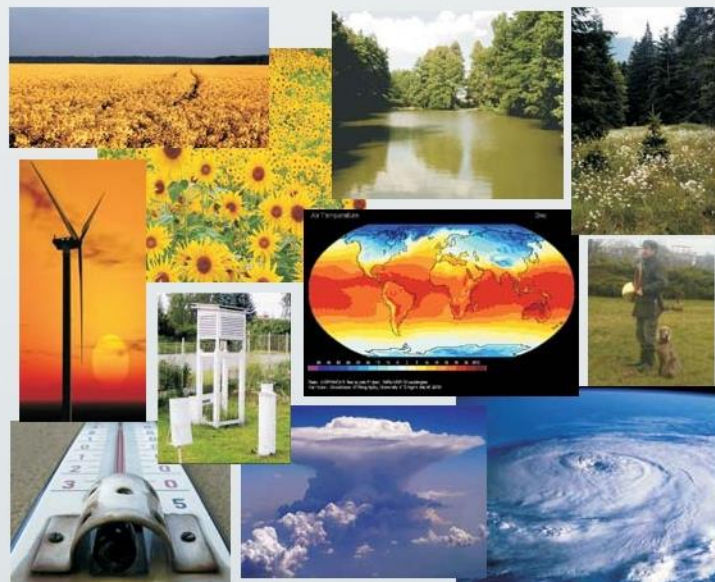


Mendelova univerzita v Brně

Agronomická fakulta

Ústav agrosystémů a bioklimatologie

BIOKLIMATOLOGIE



prof. Ing. Zdeněk Žalud, Ph.D.

2015

Obsah

ÚVOD	5
1 METEOROLOGICKÁ POZOROVÁNÍ	6
1.1 HISTORIE BIOKLIMATOLOGIE.....	6
1.2 VYMEZENÍ PŘEDMĚTU.....	7
1.3 METEOROLOGICKÁ SLUŽBA.....	8
1.3.1 Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ).....	8
1.4 METEOROLOGICKÉ STANICE – ZÍSKÁVÁNÍ DAT.....	9
1.4.1 Synoptické meteorologické stanice.....	11
1.4.2 Klimatologické základní stanice.....	12
1.4.3 Klimatologické srážkoměrné stanice.....	12
1.4.3 Manuální stanice (synoptické, klimatologické základní a srážkoměrné).....	12
1.4.4 Automatizované stanice (synoptické, klimatologické a srážkoměrné).....	13
1.5 DISTANČNÍ MĚŘENÍ.....	13
1.5.1 Meteorologické družice.....	13
1.5.2 Meteorologické radiolokátory.....	16
1.5.3 Aerologická měření.....	17
2 ATMOSFÉRA	19
2.1. SLOŽENÍ ATMOSFÉRY.....	20
2.1.1. Příměsi.....	22
2.1.2 Stavová rovnice plynů.....	22
2.2 ČLENĚNÍ ATMOSFÉRY.....	24
2.3 OZON – PROBLEMATIKA OZONOVÉ VRSTVY.....	27
2.3.1 Měření ozonu.....	28
2.3.2 Vznik ozonové vrstvy.....	29
2.3.3 Poškození ozonové vrstvy.....	30
2.3.4 Dopady snížené koncentrace ozonu = zvýšení UV-B záření.....	32
2.3.5 Účinky troposférického ozonu.....	34
2.3.6 UV-Index.....	34
2.4 KROKY VEDOUcí K OCHRANĚ OZONOVÉ VRSTVY.....	35
3 ZÁŘENÍ–RADIACE	38
3.1 PODSTATA ZÁŘENÍ.....	38
3.1.1 Jednotky radiace.....	39
3.1.2 Kdo či co je zdrojem záření.....	39
3.1.3 Solární konstanta.....	40
3.1.4 Množství vyzářeného záření tělesem.....	40
3.2 DĚLENÍ ZÁŘENÍ.....	41
3.2.1 Dělení podle praktického přístupu.....	41
3.2.2 Dělení podle biologické účinnosti.....	42
3.2.3 Dělení podle vlnové délky.....	46
4 ENERGETICKÁ BILANCE	53
4.1 ZMĚNA KLIMATU.....	55
4.1.1 Radiačně aktivní plyny.....	56
4.1.2 Scénáře vývoje klimatu.....	58

4.1.3 Vybrané dopady změny klimatu	59
4.1.4 Historický vývoj mezinárodních aktivit	61
4.1.5 Kjótský protokol a nedávné mezinárodní aktivity	63
4.1.6 Národní aktivity	65
5 TEPLOTA.....	66
5.1 VYBRANÉ CHARAKTERISTIKY TEPLoty VZDUCHU.....	67
5.2 TEPLOTNÍ GRADIENTY V ATMOSFÉRE	68
5.2.1 Vertikální teplotní gradient.....	68
5.2.2 Klimatický teplotní gradient	69
5.2.3 Adiabatické děje.....	69
5.3 TEPLOTA PŮDY.....	71
5.3.1 Teplota půdního podloží	71
5.3.2 Promrznutí půdy.....	71
5.4 VZTAH TEPLoty A ŽIVOTNÍCH PROCESŮ ROSTLINY	72
5.4.1 Bioklimatologický význam teploty (kardinální teplotní body)	72
6 VLHKOST VZDUCHU A VÝPAR.....	77
6.1 ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKY VLHKOSTI VZDUCHU	77
6.2 FÉNOVÝ EFEKT, FÉN, FÖHN	80
6.3 MIKROKLIMA STÁJÍ Z POHLEDU VLHKOSTI A TEPLoty VZDUCHU	81
6.4 VÝPAR	82
6.4.1 Faktory ovlivňující výpar	83
6.4.2 Charakteristiky výparu	83
6.4.3 Stanovení výparu.....	85
7 KONDENZACE (DESUBLIMACE)	88
7.1 KONDENZÁTY (DESUBLIMÁTY)	88
7.1.1 Kondenzáty na zemském povrchu.....	88
7.1.2 Kondenzáty v přízemní vrstvě atmosféry.....	89
7.1.3 Kondenzace ve vyšších vrstvách atmosféry.....	90
7.2 DĚLENÍ OBLAKŮ.....	91
7.2.1 Podle složení.....	91
7.2.2 Podle výšky.....	91
7.2.3 Podle druhu.....	92
7.3 OBLAČNOST	96
7.4 LABILITA A STABILITA ATMOSFÉRY	97
8 SRÁŽKY	98
8.1 VERTIKÁLNÍ (PADAJÍCÍ) SRÁŽKY	98
8.2 HORIZONTÁLNÍ (USAZENÉ) SRÁŽKY	99
8.3 ČLENĚNÍ SRÁŽEK PODLE TRVÁNÍ.....	99
8.4 UMĚLÉ SRÁŽKY.....	99
8.5 ROZDĚLENÍ DEŠŤOVÝCH SRÁŽEK PODLE PŮVODU.....	100
8.6 VYBRANÉ CHARAKTERISTIKY SRÁŽEK.....	100
8.7 BIOKLIMATOLOGICKÝ VÝZNAM SRÁŽEK.....	101
8.7.1 Skutečné (efektivní) množství srážek.....	102
8.8 NEGATIVNÍ DOPADY SOUVISEJÍCÍ S EXTRÉMNE NÍZKOU ČI VYSOKOU SRÁŽKOVOU ČINNOSTÍ.....	103
8.8.1 Sucho	103
8.8.2 Povodně.....	105
8.8.3 Eroze	105

8.8.4 Sníh.....	106
9 TLAK VZDUCHU.....	109
9.1 CHARAKTERISTIKY TLAKU VZDUCHU.....	110
9.2 BIOKLIMATOLOGICKÝ VÝZNAM TLAKU VZDUCHU.....	111
10 VÍTR.....	112
10.1 SÍLY OVLIVŇUJÍCÍ SMĚR A RYCHLOST VĚTRU.....	112
10.2 CHARAKTERISTIKY PROUDĚNÍ VZDUCHU.....	114
10.3 BIOKLIMATOLOGICKÝ VÝZNAM VĚTRU.....	114
10.4 VLIV VEGETACE NA VÍTR.....	115
10.5 MÍSTNÍ VĚTRNÁ PROUDĚNÍ.....	116
10.6. DALŠÍ CHARAKTERISTICKÁ VĚTRNÁ PROUDĚNÍ.....	117
11 CIRKULACE ATMOSFÉRY A SYNOPTICKÁ METEOROLOGIE.....	119
11.1 PRIMÁRNÍ CIRKULACE.....	119
11.2 SEKUNDÁRNÍ CIRKULACE.....	122
11.3 PŘEDPOVĚĎ POČASÍ.....	127
12 KLIMATOLOGIE.....	131
12.1 DĚLENÍ KLIMATOLOGIE.....	131
12.2 KLIMATOTVORNÉ FAKTORY A PROCESY.....	132
12.3 KATEGORIE KLIMATU.....	134
12.4 KLIMA PODLE VELIKOSTI OVLIVŇOVANÉHO PROSTORU.....	135
12.5 PODNEBÍ ZEMĚ.....	136
12.6 PODNEBÍ EVROPY.....	137
12.7 PODNEBÍ ČESKÉ REPUBLIKY.....	138
12.7.1 Klimatické členění.....	138
12.7.2 Agroklimatologické členění.....	138
12.7.3 Klimatické poměry.....	139
SEZNAM ZDROJŮ A ODKAZŮ.....	144

ÚVOD

Předkládaný text má sloužit jako studijní materiál pro posluchače předmětu „Bioklimatologie“ resp. „Agroklimatologie“ Mendelovy univerzity v Brně a současně jako doprovodný text pro jednotlivé přednášky, které jsou nabízeny posluchačům tří fakult – Agronomické, Zahradnické, Lesnické a dřevařské. Kombinace studia textu a absolvování přednášek včetně doprovodných cvičení, by měla nabídnout studentovi dostatečnou vědomostní základnu pro úspěšné zvládnutí uvedených předmětů, využití znalostí v rámci propojení s odbornými předměty a současně nabídnout teoretické i praktické znalosti pro výkon jeho povolání.

V předkládaném textu chybí některá specifitější témata jako agronomické prognózy, fenologie, vliv počasí a podnebí na rozšíření chorob a škůdců, využití modelových přístupů pro posouzení růstu a vývoje rostlin apod. Všechny tyto kapitoly navazující na základní bioklimatologické poznatky jsou součástí předmětu „Aplikovaná bioklimatologie“ a „Změna klimatu“, pro které se zpracovávají samostatné učební texty.

Na tomto místě si dovoluji poděkovat oběma oponentům za čas věnovaný korektuře učebního textu a jejich cenné připomínky, které vedly ke zvýšení kvality předkládaného materiálu. Poděkování patří i Ing. Daniele Semerádové, Ph.D. za grafický návrh a přípravu většiny obrázků.

I přes studijní povahu předkládaných podkladů bylo hlavním cílem autora vytvořit ucelený text, který bude evokovat u studentů zájem o pochopení a využití bioklimatologie a agroklimatologie, tedy oborů, které jsou zaměřené na ekosystémové služby v zemědělství, zahradnictví resp. lesnictví.

1 METEOROLOGICKÁ POZOROVÁNÍ

Základem disciplín s meteorologickým a klimatologickým zaměřením je co nejpřesnější určení hodnot jednotlivých meteorologických prvků. Mezi hlavní metody jejich zjišťování patří měření a pozorování. Obě metody mají za sebou velmi dlouhý vývoj, který odrážel míru poznání přírody a technickou vyspělost lidstva. První meteorologické přístroje zkonstruoval Galileo Galilei (1564–1642) a jeho žáci. Nejstarší známé vizuální denní záznamy počasí z českých zemí pocházejí z let 1533–1545 od moravského šlechtice Jana z Kunovic. Nejstarší systematická meteorologická měření z českých zemí prováděl lékař Johan Carl Rost v Zákupcech v zimě 1719–1720.

Od těchto časových období až do současnosti evidujeme stále preciznější způsoby registrace a přenosu dat, které jsou přímo závislé na přesných a citlivých přístrojích. Ty jsou v současnosti odrazem nástupu výpočetní techniky, dálkového průzkumu a obecně inovace a především aplikace špičkových technologií do meteorologie a klimatologie.

