

Voda v atmosfére

M. Lapin, I. Damborská, J. Tomlain: Water in the Atmosphere. Život. Prostr., Vol. 35, No. 3, 117 – 122, 2001.

The main aspects of the water participated meteorological processes in the atmosphere, as evaporation, evapotranspiration, sublimation, condensation, clouds and precipitation formation, thunderstorms, and water vapour characteristics are presented. Beside this some climatic data from Slovakia are included. The maximum daily precipitation total measured in Slovakia was 232 mm. Climate change could cause an increase of water vapour content (by 10–30 %) and air temperature (by 2–4 °C) in Slovakia by the end of the 21st century. This will surely result in significant increase of intense precipitation and connected phenomena as thunderstorms and local floods. On the other hand the decrease of water resources and increase of drought and wild fire events is expected in Slovakia.

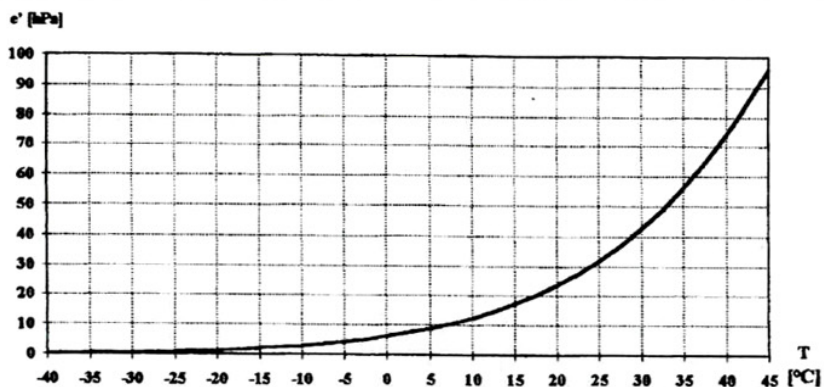
Klimatický systém Zeme sa skladá z piatich zložiek: atmosféry, hydrosféry, kryosféry, litosféry a biosféry. Podstatná časť meteorologických procesov prebieha v atmosfére, a keďže klíma je štatistický súbor všetkých stavov klimatického systému, tak aj analýza všetkých stavov atmosféry má pre charakteristiku klímy podstatný význam. Pokiaľ ide o vodu v klimatickom systéme, tomuto médiu je venovaná samostatná zložka – hydrosféra. Voda sa však prelína aj s jeho ostatnými zložkami, pričom predstavuje viac ako polovicu hmotnosti v biosfére, celú hmotnosť kryosféry a často viac ako 20 % litosféry. V atmosfére je síce iba 0,0–4 % vody z celkovej hmotnosti vzduchu (v závislosti od teploty vzduchu a iných podmienok), ale hrá tam takú dôležitú úlohu v meteorologických procesoch, že vode v atmosfére je potrebné venovať samostatný príspevok. Hmotnosť vody v atmosfére je asi $1,4 \times 10^{16}$ kg, čo je iba 0,001 % hmotnosti hydrosféry Zeme (všetkej vody na Zemi).

Voda sa do atmosféry dostáva predovšetkým ako vodná para výparom z rôznych aktívnych povrchov a vrstiev, ktoré obsahujú vodu v kvapalnom a tuhom skupenstve, alebo prostredníctvom transpirácie rastlín a živočíchov. Spolu to nazývame evapotranspirácia. Za jeden rok sa zo zemského povrchu do atmosféry dostane evapotranspiráciou zo súše a výparom z vodných plôch asi 577 tisíc km³ vody, z čoho predstavuje asi 72 tisíc km³ vody evapotranspirácia z kontinentov (vrátane vnútorných vodných plôch) a 505 tisíc km³ vody výpar z morí a oceánov. Lepšie si predstavíme uvedené množstvo vody tak, že je to približne kilometrová vrstva vody

nad územím Francúzska, Belgicka a Luxemburska spolu. Toto množstvo vody sa vo forme vodnej pary a drobných produktov kondenzácie, ktoré sa voľne vznášajú v atmosfére a nepadajú k zemskému povrchu (najmenších kvapôčok vody a ľadových ihličiek), premiestňuje na menšie alebo väčšie vzdialenosti. V atmosfére je stále v priemere približne 28,5 kg vody na m² zemského povrchu. Za vhodných podmienok vznikajú z vodnej pary a drobných produktov kondenzácie atmosférické zrážky (dážď, mrholenie, sneženie, krúpy, námraza, rosa, ďalej len zrážky), čím sa vlastne voda z atmosféry dostáva naspäť na zemský povrch, na povrch morí a oceánov. Vzhľadom na značne väčší výpar z morí a oceánov (1400 mm za rok) ako z kontinentov (485 mm) sú zrážky nad kontinentmi o 47 tisíc km³ (316 mm) vody väčšie ako evapotranspirácia z kontinentov. Toto množstvo vody sa potom riekami a podpovrchovým odtokom dostáva do morí a oceánov (predstavuje to 39,5 % z ročného úhrnu zrážok na kontinentoch, 60,5 % z úhrnu zrážok sa tam vyparí).

