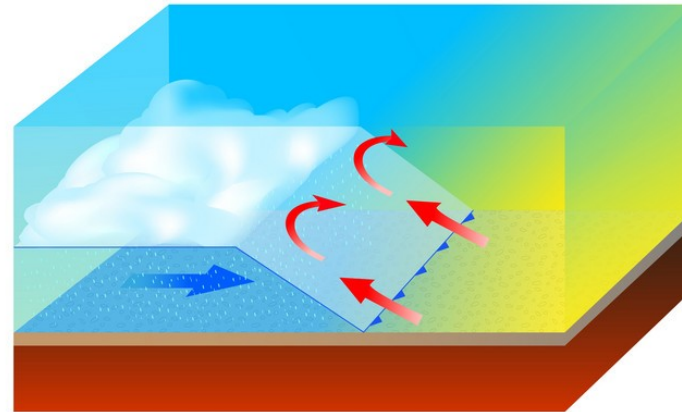


# Proudění v atmosféře

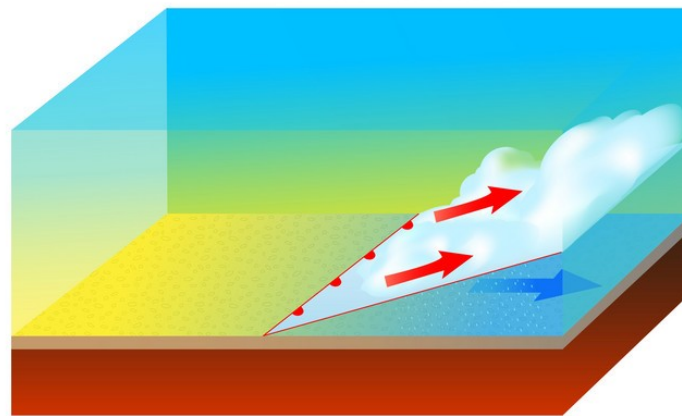


# Fronty a bouřky

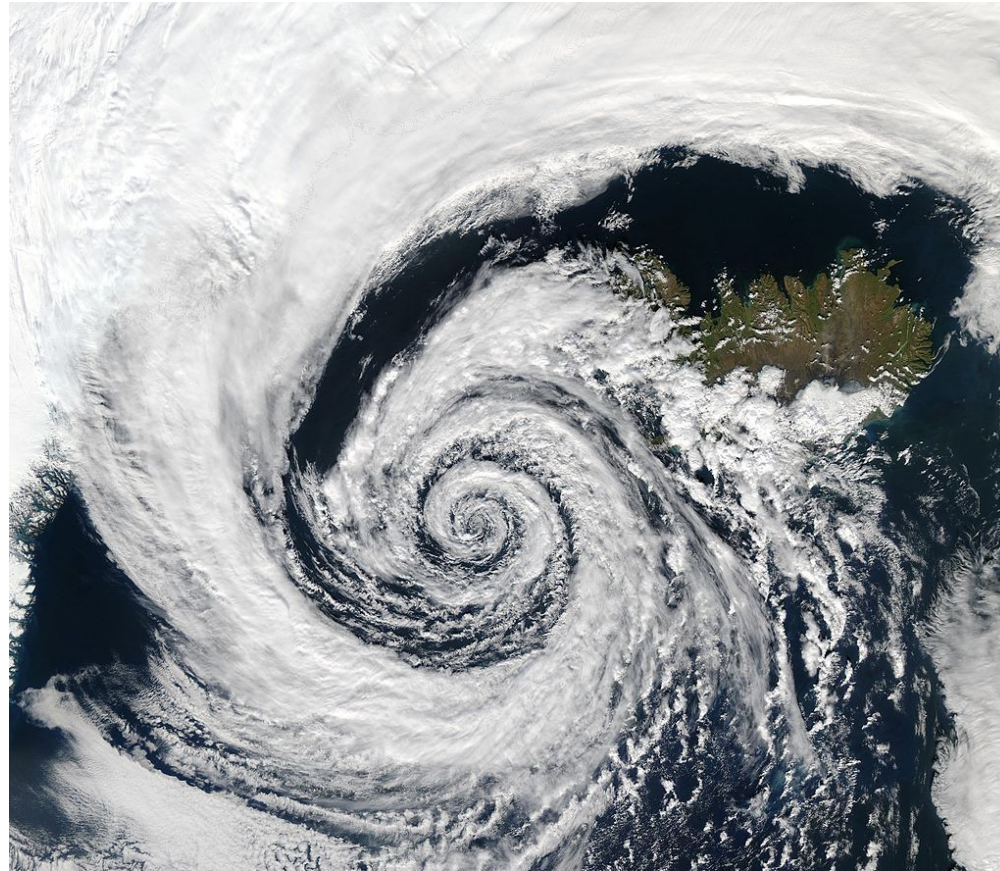
Cold front



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).



