

3. TEPLOTA, ATMOSFÉRICKÁ VLHKOST A SRÁŽKY

- **teplota** – střední kinetická energie molekul tělesa (míra úrovně zjevného tepla v tělese)
- jestliže těleso přijímá tepelnou energii, jeho teplota roste
- povrch během dne dostává více krátkovlnného záření než ztrácí dlouhovlnným vyzařováním - jeho teplota roste; v noci, kdy tok krátkovlnného záření ustává, teplota klesá
- teplota tělesa se vedle pohlcování a vyzařování může měnit těmito procesy:
 - a) vedením – tok tepla mezi dvěma dotýkajícími se tělesy od teplejšího ke chladnějšímu (aktivní povrch – atmosféra)
 - b) výparem – změna skupenství vody z kapalného na plynné za pohlcování energie – pokles teploty vypařujícího povrchu
 - c) konvekcí – přenos tepla promícháváním při výstupném pohybu vzduchu

Měření teploty vzduchu

- teplotní **stupnice Celsiova** (°C) – bod mrazu 0 °C, bod varu 100 °C
- teplotní stupnice **Fahrenheitova** (°F) – bod mrazu 32 °F, bod varu 212 °F
- **teploměr** – přístroj pro měření teploty vzduchu (rtuť nebo líh v kapiláře reaguje na změnu teploty různým roztažením) v bílé žaluziové meteorologické budce ve výšce 2 m nad zemí, která brání přímému dopadu slunečních paprsků a umožňuje cirkulaci vzduchu kolem teploměru
- dnes kapalinové skleněné teploměry nahrazeny **odporovými teploměry** (termistory), které měří automaticky změny elektrického odporu s teplotou
- průměrná denní teplota vzduchu: $(t_{07} + t_{14} + 2t_{21})/4$, v řadě zemí ale průměr t_{\max} a t_{\min}
- z denních průměrných teplot se počítají průměrné měsíční teploty a z nich průměrné roční teploty

Denní chod teploty vzduchu

- denní změny radiační bilance (přes den pozitivní, v noci negativní) se projevují v denním chodu teploty vzduchu

Denní chod insolace a radiační bilance

- insolace → radiační bilance → teplota vzduchu

Obr. 3.3/53 – SS

Denní teplota

- **minimum teploty** asi půl hodiny po východu Slunce – důsledek ochlazování povrchu dlouhovlnným vyzařováním v období negativní radiační bilance
- po východu Slunce (kladná radiační bilance) výrazný vzestup teploty vzduchu do **maxima** mezi 13.-16. hodinou (promíchávání vzduchu a odvod tepla nahoru, jinak by při kladné bilanci měla teplota ještě dále vzrůstat)
- po maximu opět pokles teploty vzduchu k rannímu minimum (vzestupná část křivky kratší než sestupná)
- úroveň teploty a denní amplituda ovlivněny sezónně

Teplota při povrchu

- při povrchu je chod teploty extrémnější – povrch se slunečním zářením více zahřívá a více se ochlazuje dlouhovlnným vyzařováním než vzduch ve výšce 2 m nad zemí
- v noci aktivní povrch chladnější než podloží aktivního povrchu a teplota nad ním, ve dne naopak

Obr. 3.4/54 – SS

Kontrast teploty mezi městem a venkovskou krajinou

- charakter aktivního povrchu je měněn lidskou aktivitou, zvláště ve městech (zástavba, vozovky, chodníky aj.)
- venkovská krajina – vegetace – transpirace (výpar z povrchu rostlin) – odnímání tepla, povrch chladnější (výraznější ochlazující vliv v případě lesního porostu)
- půdní povrch je vlhčí, při výparu jeho ochlazování
- ve městě je srážková voda odváděna mimo město, povrch je sušší, insolací se otepluje povrch (teplota vyšší než v okolní venkovské krajině)
- stavební materiály ve městě pohlcují a uchovávají zářivou energii, v noci ji vyzařují (noční teploty vyšší než v okolní venkovské krajině)
- pohlcování tepla je posíleno několikerým odrazem záření mezi různými vertikálními povrchy ve městě

