

# Atmosféra a hydrosféra

## Přednáška č. 2

Mgr. Veronika Korvasová

---

ZÁKLADNÍ METEOROLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY

SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ A TEPLTNÍ REŽIM ATMOSFÉRY

# Sluneční záření a jeho intenzita

sluneční záření (elektromagnetické i korpuskulární) je převážným zdrojem energie pro celý planetární systém

energie z elektromagnetického vlnění je přeměněna v planetárním geosystému přeměněna na jiné druhy energie (tepelnou, elektrickou, druhotně kinetickou...)

vyjadřujeme ji ve  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ; za časový interval v Wh nebo kWh

**solární konstanta** =  $1366 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ; udává celkové množství sluneční energie dopadající na plochu  $1 \text{ m}^2/\text{s}$  kolmou na směr paprsků ve střední vzdálenosti Země od Slunce; kolísá v 11-letých cyklech.

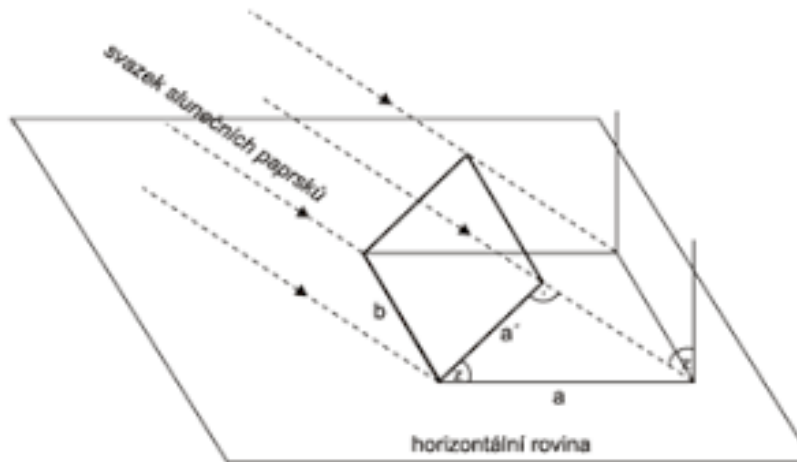
**insolace**: udává množství sluneční energie dopadající na vodorovnou plochu  $1 \text{ m}^2/\text{s}$  přímo na povrch Země.

**extraterestrální insolace**: insolace na horní hranici atmosféry

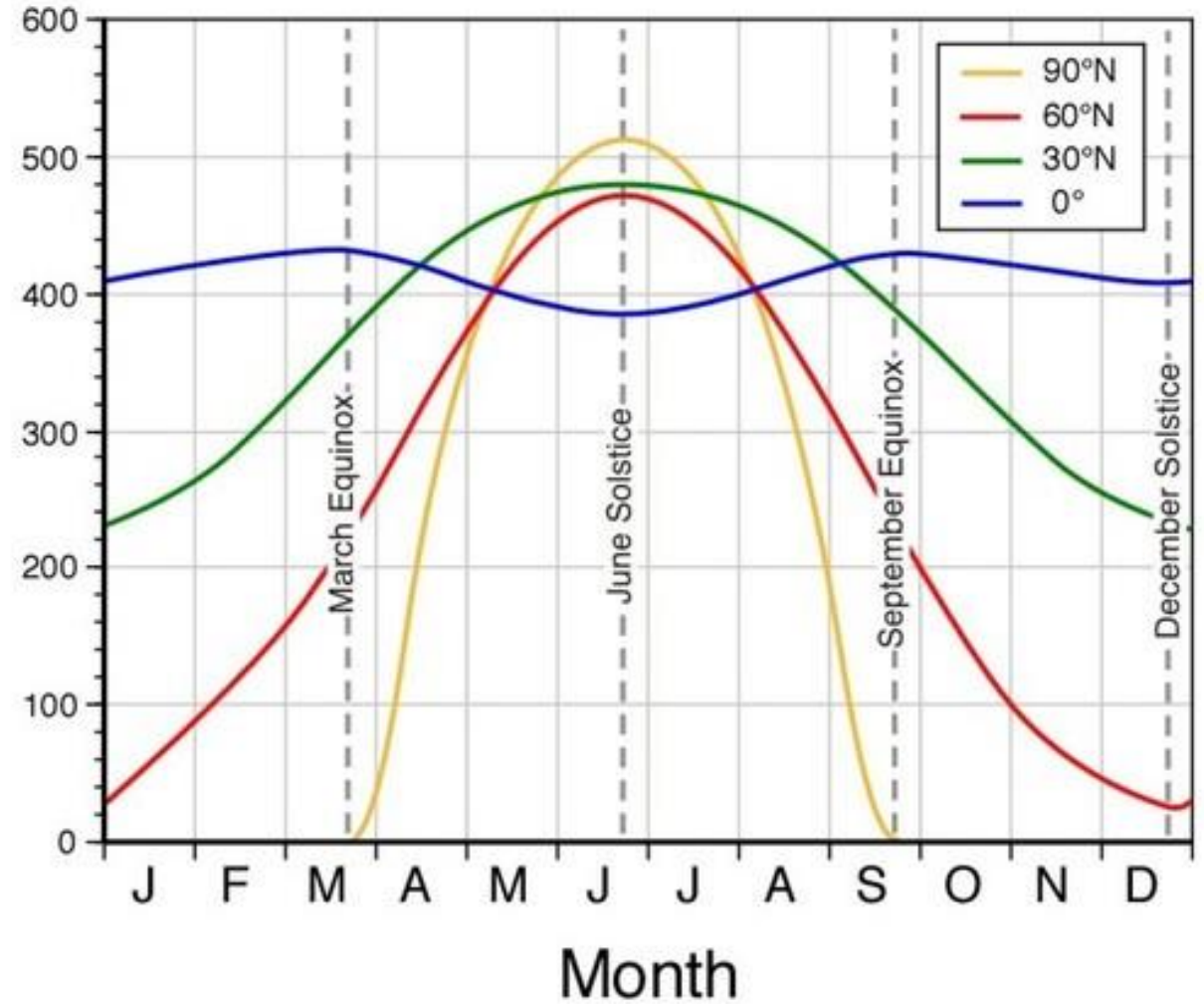
**solární klima**: nepravidelný roční režim insolace

Solární konstanta je teoretická hodnota, která udává maximální množství sluneční energie, které by mohlo dopadnout na Zemi. Insolace je skutečné množství sluneční energie, které dopadá na zemský povrch a je ovlivněno řadou faktorů