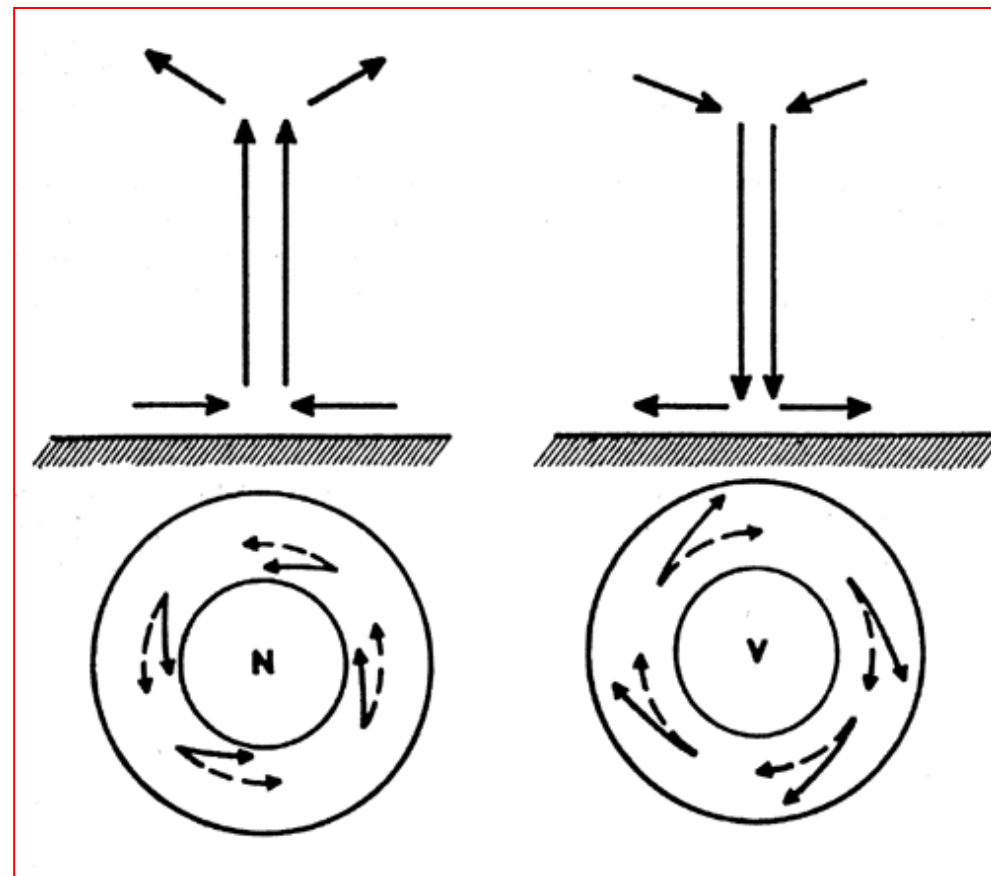
Produkce turbulence na vstupu horkých odpadních plynů do vnějšího ovzduší