Tepelný ostrov města

- teplota ve městě je vyšší než v okolí (příčiny viz 3.2.4) – **tepelný ostrov města** – existuje během noci díky záření pohlcenému během dne
- odpadní teplo ve městě (topení aj.) – tepelný ostrov nejintenzivnější v zimě
- pouštní oblasti – evapotranspirace zavlažované vegetace ve městě může držet teplotu níže než v okolí

Obr. 3.6/56 – SS

Teplotní zvrstvení atmosféry

- teplota vzduchu klesá s výškou – pokles lze popsat **vertikálním teplotním gradientem** ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)
- vzduch se otepluje od aktivního povrchu, tedy čím je od povrchu dále, tím je chladnější
- průměrný vertikální teplotní gradient $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$
- od určité úrovně ale průměrná teplota roste, což umožnilo rozlišit dvě části spodní atmosféry – troposféru a stratosféru

Obr. - Změna teploty s výškou v atmosféře

Troposféra

- nejnižší vrstva atmosféry, v níž teplota vzduchu klesá s výškou, aréna povětrnostních jevů (oblaka, bouřky atd.)
- **vodní pára** v troposféře ve významném množství: kondenzace – nízká oblaka, mlha; sublimace nebo usazování na ledových krystálcích – vysoká oblaka; zdroj vypadávání srážek; význam vodní páry pro skleníkový efekt
- **atmosférické aerosoly** – pevné a tekuté příměsi v troposféře:

a) přirozené aerosoly

- kosmický prach ($1,4 \cdot 10^{10}$ kg ročně)
- vulkanický prach (vulkanické erupce, vliv na intenzitu přímého záření)
- kouřové částice (lesní a rašeliništní požáry)
- částice z povrchu půdy a moře (zvednuty větrem – písečné a prachové bouře, vlnění)
- aeroplankton (např. pyl, bakterie)

b) antropogenní aerosoly

- (asi 10 %, toxické účinky, dálkový přenos, kondenzační jádra, rozložení s výškou; pevné a kapalné příměsi - sedimentace na povrchu, plynné příměsi – SO_2 , halogenované uhlovodíky aj.)
- aerosoly jako **kondenzační jádra** (zárodky pro vznik oblaků a mlh)
- aerosoly způsobují **aerosolový rozptyl** dopadajícího záření – největší pro delší vlnové délky viditelného záření (např. červená barva při západu a východu Slunce)
- **tropopauza** – přechodná vrstva mezi troposférou a stratosférou (teplota se s výškou nemění – izotermie, nebo roste – inverze)

Stratosféra

- růst teploty vzduchu s výškou, hlavně v důsledku pohlcování slunečního záření ozonem
- sahá do výšky asi 50 km, slabá výměna vzduchu s troposférou – obsahuje málo vodní páry a aerosolů

Prostředí vysokých hor

- pokles hustoty vzduchu s výškou – řídký vzduch (menší počet molekul v jednotkovém objemu vzduchu)
- menší obsah vodní páry a CO_2 – větší pokles nočních teplot
- denní teploty vzduchu klesají s rostoucí výškou a mají větší denní amplitudu

Obr. 3.9/59 - SS

Teplotní inverze a mráz

- jasná noc, bezvětří: povrch se ochlazuje dlouhovlnným zářením → radiční bilance negativní → ochlazuje se vzduch při povrchu → intenzita ochlazení klesá s výškou → teplota vzduchu s výškou roste – **teplotní inverze**
- teplota při povrchu může v takovýchto případech klesnout pod nulu – **mráz** (killing frost) – ochrana: vrtule - promíchávání vzduchu, oteplování přízemní vrstvy spalováním paliv
- **přízemní inverze** – nejčastější v zimě nad povrchem se sněhovou pokrývkou, kdy se tvoří během několika dnů (výrazně vertikálně vyvinuty) nebo v průběhu noci jako slaběji vyvinuté noční inverze
- **advektivní inverze** – nasouvání teplejší vrstvy vzduchu nad chladnější povrch

Roční chod teploty vzduchu

Radiační bilance a teplota

- sklon zemské osy k rovině ekliptiky a oběh Země kolem Slunce podmiňují roční chod radiační bilance, který ovlivňuje roční cyklus teploty vzduchu