# Insolace



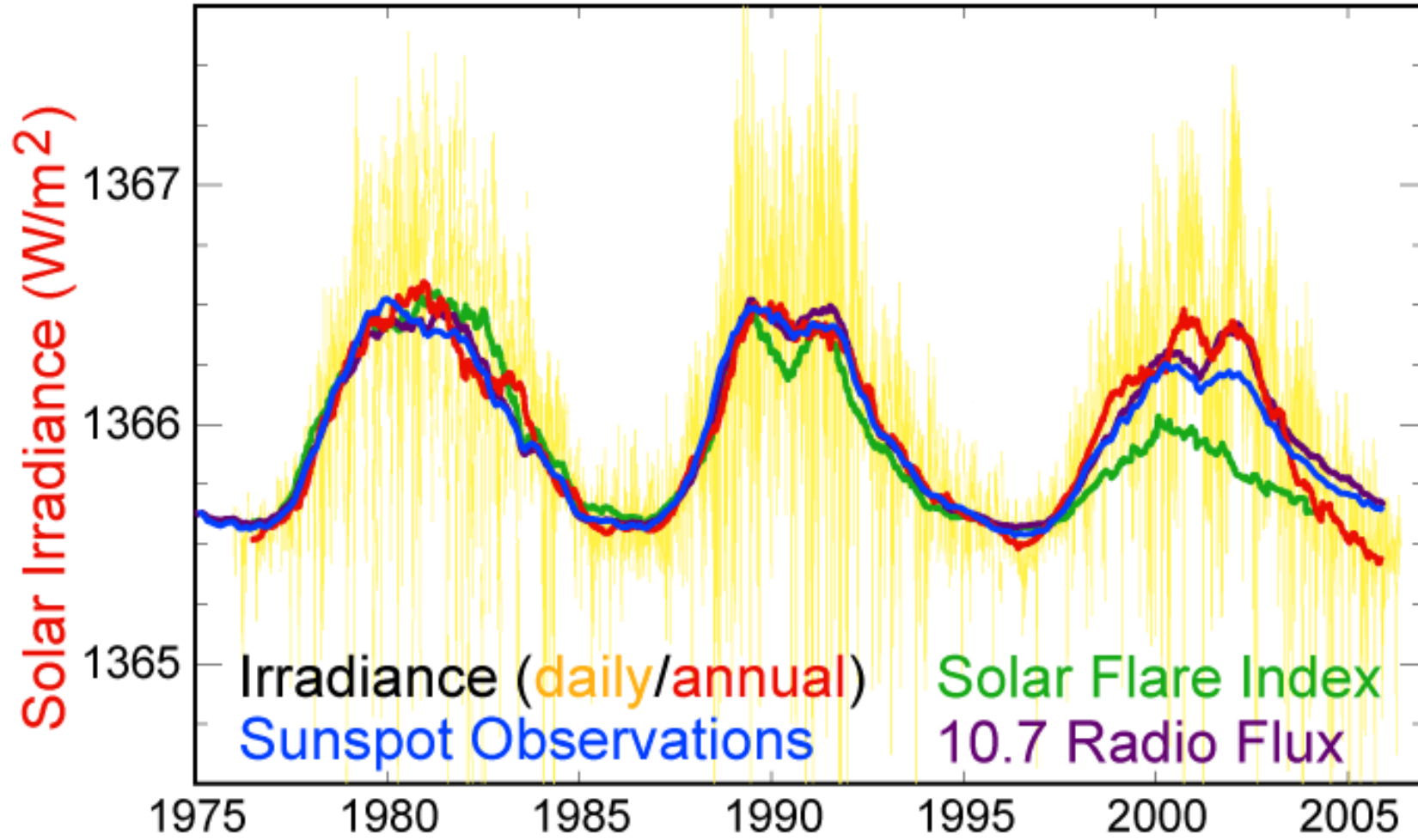
Insolation  
( $\text{Wm}^{-2}$ )



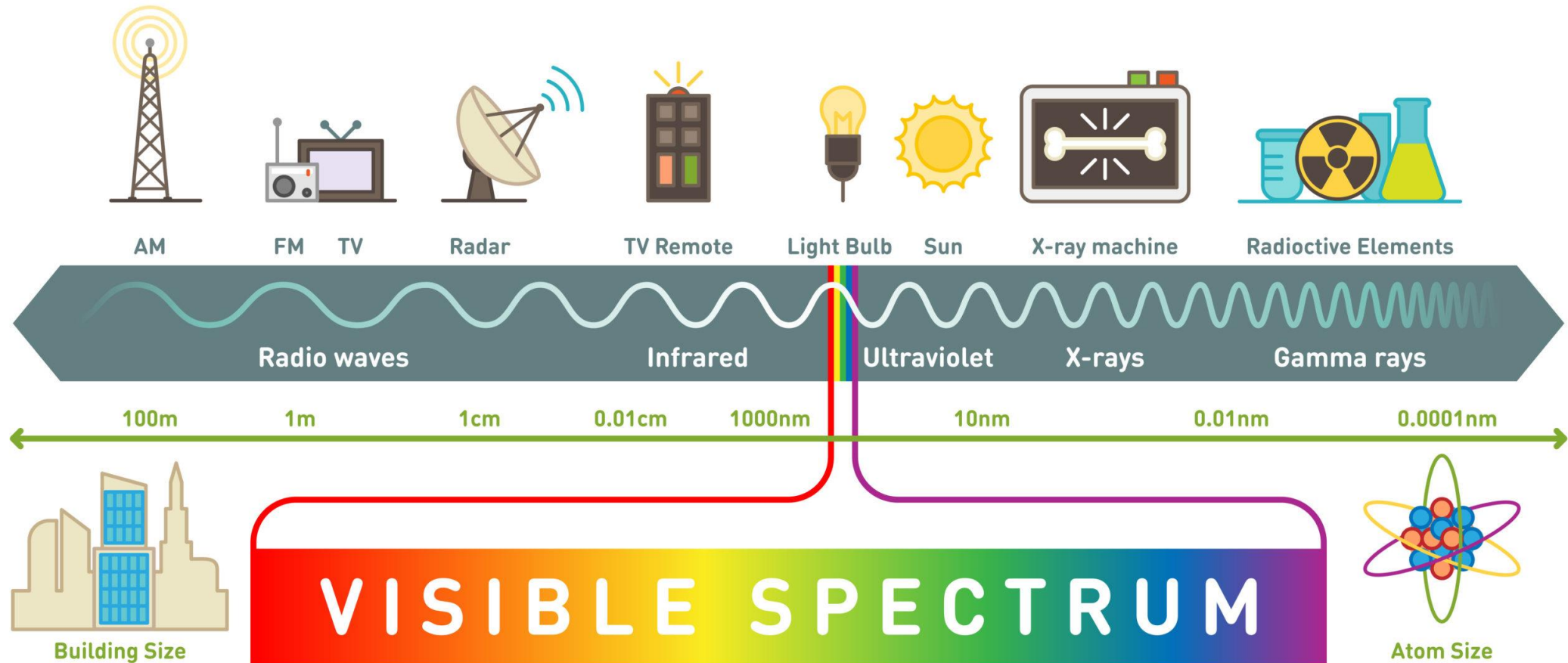
Zdroj: Ruda, A. (2014).

Zdroj: <https://yukongreenhouse.weebly.com/>

# Solar Cycle Variations



# Electromagnetic Spectrum



Krátkovlnné záření (0,1-4  $\mu\text{m}$ ) x dlouhovlnné záření (nad 4  $\mu\text{m}$ )

Zdroj: <https://e-manuel.cz/>

# Změny slunečního záření v atmosféře

atmosférická extinkce – proces změny kvantitativních a kvalitativních vlastností slunečního záření při průchodu atmosférou

kvantita záření se zmenšuje jeho pohlcováním, kvalita pak rozptylem na molekulách vzduchu a aerosolech

Čím delší dráha paprsku → tím větší změna

Pohlcování – má selektivní charakter, jednotlivé plyny pohlcují záření pouze určitých vlnových délek, a jen asi 15 % z celkového záření je pohlceno. Převážný podíl na jeho pohlcování mají vodní páry, dusík, kyslík, ozon a oxid uhličitý.