# 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.

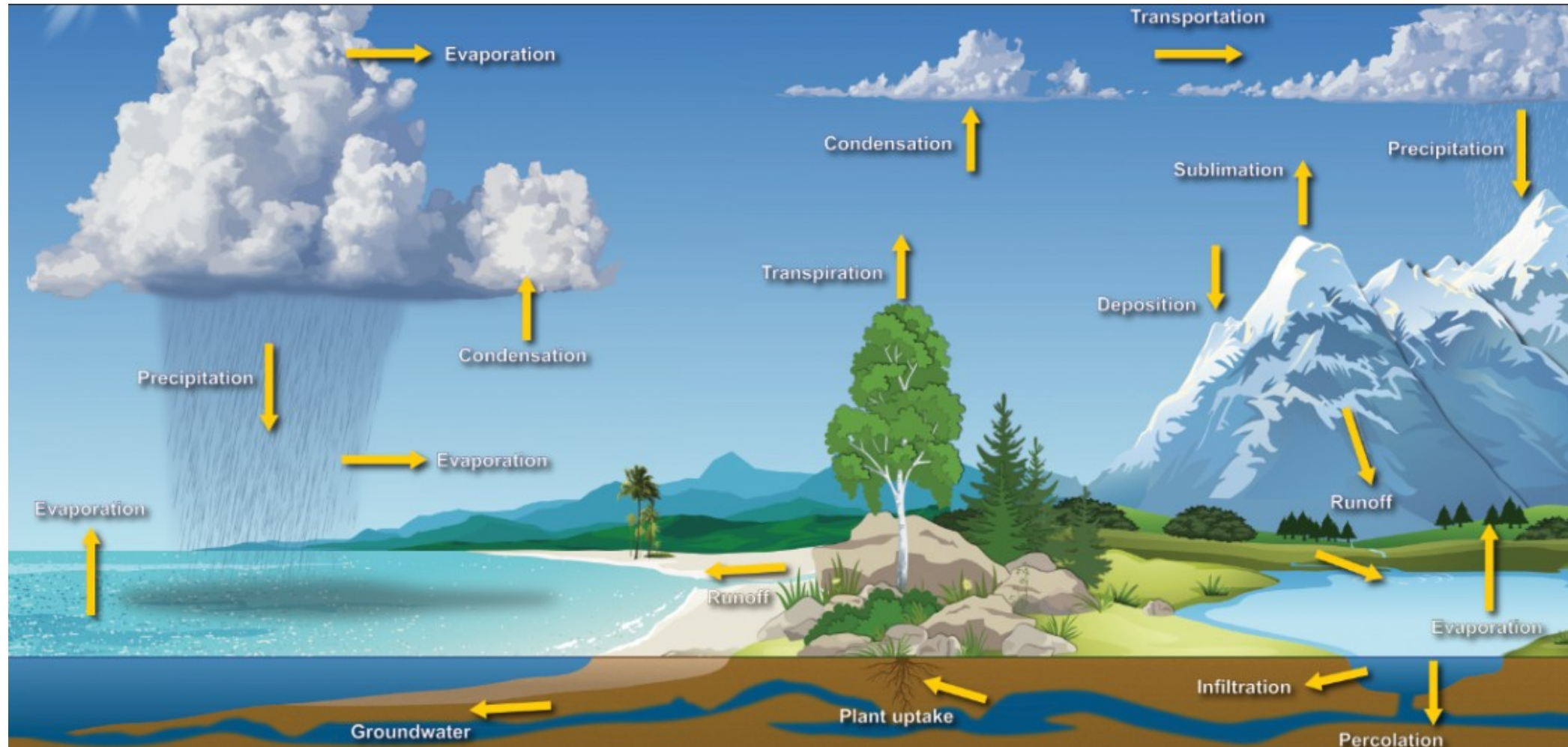
**Sestupné proudy** vyskytující při **situaci anticyklonální** udržují znečišťující příměsí v blízkosti zemského povrchu, tj. **zvyšuje se pravděpodobnost výskytu vyšších koncentrací těchto látek v přízemní vrstvě.**

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.

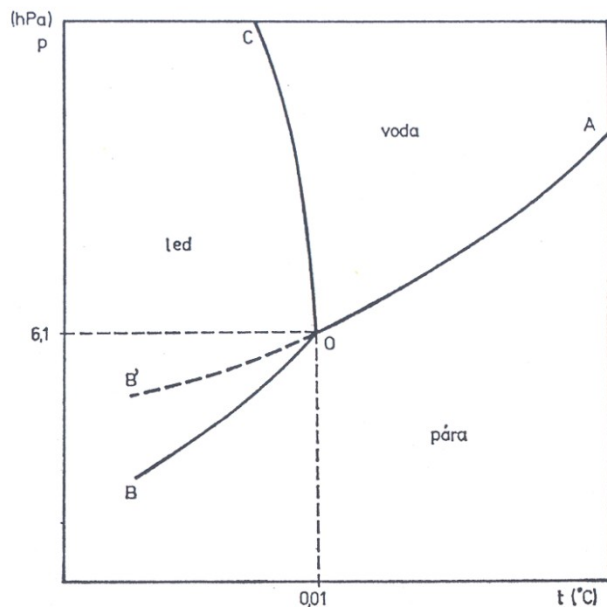
**Poměrná (relativní) vlhkost (r)** – je definován pomocí tlaku vodní páry:

