



Výfuchení: Meteorologie a její historie

Meteorologie je věda zabývající se atmosférou. Její název vznikl z řeckého *metéoros* – vznášející se ve výši.

Meteorologie se v průběhu doby vyvíjela. Mezi první pokusy člověka odhadovat průběh počasí se řadí pranostiky. V průběhu 18. století se uvedly do provozu první meteorologické stanice.¹ V 19. století vznikají první meteorologické ústavy. Ve 20. století se předpovídá pomocí meteorologických map, ale již v polovině století se objevují první matematické modely, které jsou od 70. let důležitou součástí předpovídání počasí.

V dnešní době se předpovědi počasí takřka výhradně vypočítávají na matematických modelech, jejichž základem jsou fyzikální poznatky o zemské atmosféře. Meteorologové jejich výstupy (výsledky) zkontrolují a podle svých zkušeností a informací, které dostanou například analýzou meteorologických map, dat z meteostanic, radarů atd., upraví předpověď do finální podoby, kterou můžete vidět v televizi či slyšet v rádiu.

Stavová rovnice

Od historie se ale přesuneme k fyzice. Základní rovnice popisující vlastnosti plynů (tedy i vzduchu v atmosféře) se nazývá stavová rovnice ideálního plynu a má tvar

$$pV = Nk_bT,$$

kde p je tlak plynu, V jeho objem, N počet částic (atomů nebo molekul), k_b je *Boltzmannova konstanta*² a T je termodynamická teplota (v kelvinech). Přepočítat Celsiovu teplotní stupnici na Kelvinovu je snadné, neboť obě stupnice jsou od sebe pouze posunuté tak, že platí $0\text{ K} = -273,15\text{ °C}$, neboli $273,15\text{ K} = 0\text{ °C}$.

Pro naše potřeby bude užitečné vyjádřit ze stavové rovnice ideálního plynu jeho hustotu. Za N , tedy počet molekul, nejdříve dosadíme z chemie známý součin molárního množství n (což je základní veličina na měření počtu částic) a Avogadrovy konstanty:³

$$pV = nN_A k_b T.$$

Součin dvou konstant, obrovské konstanty N_A a maličké konstanty k_b se nazývá univerzální plynovou konstantou, která se značí R a její hodnota je $R = 8,31\text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{mol}^{-1}$.

Dále pak lze molární množství n zapsat jako podíl hmotnosti m látky k molární hmotnosti M (což je hmotnost 1 mol látky). Hodnotu molární hmotnosti lze vyčíst z periodické tabulky prvků, nebo si ji vyhledat na internetu. Například molární hmotnost suchého vzduchu je přibližně $M_{\text{vzduch}} = 29\text{ g}\cdot\text{mol}^{-1}$. Stavová rovnice se tedy upraví do tvaru

$$pV = \frac{m}{M}RT.$$

¹Mezi ně patří i pražské Klementinum, odkud máme od roku 1775 souvislá meteorologická měření.

²Její hodnota je $k_b = 1,38 \cdot 10^{-23}\text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$.

³Avogadrova konstanta jednoduše vyjadřuje, kolik částic je v jednom molu látky. Její číselná hodnota je $N_A = 6,022 \cdot 10^{23}\text{ mol}^{-1}$.

Už jsme skoro u konce – když vydělíme celou rovnici objemem, na pravé straně se objeví podíl hmotnosti a objemu, což je právě námi hledaná hustota:

$$p = \frac{m}{VM}RT \quad \Rightarrow \quad \boxed{\rho = \frac{pM}{RT}}$$

Dostali jsme tedy vzoreček pro hustotu plynů v závislosti na jejich tlaku a teplotě. Vzduch při pokojové teplotě $T = 20\text{ }^{\circ}\text{C} \doteq 293\text{ K}$ a normálním atmosférickém tlaku $p_a \doteq 101\,325\text{ Pa}$ má tedy hustotu

$$\rho = \frac{pM}{RT} = \frac{101\,325\text{ Pa} \cdot 0,029\text{ kg}\cdot\text{mol}^{-1}}{8,31\text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{mol}^{-1} \cdot 293\text{ K}} \doteq 1,21\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}.$$

Navíc, z výše odvozeného vztahu je hezky vidět, že s rostoucím tlakem hustota vzduchu roste (vzduch na sebe tlačí, čímž tlačí jednotlivé částice blíže k sobě). Naopak, budeme-li zvyšovat teplotu, hustota se bude snižovat, což je důvod, proč teplý vzduch stoupá nahoru a studený naopak klesá dolů, čehož ještě později využijeme.

Vlhkost vzduchu

Jistě víte, že ve vzduchu je téměř vždy určité množství vodní páry, někdy je jí více, někdy méně. Z meteorologického hlediska totiž záleží na tom, odkud k nám vzduch proudí. V případě západního až severozápadního proudění k nám přichází vlhký vzduch od Atlantského oceánu. Tento vzduch je vlhký díky přítomnosti teplého Atlantského proudu v oceánu, díky němuž se voda z oceánu více vypařuje. Naopak proudí-li vzduch od východu z kontinentu, tak je obvykle vlhkost vzduchu nižší, protože se nemá kde vodní párou nasýtit.

V meteorologii rozlišujeme dva pojmy, *absolutní* a *relativní* vlhkost vzduchu. Absolutní vlhkost vzduchu vyjadřuje hmotnost vodní páry v určitém objemu vzduchu. Její jednotkou je $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, lze ji tedy chápat jako „hustotu“ molekul vodní páry (vody) rozptýlené ve vzduchu. Proto se také absolutní vlhkost vzduchu značí ρ_v .