Rozptyl - nejvýznamnější změna; dochází k odrazu na molekulách a atomech plynů (molekulární rozptyl) a také na větších kapalných a pevných částicích (aerosolový rozptyl)

- **Molekulární rozptyl:** platí tzv. Rayleighův zákon, který říká, že čím je kratší vlnová délka, tím je záření výrazněji rozptylováno. V rozptýleném záření ve viditelné části spektra převládají kratší vlnové délky (modrá a fialová), které vysvětlují modré zbarvení oblohy. Oproti tomu v přímém záření převládají dlouhovlnné části spektra a zbarvení vycházejícího či zapadajícího Slunce nebo samotná barva Slunce na modré obloze se tak jeví jako červenožluté.
- **Aerosolový rozptyl:** na větších kapkách a pevných částicích větších než 1,2  $\mu\text{m}$ . Není závislý na vlnové délce, a nedochází ke změně spektrálního složení. V důsledku toho mají oblaka nebo mlha bílé až šedé zbarvení.
- Intenzita rozptylu klesá s výškou! (klesá obsah příměsí → narůstá modré zbarvení oblohy)

Refrakce paprsků – dochází k ní se změnou hustoty vzduchu

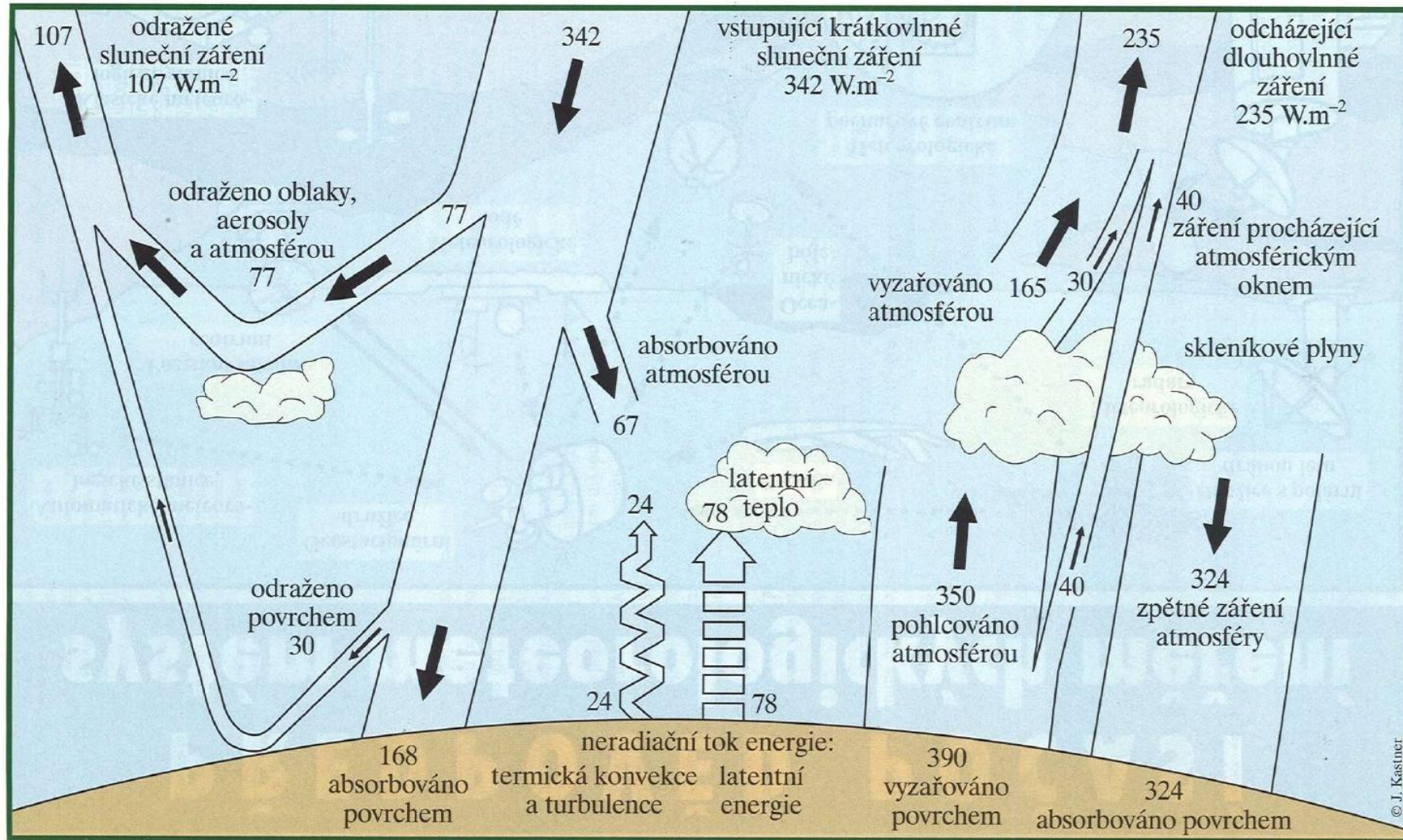
# Proč je záření důležité?

## Energetická bilance Země

---

- přímé sluneční záření
- rozptýlené záření
- globální záření
- odražené záření
- dlouhovlnné záření
- **albedo** (a **planetární albedo**): Udává, jak moc daný povrch odráží dopadající elektromagnetické záření, nejčastěji sluneční světlo. Jedná se o poměr odraženého záření k celkovému množství záření, které na povrch dopadá.

# Radiační a tepelná bilance Země





# Základní způsoby přenosu tepelné energie

---



dlouhovlnné vyzařování Země



latentní tok tepla (LE)



turbulentní tok tepla (H)



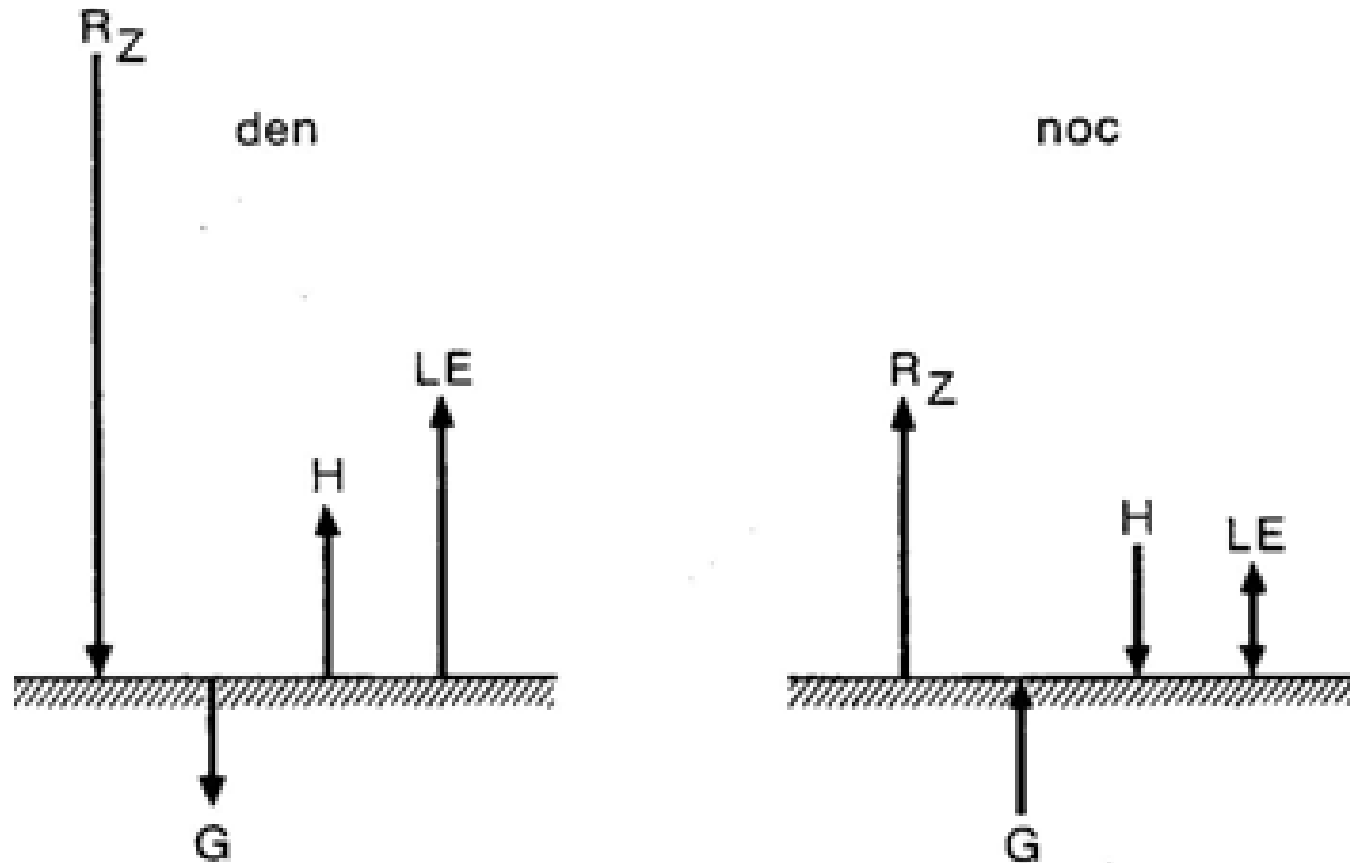
tok tepla do nebo z podloží do aktivního povrchu (G)