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

**Absolutní vlhkost a** – hmotnost vodní páry v objemové jednotce vzduchu [kg.m<sup>-3</sup>]

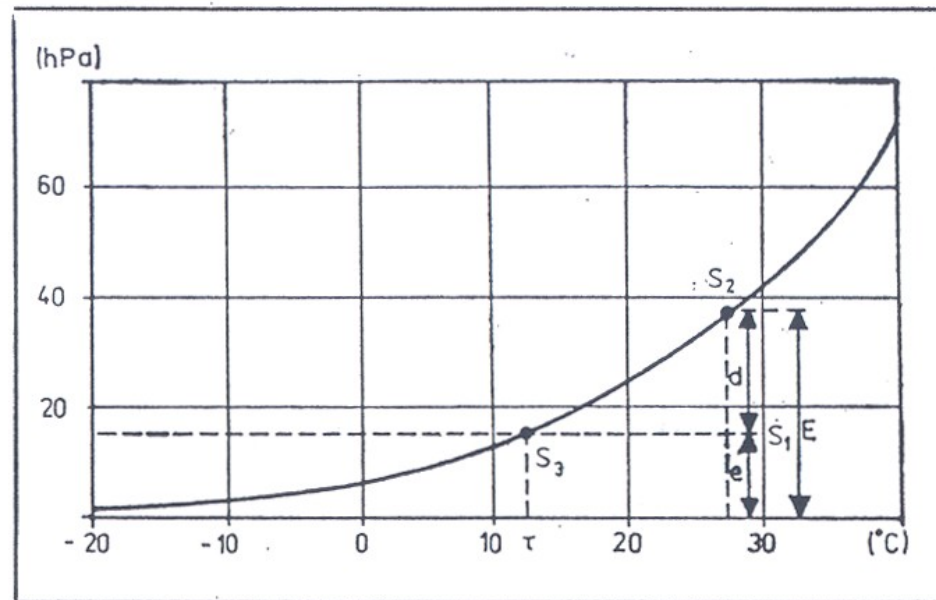
**Teplota rosného bodu (t)** – teplota, na kterou je třeba isobaricky ochladit vzduch, aby se nasytil v něm obsaženou vodní párou.