Navíc vzduch při dané teplotě a tlaku pojme jen konečné množství vodní páry, jinak začne vodní pára kondenzovat – vytvoří se mlha, resp. začne pršet. Maximální vlhkost vzduchu, která může při daných podmínkách existovat, se značí ρ_{vs} a říkáme jí absolutní vlhkost nasyceného vzduchu. Platí, že čím je teplota vzduchu vyšší, tím více vodní páry pojme, proto se bude absolutní vlhkost nasyceného vzduchu s rostoucí teplotou zvyšovat.

Pro lepší představu nasycenosti vzduchu vlhkostí používáme relativní vlhkost r , která vyjadřuje poměr mezi absolutní vlhkostí vzduchu a absolutní vlhkostí nasyceného vzduchu pro danou teplotu:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}} \cdot 100\%,$$

tzn. udáváme ji v procentech. S touto veličinou se můžete setkat i u vás doma na vlhkoměrech a také ji pocítujeme venku, když cítíme třeba na podzim „vlezlý“ sychravý vzduch. Teplota, při níž se vzduch při konstantní absolutní vlhkosti ρ_v maximálně nasýtí vodní parou (tzn. relativní vlhkost bude 100%), se nazývá teplota *rosného bodu*.

Teplotní gradienty

Pro vývoj počasí je klíčové znát, jak se vzduch v atmosféře mísí a jak v ní proudí. Proto je důležité vědět, jak se mění teplota a tlak vzduchu s rostoucí výškou. Typicky teplota s výškou

klesá. Jistě jste si všimli při chození v horách, že na kopci bývá nižší teplota nežli pod ním. Změně teploty s výškou říkáme odborně *teplotní gradient*. Obvykle se udává změna teploty za 100 m výšky. Běžná hodnota teplotního gradientu je asi $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.



V závislosti na okamžitém počasí se ale hodnota teplotního gradientu může měnit, a to i docela výrazně. Záleží na tom, zda-li je zataženo, nebo svítí slunce, jaký k nám proudí vzduch při zemi a jaký ve výšce: například u země se může držet studený suchý vzduch zatímco ve výšce třeba 2 km bude proudit teplý a vlhký vzduch.

Může se dokonce stát, že s výškou teplota roste. Takovému jevu říkáme teplotní inverze. Můžeme se s ní setkat za jasných rán, nebo třeba na podzim, kdy je na horách slunečné počasí s dalekými výhledy, zatímco v údolích je chladno a často zataženo.

S výškou také klesá tlak vzduchu. Proto dle stavové rovnice klesá i jeho hustota. Navíc, nedodáme-li vzduchu žádné další teplo (například od Slunce), tak se bude stoupající vzduch ochlazovat. Vzduch, jehož relativní vlhkost je menší, než 100 % se při takovémto výstupu ochladí přibližně o $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ a o stejnou hodnotu se zase ohřeje, když bude klesat. Tomuto teplotnímu gradientu říkáme *suchoadiabatický*.

Když je relativní vlhkost vzduchu rovna 100 %, při výstupu bude ve vzduchu kondenzovat vodní pára, která bude vzduchu dodávat teplo.⁴ Vzduch se pak bez dalšího dodaného tepla ochladí o 0,65 °C/100 m. Tomuto teplotnímu gradientu říkáme *nasyčeně adiabatický*. Když bude na počátku nasycený vzduch klesat, tak se jeho teplota zvýší, čímž se jeho relativní vlhkost sníží pod 100 %.

Tvorba oblaků

Oblaka se nejčastěji tvoří dvěma procesy. Buďto konvekcí, a to když se teplota s výškou hodně snižuje, díky čemuž začne teplý vzduch při zemi stoupat do výšky. Když tento vzduch překoná kondenzační hladinu, což je určitá výška, v níž tento vzduch dosáhne teploty rosného bodu, tedy stoprocentní relativní vlhkosti, vodní pára začne kondenzovat a vytvoří se oblak. Vodní kapičky v oblaku jsou opravdu malé, a tak je ve vzduchu udrží výstupné (konvektivní) proudy, které si můžete představit jako vítr foukající svisle vzhůru.

Když jsou však kapičky moc těžké, toto proudění je v oblaku neudrží a začnou vypadávat (začne pršet nebo sněžit). Konvekcí vznikají kupovitá oblaka, tedy latinsky druhu cumulus, mezi něž se řadí i bouřkový oblak Cumulonimbus, který může být až kolem 10 km vysoký. Srážky vypadávající z těchto oblaků bývají intenzivní, avšak mívají krátké trvání, zpravidla desítky minut, maximálně pár hodin.

Druhým způsobem, kterým se často vytvářejí oblaka, je přechod teplejšího, vlhčího vzduchu po sušším a studenějším, čímž se teplejší vzduch ochlazuje. Navíc často ještě po studeném vzduchu tzv. vykluzuje, tedy lehce stoupá, čímž se ještě více ochladí a vodní pára opět po zvýšení relativní vlhkosti na 100 % kondenzuje. Takto se vytváří oblaka typu stratus. Tato oblaka bývají velmi plošně rozsáhlá, a proto z těchto oblaků obvykle vypadávají srážky několik hodin i několik dnů, ale nemívají takovou intenzitu jako srážky z kupovitých oblaků.

Korespondenční seminář Výfuk je organizován studenty MFF UK. Je zastřešen Oddělením pro vnější vztahy a propagaci MFF UK a podporován Katedrou didaktiky fyziky MFF UK, jejími zaměstnanci a Jednotou českých matematiků a fyziků.

Toto dílo je šířeno pod licencí Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported.
Pro zobrazení kopie této licence, navštivte <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/>.

⁴Přeměna vody na vodní páru (var vody) vyžaduje dodávání tepla. Opačný proces (kondenzace) musí toto teplo uvolňovat.