Fyzikálne procesy spojené s vodou v atmosfére

V atmosfére sa voda vyskytuje predovšetkým v skupenstve plynnom, ako *vodná para*. V skupenstve kvapalnom (vodné kvapky) alebo tuhom (ľadové produkty kondenzácie) je v atmosfére vody oveľa menej ako v plynnom (väčšinou iba do 10 % hmotnosti vodnej pary v okolitom vzduchu). Najviac vodných kvapiek alebo ľadových produktov kondenzácie je v dolnej časti veľmi



1. Závislosť tlaku vodnej pary (e') od teploty vzduchu (T) pri stave nasýtenia nad rovinnou vodnou plochou (nad rovinným ľadom je e' (tlak vodnej pary) nižší ako nad rovinnou vodnou plochou, pri teplote -12 °C až o $0,27\text{ hPa}$; nad morskou vodou so salinitou $3,5\%$ je e' o $1,95\%$ nižší ako nad čistou vodou; nad kvapkou je e' vyšší ako nad rovinnou vodnou plochou v nepriamej závislosti od veľkosti kvapky)

intenzívnych búrok v trópoch (aj viac ako $10\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$). U nás je v bežných oblakoch iba $0,1 - 2,5\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ kondenzačných produktov, kým vodnej pary je v lete v oblakoch $5 - 15\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ a v zime okolo $2\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (vo výške $1 - 3\text{ km}$ n. m.).

Vlhkosť vzduchu je základným meteorologickým a klimatologickým prvkom opisujúcim množstvo vodnej pary v atmosfére (vo vzduchu). Vlhkosť vzduchu má ako základný prvok celý rad odvodených prvkov (tlak vodnej pary e , v stave nasýtenia e' [hPa]; relatívna vlhkosť vzduchu $U = e/e' \cdot 100$ [%]; merná vlhkosť vzduchu s [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, v gramoch vodnej pary na kg vzduchu]; absolútna vlhkosť vzduchu a [$\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$]; sýtosťný doplnok $\Delta = e' - e$ [hPa]; teplota rosného bodu [$^{\circ}\text{C}$]; deficit teploty rosného bodu $T - \text{teplota}$ [$^{\circ}\text{C}$] a ich charakteristik (napríklad denné maximum relatívnej vlhkosti vzduchu).

Vlhkosť vzduchu zásadným spôsobom ovplyvňuje celý rad meteorologických a klimatologických procesov a určuje režim mnohých klimatologických prvkov. Podstatou problému vlhkosti vzduchu v meteorológii a klimatológii je skutočnosť, že jej maximálny tlak vodnej pary v atmosfére (pri stave nasýtenia) je limitovaný teplotou vzduchu exponenciálne (obr. 1) a vertikálne pohyby sú silne ovplyvnené tým, či vystupujúca hmota vzduchu dosiahla alebo nedosiahla stav nasýtenia vodnou parou (a tiež pri akej vysokej teplote došlo k stavu nasýtenia). Za určitých okolností môže byť v oblakoch aj nižšia a aj vyššia hodnota tlaku vodnej pary ako e' , v prirodzených podmienkach sú však rozdiely malé.

Výpar je fyzikálny dej, pri ktorom dochádza k premeňovaniu vody v kvapalnom alebo tuhom skupenstve na vodnú paru. Vyjadruje sa vrstvou vody v mm, ktorá sa vyparí do ovzdušia z vodnej hladiny, povrchu snehu,

ľadú, pôdy, rastlín a živočíchov za určitý čas. Podľa povrchu, z ktorého sa voda vyparuje, rozlišujeme nasledujúce druhy výparu: z voľnej vodnej hladiny; zo snehu a ľadu; z pôdy bez rastlinného krytu (evaporáciu); fyziologický – vegetáciou (transpiráciu); z pôdy s rastlinným krytom (evapotranspiráciu). Výpar z ľubovoľného povrchu závisí od príkonu slnečnej energie (alebo energie z iného zdroja) k vyparujúcejmu sa povrchu, od vlhkosti daného povrchu (väčšinou ide o vrstvu) a od turbulentného prenosu vodnej pary od vyparujúceho sa povrchu do atmosféry.