# Vlhkost vzduchu

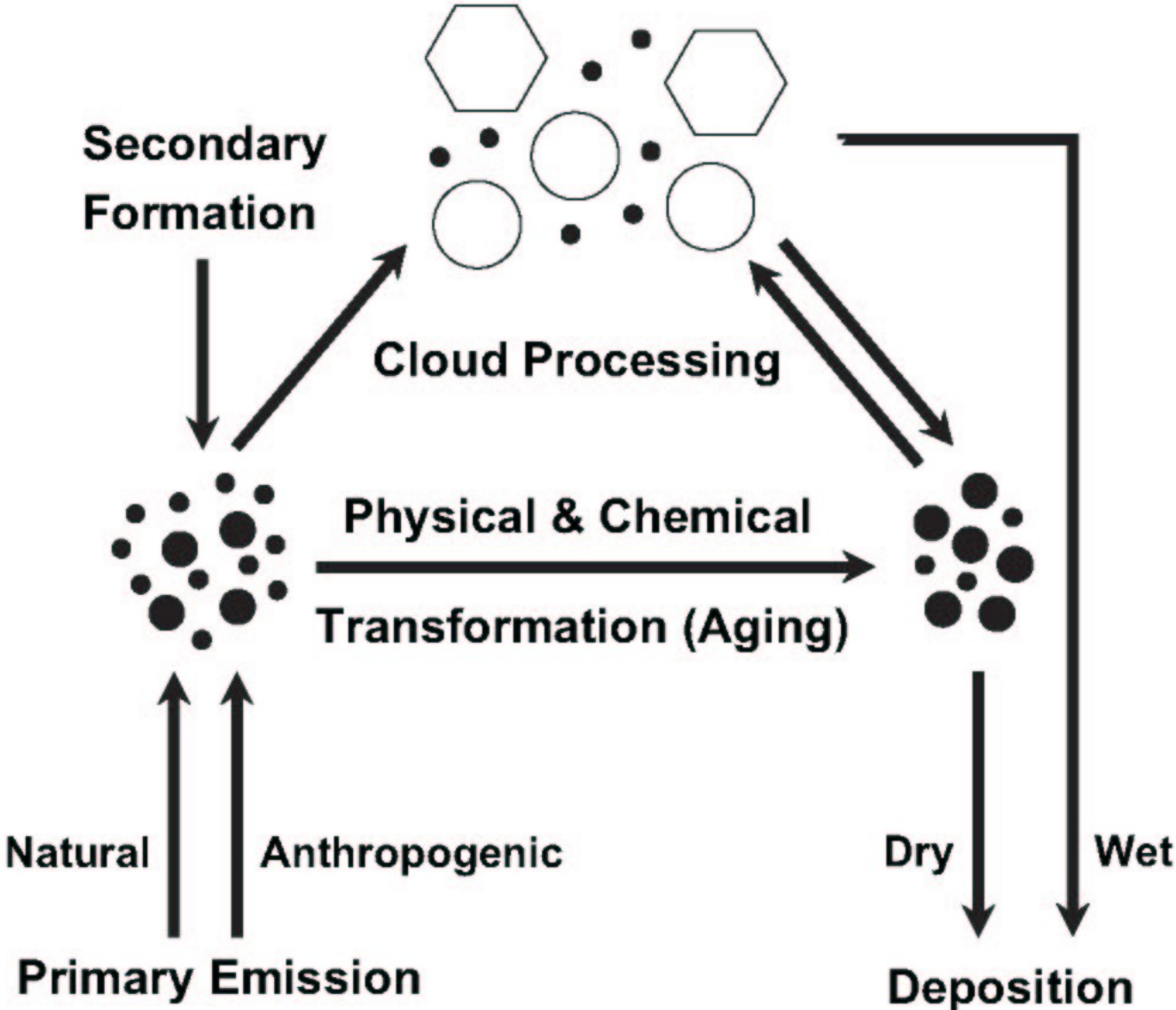


Trojný bod vody. (R. BUREŠ.)

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  $\text{cm}^3$  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.