Obr. 3.12/60 - SS

Kontrast mezi pevninou a oceánem

- stanice při pobřeží v porovnání s vnitrozemím jsou chladnější v létě a teplejší v zimě a mají menší teplotní amplitudu (denní i roční)

Obr. 3.13/61

- vodní plochy se při stejné insolaci ohřívají a ochlazují pomaleji než povrch souše z následujících příčin:
 - a) sluneční záření proniká ve vodě do větší hloubky v porovnání se souší, kde dopadá na povrch
 - b) voda se ohřívá pomaleji než povrch souše (např. specifické teplo vody je asi pětikrát větší než u skalního povrchu)
 - c) promíchávání teplejší a chladnější vody v zahřívané vrstvě
 - d) větší výpar nad vodní plochou než nad souší, kde může při suchém povrchu i ustát

Obr. 3.14/62

- v denním chodu teploty vzduchu na stanicích s oceánským klimatem menší denní amplituda než u stanic s kontinentálním klimatem
- v ročním chodu dochází k opoždování extrémů (např. přesun minima z ledna na únor a maxima z července na srpen)

Obr. 3.16/63

Geografické rozložení teploty vzduchu

- rozložení teploty vzduchu ukazují **mapy izoterem** – tj. čar, spojujících místa se stejnou teplotou vzduchu
- mapy ukazují centra vysokých a nízkých teplot a teplotní gradient, tj. směr změny teploty vzduchu

Faktory ovlivňující rozložení teploty vzduchu

- **zeměpisná šířka** – s jejím růstem klesá průměrná roční insolace a tedy i teplota (pokles teploty od rovníku k pólům – při letním slunovratu dostává pól více sluneční energie než rovník)
- **oceanita a kontinentalita** – viz 3.4.2; vliv teplých a studených mořských proudů na pobřežní oblasti
- **nadmořská výška** – pokles teploty vzduchu s výškou

Rozložení teplot vzduchu v lednu a v červenci

Obr. 3.18/65

- a) **pokles teploty vzduchu od rovníku k pólům** – lépe vyjádřený na jižní polokouli, na severní komplikován rozložením pevnin
- b) **centra extrémně nízkých teplot v zimě na pevninách v subpolárních a polárních šířkách** – Sibiř kolem $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, severní Kanada kolem $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (velké albedo nad zasněženým povrchem), Grónsko kolem $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ledovcový štít)
- c) **malá změna teploty vzduchu v ekvatoriální oblasti mezi lednem a červencem** – insolace se výrazněji nemění v průběhu roku
- d) **velký severo-jihní posun izoterem mezi lednem a červencem nad kontinenty ve středních a subarktických šířkách** – pevnina: leden – posun k jihu, červenec – posun k severu (v důsledku rozdílného ohřívání a ochlazování pevnin a oceánů)
- e) **výše ležící polohy jsou vždy chladnější než nížiny v okolí**
- f) **zaledněné oblasti nebo oblasti se stálou sněhovou pokrývkou jsou vždy velmi chladné** – Antarktida a Grónsko: značná nadmořská výška, velké albedo

Roční amplituda teploty vzduchu

Obr. 3.20/68

- a) **roční teplotní amplituda roste se zeměpisnou šířkou**, hlavně na kontinentech severní polokoule (hlavně Asie a Severní Amerika, kontrast zimní a letní insolace)
- b) **největší roční teplotní amplituda v subarktické a arktické zóně Asie a Severní Ameriky** (letní insolace porovnatelná s rovníkem, zimní velmi nízká)

- c) **roční teplotní amplituda je poměrně vysoká v oblasti pouští** (Sahara, Kalahari, střední část Austrálie – suchý vzduch, malá oblačnost)
- d) **roční teplotní amplituda nad oceány je menší než nad pevninou v téže zeměpisné šířce** (kontrast pevnina – oceán)
- e) **roční teplotní amplituda je velmi malá nad oceány v tropické zóně** (méně než 3 °C – malé sezónní změny insolace)

Skleníkový efekt a globální oteplování

- v důsledku antropogenní činnosti růst koncentrací plynů, přispívajících k zesilování skleníkového efektu – tzv. **skleníkové plyny** (CO₂, metan CH₄, oxid dusný N₂O, ozon O₃, halogenované uhlovodíky)
- hlavní zdroj skleníkových plynů – spalování fosilních paliv