molekulární vedení tepla (M)

Výslednou **energetickou bilanci aktivního povrchu** ( $R_Z$ ) můžeme vyjádřit jako součet turbulentního toku tepla, latentního toku tepla a toku tepla do nebo z podloží aktivního povrchu.

$$R_Z = H + LE + G$$



# Teplotní režim atmosféry

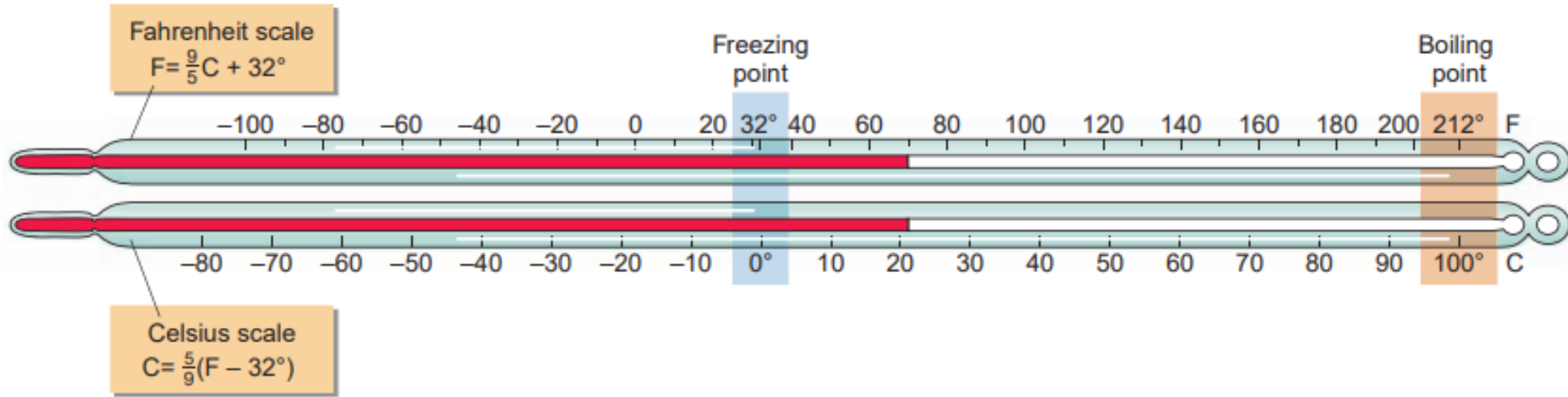
rozložení teploty vzduchu v rámci denního a ročního chodu, sledování jejich neustálých změn zahrnujících i sledování teploty povrchu půdy a jejího podloží

*denní i roční chod teploty vzduchu a její změny s nadmořskou výškou jsou podmíněny insolací, albedem a efektivním vyzařováním aktivního povrchu*

Jednotka teploty: soustava SI používá Kelvinova stupnice, v klimatologii se používá Celsiova a některé státy využívají Fahrenheitovu stupnici.

Pro správné pochopení procesů odpovědných za tepelné změny v atmosféře je potřeba připomenout pár fyzikálních termínů týkajících se tepelných vlastností látek:

- **tepelná kapacita:** schopnost tělesa pohlcovat teplo, charakterizuje ji koeficient tepelné kapacity (tepelná kapacita vody je vyšší než půdy)
- **tepelná vodivost:** představuje schopnost látek šířit a vést teplo (písečná půda má vyšší koeficient tepelné vodivosti než nehybný vzduch)
- **teplotní vodivost:** vystihuje schopnost tělesa nebo látky zahřívát se nebo ochlazovat se (např. teplotní vodivost půdy při 10% vlhkosti)



### 3.4 Celsius and Fahrenheit temperature scales compared

At sea level, the freezing point of water is at Celsius temperature (C) 0°, while it is 32° on the Fahrenheit (F) scale. Boiling occurs at 100°C, or 212°F.

# Měření teploty vzduchu

---



základní meteorologický prvek

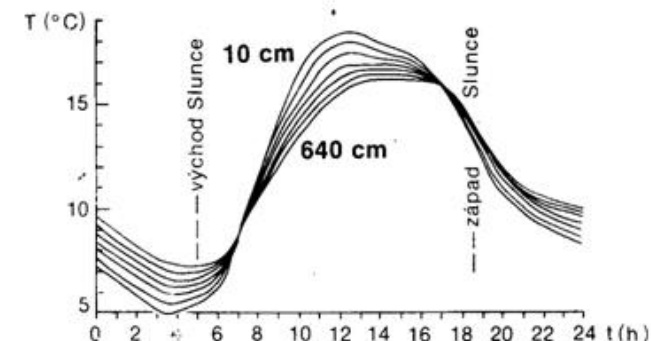
měří se ve výšce 2 m nad zemským povrchem (**přízemní teplota**)

Sledujeme vždy průběh teploty v rámci dne a roku.

- Denní chod vyjadřuje teplotní změny během 24 hodin.
- Roční chod analogicky vyjadřuje změnu teploty během jednoho roku, k čemuž se používají denní, dekadové či měsíční charakteristiky.