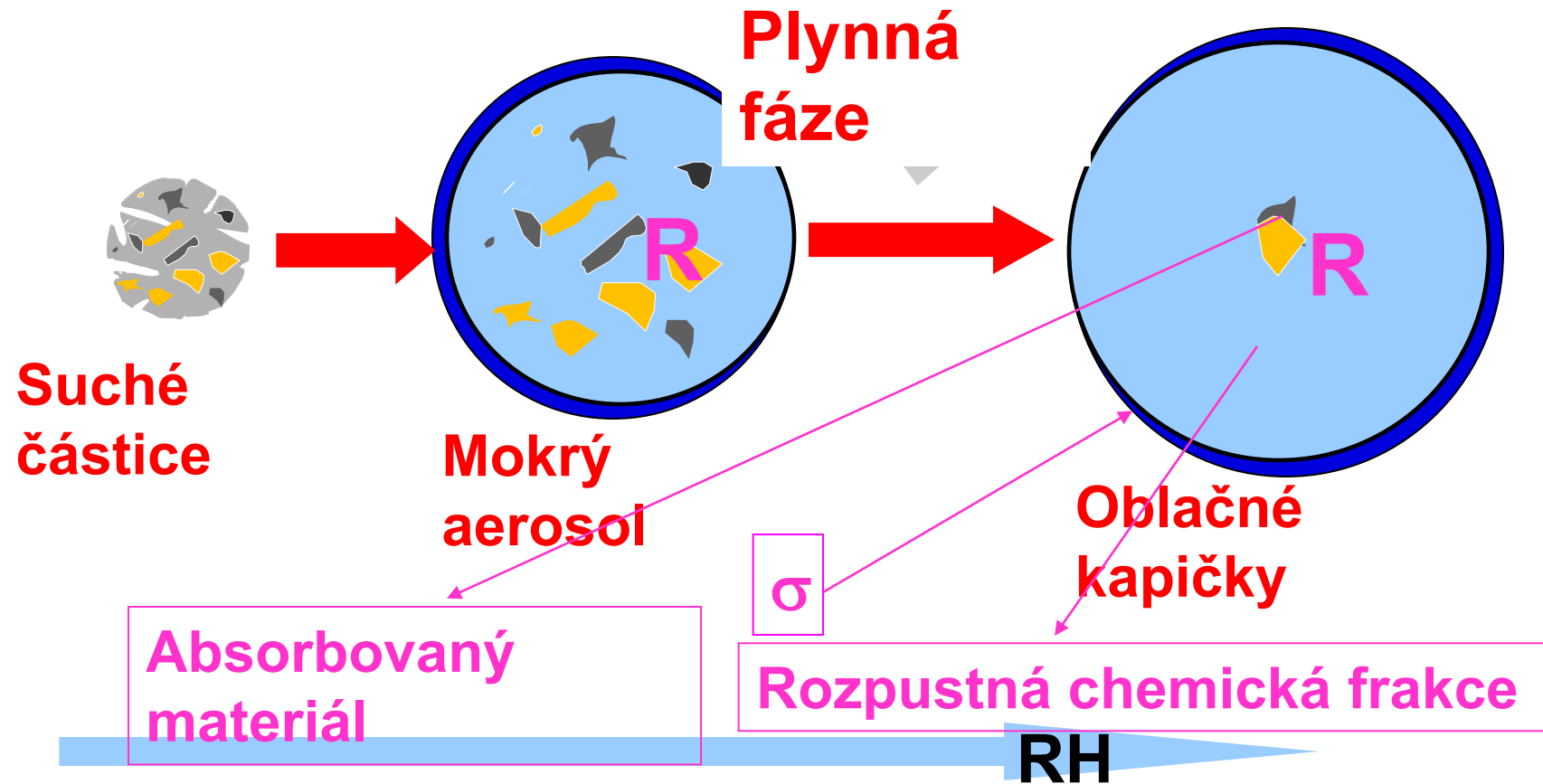
# Oblaka a klima

- ↪ **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)**





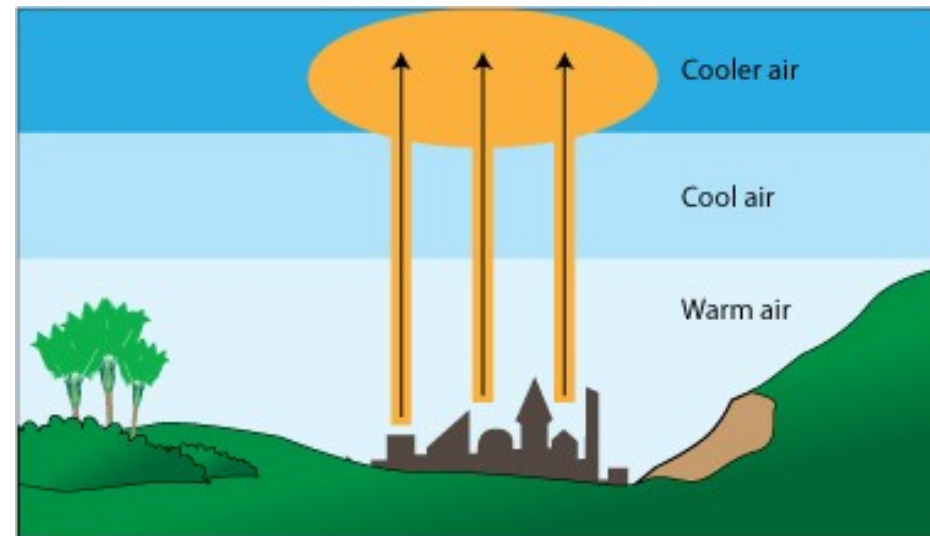
# Intuitivní schéma oblačné chemie



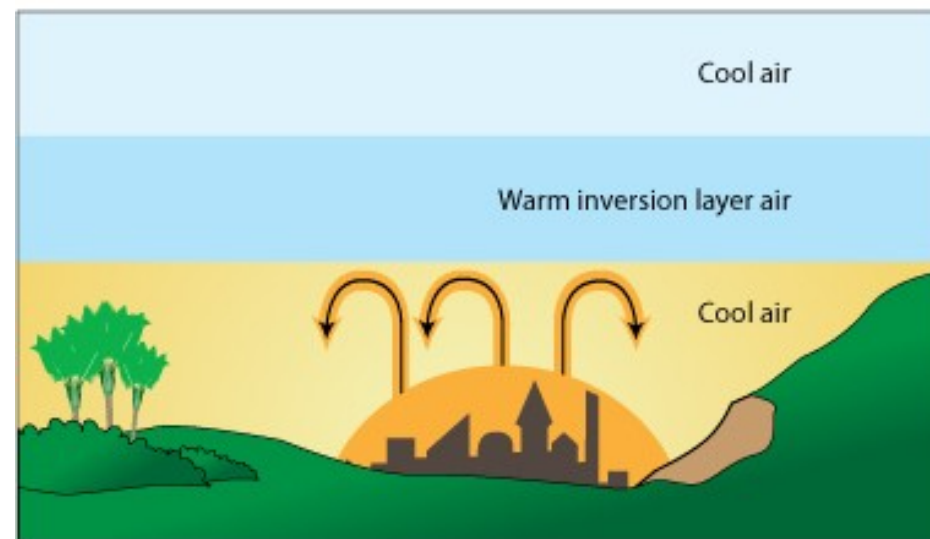
## Teplotní inverze a znečištění ovzduší

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 noci, 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

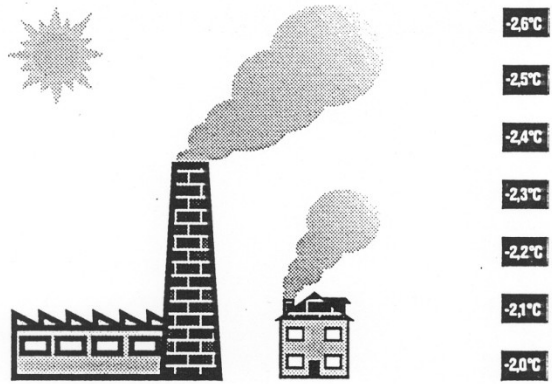