Bioklimatologie patří k mnohým vědním oborům, jejichž začátky se těžko dohledávají, protože jsou nezřetelné a obtížně doložitelné. Předpokládáme, že nejstaršího data jsou náznaky bioklimatologických poznání, které si vynutil sám život. Vždyť o účinku počasí na vývoj zemědělských plodin se museli lidé zajímat vždy, neboť velikost úrody byla příčinou dostatku či nedostatku potravin, případně hladu. Zemědělci již v dávných dobách uměli na základě vlastních zkušeností zhodnotit místní půdně klimatické podmínky pro pěstování určitých druhů plodin. Jistě i naši předkové pocítovali, že počasí a jeho změny nepůsobí jen na okolní přírodu, ale i na ně osobně. Jejich odkázání na přírodu vyžadovalo její sledování, o kterém kroniky a zápisy písmáků podávají četné důkazy. Počátky bioklimatologie jako exaktní přírodní vědy lze však klást až do doby prvních záměrných a soustavných meteorologických pozorování a jejich následného zpracování a vyhodnocování. Ty však netrvaly ještě ani 200 let.

1.1 Historie bioklimatologie

Zakladatelem moderní bioklimatologie na Moravě a v celé České republice byl profesor Vysoké školy zemědělské v Brně a její emeritní rektor **Václav Novák** (1888–1967). Hlavním oborem prof. Nováka byla pedologie a meliorace. Velmi silně si však uvědomoval, že studium půdy v nejširším měřítku není možné bez znalostí klimatických faktorů. Formuloval vědeckou disciplínu bioklimatologii tak, jak ji známe v dnešní podobě.

Ještě před jeho výrazným ovlivněním tohoto relativně mladého oboru však v brněnské historii můžeme najít řadu osobností, které svojí prací a výzkumnou činností významně přispěli k rozvoji agrometeorologie a bioklimatologie. Jedním z nich byl opat kláštera augustiniánů mnich **Gregor Johann Mendel** (1822–1884), jehož jméno v současnosti nese původně Vysoká škola zemědělská.

I když je především znám jako objevitel zákonů dědičnosti, málokdo ví, že v centru jeho všestranných zájmů byla právě meteorologie. Významná byla jeho práce v oblasti proudění vzduchu, především jeho poznámky k přehledu meteorologických poměrů města Brna, kde zdůraznil město jako tepelný ostrov. Inicioval založení meteorologických stanic – Těšín, Hukvaldy, Kroměříž, Šumperk, Dačice, Hranice a Bystřice pod Hostýnem, jejichž výsledky měření pravidelně publikoval. V oblasti agrometeorologických pozorování se

významně podílel na rozšiřování krátkodobých telegrafických předpovědí pro zemědělství. Zcela mimořádné místo zaujímá v jeho práci publikace o výskytu tornáda („větrné smršti“) v Brně dne 13. října 1870, ve které podrobně popsal fyzikální podstatu tohoto nebezpečného meteorologického jevu.

Třetí osobností s přímou vazbou na brněnskou bioklimatologii byl žák profesora Nováka, který vzhledem ke svým výjimečným jazykovým schopnostem posunul nejen moravskou bioklimatologii do zahraničí. Profesor **Vladimír Havlíček** (1930–1999) pedagogicky i vědecky působil v řadě států prakticky všech kontinentů a vytvořil na naší univerzitě stabilní prostředí, ve kterém se bioklimatologie rozvíjí dodnes. Jeho kniha „Agrometeorologie“ je základem pro všechny bioklimatologicky orientované výukové texty nejen na Mendelově univerzitě v Brně.

Více o vývoji meteorologie, ale i bioklimatologie v Čechách, na Moravě, ve Slezsku i na Slovensku lze získat např. z prací uznávaného odborníka nejen v oblasti historie vědního oboru bioklimatologie Dr. Karla Kršky.

1.2 Vymezení předmětu

Zjednodušeně lze definici **Bioklimatologie** vyjádřit prostým překladem slov (bios–živý, klima–podnebí, logos–nauka), tedy jako vědu zabývající se vzájemnými vlivy a dopady podnebí (či v zúženém pohledu počasí) na vše živé.

Na tomto místě je nutné připomenout rozdíl mezi dvěma základními pojmy, jako je **počasí** a **podnebí**. Počasím je myšlen krátkodobý režim či chod meteorologických prvků na daném místě, kdežto podnebí je režim dlouhodobý, čímž je myšleno alespoň třicetiletý. Základní rozdíl mezi pojmy počasím a podnebím lze spatřit především v čase! Počasím se rozumí stav meteorologických prvků dnes, zítra či v řádu dnů. Počasí v daném dni ovlivní přeháňka, vítr či změna teploty. Naopak pokud letošní rok bude suchý, vlhký, teplý či chladný, nic to nezmění např. na zařazení našeho území do klimatického pásma či oblasti.

Název bioklimatologie bývá často konfrontován s obdobnými názvy jako biometeorologie, agrometeorologie či agroklimateologie. Je skutečností, že na základě předchozího vysvětlení je zřejmý rozdíl mezi bioklimatologií a biometeologií, i když ve faktickém obsahu obou disciplín a především pracovní náplní odborníků se oba pojmy vyrovnávají. Jen těžce by se mohl bioklimatolog orientovat ve své problematice bez znalosti biometeorologie a naopak. Předpona „agro“ směřuje danou problematiku více do zemědělského sektoru, přestože je i v těchto případech náplň disciplíny ve svých základech podobná.

Různé názvy jsou spíše záležitostí historického vývoje daného pracoviště, kdy např. na České zemědělské univerzitě a její Fakultě agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů pracuje velmi úspěšná „Katedra agroekologie a biometeorologie“, obdobně jako na další partnerské škole – Slovenské poľnohospodárskej univerzite v Nitre „Katedra biometeorologie a hydrologie“.

Z pohledu celosvětového je základní organizací sdružující ať již profesionální či amatérské pracovníky v daných disciplínách *International Society of Biometeorology* (ISB). V naší zemi se jedná o *Českou bioklimatologickou společnost*, která nabízí aktivní práci ve třech svých sekcích:

1. bioklimatologie člověka s odbornou činností v oblasti bioklimatologie zdravého i nemocného člověka v jeho pracovním a životním prostředí;

2. bioklimatologie rostlin se zaměřením své odborné činnosti na vazby rostlinstva s půdně-atmosférickým prostředím s důrazem na zemědělskou a lesnickou rostlinnou produkci, dopady antropicky podmíněných změn podnebí všech dimenzí na krajinné prostředí;
3. bioklimatologie zvířat zabývající se vazbami mezi živočichy a atmosférickým prostředím se zaměřením na potřeby hospodářských zvířat.

Bioklimatologie (Agroklimatologie) je velmi interdisciplinární vědní obor, který velmi úzce spolupracuje či přímo nachází své kořeny v řadě jiných disciplín. Jedná se především o **fyzilogii** (nauka o funkcích organismu), **ekologii** (nauka o vztahu člověka a životního prostředí), **geografii** (nauka o zemi), **hydrologii** (nauka o vodách), **pedologii** (kdy objektem zkoumání je půda a to v nejširším měřítku), ale přesto nejbližšími disciplínami je **meteorologie** (nauka o počasí) a **klimatologie** (nauka o podnebí).

1.3 Meteorologická služba

Celosvětově jsou meteorologické služby řízeny prostřednictvím Světové meteorologické organizace (SMO) = *World Meteorological Organization* (WMO), která vznikla v roce 1950 jako následnická organizace *International Meteorological Organization* (IMO) založené v roce 1873 a dnes sdružuje 191 zemí světa (stav k 1. 1. 2013). Nejvyšším orgánem je kongres, který se schází jednou za čtyři roky a mezi kongresy řídí WMO výkonný výbor. Hlavním posláním organizace je prostřednictvím monitorovacích sítí provádět meteorologická, klimatologická, hydrologická a geofyzikální pozorování na základě jednotných metodik a koordinace řady programů směřujících k ochraně života, prostředí a biodiverzity. Nezastupitelná činnost WMO je v oblasti zpracování a transferu získaných dat, v oblasti vzdělávání a výzkumu. V těchto oblastech vyhláší aktuálně zaměřené mezinárodní vědecké programy a odborná jednání (např. zaměřené na sucho, znečištění, změnu klimatu apod.). WMO rovněž vydává doporučení k metodikám činnosti jednotlivých národních meteorologických institucí.

1.3.1 Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ)

V ČR je hlavní institucí navazující a činnost WMO Český hydrometeorologický ústav, který má centrum v Praze. V Praze je rovněž jeho pobočka, stejně jako v Českých Budějovicích, Ústí nad Labem, Brně, Plzni, Hradci Králové a Ostravě.

Předmětem činnosti ČHMÚ je:

- ✓ racionálně, věcně a ekonomicky integrovat výkon státní služby;
- ✓ zřizovat a provozovat měřicí stanice a sítě s využíváním telekomunikačních sítí (státní pozorovací síť pro sledování kvalitativního a kvantitativního stavu atmosféry a hydrosféry a příčin vedoucích k jejich znečišťování nebo poškozování);
- ✓ odborně zpracovávat výsledky pozorování, měření a monitorování;
- ✓ vytvářet a spravovat databáze;
- ✓ poskytovat předpovědi a výstrahy;
- ✓ provádět a koordinovat vědeckou a výzkumnou činnost.

Českému hydrometeorologickému ústavu je dáno zřizovací listinou vykonávat funkci ústředního státního ústavu a poskytovat odborné služby ve třech hlavních oborech:

- ✓ meteorologie a klimatologie;
- ✓ hydrologie a jakost vody;
- ✓ ochrana čistoty ovzduší.

Tyto činnosti jsou formulovány jako státní služba poskytovaná přednostně pro státní správu. Ústav je od roku 1993 státní příspěvkovou organizací. Mimoto poskytuje informace a služby ve všech třech oborech pro další uživatele. Ústav zřizuje a provozuje státní pozorovací sítě; v oboru meteorologie stanice různého významu a zaměření, v oboru hydrologie jsou to sítě povrchových vod, podzemních vod a státní síť sledování jakosti vody, a konečně v oboru čistoty ovzduší buduje monitorovací systém se zaměřením na městské aglomerace. Provoz pozorovacích sítí, sběr a zpracování dat jsou základní činnosti ústavu, která je svým rozsahem největší a nejnákladnější. Meteorologické stanice i stanice měřící čistotu ovzduší jsou v jednotlivých oborech postupně automatizovány, což přináší bezesporu zkvalitnění poskytovaných služeb a informací, na druhé straně to vede k nárůstu investičních i provozních nákladů. Kromě uvedených tří oborů (oddělení) lze podle regionů nalézt na jednotlivých pobočkách další oddělení. Součástí všech poboček jsou centrální (Praha) a regionální (ostatní pobočky) předpovědní pracoviště.

Významná je informativní činnost ČHMÚ, neboť vydává a za úplaty poskytuje výsledky svých měření formou prakticky zaměřených a pravidelně vydávaných periodik a odborného časopisu „Meteorologické zprávy“.

Pod patronací osobností z ČHMÚ vznikla v posledních letech významná knižní díla jako např. Atlas podnebí Česka (2007) zpracovávající data z období 1961–2000, či Atlas fenologických poměrů Česka (2012).

ČHMÚ plní řadu dalších funkcí, např.:

- ✓ regionální telekomunikační centrum (RTC);
- ✓ národní radiační středisko WMO;
- ✓ řídicí středisko smogového regulačního systému;
- ✓ meteorologické kalibrační laboratoře;
- ✓ meteorologické zabezpečení jaderných elektráren;
- ✓ meteorologické zabezpečení civilního letectví;
- ✓ správce a provozovatele informačního systému kvality ovzduší včetně zajišťování provozu vývoje Registru emisí a zdrojů znečišťování (REZZO);
- ✓ znaleckou funkci v oboru meteorologie, klimatologie a kvality ovzduší.

1.4 Meteorologické stanice – získávání dat

Z uvedeného textu je zřejmé, že pracovníci organizačně začlenění do jednotlivých oddělení vyhodnocují data ze stanic tvořících jednotlivé sítě. Vzhledem k charakteru textu zaměřeného na bioklimatologii bude pozornost soustředěna na stanice oddělení meteorologie a klimatologie, jejíž hlavní činností je zřizování a kontrola stanic, digitalizace a revize naměřených údajů. Vlastní meteorologické pozorování je proces získávání kvalitativních a kvantitativních poznatků o počasí, prvcích a jevech v atmosféře. Jsou prováděna na meteorologických stanicích, kde se pozorují (bez přístrojů) a měří (pomocí

přístrojové techniky). Mezi hlavní meteorologické prvky patří intenzita slunečního záření, teplota, vlhkost a tlak vzduchu, atmosférické srážky, výpar či směr a rychlost větru. Obecně můžeme metody získávání meteorologických dat rozdělit na **pozemní** měření a pozorování a využití **distančních** metod.