Kolísání teploty vzduchu

Dva obr. globální teplotní řady ze zprávy IPCC – normální řada a Mann

- globální teplotní řada (teploty vzduchu průměrované z velkého počtu stanic na Zemi) ukazuje vzestup teploty vzduchu na Zemi asi o 0,6 °C za 100 let – tzv. **globální oteplování**
- faktory ovlivňující kolísání globální teploty vzduchu na Zemi:
 - a) sluneční aktivita – změny solární konstanty (vzestup teploty)
 - b) vulkanická činnost – po erupcích ve stratosféře se vytváří vrstva aerosolů, které odrážejí dopadající záření – ochlazení při zemském povrchu
 - c) interakce oceán-atmosféra (výměna tepla v oceánech, ENSO – roky El Niña výrazněji teplejší)
 - d) zesilování skleníkového efektu (oteplování) – všeobecně považováno za hlavní faktor globálního oteplování

Budoucí scénáře

- Mezivládní panel pro klimatické změny (Intergovernmental Panel on Climate Change) při Světové meteorologické organizaci (World Meteorological Organisation)
- počítačové simulace změn teploty vzduchu na Zemi v důsledku růstu koncentrací skleníkových plynů pro různé scénáře – odhadovaný vzestup teploty od roku 1990 do roku 2100 v rozmezí 1,4-5,8 °C
- důsledky globálního oteplování: růst hladiny oceánů (tání ledovců, expanse vody – odhadovaný vzestup hladiny od roku 1990 do roku 2100 v rozmezí 10-80 cm), růst frekvence a intenzity extrémů (povodně, sucha, atd.)
- možné dopady globálního oteplování na různé oblasti lidské činnosti: klimatické scénáře a studium dopadů – tzv. *impaktní studie*

Dva obr. globální teplotní řady + hladina oceánů simulace ze zprávy IPCC

Literatura:

Netopil, R. a kol. (1984): Fyzická geografie I. SPN, Praha. Kap. 2.3.4: s. 57-65.

Strahler, A., Strahler, A. (1999): *Introducing Physical Geography*. Wiley, New York. Kap. 3: Air Temperature, s. 51-73.

ATMOSFÉRICKÁ VLHKOST A SRÁŽKY

- voda existuje ve třech skupenstvích – pevném (led), kapalném (voda), plynném (vodní pára)
- při fázových změnách se spotřebovává nebo uvolňuje latentní teplo

Obr. 4.1/77 – SS

Voda v globální perspektivě

- voda hraje klíčovou roli na Zemi z následujících příčin:
 - a) pokrývá 2/3 povrchu Země, funguje jako rezervoár tepla a jeho přerozdělování, stejně jako rezervoár různých složek (např. soli)
 - b) voda vypadávající na pevninách jako déšť nebo sníh vytváří při odtoku na povrchu různé tvary a formy reliéfu a přenáší živiny od jednoho místa k druhému
 - c) vodou v atmosféře je přenášeno obrovské množství latentního tepla od jednoho místa k druhému

Hydrosféra a hydrologický cyklus

Obr. 4.2/78 - SS

- 97,2 % tvoří slaná voda, 2,8 % sladká voda
- hlavní část sladké vody je vázána v ledovcových štítech a horských ledovcích (2,15 %) a podpovrchové vodě, hlavně podzemní (0,63 %) – zbytek 0,02 %, takže sladká voda na pevnině tvoří jen velmi malou část z celkových zásob vody na Zemi
- zbytek 0,02 % se rozděluje na půdní vodu (v dosahu kořenů rostlin), povrchovou vodu (např. jezera, vodní toky, bažiny) a vodu v atmosféře
- **hydrologický cyklus** – popisuje globální výměnu vody mezi jednotlivými rezervoáry:
 - a) výpar z oceánů a pevnin (plus transpirace) do atmosféry v podobě vodní páry, z oceánů šestkrát větší
 - b) kondenzace nebo sublimace vodní páry v atmosféře, vypráskující v podobě srážek (srážky nad oceány asi čtyřikrát větší než nad pevninou)
 - c) srážky vypadlé na pevninu mohou
 - se vypařit a vrátit se do atmosféry jako vodní pára
 - se vsáknout do půdy (podzemní odtok)
 - odtékat z povrchu spojující se do potoků a řek, odtékajících zpět do oceánů nebo bezodtokých jezer