Celková bilancia žiarenia je rozdiel medzi globálnym žiarením (priamym slnečným žiarením a rozptýleným žiarením oblohy) pohlteným vyparujúcim sa povrchom a bilanciou dlhového žiarenia (čo je rozdiel medzi vyžarovaním zemského povrchu a spätným žiarením atmosféry). Je určovaná výškou Slnka nad horizontom, dĺžkou dňa, nadmorskou výškou, stupňom pokrytia oblohy oblačnosťou, albedom (schopnosťou povrchu odrážať žiarenie), priepustnosťou atmosféry, obsahom vodnej pary v nej, teplotou vzduchu a teplotou vyparujúceho sa povrchu. Najväčšie hodnoty dosahuje na oceánoch v trópoch (za rok až 2-krát viac ako na pevnine v trópoch a až 4-krát viac ako na nížinách Slovenska).

Režim vlhkosti pôdy závisí predovšetkým od množstva a časového priebehu zrážok. Je ovplyvnený aj režimom evapotranspirácie a odtoku. Turbulentný tok vodnej pary od vyparujúceho povrchu do atmosféry je určený jej vertikálnym gradientom, štruktúrou poľa vetra a teploty vzduchu nad týmto povrchom. Energetické možnosti evapotranspirácie vyjadruje tzv. *potenciálna evapotranspirácia* (E_0 – maximálne možná evapotranspirácia v konkrétnej lokalite určená len vonkajšími meteorologickými podmienkami pri dostatočne vlhkej pôde). Priemerné ročné úhrny E_0 dosahujú na juhu SR až 750 mm (Hurbanovo), v horských polohách SR aj menej ako 350 mm (na tropických púšťach a miestami aj nad najteplejšími oceánmi až 2500 mm , v Arktíde aj menej ako 100 mm). **Aktuálna evapotranspirácia** (E – evapotranspirácia pri skutočných podmienkach vlhkosti pôdy) dosahuje v SR najväčšie priemerné ročné úhrny (aj vyše 450 mm) na južných predhorách (južných úpätiach Vihorlatu a pod.), v strede Podunajskej nížiny klesá pod 430 mm a v horských oblastiach sa približuje k E_0 . Na Zemi sú najväčšie ročné úhrny E pri pobreží na oceáne juhovýchodne od USA (vyše 2500

mm) a najmenšie v polárnych oblastiach a v najsuchších púšťach (aj menej ako 100 mm).

Atmosférické zrážky

Ochladenie vzduchu v atmosfére má za následok zvýšenie jeho relatívnej vlhkosti, čo hrá dôležitú úlohu v procese vzniku oblakov a zrážok. Pokles teploty vzduchu môže nastať aj radiačným ochladzovaním zemského povrchu a priliehajúcich vrstiev vzduchu, prúdením tepleho vzduchu nad studený povrch, vzájomným premiešavaním dvoch vzduchových hmôt blízkyh stavu nasýtenia a aj adiabatickým rozpínaním sa vzduchu pri výstupe do výšky. Pri teplote rosného bodu vzduch dosiahne stav nasýtenia a pri ďalšom poklese teploty vzduchu podlieha prebytok vodnej pary skvapalneniu, čiže kondenzácii. Ku kondenzácii a vytváraniu kvapiek vody dochádza na tzv. *kondenzačných jadrách*. Bez ich prítomnosti nie je prakticky možná prirodzená tvorba oblakov a zrážok. Spontánna (samovoľná) kondenzácia vedúca k vytváraniu kvapiek vody priamo z molekúl vodnej pary (bez kondenzačných jadier) vyžaduje značné presýtenie vzduchu vodnou parou (440 až 600 %; napríklad v horúcich gejzíroch), takže v atmosfére za normálnych podmienok prebieha kondenzácia vždy na kondenzačných jadrách.

Prakticky všetky aerosólové častice v atmosfére, okrem nezmáčavých, môžu plniť funkciu kondenzačných jadier, ktoré sa vyznačujú rozmanitými vlastnosťami. Najaktívnejšie sú v procese kondenzácie hygroskopické veľké jadrá s priemerom 0,4 – 1 μm (tisícim mm), ktoré sa nazývajú aj *meteorologické* alebo *oblačné jadrá*. Krivku spektra veľkosti kondenzačných jadier s polomerom väčším ako 10^{-4} mm môžeme vyjadriť exponenciálnym vzťahom, kde počet kondenzačných jadier v jednotke objemu závisí od polomeru jadier. S výškou počet kondenzačných jadier rýchlo klesá, ich vertikálne rozdelenie závisí od turbulentného premiešavania, od rýchlosti ich klesania (sedimentácie), koagulácie s inými jadrami i od ich prilínania ku kvapkám dažďa a oblakov. Pri tvorbe oblačných kvapiek majú veľký význam hygroskopické kondenzačné jadrá, ktoré šetria prácu potrebnú na vytvorenie zárodku kvapky s rovnakým polomerom. Tieto jadrá svojou veľkosťou a povrchom, silne pútajúcim molekulárne vrstvy vodnej pary, vytvárajú kvapôčky vody, na ktoré sa viažu ďalšie molekuly vody.