Pozemní meteorologické stanice

Tvoří základní síť meteorologického pozorování a následného klimatologického hodnocení. Členění pozemních stanic je na profesionální a dobrovolnické. Profesionální síť obsahuje stanice, kde pracují profesionální pozorovatelé – zaměstnanci ČHMÚ, zatímco dobrovolný pozorovatel má jiný status. Pracovníci ČHMÚ zajišťují jejich školení a pravidelně je informují o kvalitě pozorování. Za provedená meteorologická měření a pozorování je pozorovatelům vyplácena dohodnutá odměna dle platných sazebníků.

Podle informací na stránkách ČHMÚ (stav v červnu 2011) tvořilo pozorovací síť celkem 802 stanic. Nejrozsáhlejší pozorovací program má síť 38 **profesionálních** meteorologických stanic, z nich 6 stanic je pod správou Armády ČR. Rozsáhlá klimatologická měření poskytuje síť 179 **dobrovolnických** klimatologických stanic, z nichž většina cca 95 % je automatizována – pozorovatel má na svém pozemku automatickou meteorologickou stanici, která vysílá každých 10 minut údaje na nejbližší pobočku ČHMÚ. Manuální pozorování zatím převládá u srážkoměrné sítě, zde ještě pozorovatel zaznamenává jevy a posílá výkaz s pozorováním na pobočku. Pozorovací program 559 **dobrovolnických** srážkoměrných stanic (z toho 77 automatizovaných) je omezen jen na měření srážek a vlastností sněhové pokrývky. Doplňkové údaje o ročním úhrnu srážek navíc poskytuje i 26 totalizátorů, umístěných v obtížně přístupných horských lokalitách. Pozorovací program ČHMÚ dále doplňuje šest výzkumných observatoří:

- ✓ Hradec Králové – výzkum ozónové vrstvy a UV-B záření;
- ✓ Košetice – výzkumné programy monitoringu kvality přírodního prostředí;
- ✓ Tušimice – mimo jiné měření imisních koncentrací znečišťujících látek v ovzduší;
- ✓ Dukovany – programy související s jadernými energetickými zařízeními;
- ✓ Doksany – agrometeorologicky zaměřená observatoř včetně mezinárodní fenologické zahrádky (Obr. 1);
- ✓ Libuš – s unikátním sondážním měřením prostřednictvím aerologických sond.

ČHMÚ spravuje i 6 leteckých meteorologických stanic (Praha-Ruzyně, Brno-Tuřany, Ostrava-Mošnov, Karlovy Vary, Liberec, Holešov). Na 4 observatořích (Tušimice, Dukovany, Doksany a Libuš) a 2 stanicích (Cheb a Kuchařovice) jsou umístěny přístroje měřící rychlost větru až do výšky několika kilometrů nad zemí (SODARy = SONic Detection And Ranging). K detekci srážkové oblačnosti slouží 2 radiolokátory (Brdy-Praha a Skalky u Protivanova).



Obr. 1: Agrometeorologicky a fenologicky zaměřená observatoř ČHMÚ v Doksanech.

1.4.1 Synoptické meteorologické stanice

Stanice jsou obsluhovány právě zaměstnanci ČHMÚ. Pozorovatel stanice průběžně sleduje a zaznamenává meteorologické jevy, jejich druh, intenzitu a časový výskyt. Pozorovací program těchto stanic je nejrozsáhlejší, měření meteorologických prvků je obvykle prováděno v hodinových intervalech, i když z důvodů úspor nákladů došlo u ČHMÚ (s výjimkou leteckých stanic a observatoří u jaderných elektráren) ke zrušení nočního pozorování. Stanice posílají v noci již neúplné synoptické zprávy pouze z přístrojů v automatickém režimu.

Termíny měření: UTC

V současné době se používá pro koordinaci vědeckých a technických činností světový čas UTC - Universal Time Coordinated (koordinovaný světový čas), který v roce 1986 nahradil dříve užívaný GMT - Greenwich Mean Time (Greenwichský čas).

Středoevropský čas (SEČ) je střední sluneční čas středoevropského poledníku (15 stupňů východně od Greenwiche). Středoevropský čas se stanovuje následovně: SEČ = UTC + 1 hodina. Tento čas je používán v našem občanském životě a v současné době platí ve většině evropských států. V letním období je ve většině států Evropy zaváděn středoevropský letní čas (SELČ), SELČ = UTC + 2 hodiny. Letní čas začíná zpravidla poslední březnovou nedělí a končí poslední říjnovou nedělí. Na synoptických meteorologických stanicích se provádí měření meteorologických prvků a sledování počasí dle dvou časově souběžných pozorovacích programů.

1. Hlavním cílem sítě synoptických stanic je pravidelné získávání současného obrazu počasí na velkém území (polokoule, celá zeměkoule), proto se měření provádějí na všech stanicích ve stejný časový okamžik (UTC). Rozhodující pro synoptická pozorování je světový čas, měření se provádí každou celou hodinu. Jednotlivé termíny se od sebe odlišují rozsahem sledovaných meteorologických prvků.

2. Kromě toho stanice měří třikrát denně v klimatologických termínech (07, 14, 21 místního středního slunečního času – MSSČ, platného pro polohu stanice) všechny základní meteorologické prvky stejně jako klimatologická základní stanice. Pozorovací program stanice dále obsahuje měření množství spadlých srážek, výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty v klimatologickém termínu 07 hodin MSSČ.

1.4.2 Klimatologické základní stanice

Stanice jsou obecně obsluhovány dobrovolnými pozorovateli. Pozorovatel stanice je spíše dnes již jen správce stanice, neboť údaje jsou automaticky zasílány na nejbližší pobočku ČHMÚ. Měření všech základních meteorologických prvků se provádí třikrát denně v klimatologických termínech. Kromě toho stanice měří množství spadlých srážek, výšku sněhové pokrývky a její vodní hodnotu v klimatologickém termínu 07 hodin MSSČ.

Termíny měření: Místní střední sluneční čas (někdy střední místní čas)

Vzhledem k faktu, že většina meteorologických prvků se mění v průběhu dne v závislosti na poloze Slunce na obloze, provádí se pravidelná měření a pozorování pro účely klimatologie v klimatických termínech, které se označují jako termíny 07, 14 a 21 hodin místního středního slunečního času (MSSČ) v době platnosti středoevropského času SEČ. V době platnosti SELČ se tyto termíny posouvají o hodinu, MSSČ + 1 hodina. MSSČ je dán místním poledníkem, tzn., že na jednom poledníku je na všech zeměpisných šířkách stejný MSSČ. Jak bylo výše uvedeno, ve střední Evropě (v České republice) se používá SEČ, konkrétně střední sluneční čas 15. poledníku východní délky. MSSČ v libovolném bodě se stanoví na našem území opravou SEČ. Korekce činí 4 minuty na 1° zeměpisné délky, přičemž pro stanice ležící na východ od 15. poledníku se provádí odečet od SEČ (na stanici se měří o příslušný počet minut dříve), pro stanice ležící na západ se příslušný počet minut k SEČ přičítá (na stanici se měří o příslušný počet minut později). Tím se stanoví pro všechny stanice stejná denní doba vzhledem k poloze Slunce na obloze.

1.4.3 Klimatologické srážkoměrné stanice

Stanice jsou obecně obsluhovány dobrovolnými spolupracovníky ČHMÚ. Pozorovatel stanice průběžně sleduje a zaznamenává meteorologické jevy, jejich druh, intenzitu a časový výskyt. Pozorovací program stanice obsahuje měření množství spadlých srážek, výšky sněhové pokrývky a u vybraných stanic také její vodní hodnoty v klimatologickém termínu 07 hodin. Pravidelná měření a pozorování pro účely klimatologie na srážkoměrných stanicích se provádí v klimatickém termínu, který se označuje podle středoevropského času jako termín 07 hodin místního středního slunečního času. Korekce podle polohy stanice vůči 15. poledníku a stanovení termínu měření dle místního středního slunečního času se provádí stejně jako u klimatologické základní stanice – pro stanice ležící na východ od zmíněného poledníku se minuty odečítají, pro stanice na západ se přičítají.

1.4.3 Manuální stanice (synoptické, klimatologické základní a srážkoměrné)

Na 3 profesionálních stanicích (Kocelovice, Churáňov a Kostelní Myslová) a jedné observatoři (Doksany) se nadále provádějí souběžná manuální klimatologická měření.

1.4.4 Automatizované stanice (synoptické, klimatologické a srážkoměrné)

K snímání hodnot meteorologických prvků jsou využívána elektronická či mechanická čidla. Data jsou získávána nejčastěji v 10-minutových intervalech, jsou ukládána a zpracovávána řídicím počítačem.

1.5 Distanční měření

1.5.1 Meteorologické družice

Jedním z prvních oborů, kde našel uplatnění rozvoj kosmických technologií, je právě oblast meteorologie. Historicky prvním meteorologickým satelitem byl americký TIROS 1, který byl vypuštěn 1. dubna 1960. Družice první generace byly vybaveny kamerami ve viditelné části spektra, které nebyly stabilizovány a často nabízely jen pohled do vesmírného prostoru. Předávaly data jen při přeletech nad přijímacími centry. Přesto umožnily podrobněji popsat např. zákonitosti všeobecné cirkulace atmosféry, typy a druhy oblaků a systémy tlakových výší a níží. Po široké odezvě na výstupy z meteorologických satelitů nastupuje druhá generace a to řada NIMBUS s infračervenými termálními kamerami (umožňující záznam oblačnosti i v noci) a automatickým transmisním systémem. Podstatou využití meteorologických družic je především záznam intenzity elektromagnetického záření vyzářeného nebo odraženého systémem Země-atmosféra v různých částech spektra, přenos dat na zemský povrch a jejich následné zpracování a distribuce.

V současné době se meteorologické satelity v rámci Světového meteorologického kosmického systému mohou rozdělit podle oběžných drah do dvou základních skupin: na **polární** a **geostacionární**. Každá z nich má ještě část kosmickou (umístěnou na oběžné dráze – vlastní monitorovací jednotka) a pozemní (umístěné na zemském povrchu – zabezpečující komunikaci a přenos dat).

Polární družice

Jejich základní rysy jsou - **střední výška letu kolem 800–900 km, oběžná doba nejčastěji od 100–120 minut, sklon k rovině rovníku**, který se pohybuje kolem 100°. Orbitální stanice si mohou dvakrát během 24 hodin „prohlédnout“ všechna místa naší planety a tedy i oblasti, kde nemáme dostatek pozemních stanic a která nelze zachytit geostacionárními satelity.

Posun dráhy mezi dvěma sousedními oblety činí na rovníku přibližně 25,5° (na západ). Dráha je heliosynchronní, což znamená, že družice přelétá určitou zeměpisnou šířku vždy ve stejném místním čase.

Prostorové rozlišení snímků z družice NOAA je pro oblast pod družicí (v nadiru) 1,1 x 1,1 km, pro okraj snímaného pásu území přibližně 2,5 x 5 km. Družice snímá nepřetržitě pás území široký maximálně 3 000 km (1 500 km na obě strany od nadiru), data jsou v plném rozlišení vysílána uživatelům v reálném čase. Z toho vyplývá, že data v plném rozlišení je možné získat pouze z těch oblastí, které jsou snímány, když je družice v přímé dohlednosti přijímací stanice. Např. pro přijímací stanici ČHMÚ v Praze na Libuši je tato oblast na východě ohraničena Uralem, na jihovýchodě oblastí Perského zálivu, na jihu centrální Saharou, na západě středem Atlantiku, na severozápadě Grónskem a na severu Špicberkami. Délka nejdelšího možného přeletu je asi 15,5 minuty. Čím je přelet západnější

nebo východnější, tím je délka přeletu (tj. doba, po kterou je družice nad místním horizontem) kratší.



Obr. 2: Výbuch sopky Etny 22.7.2001 z družice NOAA (družice s polární drahou letu).

Využití snímků není jen v oblasti meteorologie pro předpověď počasí, ale i pro monitorování extrémních jevů (cyklony, povodně), změny na zemském povrchu (eroze), ledování požárů a výbuchů sopek (Obr. 2), stanovování vegetačních indexů pro zjištění množství biomasy, monitoring dopadů sucha, evidenci porostů apod.

Geostacionární družice

Jejich základní rysy jsou – **střední výška letu asi 36 000 km, oběžná doba 24 hodin a sklon k rovině rovníku 0°**, rozlišovací schopnost např. družice METEOSAT SG (Second Generation) 1 x 1 km v oblasti viditelného záření a 3 x 3 km v oblasti infračerveného záření, přičemž musí být zohledněna zeměpisná šířka, která údaje značně mění.

V současnosti se na oběžné dráze pohybuje sedm geostacionárních satelitů METEOSAT (provozuje západoevropská mezivládní agentura EUMETSAT - ESA), GOES-E (USA), GOES - W (USA), MTSAT (Japonsko), INSAT (Indie), FY (Čína) a GOMS (RUSKO), kteří v rámci projektu Světové služby počasí (*World Weather Watch*) zajišťují informace o dějích v atmosféře prakticky v reálném čase na jakémkoliv místě naší planety.