Globální vodní bilance

Obr. 4.3/78 – SS

- popisuje toky vody mezi oceánem, atmosférou a pevninou
- předpokládáme, že objem oceánských vod a objem sladkých povrchových a podpovrchových vod je konstantní rok od roku
- oceán: srážky (do) + odtok (do) = výpar (z), tj. $380 + 40 = 420$ tis. km^3
- pevnina: srážky (na) = výpar (z) + odtok (z), tj. $110 = 70 + 40$ tis. km^3
- protože na pevnině výpar = srážky – odtok, lze odtok při bilancování vypustit a lze zapsat:
$$70 (\text{pevnina}) + 420 (\text{oceán}) = 110 (\text{pevnina}) + 380 (\text{oceán}) \text{ (vše v tis. km}^3\text{)}$$

Vlhkost vzduchu

- vlhkost vzduchu – obecně značí množství vodní páry ve vzduchu
- množství vodní páry ve vzduchu kolísání s místem a časem (téměř žádné v chladném a suchém arktickém vzduchu až do 4-5 % v teplém vlhkém vzduchu při rovníku)
- maximální množství vlhkosti, které se může udržet ve vzduchu, závisí na teplotě vzduchu – teplý vzduch může udržet víc vlhkosti (vodní páry) než studený

Specifická vlhkost vzduchu

- **specifická vlhkost vzduchu** ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) – hmotnost vodní páry v gramech obsažená v 1 kg vzduchu
- maximální specifická vlhkost v závislosti na teplotě: $-10\text{ }^\circ\text{C} - 2\text{ g/kg}$, $30\text{ }^\circ\text{C} - 26\text{ g/kg}$

Obr. 4.4/80 – SS

- specifická vlhkost je míra množství vody, které může vypadnout z atmosféry jako srážky, tj. z chladného vlhkého vzduchu vypadne méně srážek či sněhu než z teplého vlhkého vzduchu
- specifická vlhkost je nejvyšší na rovníku (insolace – výpar), k pólům rychle klesá

Obr. 4.5/80 – SS

- **rosný bod** ($^\circ\text{C}$) – teplota, při níž vzduch dosáhne stavu nasycení, tj. obsahuje maximální množství vodní páry – při dalším ochlazení kondenzace

Relativní vlhkost vzduchu

- **relativní vlhkost vzduchu** (%) – porovnává množství vodní páry ve vzduchu vzhledem k maximálně možnému množství vodní páry při dané teplotě

- při relativní vlhkosti 100 % je **vzduch nasycený** (obsahuje maximálně možné množství vodní páry) a má teplotu rosného bodu
- změna relativní vlhkosti se může dít změnou množství vodní páry v ovzduší nebo změnou teploty vzduchu – pokles teploty znamená vzestup relativní vlhkosti (tj. mění se kapacita vzduchu obsahovat vodní páru)

Obr. 4.7/81 - SS

- v denním chodu maximum v ranních hodinách, minimum v odpoledních
- **psychrometrem** se měří tzv. **psychrometrický rozdíl** mezi teplotou vlhkého a suchého teploměru; výparem se ochlazuje vlhký teploměr tím více, čím sušší je okolní vzduch (odnímá se mu latentní teplo)

Adiabatické procesy

- ke kondenzaci či sublimaci vodní páry ve vzduchu je třeba jeho ochlazování
- noční ochlazení povrchu a přiléhající vrstvy vzduchu – rosa, mráz

Suchoadiabatický proces

- je-li plyn stlačován, jeho teplota roste; rozpíná-li se, jeho teplota klesá
- **adiabatické procesy** – oteplování nebo ochlazování probíhá jako výsledek změny tlaku
- vystupuje-li vzduch, s poklesem tlaku vzduchu s výškou se rozpíná a ochlazuje se
- sestupuje-li vzduch, se vzestupem tlaku vzduchu se stlačuje a otepluje se
- odpovídající teplotní změny lze popsat **suchoadiabatickým gradientem** s hodnotou 1 °C na 100 m výšky