Kondenzačné jadrá a kvapky rastú viacerými spôsobmi. V prvých štádiách rastu sa uplatňuje hlavne absorpcia a adsorpcia, kedy je na povrchu jadra viazaných viac monomolekulárnych vrstiev vody a jadro sa navonok začína správať ako kvapôčka vody. V ďalšom štádiu sa správa podľa zákonov kondenzácie, resp. koagulácie. Ak kvapka rastie vplyvom *kondenzácie*, štvorec polomeru rastúcej kvapky je úmerný času, pričom významnú

úlohu majú tepelné podmienky tohto procesu. V súvislosti s kondenzáciou sa uvoľňuje latentné teplo, ktorým sa kvapka zohrieva, čím sa zvyšujú nároky na presýtenie, čo spomaľuje ďalší priebeh kondenzácie. V stacionárnom prípade môžeme rýchlosť rastu kvapky kondenzáciou určiť podľa vzťahu, kde polomer kvapky r_0 závisí od času t , koeficientu difúzie, hustoty vodnej pary pri počiatkovej teplote vzduchu, hustoty vodnej pary zodpovedajúcej nasýteniu pri konečnej teplote a od hustoty vody. Podľa tohto vzťahu pri 0,16 % presýtení a pri 0 °C je $r_0 = 0,31 \cdot 10^{-4} t^{0,5}$. Za 1 sekundu narastie kvapka na $r_0 = 0,3 \mu\text{m}$, za 50 s na $r_0 = 2,3 \mu\text{m}$ a za 5 minút na $r_0 = 5,6 \mu\text{m}$. Potom je rast kvapiek oveľa pomalší. Pri riešení nestacionárneho prípadu sa používajú numerické metódy. Člen opisujúci nestacionárnosť je však 100-krát menší ako ostatné členy, takže proces kondenzácie v oblaku sa považuje prakticky vždy za stacionárny.

Kondenzácia však nestačí na vysvetlenie vytvárania kvapiek s polomerom väčším ako 100 μm . Kvapky s polomerom niekoľko desiatok μm by totiž narastali kondenzáciou desaťtisíce sekúnd, čo podstatne prevyšuje ich celkovú dobu života v oblakoch. Preto musí existovať aj ďalší proces, ktorým vznikajú veľké kvapky, a tým je práve *koagulácia* (zlievanie menších kvapiek do väčších). Môže nastať pri padaní kvapiek nerovnakou rýchlosťou (gravitačná koagulácia), molekulárno-kinetickým (brownovským) pohybom, elektrostatickými silami a atmosférickou turbulenciou.

Pri *gravitačnej koagulácii* veľké kvapky dobiehajú malé a zlievajú sa s nimi. Pravdepodobnosť tohto procesu vzrastá so zväčšujúcim sa polomerom veľkých kvapiek. Pri gravitačnej koagulácii treba brať do úvahy aj koeficient záchytu, nakoľko nie všetky malé kvapky, smerujúce na začiatku k veľkej, sa s ňou zrazia. Pred padajúcou veľkou kvapkou sa deformuje pole prúdenia a dochádza k obtekaniu, takže podmienky záchytu malých kvapiek sa zhoršujú.