Obr. 3: Snímek Afriky a Evropy z družice METEOSAT (družice s geostacionární drahou letu).

Studujeme-li atmosférické jevy nad Evropou či ČR, je zdrojem informací právě družice METEOSAT. Geostacionární družice **METEOSAT** patří západoevropské mezivládní organizaci sídlící v Darmstadtu (SRN). Česká republika je od 1. 1. 2005 členem organizace formou přidruženého členství a její přístup k datům z družice METEOSAT je upraven dvojstrannou smlouvou mezi ČHMÚ a společností EUMETSAT. Smlouva jednoznačně vymezuje možnosti použití dat z této družice.

Družice METEOSAT patří do skupiny družic geostacionárních, tj. obíhajících Zemi ve výšce necelých 36 tisíc kilometrů v rovině zemského rovníku jednou za 24 hodin. Z hlediska pozorovatele na Zemi se tak zdá, jako by družice visela nad Zemí ve stále stejném bodě. Tato vlastnost umožňuje družici snímat stále stejnou část povrchu Země za stejných geometrických podmínek. Družice METEOSAT je "zavěšena" nad Guinejským zálivem, odkud je schopna zobrazit celou Evropu a Afriku, západní Asii, část Jižní Ameriky a většinu Atlantského oceánu.

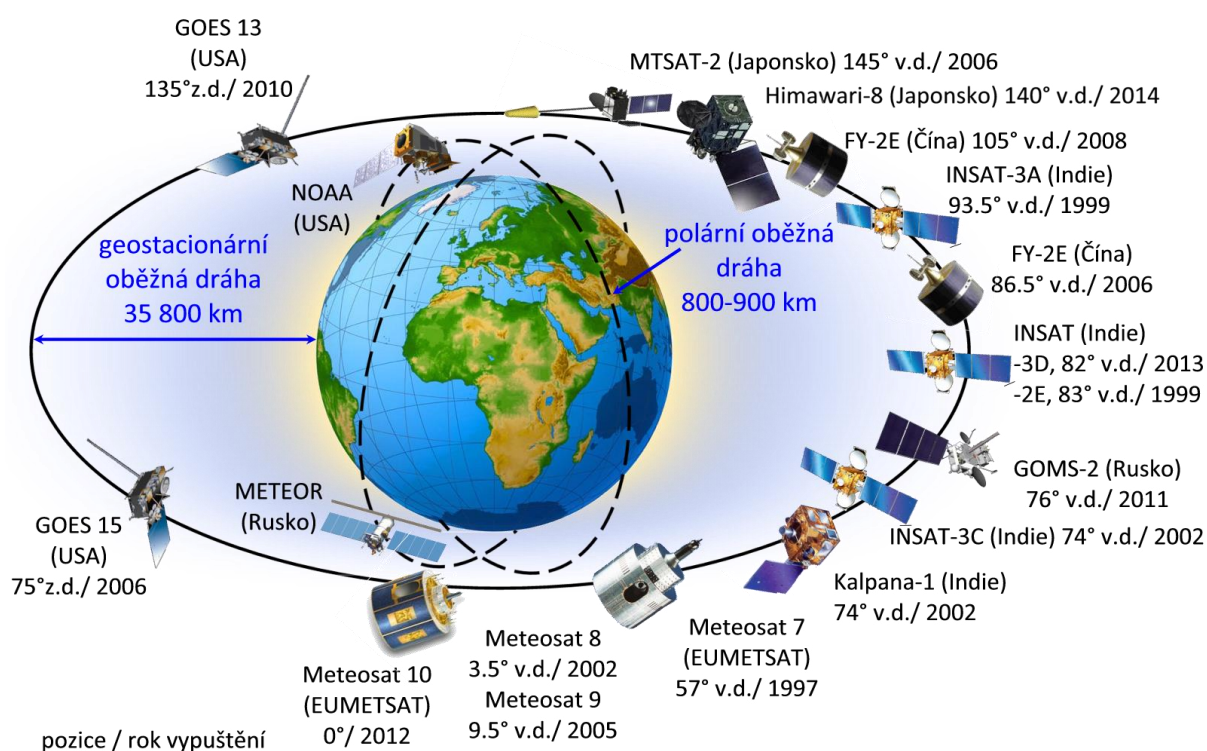
První generace družic METEOSAT snímaly celý zemský disk každých 30 minut. V současné době družice METEOSAT SG (druhé generace) poskytují snímky každých 15 minut. Snímky (Obr. 3) jsou pořizovány ve dvanácti různých spektrálních kanálech. Všechna obrazová data jsou nejprve předána k předzpracování do centra v Darmstadtu, odkud jsou opět přes METEOSAT vysílána podle pevného rozvrhu koncovým uživatelům a to v podobě snímků z jednotlivých částí spektra anebo jako tzv. odvozené produkty (např. teplota horní hranice oblačnosti), které se vytváří analýzou původních měření či jejich kombinací. Vysoká

frekvence snímání umožňuje využívání obrazových dat pro sledování dynamiky atmosférických procesů (pohyb a vývoj frontálních systémů, bouřkové oblačnosti, tropických cyklónů aj.).

METEOSAT kromě pořizování obrazových dat sbírá a předává meteorologické údaje, naměřené automatickými stanicemi a bójemi, a distribuuje zpracované informace z několika významných meteorologických center (hlavně službám a letištím, kde dochází k nedostatečnému zásobení kvalitními meteorologickými informacemi).

Družicová pozorování (Obr. 4) jsou v současné době základem řady aplikací a bezesporu nezbytná pro rozvoj meteorologie a klimatologie nejen v oblasti výzkumu. Mezi nejvýznamnější přínosy patří:

- ✓ vytvoření robustních, homogenních a konsistentních databází;
- ✓ zachycení prostorových efektů (na rozdíl od pozemních stanic);
- ✓ sledování míst, kde neexistuje nebo je velmi řídká síť pozemních stanic;
- ✓ data ze satelitů vylučují subjektivní chyby časté při pozemních pozorováních;
- ✓ data jsou prakticky dodávána v digitální podobě, což umožňuje jejich okamžité využití pro studie meteorologické, ekologické, desertifikační apod.



Obr. 4: Souhra meteorologických satelitů s polární a geostacionární drahou letu.

1.5.2 Meteorologické radiolokátory

Doplňující, jak pro praxi, tak i pro výzkum v současnosti zcela nepostradatelná, jsou měření využívající meteorologických radarů a aerologických sond.

Meteorologický radiolokátor je schopen zjistit výskyt a intenzitu atmosférických srážek v okruhu 256 km od radaru v 10-ti minutovém monitorovacím kroku. Podstatou měření je

schopnost vodních kapiček a sněhových vloček (resp. dalších padajících hydrometeorů) odrážet či zpětně rozptylovat určitou vlnovou délku vysílaného záření (3 cm nebo 10 cm). Vysílač radaru generuje krátké pulsy (za 1 sekundu stovky pulsů s trváním v řádu mikrosekund) s vysokým okamžitým výkonem řádu 100 kW. Elektromagnetická energie je vysílána parabolickou anténou (průměr několik metrů) ve tvaru úzkého svazku (šířky desetin až jednotek stupňů) do atmosféry, kde dochází k odrazu části energie od cílů meteorologických (srážkové částice) i nemeteorologických (terénní tvary, letadla apod.). Část odražené energie (ze vzdálenosti až několika stovek km) je opět přijata anténou, zesilována a detekována přijímačem radaru. Podle polohy antény (azimut a elevace) a doby mezi vysláním a příjmem signálu je určena poloha cíle. Jeho intenzita ukazuje množství odražené energie, které je úměrné radiolokační odrazivosti cíle (přesněji celkové ekvivalentní ploše zpětného rozptylu všech cílů v objemu impulsu).

Radary jsou také schopny zachytit okamžité rozložení a intenzitu srážek. Jejich přesnost se snižuje se vzdáleností od radaru vzhledem k zakřivení Země, neboť radarový paprsek se vzdaluje od zemského povrchu (ve vzdálenosti 130 km je to 1 km, ve vzdálenosti 185 km 2 km a ve 225 km již 3 km), čímž nemusí ve větších vzdálenostech zachytit srážky z nízkých oblaků typu nimbostratus. Stejně tak s rostoucí vzdáleností se svazek mikrovlnného záření rozšiřuje a klesá citlivost radaru. Za účinný dosah se považuje 150 km, proto je velmi výhodné vytváření sítě radarových pozorování se vzájemným překrýváním sledovaného prostoru.

V České republice se donedávna nacházely tři meteorologické radiolokátory (Praha-Libuš, vrchol Praha v Brdech a Skalky v Drahanské vrchovině), přičemž radar Praha-Libuš ukončil svoji činnost v roce 2000.

Radary nabízejí svým celoplošným a prakticky on-line zprostředkovaným zobrazením velmi dobře využitelné podklady i pro oblast zemědělství. Vždyť manažerské rozhodnutí o organizaci dne a rozdělení prací v zemědělské prvovýrobě je velmi často právě otázkou výskytu či absence srážek.

1.5.3 Aerologická měření

Aerologie je věda studující fyzikální děje ve volné atmosféře. Tou rozumíme tu část atmosféry, která není ovlivněna zemským povrchem a není dostupná pro měření pozemními metodami. Základ položili v roce 1783 bratři Montgolfierové, kteří poprvé využili balón naplněný horkým vzduchem k výstupu do atmosféry a již téhož roku vystoupil francouzský meteorolog Jacques Charles balónem s měřicími přístroji do výšky 3 500 m.

Pro systematická pozorování bylo nutné zajistit pravidelná sledování na mnoha místech. To umožnil až vynález **radiosondy**, tedy přístroje, jehož čidla předávají naměřené údaje na dálku. První radiosondu vypustili 7. 1. 1929 Robert Burelu a následně Pavel Molčanov v roce 1930 u Pavlovska nedaleko Petrohradu. I když máme v současné době družicová pozorování, aerologické stanice zůstávají dodnes důležitou a podrobnou metodou popisu volné atmosféry.

Síť stanic je relativně řídká, protože náklady na provoz jsou značné. V ČR je stanice Praha-Libuš (1949) a na Slovensku Poprad-Gánovce (1951). Kromě toho existují na území ČR i vojenské a letištní aerologická měření. Měření probíhá denně v hlavních synoptických termínech. V současnosti jsou stanice vybaveny radiosondami Vaisala (Finsko), řízené systémy Digicora MW21.

Sonda Vaisala obsahuje čidla pro měření:

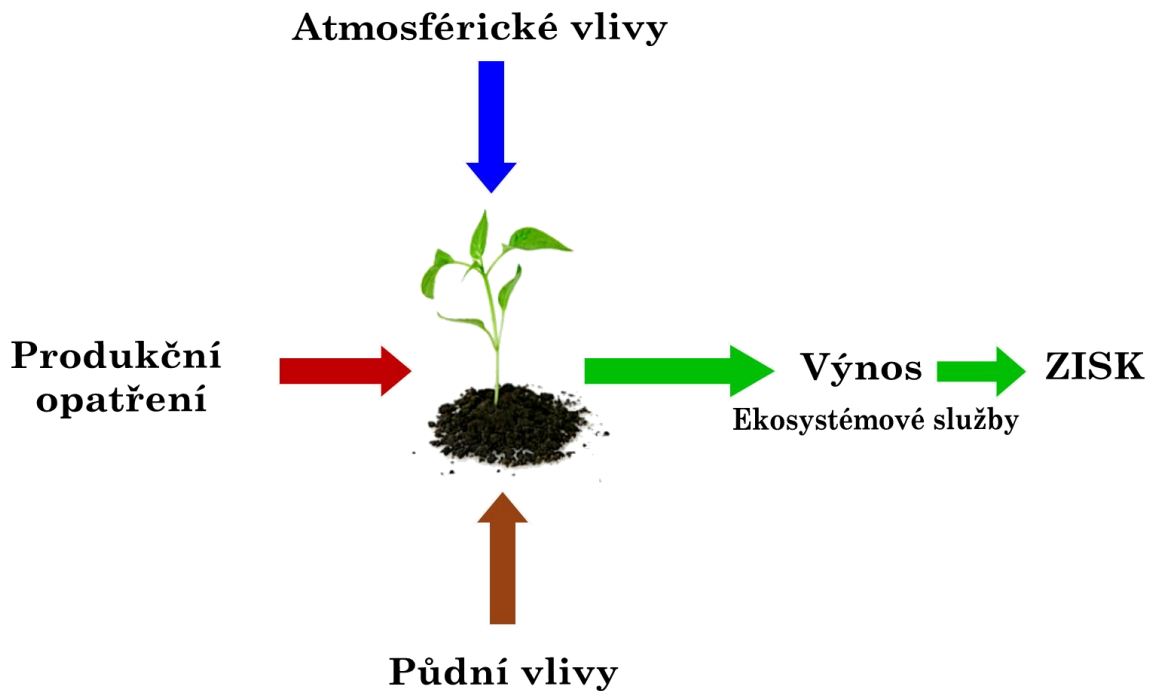
- ✓ teploty vzduchu v rozsahu: +60 až -90 °C;
- ✓ tlaku vzduchu v rozsahu 3–1 060 hPa;
- ✓ vlhkosti vzduchu v rozsahu 0–100 %;
- ✓ směru a rychlosti větru.