# Denní chod teploty vzduchu

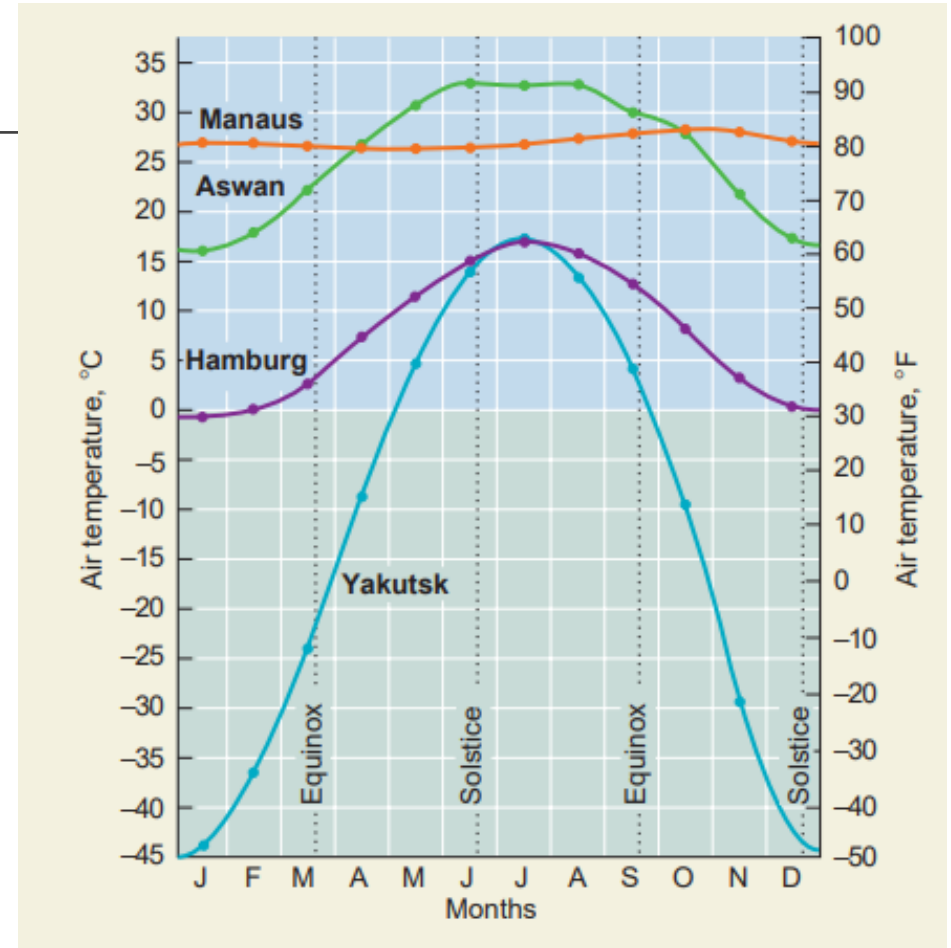
---



- Prohřívání probíhá vertikálně směrem od povrchu vzhůru.
- **Teplotní amplituda:** rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší hodnotou teploty vzduchu.
  - Snižuje se s nadmořskou výškou.
  - Vzestup teploty je tak u aktivního povrchu strmější a její pokles naopak pozvolnější.
- Hodnota denní amplitudy závisí na následujících faktorech:
  - charakter počasí: při radiačním typu počasí je teplotní amplituda větší než při advekčním typu počasí
  - roční období: v mírných šířkách je nejvyšší amplituda v důsledku malé zásoby tepelné energie v podloží po zimním období na jaře - v noci pak převažuje ochlazování dlouhovlnným vyzařováním povrchu – do další zimy se amplitudy snižují;
  - zeměpisná šířka: od rovníku k subtropickým šířkám amplitudy narůstají, a potom se začínají k pólům snižovat;
  - vzdálenost od pobřeží: vysoká tepelná kapacita vody zachovává teplotu vzduchu po delší dobu, oproti tomu kontinentální klima má rychlejší oteplování a ochlazování, tudíž amplitudu prohlubuje,
  - tvar reliéfu: vypouklé tvary reliéfu mají menší amplitudy než rovinné a ty menší než vhloubené;
  - pokryv aktivního povrchu: vegetace x holý povrch

# Roční chod teploty vzduchu

- Roční chod teploty vzduchu závisí zejména na režimu výměny vzduchových hmot, zeměpisné šířce a stupni kontinentality.
- Křivky ročního chodu teploty se převážně vyznačují jedním maximem a jedním minimem.
- V planetárním měřítku rozlišujeme několik typů ročního chodu teploty vzduchu.



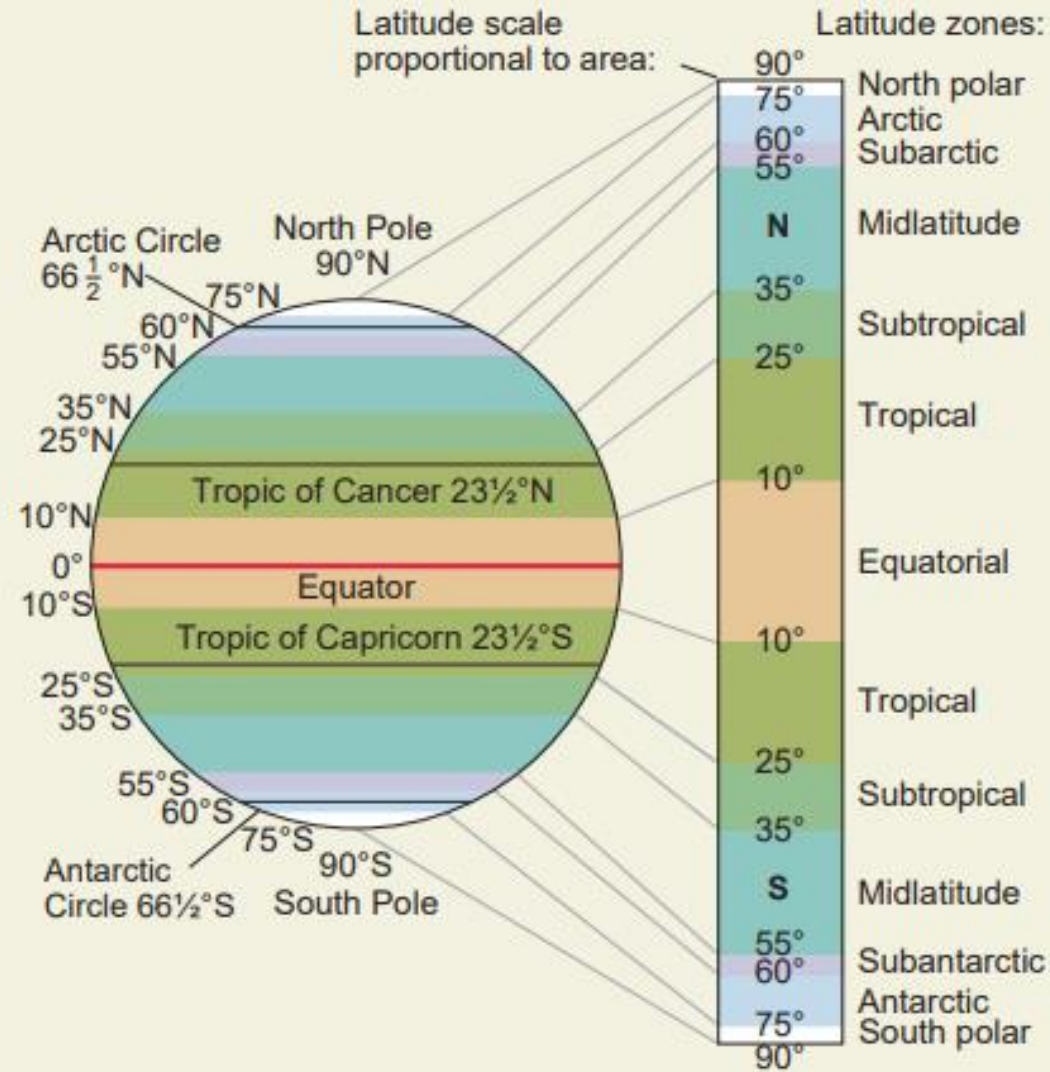
Průměrné měsíční teploty v průběhu roku.  
Zdroj: Strahler, 2010.