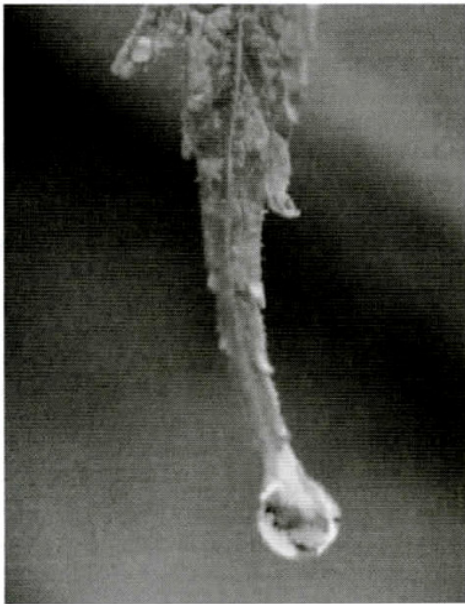
Proces koagulácie vyvolaný *molekulárno-kinetickým pohybom* môže mať dva aspekty: a) malé kvapky, napr. jadrá kondenzácie, môžu pristávať na veľkých kvapkách, a tak sa vymývať z atmosféry, b) malé kvapky sa môžu navzájom zlievať, takže doba ich života je krátka a koncentrácia v oblaku malá. *Brownovská koagulácia* má závažné dôsledky na fyzikálne procesy prebiehajúce v oblakoch, pretože za niekoľko sekúnd zlikviduje malé kvapky s polomerom do 0,4 μm a zásadne ovplyvňuje aj rozptyl svetla v oblakoch.

Elektrostatická koagulácia závisí predovšetkým od príznačnosti kvapiek s rôznym elektrickým nábojom, pričom pravdepodobnosť tohto procesu sa zvyšuje s rastúcim nábojom kvapiek a klesá s ich zväčšujúcim sa rozmerom.

Pri turbulentnej koagulácii hrá dôležitú úlohu vzájomná difúzia častíc unášaných turbulentným prúdením vzduchu a rozdielne zrýchlenie kvapiek v dôsledku ich rôznej hmotnosti. Uvedené procesy koagulácie sa môžu vzájomne ovplyvňovať, podmieňovať a zosilňovať.

Vodná para v atmosfére môže prechádzať nielen do kvapalného, ale bezprostredne aj do tuhého skupenstva (**sublimácia**), kedy vzniká ľad, ktorý môže mať amorfnú a kryštalickú štruktúru. V atmosfére sa vyskytujú rozmanité tvary kryštálikov ľadu: ihličkové, stĺpkové, hviezdicové, doštičkové. S jednoduchými kryštálmi ľadu sa stretávame vo vyšších hladinách atmosféry (nad 5 km), kde vytvárajú obvykle vysoké oblaky. V nižších vrstvách atmosféry sa v oblakoch vyskytujú kryštáliky ľadu zložitejšej štruktúry. Ich tvar závisí predovšetkým od fyzikálneho stavu okolitého prostredia, najmä od teploty a vlhkosti vzduchu i od štruktúry ľadového jadra. Ľad sa v atmosfére môže vytvárať dvojakým spôsobom: 1. priamym usadzovaním molekúl vodnej pary na zárodok alebo kryštáliku sublimáciou, 2. mrznutím prechladených kvapiek vody.

Proces sublimácie sa v plnej miere uplatňuje pri viazaní molekúl vodnej pary priamo na kryštálikoch ľadu, zvlášť priaznivé podmienky sú na to v zmiešaných oblakoch. V nich prechádza vodná para z kvapky na kryštál, nad ktorým je menší tlak nasýtenia. Tento prechod hrá dôležitú úlohu v procese tvorby zrážok. Rast kryštálikov ľadu sublimáciou závisí od ich tvaru a je oveľa zložitejší ako proces rastu kvapiek kondenzáciou. Významnú úlohu tu hrá rozdielny tlak nasýtenej vodnej pary nad rôznymi hranami toho istého kryštálu, rozdielny gradient



tlaku vodnej pary a závislosť charakteristického rozmeru od formy kryštáliku. Ak rastúci kryštál začne padať výraznou rýchlosťou, jeho kontakt s presýteným vzduchom sa zosilňuje a sublimácia sa zrýchľuje úmerne k tzv. ventilačnému činiteľovi, ktorého veľkosť závisí od turbulentnosti atmosféry.

Veľký význam v procese rastu kryštáliku ľadu a v tvorbe zrážok má **rekondenzácia**. Ide o rast kryštálikov namrznutím prechladených kvapiek vody alebo sublimáciou vodnej pary na ľadových kryštálikoch na úkor vyparujúcich sa kvapiek vody. Napríklad pri teplote $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ dosahuje rýchlosť rastu kryštálov v dôsledku rekondenzácie $0,7\text{ }\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Najpriaznivejšie podmienky na rekondenzáciu sú v zmiešaných oblakoch. Najintenzívnejšie prebieha tento proces pri teplote okolo $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (je tam najväčší rozdiel medzi tlakom vodnej pary v stave nasýtenia nad vodou a nad ľadom; obr. 1), čo vedie k tvorbe koloidálne nestáleho oblaku a vypadávaniu zrážok. Efekt ventilácie tento proces ešte zosilňuje. Ak je v takom oblaku veľa ľadových kryštálikov, rýchle pohltia drobné prechladené kvapôčky a ďalej nerastú. Ak je ich však málo, proces trvá oveľa dlhšie a ľadové produkty môžu narásť na krúpy s priemerom nad 5 mm, u nás výnimočne aj nad 5 cm (v Indii odmerali r. 1939 krúpu s hmotnosťou 3,4 kg).