Aerologická měření se provádí pomocí zmíněných sond Vaisala vypouštěných pod meteorologickými balóny, které jsou naplněny velmi lehkým plynem (vodíkem). Samotný balón je vyroben z důvodu pružnosti z umělého latexu a dosáhne výšky často až přes 30 km. Jedno jeho měření trvá až 80 minut. Má mírně kapkovitý tvar výšku 1,5–2 m a průměr 1,5 m.

Při vypuštění se pohybuje rychlostí 300–400 m.min⁻¹ (závisí, zda se připojí ozonová sonda nebo ne). Po prasknutí balónu (v této době má průměr až 8 m – nižší tlak ve vyšších výškách atmosféry způsobuje rozpínání vodíku) se sonda na padáčku snáší volným pádem k zemi často několik set kilometrů od místa vypuštění.

2 ATMOSFÉRA

Všechny naměřené či pozorované údaje jsou ve fytoeklimatologii použity přímo nebo přeneseně pro posouzení růstu a vývoje zemědělských rostlin či v zoobioklimatologii pro popis chování hospodářských zvířat. Základní rovnici v zemědělské prvovýrobě v oblasti polní produkce znázorňuje Obr. 5.



Obr. 5: Základní vlivy působící na rostlinu.

Produkční opatření (aktivní parametry) jako např. orba, příprava seťového lůžka, hnojení, ochrana proti chorobám a škůdcům apod. mohou být člověkem za vynaložení odpovídajících energetických vstupů a finančních nákladů relativně snadno ovlivněny.

Půdní vlivy jako půdní typ a druh, jejich fyzikální, fyzikálně-chemické, chemické a biologické vlastnosti je možné ovlivnit podstatně složitěji a z tohoto důvodu balancují na pomezí mezi aktivními a pasivními parametry.

Atmosférické vlivy, které tvoří hlavní náplň našeho předmětu, patří již spíše mezi pasivní parametry. Obecně jejich pasivní roli můžeme charakterizovat tím, že jejich výskyt a podobu můžeme ovlivnit jen výjimečně a to za cenu velmi vysokých nákladů. Na druhé straně jejich primární znalost a pochopení vzájemných vazeb mezi nimi a rostlinou (zvířetem) může výrazně pěstiteli (chovateli) napovědět právě při aplikaci produkčních opatření i managementu půdy.

Ve své podstatě vycházejí atmosférické vlivy z chování jednotlivých meteorologických prvků, jejichž popis tvoří první část předmětu.

Dříve, než budou popsány, je nutné se seznámit s jejich prostředím – atmosférou.

Atmosféra (z řeckého atmos – pára, sphaira – obal, koule) je plynný obal Země, který se účastní její denní i roční rotace. Kromě atmosféry rozeznáváme další vrstvy jako např. litosféra (zemská kůra asi do 50 km), pedosféra (nesouvislý obal na litosféře do několika metrů až desítek metrů), či hydrosféra (vodstvo). Atmosféra je tvořena směsí několika plynů, které nazýváme vzduch. Její součástí je i vodní pára a příměsi. Nejčastěji se mocnost atmosféry udává do 1 000–1 200 km, kde se např. na jejich částicích vyskytuje i horní hranice polární záře, i když již kolem 600–800 km můžeme hovořit o vakuu. Na druhé straně ještě ve výškách kolem 40 000 km od povrchu Země je možné lokalizovat částice prokazatelně pocházející právě ze zemské atmosféry, i když již nepodléhají rotaci. Stanovení mocnosti atmosféry by mělo vždy být doplněno jejím vymezením, co se za konec atmosféry považuje.

2.1. Složení atmosféry

Před přibližně 4,5 mld. lety, po zformování Sluneční soustavy včetně planety Země, bylo její složení atmosféry naprosto odlišné. Skládala se převážně z lehkých plynů zejména vodíku, hélia a dalších vzácných plynů, které postupně unikly do meziplanetárního prostoru. V dalších fázích vývoje se uplatnilo odplyňování zemského pláště a kůry a také faktor přítomnosti vody na zemském povrchu. Atmosféra byla tvořena hlavně dusíkem a oxidem uhličitým s příměsí vodíku, oxidu uhelnatého, metanu, amoniaku, vodní páry a dalších plynů. Teprve po rozšíření a zintenzivnění procesu fotosyntézy před cca 2,5 mld. let, kdy autotrofní (= zelené rostliny tedy organismy nezávislé na vnějších zdrojích organických látek, schopné přeměňovat dostupné anorganické sloučeniny na látky organické) organizmy začaly do atmosféry uvolňovat O₂ a s jeho nárůstem v atmosféře se vytvořila i ozonová vrstva chránící život na Zemi před škodlivým UV zářením, došlo k výraznému rozšíření života na Zemi. S nárůstem O₂ v atmosféře a rozšiřováním rostlin se přirozeně snižoval obsah CO₂. Vývoj života tak velkou měrou ovlivnil současné chemické složení atmosféry (Tab. I) a následně i fungování klimatického systému.

Tab. I: Zastoupení plynů v suché a čisté atmosféře při zemském povrchu v objemových a hmotnostních procentech.

Název plynu	Objemová %	Hmotnostní %	Název plynu	Objemová %	Hmotnostní %
Dusík	78,084	75,47	vodík	0,00005	0,001
Kyslík	20,948	23,2	oxid dusný	0,00005	
Argon	0,934	1,28	xenon	0,000007	0,00003
oxid uhličitý	0,039	0,046	ozon	0,000007	
Neon	0,001818	0,0012	oxid dusičitý	0,000002	
Helium	0,000524	0,00007	amoniak	minimum	
Metan	0,0002		jód	minimum	
Krypton	0,000114	0,0003			

Pokud bychom se pokusili charakterizovat význam vybraných plynů tvořících vzduch z bioklimatologického hlediska, je nutné se zmínit o hlavních plynech a to především dusíku, kyslíku a oxidu uhličitém.

Dusík je pro rostliny jedna ze základních živin, a jeho optimální zabezpečení pro rostliny je základ z pohledu jejich zdravého růstu a vývoje, kvantity i kvality produkce. Bohužel atmosférický dusík rostliny nejsou schopny vázat, kromě jediné výjimky. Vzdušný dusík se na dusíkové bilanci podílí prostřednictvím tzv. hlízkovitých bakterií u skupiny luskovitých čeledi bobovitých (vikvovitých) rostlin symbioticky žijících na jejich kořenech. Ty jsou schopny vázat vzdušný dusík, čímž obohacují půdu o důležité dusíkaté živiny. Volně žijící „vazači“ dusíku, anaerobní bakterie rodu *Azotobacter*, *Rhizobium* či *Clostridium* jsou velmi rozšířené v půdě, ve sladkých vodách i v mořích.

Nitrifikací se zvětšuje v půdě množství dusíkatých sloučenin, které mohou kořeny rostlin přijímat. Denitrifikační bakterie půdu naopak ochuzují o dusíkaté sloučeniny, protože rozkládají nitráty, přičemž se uvolňuje dusík, který uniká do atmosféry.

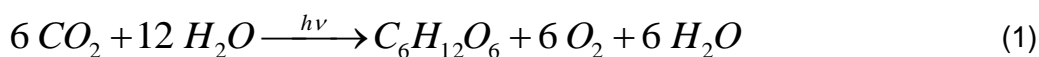
Po skončení života bobovité rostliny se zbývající bakterie dostanou do půdy a v následujícím roce se celý cyklus opakuje. Vzhledem k poklesu pěstování bobovitých rostlin je však význam tohoto obohacení stále nižší. Činnosti hlízkovitých bakterií se využívá v zemědělství při zeleném hnojení. Celé bobovité rostliny se zaorají do půdy, čímž se půda obohatí o dusíkaté látky. Kromě poutání dusíku bakteriemi se vzdušný dusík a jeho sloučeniny (např. dusičnan amonný) do půdy dostávají také vyplavováním (deštěm či sněhem) a mohou ovlivňovat chemismus srážek i půdního roztoku případně tak působit jako minerální živiny.

Kyslík je nezbytný pro dýchání organismů, např. dospělý člověk denně spotřebuje průměrně 15 kg vzduchu (1,5 kg potravy a 2,5 kg vody). Posledních 50 milionů let je obsah kyslíku v atmosféře prakticky konstantní. V živých organismech je zastoupen více než polovinou jejich hmotnosti. V ovzduší jsou kromě molekulárního O₂ přítomny oxidy, zejména uhlíku, vodíku, dusíku a síry. Jeho objem (21 %) v suchém vzduchu je ve srovnání s atmosférami ostatních planet sluneční soustavy hodnota zcela výjimečná.

Z chemického hlediska je O₂ vysoce reaktivní, proto je pravděpodobnější jeho výskyt ve sloučeninách. Nebýt neustálého přísunu volného O₂ do vzduchu fotosyntetickou činností zelených rostlin, za deseti - či statisíce let by z ovzduší zmizel (až na malé zbytky) reakcemi s látkami na povrchu Země. Význam kyslíku lze spatřit i v jeho transformaci na tříatomovou molekulu **ozonu** a její schopnosti zachycovat nebezpečné UV-B (ultrafialové záření označované jako „B“ o vlnové délce 280–320 nm) záření.

Oxid uhličitý má z fyziologického hlediska zásadní význam pro zelené organismy, neboť vstupuje do procesu přeměny energie slunečního záření v energii chemických vazeb organických látek, ze kterých je vytvářeno tělo rostliny. Na rozdíl od atmosférického dusíku je oxid uhličitý z atmosféry rostlinami přijímán průduchy a rostlina tak není odkázána na příjem uhlíku kořeny. Do ovzduší je oxid uhličitý uvolňován dýcháním všech (mikro)organismů, ale také spalováním fosilních paliv a různými biochemickými procesy.

Zjednodušeně by se tato reakce fotosyntetické asimilace uhlíku (zkráceně **fotosyntézy**) probíhající v zeleném barvivu chlorofylu dala vyjádřit chemickou rovnicí:



Druhý, velmi závažný význam CO₂, lze spatřit ve skutečnosti, že se jedná o nejvýznamnější tzv. radiačně aktivní plyn. Ty mají schopnost zachycovat část dlouhovlnného záření ze zemského povrchu a podílí se na tzv. zesílení skleníkového efektu atmosféry naší planety.

2.1.1. Příměsi

Atmosféra však obsahuje i složky, které nejsou součástí vzduchu, a které můžeme souhrnně označit jako příměsi. Většina z nich má průměr do 10⁻³ mm. Velmi často se jedná o látky znečišťující, či sekundárně znečišťující. Ovlivňují čistotu vzduchu, chemismus atmosféry, mají vliv na kvalitu životního prostředí, podmiňují tvorbu srážek (působí jako kondenzační jádra), ale mají vliv i na radiační resp. energetickou bilanci. Pro přiblížení jejich popisu je vhodné jejich rozdělení podle skupenství na:

- ✓ **pevné**, do kterých patří především litometeory (prach, písek, soli, organické látky jako např. pyl či aeroplankton) a v podstatě i pevné hydrometeory (částice pocházející z vody jako jsou kroupy, ledové krystaly či další zmrzlé vodní částice).
- ✓ **kapalné** např. tvořené vodními kapičkami či slabými kyselinami jako např. H₂CO₃, H₂SO₃ apod.
- ✓ **plynné** především vodní pára (absolutně suchý vzduch v přirozeném prostředí neexistuje - objemová koncentrace vodní páry dosahuje 0,2–4 %), molekuly tisíců chemických sloučenin např. SO₂, HF, oxidy síry, sirovodík, chlór, fluór, oxidy dusíku apod.

Soustavy pevných a kapalných příměsí rozptýlených v plynu jsou nazývány aerosoly. Mohou být původu přirozeného (pyl, produkty hoření, aeroplankton, prach apod.) nebo antropogenního (chemické sloučeniny, průmyslové částičky, výfukové plyny, látky ze zemědělství apod.).