Vlhkoadiabatický proces

- dosáhne-li vystupující vzduch hladiny kondenzace, dochází při dalším výstupu a ochlazení ke kondenzaci vodní páry, při níž se uvolňuje latentní teplo
- vystupující vzduch je tak ochlazován při poklesu tlaku vzduchu, ale zčásti oteplován uvolněným latentním teplem – ochlazující efekt je charakterizován **vlhkoadiabatickým gradientem**, jehož hodnota závisí na teplotě a tlaku vzduchu a obsahu vodní páry

Obr. 4.10/84 - SS

Oblaka

- **oblak** – nakupení vodních kapiček nebo ledových krystalků o rozměru 20-50 μm ve vzduchu
- **kondenzační jádra** o rozměru 0,1-1 μm; zdrojem je povrch moří, kdy se voda rozstříkuje do vzduchu, v němž po vypaření vody zůstanou krystalky soli, na nichž se tvoří částičky oblaků
- voda může existovat v kapalném skupenství jako přechlazená do -12 °C

Druhy oblaků

- oblaka mají mnoho tvarů a velikostí
- oblaka lze dělit podle výšky jejich spodní základny a vzhledu na:
 - a) oblaka vysoká (5-13 km):
 - řasa – Cirrus (Ci)
 - řasová kupa – Cirrocumulus (Cc)
 - řasová sloha – Cirrostratus (Cs)
 - b) oblaka střední (2-7 km)
 - vyvýšená kupa – Altocumulus (Cc)
 - vyvýšená sloha – Altostratus (As)
 - c) oblaka nízká (do 2 km)
 - dešťová sloha – Nimbostratus (Ns)
 - slohová kupa – Stratocumulus (Sc)
 - sloha – Stratus (St)
 - d) oblaka vertikálního vývoje (0,5-1,5 km)

- kupa – Cumulus (Cu)
- bouřkový oblak – Cumulonimbus (Cb)

Obr. 2.27/69 – Netopil: Fyzická geografie I

Mlha

- **mlha** – nakupení produktů kondenzace nebo sublimace vodní páry na zemském povrchu, kdy horizontální dohlednost alespoň v jednom směru klesá pod 1 km
- mlha patří k rizikovým jevům v silniční a letecké dopravě, mlha s kouřem – smog
- **radiační mlha** – vzniká v noci při poklesu teploty pod hodnotu rosného bodu (souvisí s přízemní teplotní inverzí)
- **advektivní mlha** – teplý vlhčí vzduch natéká nad chladnější povrch
- **mlhy z vypařování** – výpar z teplejšího vodního povrchu do chladnějšího vzduchu

Srážky

- výstup nasyceného vzduchu a ochlazování způsobují dodatečnou kondenzaci, čímž narůstají oblačné částice na 50-100 μm; ty se dále mohou spojovat na oblačné kapky o velikosti kolem 500 μm (velikost odpovídající **mrholení**), při dalším spojování se zvětšují na **kapky deště** (1000-2000 μm, max. 7000 μm), při větší velikosti se rozpadají
- **sníh** vzniká v oblacích působením ledových krystalků a přechlazených kapek vody, které na nich namrzají – sněhové vločky mohou mít krystalickou strukturu
- pokud mají spodní vrstvy teplotu pod bodem mrazu, dopadá sníh na zem – jinak taje a padá jako déšť
- pokud padají kapky přes chladnou vrstvu, kapky mrznou (krupky)
- déšť padající na povrch s teplotou pod bodem mrazu – **ledovka**
- **kroupy** – kousky ledu o velikosti 5 mm nebo větší
- množství srážek se měří **srážkoměrem** výškou vody v mm/den (1 mm srážek = 1 l vody na 1 m² plochy) – tuhé srážky se měří stejným způsobem po jejich rozpuštění

Vznik srážek

- podle příčin výstupného pohybu vzduchu, způsobujícího ochlazování, lze rozlišit:
 - a) vynucený výstup vzduchu na horských překážkách → **orografické srážky**
 - b) výstup vzduchu v důsledku konvekce → **konvektivní srážky**
 - c) výstup při pohybu vzduchových hmot → **cyklonální srážky**