# Typy ročních chodů teplot

- **rovníkový typ:** malá amplituda (kolem 5 °C) a přítomností dvou nevýrazných maxim v období slunovratů
- **tropický typ:** vyšší amplituda (5 °C při pobřeží, 10–15 °C nad pevninou) a jedním teplotním maximem a minimem v období nejvyšší a nejnižší výšky Slunce nad obzorem
- **typ mírného pásu:** extrémní teplotní hodnoty po letním a zimním slunovratu (na severní polokouli se maxima a minima objevují v červenci a lednu, nad oceány a v horských oblastech pak v srpnu a únoru – důsledek pomalejšího prohřívání a ochlazování oceánů a postupného prohřívání a ochlazování jednotlivých vrstev troposféry), amplitudy nad pevninami kolísají v rozmezí 10–15 °C u pobřeží a 60 °C uvnitř kontinentu), lze vymezit oblast subtropickou, vlastní mírnou a subpolární
- **polární typ:** vyšší teplotní amplitudy (30–40 °C nad pevninou, 20–25 °C nad oceány), přičemž maxima vrcholí v polárním létě a minima na konci polární noci



A geographer's system of latitude zones, based on the seasonal patterns of daily insolation observed over the globe.



# Nepravidelnosti Singularity

Vybočením ze zaběhlého teplotního chodu dochází při neperiodických, pravidelných a dlouhodobých změnách, které souvisí s odchylkou od celkového trendu počasí. Výkyvy označujeme termínem **singularity** a většinou jsou způsobeny vpádem odlišných vzduchových hmot.

Příkladem může být *babí léto* (oteplení) na přelomu září a října, *ledoví muži* (náhlé ochlazení) v květnu či *vánoční obleva* (vpád vlhkého oceánského vzduchu) koncem prosince. Mnohé ze singularit jsou obsaženy v lidových pranostikách a ne všechny mají vědecké vysvětlení.

# Změna teploty vzduchu s výškou

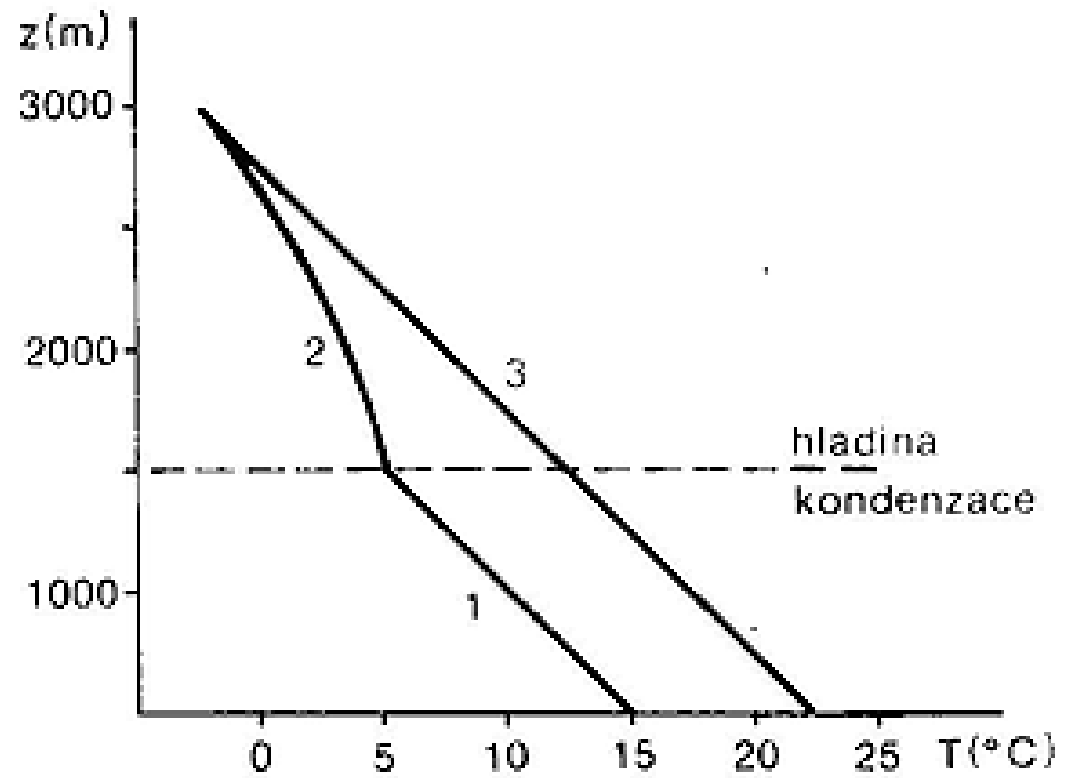
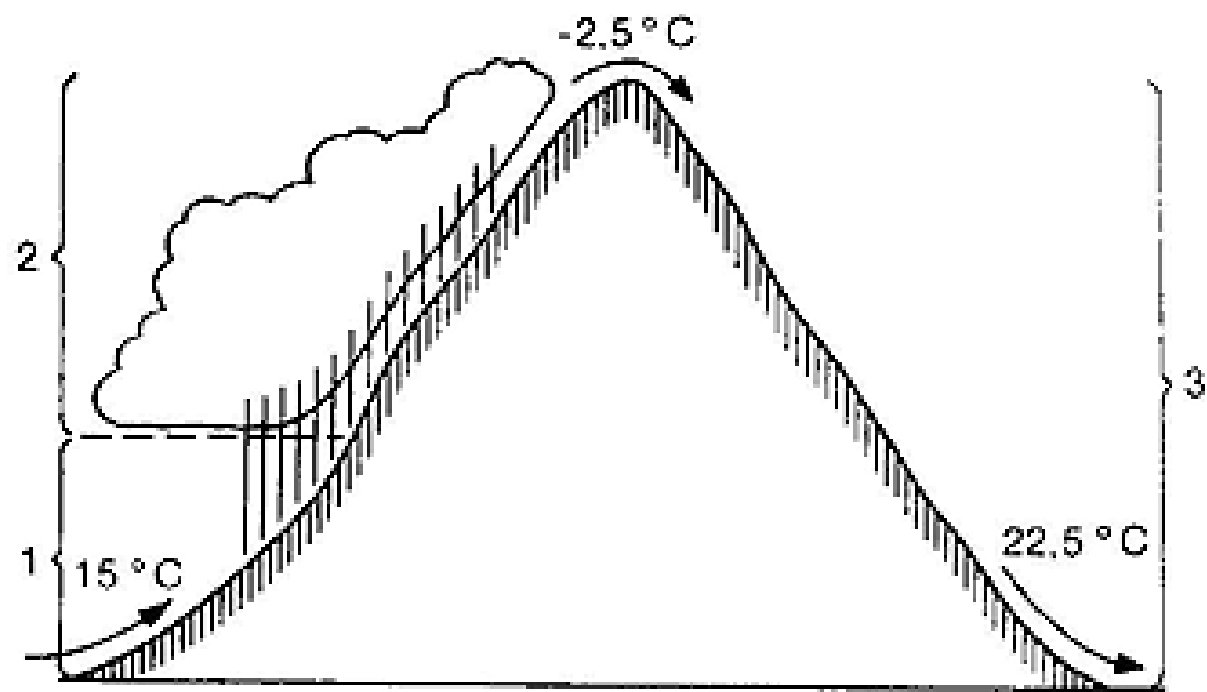
**vertikální teplotní gradient:** jeho průměrná hodnota v troposféře je  $0,65\text{ °C}$  na 100 m. Hodnota není neměnná, ale závisí na denní a roční době, nadmořské výšce a poloze místa.

zmenšení hodnoty vertikálního teplotního gradientu na  **$0,5\text{ °C}$  na 100 m:** ve střední a vyšší troposféře dochází ke kondenzaci vodní páry a tvorbě oblaků, během kterého se uvolní latentní teplo

**vlhkoadiabatický gradient:** adiabatický děj, při kterém nedochází k výměně energie s okolní atmosférou.

Dochází-li k adiabatickému přemísťování suchého nebo vodní párou nenasyceného vzduchu, vyjadřujeme změnu teploty tzv. **suchoadiabatickým gradientem**, jehož zaokrouhlená hodnota činí  **$1\text{ °C}$  na 100 m.**

V případě přetékání vzduchu přes horské překážky může vzduch být před výstupem chladnější než po sestupu do původní úrovně. Procesy označujeme jako **pseudoadiabatický**.