2.1.2 Stavová rovnice plynů

Všechny složky vzduchu (tedy ne příměsi) mohou za tlaku a teploty, které v atmosféře pozorujeme, existovat pouze v plynném stavu. Můžeme tedy považovat vzduch za ideální plyn, pro který platí stavová rovnice pro ideální plyn a charakterizovat atmosféru z pohledu popisu jejího stavu prostřednictvím několika základních fyzikálních veličin.

$$p * V = n * R * T \quad (2)$$

Kde:

p - tlak,

V - objem systému,

n = m/M - látkové množství v systému,

R = plynová konstanta = 8,314 J mol⁻¹.K⁻¹,

T - absolutní teplota (K),

m - hmotnost (kg),

M - molární hmotnost.

Pokud vzduch obsahuje vodní páru, platí pro něj dále stavová rovnice. Pokud dojde ke změně skupenství vodní páry, tyto vztahy platit přestávají. Význam rovnice spočívá v tom, že její závěry nám zjednodušeně dovolují představit, jak se projeví změna jednotlivých veličin, kterými je atmosféra charakterizována. Např. zvýšíme-li tlak vzduchu o polovinu, pak musí klesnout na polovinu jeho objem, aby zůstala stejná teplota. Stavová rovnice se používá pro objasnění tepelných dějů, změny tlaku či objemu vzduchu v atmosféře při následujících dějích:

Izotermický děj

Teplota se nemění » $T = \text{konstantní}$

Ze stavové rovnice vyplyne »

$$p \cdot V = \text{konstantní}$$

$$p_1 \cdot V_1 = p_2 \cdot V_2 \text{ » \{zákon Boyleův-Mariotteův\}}$$

Izochorický (izosterický) děj

Objem se nemění » $V = \text{konstantní}$

Ze stavové rovnice vyplyne »

$$\frac{p}{T} = \text{konst.}$$

$$\frac{p_1}{T_1} = \frac{p_2}{T_2} \Rightarrow \{\text{zákon Charlesův}\}$$

Izobarický děj

Tlak plynu se nemění » $p = \text{konstantní}$

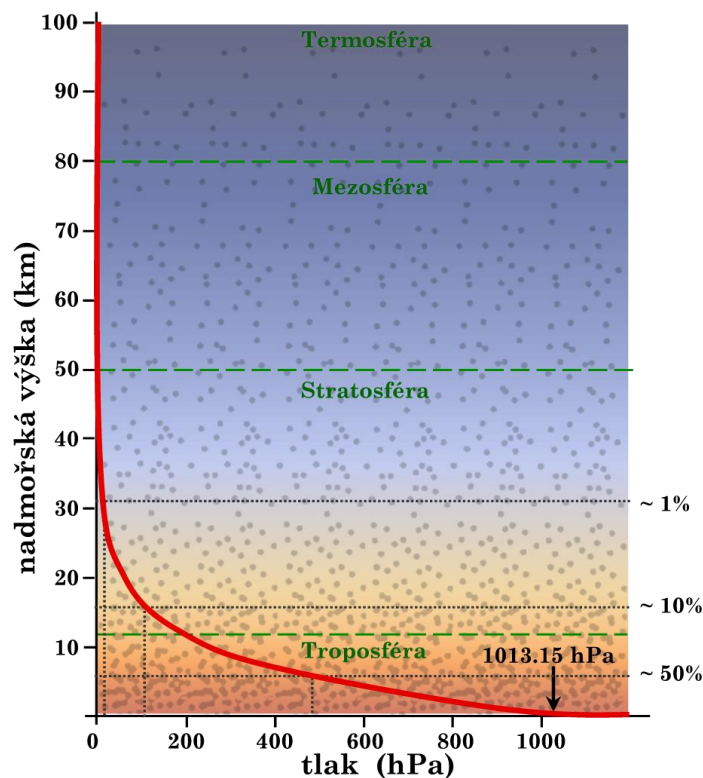
Ze stavové rovnice vyplyne »

$$\frac{V}{T} = \text{konst.}$$

$$\frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2} \Rightarrow \{\text{zákon Gay-Lussacův}\}$$

Jaké jsou změny základních fyzikálních veličin se zeměpisnou šířkou a výškou v atmosféře?

Definice standardní atmosféry organizace ICAO (*International Civil Aviation Organization*) definuje průměrnou teplotu atmosféry 15 °C, tlak 1013,25 hPa na 45° severní šířky a 0 m n. m., hustotu vzduchu 1,225 kg.m⁻³ a tíhové zrychlení 9,80606 m.s⁻². Celková hmotnost atmosféry je 4,12 kvadrilionu tun vzduchu (4,12 · 10¹⁵ tun), ale tvoří jen velice nepatrnou část (asi jednu miliontinu) hmotnosti Země (5,98 · 10²¹ tun).



Obr. 6: Změna atmosférického tlaku s výškou

Teplota vzduchu

- ✓ **vertikálně** - může buď s výškou klesat (hovoříme o ubývání teploty s výškou), nebo být stálá (izotermie) či stoupat (inverze). Více v části dělení atmosféry na vrstvy podle teploty.
- ✓ **horizontálně** - směrem od rovníku k pólům teplota klesá jako výsledek radiční a energetické bilance povrchu Země a transportu vzduchových hmot.

Tlak vzduchu

- ✓ ubývá s výškou podle exponenciální křivky. Ve výši asi 5 km dosahuje asi 550 hPa (jedna polovina). Ve výšce kolem 10 km dosahuje tlak pouze čtvrtinovou hodnotu ve srovnání s tlakem na zemském povrchu. Do výšky 36 km se nachází 99 % hmotnosti celé atmosféry (Obr. 6).

2.2 Členění atmosféry

Atmosféru můžeme členit podle několika různých přístupů (Obr. 7):

- A) podle změny teploty s výškou;
- B) podle chemického složení;
- C) podle fyzikálně-chemických procesů;
- D) podle interakce se zemským povrchem.

ad A) **Podle vertikálního průběhu teploty od zemského povrchu se atmosféra dělí na několik základních vrstev**

Troposféra (tropos – řecky zvrát – typické je turbulentní promíchávání)

- ✓ dotýká se zemského povrchu a tím jsou ovlivněny její vlastnosti;
- ✓ zasahuje do výšek od 0–8 až 18 km, čili není všude stejně mocná, přičemž nejvyšší je nad rovníkem 18 km, nejnižší nad póly 8 km, nad územím ČR asi 11 km;
- ✓ teplota s výškou klesá a to v průměru podle teplotního vertikálního gradientu o 0,65 °C na 100 m;
- ✓ na horní hranici troposféry je teplota kolem -56 °C;
- ✓ odehrávají se zde všechny jevy počasí;
- ✓ je v ní soustředěná téměř veškerá vodní pára a oblaka;
- ✓ rychlost proudění vzduchu roste, k maximum dochází až v tropopauze;
- ✓ dochází zde k mohutným vertikálním pohybům (výstup a sestup) = konvekčním (konvekce) pohybům, horizontálním (rovnoběžně se zemským povrchem) = advekčním (advekce) pohybům, ale především turbulentním (turbulence) = všesměrovým (chaotický pohyb) pohybům;
- ✓ nachází se v ní asi 75 % hmotnosti atmosféry;
- ✓ horní hranice troposféry je určena náhlým zlomem teplotní křivky;
- ✓ tam, kde pokles teploty končí a začíná izotermie (tj. stav, kdy se teplota s výškou nemění), končí i troposféra a přechází do kratičké vrstvy tropopauzy;
- ✓ tropopauza je hladina, kde poklesne teplotní gradient na 2 °C.km⁻¹ nebo méně;
- ✓ v ČR je průměrná výška tropopauzy 10,7 km a teplota -57,3 °C, její mocnost je od několika set metrů po max. 2 km.

Stratosféra (stratos – sloha, převládá horizontální = advekční proudění)

- ✓ zasahuje v průměru od 10 do 50 km a je tvořena z pohledu změny teploty dvěma vrstvami;
 - **izotermická vrstva** průměrně od 10 do 25 km s teplotou mezi -50 až -60 °C;
 - **vrstva teplotní inverze** - teplota roste až na horní hranici stratosféry, kde má hodnotu kolem 0 °C (-20 °C až +20 °C). Důvod, proč teplota roste, je přítomnost ozonu, který pohlcuje část UV záření, čímž se vrstva zahřívá;
- ✓ důsledkem situace, kdy se teplota s výškou nemění nebo dokonce roste, je zánik vertikálních pohybů vzduchu. Výsledkem tohoto jevu je zastavení vývoje oblaků a výskytu deště či jiných hydrometeorů. Z tohoto důvodu (absence konvekčních pohybů) není ve stratosféře přítomná vodní pára, jejímž zdrojem je zemský povrch;
- ✓ na stratosféru navazuje krátká vrstva stratopauza.

Mezosféra

- ✓ má mocnost asi 30 km a zasahuje tedy od 50 do 80 km;
- ✓ teplota klesá až na -100 °C;
- ✓ je zakončena vrstvou zvanou mezopauza.

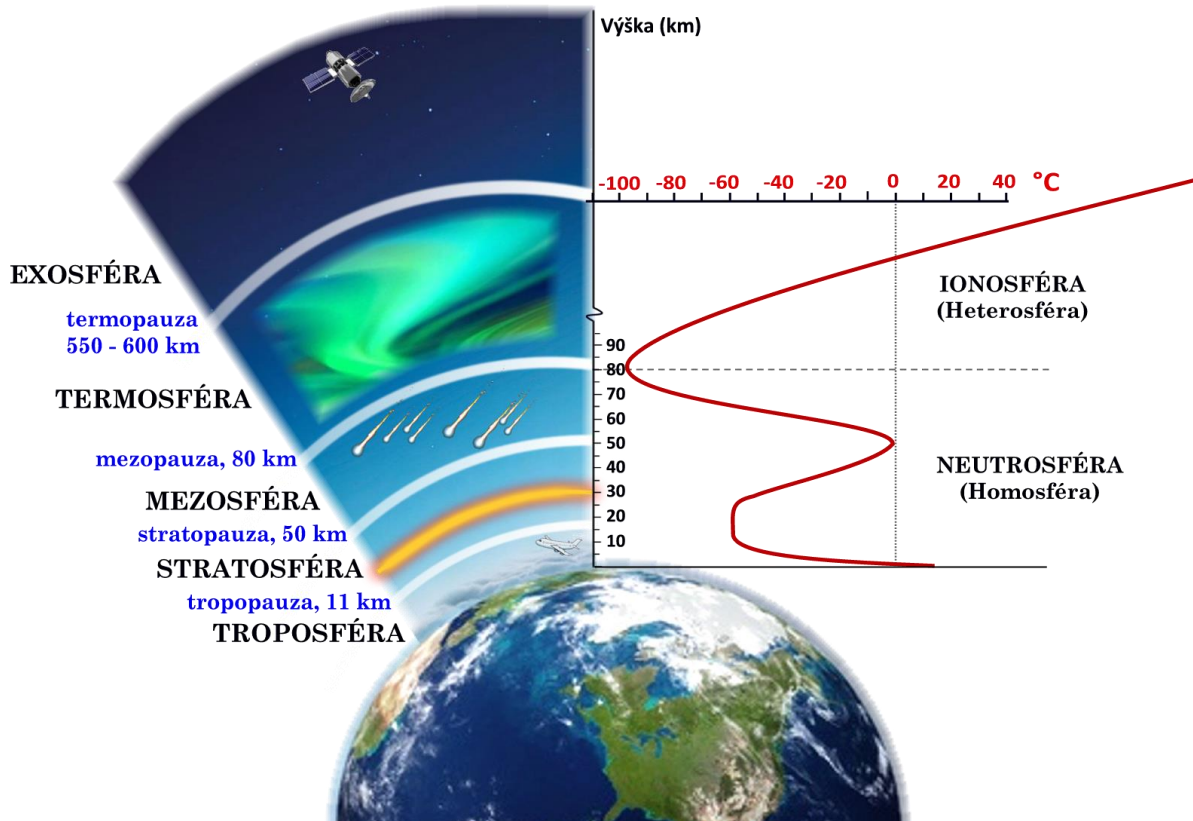
Termosféra

- ✓ mocnost je 80–800 km (různí autoři uvádějí: do 450 km až 800 km);
- ✓ je charakterizována nepřetržitým vzestupem teploty s výškou až 5 °C na 1 km;
- ✓ zvýšení teploty je způsobeno úbytkem molekul, které tak mohou dosahovat vyšších rychlostí (než se srazí s jinou molekulou - mají delší tzv. "volnou dráhu molekul") a tím pádem i větší energii. Nelze zde hovořit o klasické teplotě (tak, jak ji běžně chápeme), nýbrž o "kinetické" teplotě, která souvisí právě s vysokou (kinetickou) energií molekul!
- ✓ charakteristickým rysem je obsah elektricky nabitých částic – iontů;
- ✓ ve výšce 400 km je teplota kolem 1 000–1 500 °C;

- ✓ vrstva je zakončena termopausou.