Atmosférické zrážky rozdeľujeme na **padajúce** (vertikálne) a **usadené** (horizontálne). Typickými zástupcami padajúcich zrážok sú **dážď** a **sneženie** a usadených **námraza**, **ovlhnutie** a **rosa**.

Spomínali sme prechladené kvapky vody. Ide o veľmi malé kvapky v atmosfére, ktoré nemôžu zmrznúť ani pri teplote $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, najmenšie dokonca ani pri $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. V nízkych oblakoch a pri hmle sú pri teplote vyššej ako $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ takmer všetky kondenzačné produkty v stave prechladených kvapiek. Prechladené kvapky hrajú rozhodujúcu úlohu pri tvorbe **námrazy** – keď narazia na pevnú prekážku s teplotou pod bodom mrazu okamžite primrznú, napríklad na stožiar alebo strom. Na náveternej strane takýchto prekážok môže v oblakoch alebo pri hmle vzniknúť za hodinu aj oveľa viac ako 1 kg námrazy na plochu 1 m^2 . Pri teplote nad bodom mrazu je ekvivalentom námrazy **ovlhnutie**, ktoré môžeme pozorovať hlavne na okrajoch lesov v hrebeňových polohách hôr. V tropických pohoriach môže ovlhnutie (oblačná voda) prispieť k ročnému úhrnu zrážok aj viac ako 1500 mm. U nás námraza a ovlhnutie spolu prispievajú v hrebeňových polohách hôr ročným úhrnom do 300 mm.

Rosa vzniká vtedy, keď teplota povrchu nejakého predmetu klesne pod rosný bod pre príľahlý vzduch. Často k tomu dochádza pri radiačnom ochladzovaní v blízkosti zemského povrchu za jasných a bezveterných nocí. Intenzívne sa radiačne ochladzujú kovy, listy rast-

lín, sklo, pomaly suchá tráva a suché drevo. Najviac rosy sa tvorí vo vlhkom vzduchu pri vysokej teplote rosného bodu, no aj vtedy u nás iba výnimočne prekročí jej denný úhrn 0,5 mm, v trópoch dosahuje niekedy aj viac ako 2 mm. V zime môžu sublimáciou vzniknúť viaceré zaujímavé ľadové ekvivalenty rosy (srieň).

Meteorologické prvky a javy

S vlhkosťou vzduchu úzko súvisí aj rad meteorologických prvkov a javov. Veľký význam má **hmla** (s dohľadnosťou menšou ako 1 km), ktorá je tvorená u nás takmer výlučne z drobných kvapiek vody (aj pri teplote $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Ak je dohľadnosť pri hmle menšia ako 200 m, hovoríme o silnej (hustej) hmle, ak menšia ako 50 m, ide o hmlu veľmi silnú (veľmi hustú). Hmla môže vzniknúť kondenzáciou vodnej pary pri radiačnom ochladzovaní vzduchu (jasné počasie so slabým vetrom), výparom z teplejšieho povrchu do chladnejšej atmosféry a zmiešaním dvoch vzduchových hmôt s rozdielnou teplotou a vysokou relatívnou vlhkosťou. V lete sa u nás vytvára hmla nad nížinami iba zriedkavo a siaha iba do 200 m nad povrchom, v zime a v druhej polovici jesene sú hmly častejšie a dosahujú až do výšky 500 m, počas stacionárnych anticyklón aj viac ako 1200 m.

Niekedy sa z hmly môže vytvoriť **nízka oblačnosť**. Na Zemi existujú oblasti s veľmi častým výskytom hmly, na oceánoch je to predovšetkým na miestach kontaktu teplých a studených morských prúdov, na pevnine v blízkosti studených morských prúdov na pobreží, na jeseň a v zime aj v rozsiahlych máloveterných a vlhkých kotlinách v miernych až polárnych šírkach. Neskondenzovaná vodná para je neviditeľná, iba pri vysokej absolútnej vlhkosti vzduchu (nad $20\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$) sa dohľadnosť postupne znižuje na 10 až 5 km.