**Vzniká vlivem sesedání (subsidence) stabilní vzduchové hmoty v oblastech vysokého tlaku vzduchu. Subsidenční inverze jsou výškové, ale mohou postupně klesat až k zemskému povrchu, kde rychle zanikají.**

## 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.**

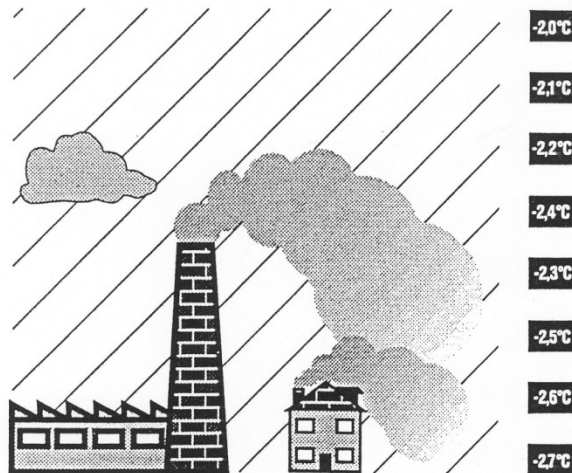
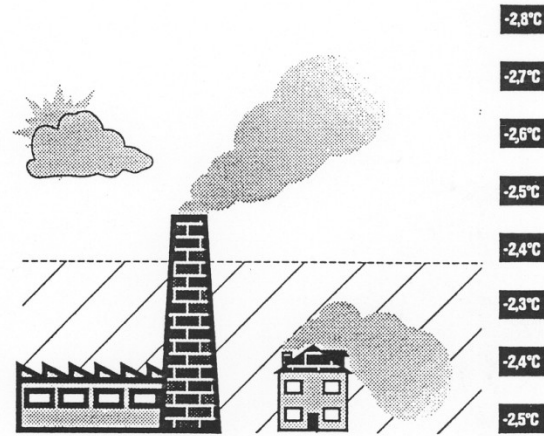
**Příčiny vzniku teplotních inverzí v MVA se mohou kombinovat, resp. uplatňovat současně.**

# 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