Exosféra

- ✓ vnější atmosférická vrstva;
- ✓ zasahuje od 600 do 40 000 km;
- ✓ přechází postupně v meziplanetární prostor, kde částice unikají do kosmu.



Obr. 7: Vrstvy atmosféry podle změny teploty s výškou, podle složení a fyzikálně-chemických procesů.

Ad B) **Atmosféru podle chemického složení dělíme na homosféru (do 90 km) a heterosféru (nad 90 km)**

Homosféra – vrstva, ve které je procentuální složení vzduchu stejné – výjimku tvoří ozon O_3 , a CO_2 (ten kolísá podle intenzity fotosyntézy v závislosti na denní a roční době) a vodní pára. Je typická větším vertikálním promícháváním.

Heterosféra – v ní se dusík a kyslík nachází v disociovaném (rozštěpeném, atomárním) stavu.

Ad C) Atmosféra podle fyzikálně chemických procesů (stupně ionizace)

Neutrosféra – nenabitě částice převládají nad ionty do 80 km – ionty neodráží rádiové vlny.

Ozonosféra – charakterizovaná vyšším výskytem ozonu ve výškách 15–30 km

Ionosféra – od 80 km (odpovídá termosféře) a výše, kde vzhledem k vysoké teplotě a účinkem ionizátorů dochází ke štěpení molekul na ionty, jež mají schopnost odrážet rádiové a televizní vlny. Hlavními ionizátory v těchto výškách je kosmické záření a záření Slunce, ionty jsou i v nižších výškách např. díky elektrickým výbojům či záření umělých a přirozených radioaktivních prvků v půdě i atmosféře.

Ad D) Atmosféra podle interakce se zemským povrchem a podle přenosu energie

Mezní vrstva atmosféry – vrstva, kde se projevuje přímý vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků. Vzhledem k silám tření a k nerovnoměrnému zahřívání zemského povrchu dochází k různě intenzivním vzestupným a sestupným pohybům a k různé intenzitě turbulence, které ovlivňují mezní vrstvu atmosféry. Její mocnost záleží na typu zemského povrchu (voda, písek, vegetace, sníh) a nejčastěji dosahuje do 2 km. Konvekce je více vyvinutá než advekce. **Mezní vrstva** se dále dělí především podle toho, jak se přenáší energie a jaké je v jednotlivých vrstvách proudění na:

- ✓ **laminární vrstvu**, kdy transport energie je uskutečňován pouze *molekulárním vedením*, zasahuje do výše 10^{-4} až 10^{-3} m. Silněji je vyvinutá nad hladkými povrchy, jakými jsou voda, sníh nebo skála;
- ✓ **přízemní mezivrstvu**, kde transport energie probíhá jak *molekulárním vedením*, tak i nedokonale *turbulencí* 10^{-2} m (řádově cm);
- ✓ **přízemní vrstvu (Prandtlůva vrstva)** s převahou turbulence, zasahující do 100 m.

V mezní vrstvě atmosféry se vektor větru s výškou mění podle Eckmanovy spirály, kdy vítr se s výškou stáčí doprava a roste jeho rychlost.

Volná atmosféra, u které se mimo oblasti velehor neprojevuje výrazněji vliv zemského povrchu. Jevy a procesy v těchto výškách podstatně ovlivňují počasí. Mezi nejdůležitější procesy patří přenos vzduchových mas v rámci všeobecné cirkulace atmosféry. Advekce je výrazně větší než konvekce. Tření již nehraje významnou roli. Horizontální hladina volné atmosféry je dána typem aktivního povrchu (např. nad oceánem začíná nad 100–200 m, nad kontinentem až nad 1 000–2 000 m).

2.3 Ozon – problematika ozonové vrstvy

V roce 1992 podepsalo na summitu v Rio de Janeiru 178 států naší planety deklaraci o rozvoji a o životním prostředí, kde bylo jasně řečeno, že každý člověk má právo na svobodný rozvoj, který však musí probíhat v souladu s ochranou životního prostředí. Současně, kromě řady jiných proklamací, byly definovány největší problémy globální povahy naší současnosti, které tento rozvoj limitují nebo v budoucnu limitovat, s největší pravděpodobností, budou.

Za nejvýraznější globální problémy se považují

- ✓ změna klimatu;
- ✓ znečištění – vody, půdy, ovzduší;
- ✓ snižování biodiverzity – ještě nikdy (kromě určitých revolučních přelomů v minulosti Země – např. na přelomu druhohor a třetihor) nebyl úbytek živých druhů tak rychlý, jako dnes;
- ✓ ztenčování ozonové vrstvy – problém související s ohrožením živých organismů z důvodu vyšší intenzity škodlivého UV záření.

Chceme-li v oblasti ekologie charakterizovat pojem „globální problém“, můžeme k němu přistoupit takto: „Jedná se o stresující či poškozující stav, který zasahuje obrovská území, často celou planetu. Jeho dopady se projevují i u skupin obyvatel, a to i u těch, kteří

ho nezapřičinili či o něm dokonce (až na důsledky) nevědí. Na jeho řešení musí spolupracovat alespoň významná část všech států, neboť jinak trvalého výsledku nemůže být dosaženo.“

Zemská atmosféra původně obsahovala podle předpokladů vědců N, NH₃, CO₂ a vodní páru. Docházelo k většímu přísunu krátkovlnné radiace solárního a kosmického původu, než je tomu nyní. Tím docházelo k syntéze formaldehydu (H₂O + CO₂ = HCHO + O₂), a tak se atmosféra postupně obohacovala o kyslík, jehož část se vlivem specifických vlastností části spektra slunečního záření (vlnová délka pod 240 nm) měnila na ozon. Ozon (O₃) je modifikací kyslíku, jehož molekula je tvořena třemi atomy, na rozdíl od běžného atmosférického kyslíku se dvěma atomy (O₂). Za normálních podmínek je ozon plynná látka, za teploty pod -192,5 °C tvoří černomodré krystaly, v rozmezí -192,5 až -111,9 °C (bod varu) je ozon tmavomodrá kapalina. Ozon je látkou poměrně málo rozpustnou ve vodě. Má široké použití v mnoha oblastech. Ozon v atmosféře se vyjadřuje v Dobsonových jednotkách, kdy 100 DJ odpovídá 100 násobnému ekvivalentu 1 mm vrstvy veškerého ozonu stlačeného normálním tlakem za teploty 0 °C na zemský povrch. Pokud je tedy průměrná vrstva nad určitým místem 335 Dobsonových jednotek, odpovídá tato hodnota 3,35 mm mocné vrstvičky ozonu nad daným místem. V absolutních jednotkách je 1 Dobsonova jednotka rovna 2,7 x 10¹⁶ molekul.cm⁻².

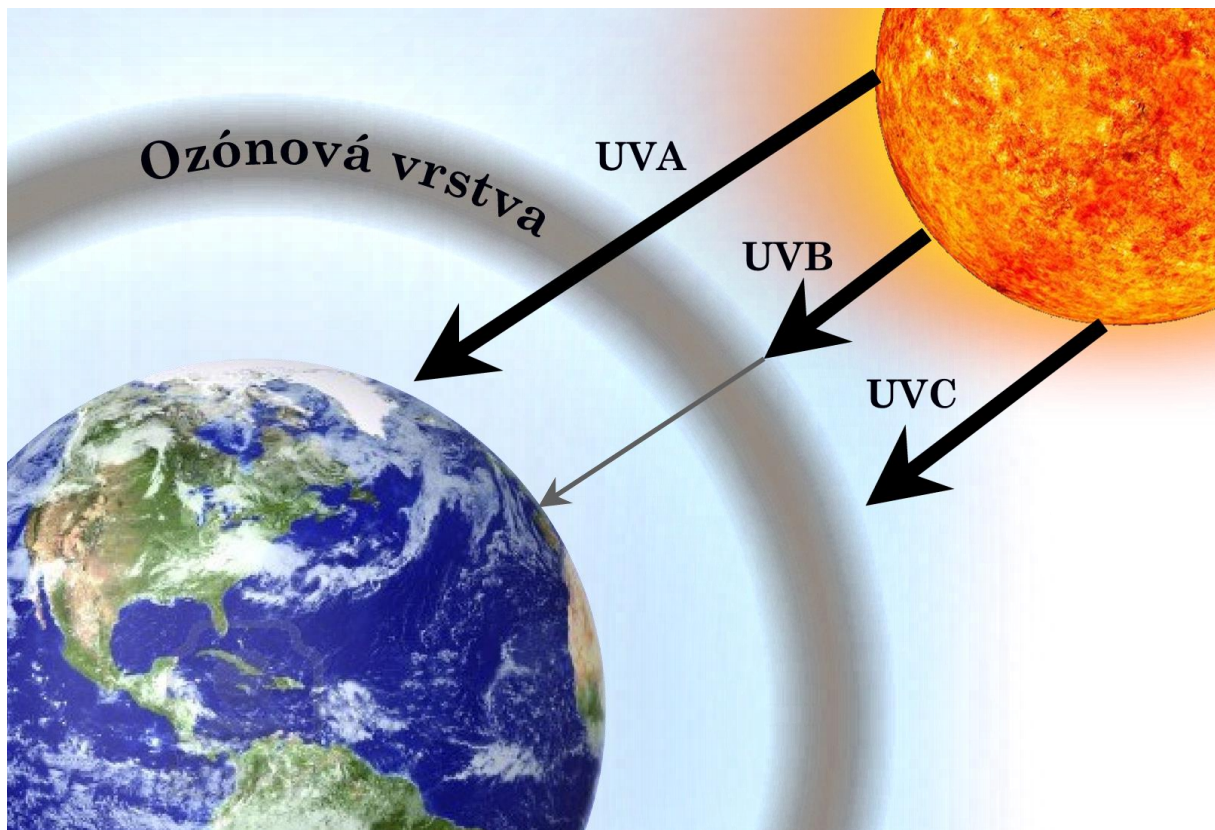
Ozonosféra je vymezena výškami od 18 do 30 km, kde se nachází zvýšená koncentrace tohoto plynu. Avšak i v maximálním místě jeho koncentrace (kolem 22–23 km) dosahuje koncentrace ozonu maximálně 15 ppm (průměrně 10 ppm – parts per milion – počet daných částic na milion všech částic), což je prakticky stopová koncentrace. Přesto hraje klíčovou roli ve vztahu k určité části ultrafialového záření (tzv. UV-B s vlnovými délkami 280–320 nm), neboť je to jediná efektivní vrstva, chránící povrch Země proti vlivům tohoto záření (Obr. 8), které je škodlivé jak rostlinám, tak živočichům. Navíc absorpce a odraz tohoto záření má vliv na celkovou tepelnou bilanci Země.

2.3.1 Měření ozonu

Přímá metoda – pomocí ozonových sond, které jsou přidávány na aerologických stanicích ke klasickým radiosondám. V ČR se měří každé pondělí, středu a pátek od ledna do dubna, kdy je jeho koncentrace největší a nejproměnlivější.

Základní princip: 1050 g těžká sonda, do které je vzduch nasáván upravenou teflonovou pumpou (musí být inertní k ozonu), probublává roztokem jodidu draselného (KI) a dochází tak k elektrochemické reakci mezi roztokem a molekulami ozonu. Při reakci jedné molekuly O₃ vznikají 2 elektrony. Výsledný elektrický proud je přímo úměrný množství ozonu.

Ozonosondážní systém je tvořen ozonovou sondou, anténami a pozemním přijímacím a současně vyhodnocovacím zařízením. Ozonová sonda se skládá ze tří částí: speciální radiosondy, ozonového čidla a propojení mezi čidlem a radiosondou.



Obr. 8: Absorpce složek ultrafialového (UV) záření atmosférou a ozonovou vrstvou.

Nepřímá metoda – dříve se využíval Dobsonův spektrofotometr, v současnosti Brewerův spektrofotometr, umístěný na zemském povrchu či variace spektrofotometrů umístěných na družicích. Právě výstupy z družice umožňují časové a prostorové srovnání a tedy studium vývoje ozonové vrstvy.

Měření ozonu v globálním měřítku za pomoci družic bylo započato v říjnu 1978. Družice NIMBUS 7 nesla na palubě přístroj určený k měření celkového množství O_3 v atmosféře s názvem TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*). Jedná se o rozptyloměr, který měří rozptyl slunečního záření v atmosféře v několika intervalech spektra. Protože ozon absorbuje UV záření, potom vyšší obsah O_3 v atmosféře způsobuje menší odraz UV záření na čidla detektorů. Přístroj TOMS byl také od roku 1991 umístěn na ruské družici Meteor-3 a v roce 1996 na japonské družici s názvem ADEOS-1. V současné době je možné celkové množství ozonu měřit za pomoci přístrojů umístěných na družici Terra (od 1999), Aqua (2002) a Aura (2004) které jsou součástí série družic projektu EOS (*Earth Observing System*).