Veľmi závažné dôsledky má množstvo vodnej pary v ovzduší na vývoj **kopovitej oblačnosti, búrok, tornád, hurikánov a veľmi intenzívnych zrážok**. Všetky tieto fenomény vznikajú pri vertikálnom výstupe vlhkého vzduchu. Ak vertikálne stúpa väčší objem vzduchu a nedosiahne hladinu kondenzácie, tak sa medzi výškami 500 – 3000 m ochladí o $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ak dosiahne hladinu kondenzácie vo výške 500 m a má tam teplotu $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, ochladí sa do výšky 3000 m asi o $19\text{ }^{\circ}\text{C}$, ak má tam $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, tak sa ochladí asi o $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ a ak má tam $30\text{ }^{\circ}\text{C}$, tak sa ochladí len asi o $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Výstup pod hladinou kondenzácie sa volá **sucho-**



adiabatický a nad hladinou kondenzácie **nasýtenadiabatický** výstup. Čím je vyššia teplota vzduchu na hladine kondenzácie, tým je pokles teploty vzduchu pri nasýtenadiabatickom výstupe pomalší. Je to preto, že pri vyššej teplote vzduchu sa v stave nasýtenia nachádza viac vodnej pary a pri výstupe aj viac vodnej pary skondenzuje. Kondenzácia spôsobuje uvoľňovanie latentného tepla, ktoré spomaľuje ochladzovanie vystupujúceho vzduchu. Z uvedených čísel vyplýva, že za určitých okolností, keď je vertikálny gradient teploty vzduchu približne $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 100 m, môže byť pri výstupe veľmi vlhkého vzduchu jeho teplota vo výške 3 km až o $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ vyššia ako je teplota vzduchu v okolí. Vtedy nastane silné zrýchlenie výstupu v konvektívnom oblaku (ako pri teplovzdušnom balóne) a vertikálna rýchlosť prúdenia tam často prekračuje $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, extrémne až $90\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Pri takej vysokej vertikálnej rýchlosti sa už vytvárajú víry s vertikálnou osou (ako keď vyteká voda z fľaše v kolmej polohe), ktoré môžu prerásť do **tornáda**, keď vír dosiahne zemský povrch. Tornáda majú pri zemi priemer iba niekoľko desiatok až 500 m, no ich ničivá sila je asi najväčšia zo všetkých meteorologických javov. Na severnej pologuli sa tieto víry otáčajú proti smeru hodinových ručičiek a na južnej opačne. Čím je vyššia rýchlosť výstupu vlhkého vzduchu, tým je aj viac skondenzovanej vodnej pary za jednotku času, teda aj väčšia intenzita zrážok. U nás dosahuje najväčšia intenzita zrážok asi 4 mm za minútu a asi 100 mm za hodinu, na Zemi sa vyskytlo aj vyše 30 mm za minútu a vyše 400 mm za hodinu. Najväčší zmeraný denný úhrn zrážok bol u nás 232 mm

v Salke 12. 7. 1957 a na Zemi vôbec 1870 mm na ostrove Reunion 16. 3. 1952.

Podobne ako pri vzniku búrok hrá teplota a vlhkosť vzduchu rozhodujúcu úlohu aj pri vzniku a vývoji **tropických cyklón** (hurikánov, tajfúnov). Tieto tlakové útvary vznikajú za vhodných podmienok nad najteplejšími oceánmi, ale nie bližšie k rovníku ako 5° severnej alebo južnej zemepisnej šírky. Majú priemer niekoľko 100 km, rotujú rovnakým smerom ako tornáda, v strede majú tzv. *oko* s jasným a máloveterným počasím, ale už niekoľko km od ich stredu je mohutná oblačnosť a vo vzdialenosti 30 – 100 km od stredu môže rýchlosť vetra dosahovať aj viac ako 300 km.h⁻¹. Vznikajú pri nich vysoké úhrny zrážok (až 1000 mm denne) a obrovské vlny na pobrežích morí. V tropických cyklónach a v mohutnej konvektívnej oblačnosti sa vyskytuje veľmi intenzívna turbulencia, čo znemožňuje prelet lietadlom cez takúto oblačnosť v akejkoľvek výške.

Nakoniec spomenieme ešte niektoré iné negatívne dôsledky vlhkosti vzduchu. Ak prekročí tlak vodnej pary 18,7 hPa, má človek (ale aj niektoré iné živočíchy) pocit **dusna** a ťažko sa mu pohybuje alebo fyzicky pracuje. Ako vidíme z obr.1, k takejto situácii dochádza približne od teploty 16,5 °C, ak je vzduch nasýtený vodnou parou (ak má relatívnu vlhkosť 50 %, začína dusno asi od 28 °C). V rovníkovom klimatickom pásme je prakticky kontinuálne silné dusno, tlak vodnej pary presahuje aj 30 hPa a pre belocha je tam často neznesiteľný pobyt a vykonávanie fyzickej práce v neklimatizovaných priestoroch. U nás sa dusno vyskytuje od mája do septembra, v lete asi počas 30 % dní na nížinách a 5 – 10 % dní v nadmorskej výške 700 m.