Orografické srážky

Obr. 4.16/95 – SS

- vzduch přitéká k horské překážce, na níž dochází k vynucenému výstupu → po hladinu kondenzace ochlazování podle suchoadiabatického gradientu o 1 °C na 100 m výšky → po dosažení hladiny kondenzace tvorba oblaků a při dalším výstupu ochlazování podle vlhkoadiabatického gradientu → vypadávání srážek → po překonání horské překážky vzduch sestupuje na závětrné straně a otepluje se podle suchoadiabatického gradientu, tj. vzduch se stává teplým a suchým
- zvýšení srážek na návětrné straně horských překážek, zatímco na závětrné straně vzniká **srážkový stín** (např. srážkový stín za Krušnými horami)

Konvektivní srážky

- konvekce vzniká při nerovnoměrném zahřívání zemského povrchu → bublina zahřátého vzduchu, který má menší hustotu, vystupuje nahoru → adiabatické ochlazování → bublina stoupá potud, pokud je teplejší než okolní vzduch → při dosažení hladiny kondenzace vznik kupovitých oblaků
- při intenzivní konvekci se oblaka vyvíjí vertikálně do podoby bouřkového oblaku (cumulonimbu) v případě, že:

- a) vzduch je teplý a vlhký (menší pokles teploty s výškou při kondenzaci – je teplejší oproti okolí, což podporuje výstup)
- b) teplota vzduchu v okolní atmosféře (vertikální teplotní gradient) ubývá rychleji než teplota ve vystupujícím, adiabaticky se ochlazujícím vzduchu (což podporuje výstup) – **instabilní vzduch (instabilní teplotní zvrstvení)**

Obr. 4.19/98 – SS

- význam latentního tepla uvolňovaného při kondenzaci, které udržuje výstupný pohyb vzduchu; pokud většina vodní páry zkondenzuje, latentní teplo se přestává uvolňovat, výstup ustává, konvekční buňka slábne
- instabilní vzduch je typický v létě – bouřky
- instabilní vzduch je typický pro rovníkové a tropické oblasti → časté bouřky a konvektivní přeháňky
- orografické zesílení konvekce

Bouřky

- **bouřka** – intenzivní lokální bouře spojená s oblakem druhu cumulonimbus s velmi silnými výstupnými pohyby vzduchu, skládající se z několika konvektivních buněk

Obr. 4.21/99 – SS

- **konvektivní buňka** – silný výstupný pohyb vzduchu vede ke vzniku intenzivních srážek
- rozmývání oblaku v horní části buňky výškovým větrem (kovadlina)
- sestupný pohyb vzduchu v konvektivní buňce (downdraft) – silný vítr a škodlivé účinky
- **kroupy** – vznikají namrzáním dalších vrstev ledu na ledových kuličkách ve výstupném proudu (až 3-5 cm), pokud je výstupný proud neudrží ve vzduchu, vypadávají k zemi – velké škody
- **blesky** – výstupné a sestupné pohyby vzduchu generují kladné a záporné elektrické náboje v různých částech oblaku, které jsou vyrovnávány řadou gigantických jiskrových výbojů (mezi částmi oblaků nebo mezi oblakem a zemí); zvukový doprovod – hřmění; škody a oběti bleskem

Znečištění prostředí

- atmosféra obsahuje plyny, aerosoly a větší a těžší částice, které dříve nebo později vypadávají na povrch
- **škodliviny v ovzduší** (znečištění ovzduší) – substance dostávající se do atmosféry ze zemského povrchu přirozenou cestou nebo antropogenní činností:
 - a) každodenní aktivity lidí (např. automobilismus)
 - b) průmyslové aktivity (např. spalování fosilních paliv, odpadů)
- typické škodliviny: oxid uhelnatý CO, oxidy síry SO_x (SO₂, SO₃), oxidy dusíku NO_x (NO, NO₂, NO₃), uhlovodíky
- nejvýznamnější zdrojem škodlivin je spalování fosilních paliv jak ze stacionárních zdrojů (např. elektrárny – hlavně SO₂), tak z pohyblivých (automobily – hlavně CO, uhlovodíky, NO_x)