# Inverze teploty

vertikální rozložení teploty neodpovídající normálnímu zvrstvení, kdy se teplota se stoupající nadmořskou výškou **zvyšuje**.

Podle výšky inverzní vrstvy rozlišujeme **přízemní inverze** a **inverze ve volné atmosféře** (výškové inverze).

**Přízemní inverze** zahrnují podle příčin jejich vzniku inverze *radiační* a *advekční*.

**Radiační inverze** vznikají ochlazováním přízemní vrstvy atmosféry od aktivního povrchu v období záporné energetické bilance. Tato situace nastává zejména za jasných nocí při malých rychlostech větru.

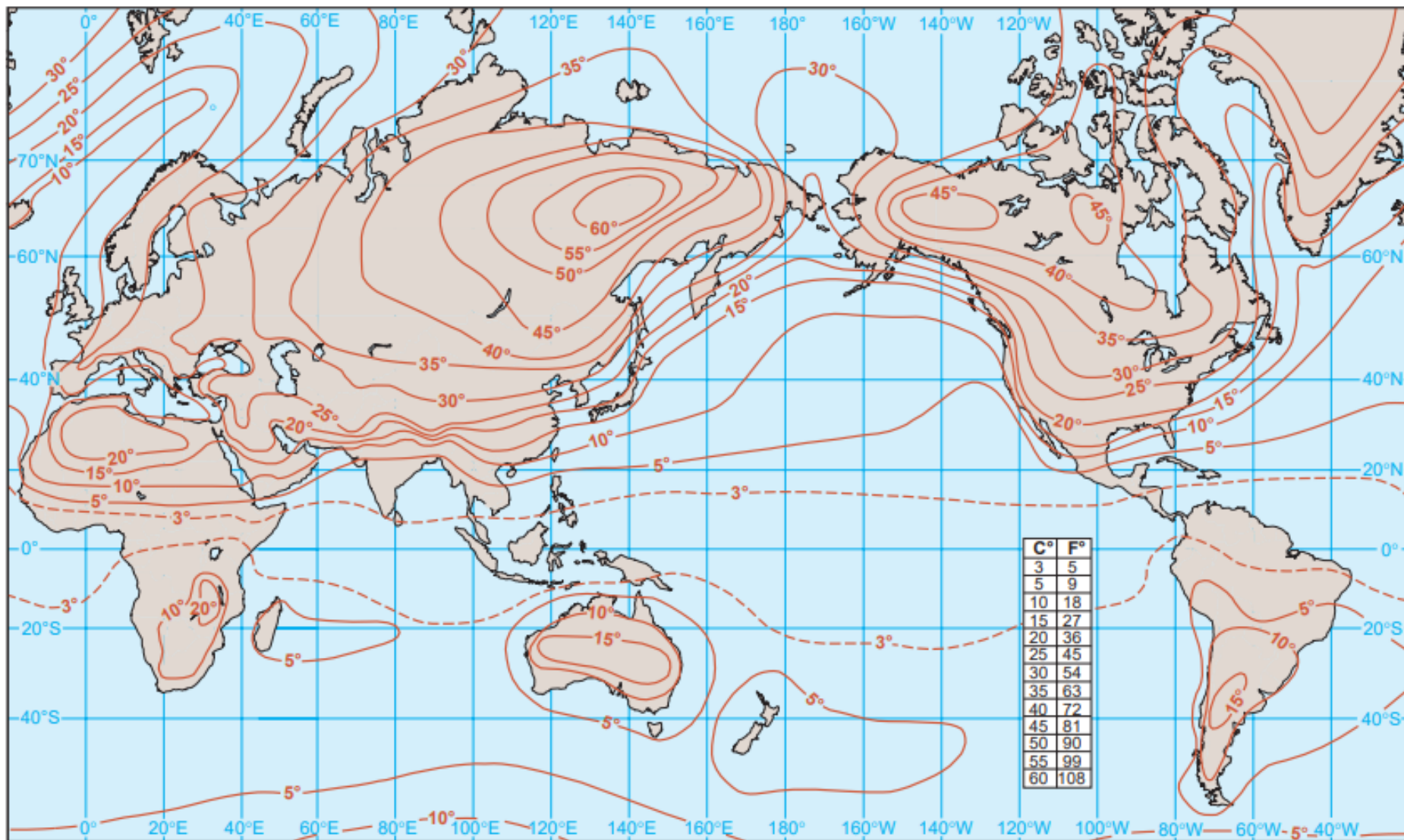
**Advekční inverze** nastávají při přemísťování teplejšího vzduchu nad chladnější, k čemuž dochází například v zimních měsících prouděním teplejšího vzduchu nad sněhovou pokrývkou. Časový i vertikální rozsah inverzí je určován charakterem aktivního povrchu.