Trochu odlišným problémom je *nízka relatívna vlhkosť vzduchu*. Pri bežnej interiérovej teplote 18 – 25 °C je pre človeka a väčšinu zariadení a materiálov optimálna okolo 55 %. Pri nižšej ako 40 % už začínajú mať niektorí ľudia (astmatici) problémy a pri nižšej ako 20 % už majú problémy všetci. Nízka relatívna vlhkosť vzduchu znamená intenzívne vysušovanie, čo škodí nielen slizniciam dýchacích ciest a očí, ale aj mnohým materiálom (textilu, vlne, papieru, drevu). Vonku zasa nízka relatívna vlhkosť vzduchu silne vysušuje pôdu a zvyšuje prašnosť (*výsušné dni*). Na druhej strane aj *vysoká relatívna vlhkosť vzduchu* (nad 85 %) pri teplote nad 27 °C vyvoláva rad problémov.

Okrem spomínaného dusna spôsobuje vlnutie a deštrukciu celého radu materiálov a zariadení. Vtedy pomôže iba *klimatizácia*, teda zbavenie vzduchu prebytočnej vlhkosti a ochladenie aspoň na 27 °C. Ak izobaricky ohrejeme vzduch s teplotou 0 °C a so 100 % relatívnou vlhkosťou vzduchu o 10 °C, klesne relatívna vlhkosť na 50 %, ak to isté urobíme pri 25 °C a 100 % relatívnej vlhkosti, klesne na 56 %.

Na pomerne malom priestore sme sa snažili uviesť najdôležitejšie fyzikálne procesy a javy spojené s vodou v atmosfére vo všetkých jej skupenstvách. Nezaoberali sme sa však takými závažnými problémami, ako je **chemizmus, elektrické a optické vlastnosti vody v atmosfére**. Aj z tohto stručného prehľadu vidno, že voda v atmosfére je akýmsi motorom viacerých termodynamických meteorologických procesov. Ak považujeme stav vody v atmosfére z dlhodobého hľadiska za kvázistacionárny, teda že sa jej 30-ročné mesačné priemery príliš nemenia, tak aj výsledné procesy a klimatické charakteristiky súvisiace s vodou v atmosfére môžeme považovať za kvázi stacionárne. Scenáre klimatickej zmeny vplyvom rastu skleníkového efektu atmosféry ale naznačujú, že popri náraste teploty vzduchu o 2 – 4 °C (v lete o 1 – 3 °C) dôjde aj k závažným zmenám vlhkosti vzduchu (do r. 2100 vzrastie absolútna vlhkosť vzduchu u nás asi o 10 – 30 %, ale relatívna vlhkosť vzduchu sa asi príliš nemení). To spôsobí významnú dynamizáciu niektorých meteorologických procesov smerom k rastu intenzity zrážok, ale aj k predĺžovaniu suchých období. Určite sa zvýši počet dusných, ale aj výsušných dní. Pravdepodobne sa začnú vyskytovať aj také javy, ktoré sme doteraz poznali iba z teplejších oblastí (tornáda, ničivé prívalové dažde, neznesiteľné dusno, katastrofálne sucha, lesné požiare z tepla).

Literatúra

- Chrgijan, A. Ch.: Fyzika atmosféry. Tom 1, 2. Gidrometeoizdat Leningrad, 1978, 247 a 319 s.
Lapin, M., Tomlain, J.: Všeobecná a regionálna klimatológia. Vydavateľstvo UK Bratislava, 2001, 184 s.
Peixoto, J. P., Oort, A. H.: Physics of Climate. American Institute of Physics Springer, 1992, 520 s.

Doc. RNDr. Milan Lapin, PhD., Katedra meteorológie a klimatológie Fakulty matematiky, fyziky a informatiky UK, Mlynská dolina, F1, 842 48 Bratislava
E-mail: lapin@fmph.uniba.sk

RNDr. Ingrid Damborská, PhD., Katedra meteorológie a klimatológie FMFI UK, Mlynská dolina, F1, 842 48 Bratislava. E-mail: damborska@fmph.uniba.sk

Prof. RNDr. Ján Tomlain, DrSc., Katedra meteorológie a klimatológie FMFI UK, Mlynská dolina, F1, 842 48 Bratislava. E-mail: tomlain@fmph.uniba.sk