Smog a kouř

- **smog** – aerosoly a plynné škodliviny významné hustoty nad městskými oblastmi (původně ze slov „smoke“ – kouř a „fog“ – mlha)
- současný smog ve městech obsahuje hlavně oxidy dusíku, uhlovodíky a ozon (fotochemické reakce – oxidace uhlovodíků za přítomnosti NO_x jako katalyzátorů; dráždění sliznice, kancerogenita, toxicita, poškozování buněk); fotochemickými reakcemi mohou být produkovány další toxické sloučeniny
- **zákal** – atmosférický aerosol tvořený mikroskopicky malými tuhými částicemi, které jsou tak četné, že způsobují opalescenci a snižují viditelnost (tvořený hlavně prachem, krystalky soli, pylem, kouřovými částicemi)

Vypadávání a vymývání škodlivin

- škodliviny jsou vynášeny nahoru s teplým vzduchem (konvekcí)

- větší částice vypadávají vlivem gravitace na povrch
- velmi malé částice jsou pak vymývány srážkami
- škodliviny jsou odnášeny z místa svého vzniku větrem a rozptýlovány ve větším množství vzduchu
- velké koncentrace škodlivin při bezvětří

Inverze a smog

- největší koncentrace škodlivin se vyskytují při inverzích → objem vzduchu se škodlivinami se ochlazuje při výstupu adiabaticky, ale teplota okolní atmosféry s výškou roste – výstup tak brzy ustává → škodliviny se tak rozptýlí v nižších vrstvách a jejich koncentrace je vysoká
- přízemní inverze – rozptýlí škodlivin v inverzní vrstvě (těžký smog nebo vysoce toxická mlha) – při delším trvání zdravotní problémy popř. úmrtí
- výšková inverze (oblast Los Angeles) – škodliviny se hromadí ve spodní vrstvě chladnějšího vzduchu, vertikálnímu promíchávání brání vrstva inverze nad ním
- pro velké koncentrace škodlivin je příznivé **stabilní zvrstvení vzduchu** (teplota adiabaticky klesá s výškou rychleji než v okolní atmosféře) – nad městy vzniká „znečištěná kopule“

Obr. E4.7/92 - SS

Klimatické efekty znečištění měst

- městské znečištěné ovzduší snižuje dohlednost a osvětlení (smogem až 10 % v létě a 20 % v zimě)
- UV- záření pohlcováno ozonem ve smogu (snížení rizika rakoviny kůže, zvýšení virové bakteriální aktivity)
- častější zimní mlhy ve městech než ve volné krajině (mlha je zesilována aerosoly a částicemi)
- města – zvýšené množství oblaků a srážek (intenzifikace konvekce lidskou činností)

Kyselá depozice

- **kyselý déšť** – srážky, které mají v důsledku antropogenního znečištění ovzduší výrazně zvýšenou kyselost, vyjádřenou pomocí pH (čistá voda pH = 7, srážky pH = 5-6, kyselý déšť pH = 3-4)
- SO₂ a NO₂ ve vzduchu reagují s kyslíkem a vodou za přítomnosti slunečního záření a prachových částic → vytváří aerosoly, které jako kondenzační jádra „okyselují“ vodní kapičky nebo krystalky ledu
- výsledkem kyselé depozice je acidifikace jezer a řek, poškození půdy (ztráta živin), škody na historických objektech aj.
- **suchá depozice** – kyselý prachové částice na povrchu (při zvlhčení kapkami deště nebo mlhy způsobují kyselost vody)
- vliv kyselé depozice záleží na schopnosti půdního nebo vodního povrchu absorbovat a neutralizovat kyselost
- četné dopady kyselé depozice na ekosystémy v Evropě a Severní Americe (zvýšená úmrtnost ryb v kanadských jezerech, poškození lesů ve střední Evropě)

Literatura:

Netopil, R. a kol. (1984): Fyzická geografie I. SPN, Praha. Kap. 2.3.5: s. 65-75.

Strahler, A., Strahler, A. (1999): Introducing Physical Geography. Wiley, New York. Kap. 4: Atmospheric Moisture and Precipitation, s. 77-103.