# Geografické rozložení teploty vzduchu

## Ovlivnění: energetickou bilancí, všeobecnou cirkulací atmosféry a mořskými proudy.

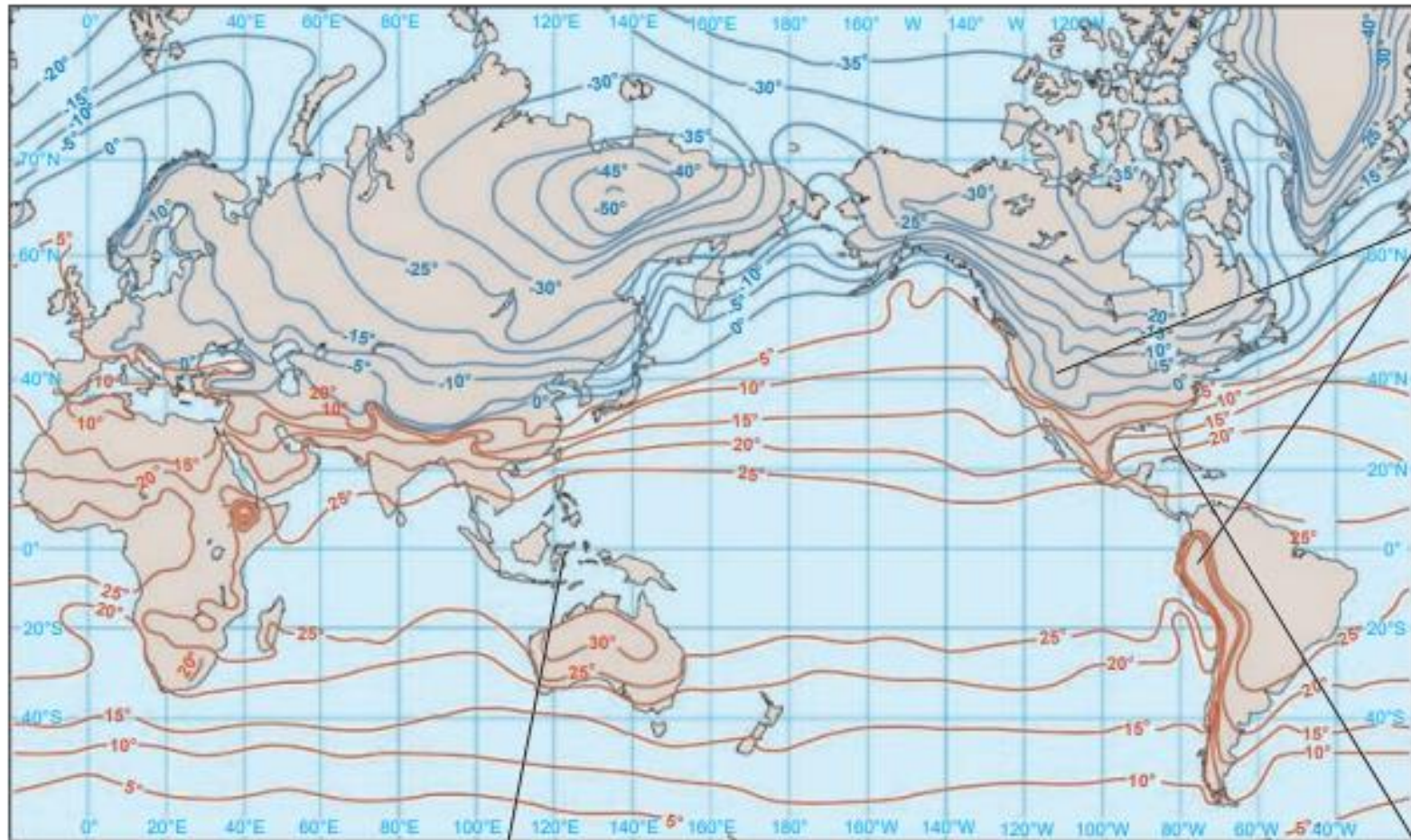
- průměrná teplota klesá od rovníku k pólům
- rozloha kontinentů v arktickém a subarktickém pásu umožnila vznik oblastí s extrémně nízkými teplotami
- v ekvatoriálním pásu se průměrné měsíční hodnoty mění od ledna do července a opačně jen velmi pozvolna
- průběh izoterm vykazuje nad kontinenty v mírných šířkách a v subarktickém pásu intenzivní pohyb během roku
- oblasti s vyšší nadmořskou výškou jsou chladnější než okolní nížiny
- oblasti stálého sněhu a ledu jsou vždy intenzivně chladné
- izotermy v oblasti Evropy vykazují během roku odlišný chod
- západní pobřeží kontinentů na jižní polokouli jsou v oblastech tropických a subtropických šířek chladnější než jim odpovídající východní pobřeží

fc



### 3.23 Annual range of air temperature in Celsius degrees

The annual range of air temperature is defined as the difference between January and July means. Near the Equator, the annual range is quite small. In continental interiors, however, the range is much larger—as large as 60°C (108°F) in eastern Siberia.

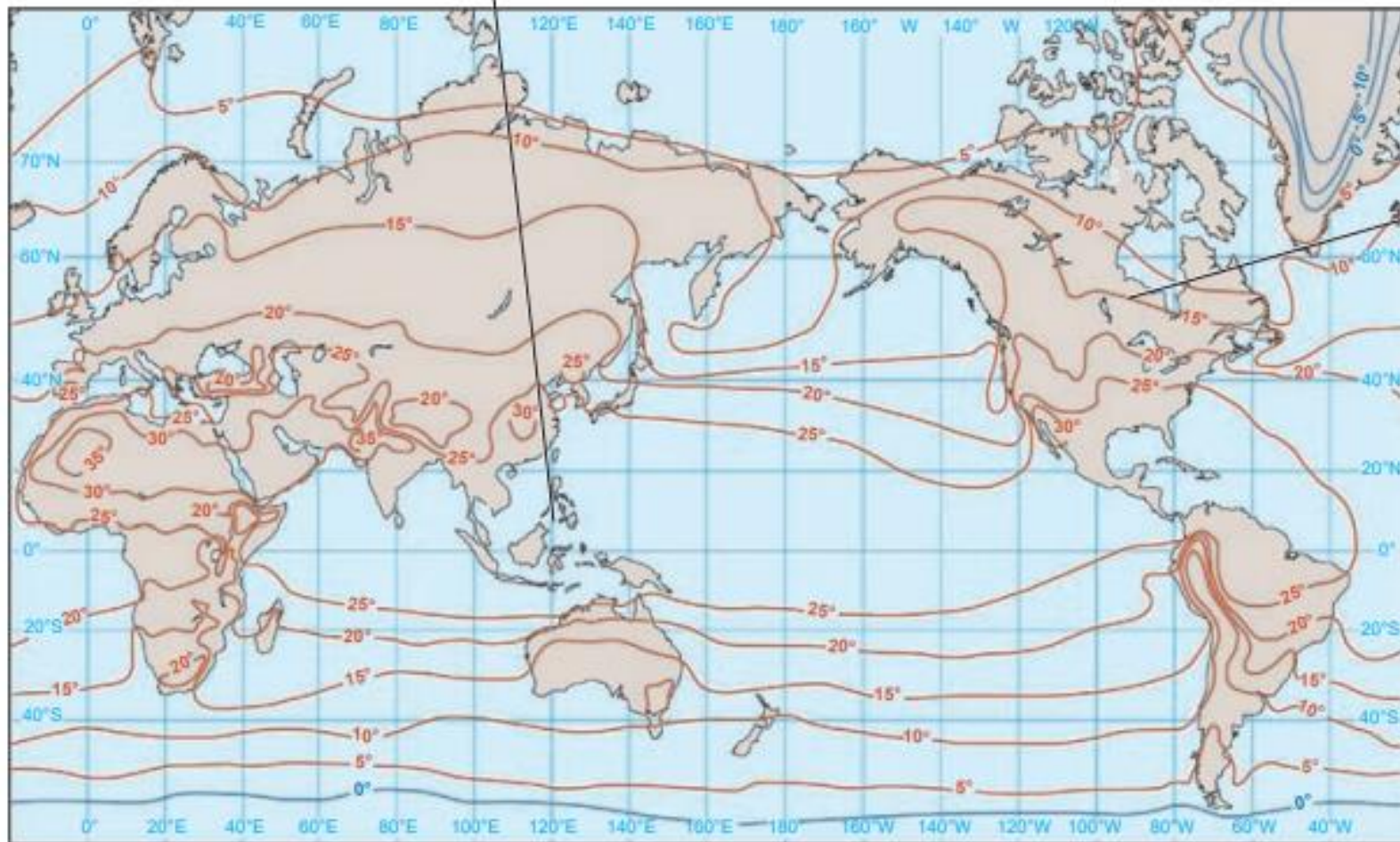


Highlands are always colder than surrounding lowlands, because temperatures decrease with elevation.

JANUARY

Temperatures in equatorial regions change little from January to July.





Isotherms make a large north-south shift from January to July over continents in the midlatitude and subarctic zones.

JULY

# Zákonitosti mezi rozdíly teploty I a VII:

---

roční teplotní amplituda na severní polokouli stoupá se vzrůstající zeměpisnou šířkou;

největší teplotní amplitudy jsou patrné v subarktickém a arktickém pásu Asie a severní Ameriky;

v tropickém pásu lze v okolí obratníků v místech s nejvyšší letní teplotou vzduchu sledovat vzestup teplotní amplitudy;

roční teplotní amplitudy jsou ve stejné zeměpisné šířce větší nad pevninami než nad oceány.

- v důsledku větší tepelné kapacity vody nad pevninou
- nejmenší roční amplituda nad oceány je v ekvatoriálním pásu
- v důsledku stálé hodnoty insolace během roku a vysoké hodnoty tepelné kapacity vody.