2.3.2 Vznik ozonové vrstvy

První organismy na Zemi musely přebývat pod ochrannou vrstvou hladiny oceánu, protože zatím neexistoval žádný ochranný ozonový štít. Teprve, když dokázaly vyprodukovat dostatečné množství kyslíku, který se začal shromažďovat v atmosféře, utvořily se vhodné podmínky i pro vznik ozonu. Chemických reakcí, které se přitom uplatňují, je celá řada. Rozhodující množství ozonu, vznikající a zanikající v procesech pojmenovaných podle anglického geofyzika Chapmanův mechanismus (1930), vzniká následovně:

- ✓ Molekula kyslíku pohltí foton ultrafialového záření a rozpadne se na dva vysoce energetické kyslíkové radikály; ty jsou velmi nestabilní a okamžitě reagují s molekulou ozonu za vzniku dvou molekul obyčejného kyslíku, nebo reagují s molekulou kyslíku za vzniku ozonu.
- ✓ K tomu, aby proběhla druhá reakce (která je jedinou cestou, jak ozon vzniká), je třeba, aby do děje vstoupila ještě nějaká další molekula, která si s sebou odnese přebytečnou energii (posloužit k tomu může další molekula kyslíku nebo dusíku).
- ✓ Ozon může tedy v tomto sledu **vznikat** (reakcí radikálů s molekulou kyslíku) nebo **zanikat** (když radikál reaguje s další molekulou ozonu). Kromě toho ozonu ubývá i dalším přirozeným procesem, a to pohlcením dalšího fotonu krátkovlnného záření. Ozon se rozpadne na molekulu kyslíku a kyslíkového radikálu, který zreaguje podle některého z výše uvedeného mechanismu.
- ✓ Těmito pochody se (za současného pohlcování ultrafialového záření) udržuje v atmosféře velmi dynamická rovnováha ozonu, přičemž se každý rok obmění asi třetina jeho celkového množství.

2.3.3 Poškození ozonové vrstvy

Za poškozením ozonové vrstvy stojí halogenderiváty uhlovodíků (chlorfluorované uhlovodíky), nazývané freony. Freony vynalezl koncem dvacátých let Thomas Midgley Jr. (1889–1944), průmyslový výzkumník, který už předtím vydělal svému zaměstnavateli v General Motors mnoho peněz vynálezem tetraethylolova. Midgley, který paradoxně neměl žádné formální chemické vzdělání (studoval strojní inženýrství), stál v pozadí dvou vynálezů, které se zpočátku jevily jako blahodárné pro lidstvo a až po letech se prokázaly jejich ničivé účinky zdaleka přesahující počáteční užitek. Tetraethylolovo přidávané jako antidetonátor zvyšuje oktanové číslo benzínu a zlepšuje účinnost jeho spalování, čímž významně přispělo k rozvoji automobilismu. I bez přihlednutí k ostatním negativním efektům tohoto rozvoje je olovo pomalu působící jed, který se shromažďuje v živých organismech a způsobuje degenerativní změny, jež mohou mít za následek i smrt. **Freony** neboli správně chlorované a fluorované uhlovodíky (freony je obchodní jméno, používané jejich největším výrobcem, firmou DuPont) jsou jedinečné chemikálie. Jsou netoxické, nezpůsobují korozi, chemicky téměř nereaktivní, nehořlavé. Okamžitě se začaly užívat jako náplň chladicích zařízení, jako čisticí prostředky v elektronickém průmyslu, na čištění tištěných obvodů, jako plnidlo pro výrobu pěny (např. polystyrenu), v klimatizaci a stlačené jako hnací médium v rozprašovačích. Postupně se dostávaly ve stále větším množství do atmosféry a díky své nereaktivnosti a dlouhé životnosti pronikly difusí i do stratosféry.

Začaly se ve větší míře vyrábět počátkem 30. let, přičemž se zdály být téměř dokonalé. Mají jednoduchou chemickou povahu. Jsou to většinou deriváty alkanů, čili sloučeniny vodíku a uhlíku, kde vodík je nahrazen nejčastěji chlórem či flórem (např. CFCl_3 a CF_2Cl_2). Jejich výhodou jsou výborné chemické vlastnosti a nízké výrobní náklady.

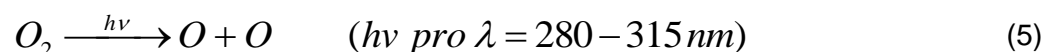
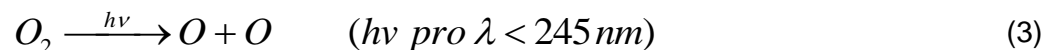
Katalytickou částí molekuly freonů je atom halogenů, obvykle chlóru, který se uvolní fotochemickým rozštěpením freonů. Při reakci s první molekulou ozonu se chlór spojí s jedním atomem kyslíku (O) a z ozonu “zbude” obyčejný kyslík (O_2); v dalším kroku chlór reaguje s druhou molekulou ozonu, od které opět odštěpí atom kyslíku a spojí ho s kyslíkem, který je již vázán na molekulu Cl z první reakce. Výsledná bilance tedy ukazuje, že ze dvou

molekul ozonu vznikly tři molekuly obyčejného kyslíku, atom chlóru se na konci cyklu vrátil v nezměněné podobě.

Tento proces destrukce ozonu byl popsán až v roce 1973. Protože nebylo zřejmé, co by tuto skutečnost mohlo způsobit, informace zapadla. Přesto oba vědci Sherwood Rowland (USA) a Mario Molina (Mexiko), kteří princip destrukce ozonu popsali, obdrželi v roce 1995 společně s meteorologem Paul Crutzenem (Německo) za své objevy Nobelovu cenu. Koncem 70. let britští vědci zjistili, že nad Antarktidou (jižní pól) koncentrace ozonu velmi povážlivě klesá, a to na ploše téměř velké jako USA. Procento ztrát bylo různé a obtížně se měřilo, přesto přístroje ukazovaly úbytek až 50 %.

Mezinárodní expedice ve druhé polovině 80. let potvrdily závěry Britů a ještě navíc zjistily vliv zvláštních podmínek: nad Antarktidou je nejnižší teplota na naší planetě (až -90 °C), proto tu hojně vznikají tzv. stratosférická oblaka z drobných krystalků ledu a sloučenin dusíku, na kterých se hromadí sloučeniny Cl. Chlór s příchodem prvních paprsků Slunce (jedná se o fotochemickou reakci!) po polární zimě na jaře zahajuje reakci s ozonem. Na severní polokouli teploty neklesají tak hluboko, jsou zde menší vertikální pohyby, a proto nevzniká tolik stratosférických oblaků. Jestliže nad Antarktidou zeslabuje vrstva ozonu až o 50 %, nad Arktidou je to „jen“ 35 %. Navíc na jihu zeslabování ozonosféry trvá 2–3 měsíce, kdežto na severu pouze 1 měsíc. Ozonová vrstva se začala snižovat mnohem rychleji, než se původně předpokládalo. V červnu roku 1992 japonští vědci oznámili, že ozonová díra byla v roce 1991 13x větší než v roce 1981. Ztenčování ozonové vrstvy zjistili vědci i ve středních zeměpisných šířkách. Například mezi 50–60 stupněm severní šířky zaznamenali úbytek asi 8 % během poslední dekády minulého století, jak dokazují pozorování satelitu Nimbus 7. Při tomto poklesu se dávky UV záření zvyšují již o 1/5. Freony neohrožují pouze ozonovou vrstvu, ale podílejí se také na změně radiační bilance Země a na globálním oteplování atmosféry. Jejich nebezpečnost se projevuje i v celkové době, než se dostanou do stratosféry, což je v průměru 10–20 let, a v době jejich působení mezi 5–30 lety. Podíl na redukci ozonu mají i přírodní vlivy (např. emise aerosolů do stratosféry v důsledku vulkanické činnosti) a výskyt již zmíněných polárních stratosférických oblaků nad Antarktidou, které na svém pevném povrchu mohou aktivovat chlór. Tyto efekty by byly však téměř nepodstatné, nebýt znečištění velkým množstvím chlóru a dalších halogenů z freonů.

Vznik a porušení ozonové vrstvy v reakcích



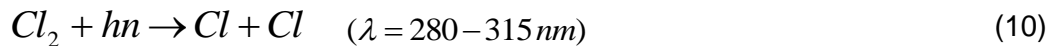
Ozon vzniká působením UV záření a zaniká rovněž fotochemicky pomocí UV i viditelného záření (5). Zatímco reakce (4) probíhá pomaleji s rostoucí nadmořskou výškou, naopak reakce (5) probíhá rychleji. Reakce (4) a (5) jsou mnohem rychlejší než reakce (3) a (6). Reakce způsobující propad ozonu (5) je velmi pomalá a předpokládalo se, že existuje mnohem efektivnější a rychlejší proces, jímž je:



výsledná reakce má průběh



V těchto reakcích má **X** charakter katalyzátoru, který se nespotřebovává a je tvořen fakticky prvky či skupinami jako je **H, OH, NO, Cl, Br**. Nepatrná množství těchto látek způsobují masivní propad koncentrace O_3 . Např. sloučeniny chlóru se uvolňují jako plyny. Hromadící se chlór následně reaguje:



Dusičnan chlóru může reagovat s přítomnou kyselinou chlorovodíkovou (HCl) a uvolňovat další Cl částice. Výsledkem je pokles koncentrace O_3 a nárůst ClO. Tento pokles množství ozonu souvisí s chladným polárním vzduchem. Jakmile se zvýší teplota v těchto oblastech, ozonem ochuzená masa se rozšiřuje po dané polokouli.

2.3.4 Dopady snížené koncentrace ozonu = zvýšení UV-B záření

a) na člověka (živočichy)

- ✓ **Opálení:** vytváření pigmentů nad vrstvou kmenových buněk v kůži (jediné, které mají schopnost se dělit). Tyto pigmenty mají schopnost pohlcovat UV-B, což je záření ničící kmenové buňky. Melanin je barvivo chránící tělo před škodlivým UV zářením. Vytvářejí ho buňky zvané melanocyty. Tmavá kůže obsahuje melaninu víc než světlá. Lidé s tmavou pletí jsou proto chráněni před působením slunečních paprsků lépe než lidé se světlou pletí.
- ✓ Schopností UV záření je rozkládat makromolekulární látky a v důsledku toho **poškozovat** rostlinné a živočišné **buněčné struktury** včetně nosičů genetických informací DNK a RNK. UV záření může na lidské pokožce vyvolávat řadu chemických a biologických reakcí, které se v závislosti na celkové absorbované dávce UV záření projevují různým stupněm zánětu pokožky od tvorby erytému (zrudnutí), přes vznik puchýřů až k nekróze tkáně.
- ✓ Poškození pokožky a **výskyt nádorů**. Je již zcela jasná korelace mezi intenzitou UV-B a vznikem nerakovinotvorných nádorů, i když průnik UV záření normální kůží je jen do hloubky 0,6 mm.
- ✓ Šedý zákal (**katarakta, nemoc čočky**) na rozdíl od zeleného zákalu, což je neléčitelná nemoc nervu očního vyskytující se až po 40 roku člověka.
- ✓ UV-B je silný **mutagen**, který způsobuje v nukleotidech změny pořadí bází (adenin, cytosin, guanin, thymin a uracil) a tím dochází ke změně genetické informace (mutaci).
- ✓ **Sněžná slepota** - něco jako písek v očích, projevuje se tehdy, pokud UV přichází z různých úhlů, vyléčí se klidem po několika dnech.

- ✓ **Oslabení celkové obranyschopnosti organismu.** Nedávno se přišlo na to, že sluneční záření navíc oslabuje v pokožce Langerhansovy buňky odpovídající za určité obranné mechanismy, jež působí v celém těle (nejenom v kůži). Když je UV-B záření naruší, snižuje se jejich funkčnost.
- ✓ Podílí se na **synergismu** stresů: největší dávka UV-B záření je v poledne, kdy je také nejtepleji, nejmenší vlhkost a největší výpar.
- ✓ Pozitivní efekt UV-B je tvorba vitamínu D3 (cholecalciferolu), jehož absence v těle živočichů vyvolává poruchy vývoje kostí. U dětí je nedostatkem vitamínu D3 vyvolána křivice (*rachitida*), u dospělých měknutí kostí (*osteomalacie*).

Ochrana proti UV (resp. UV-A,B,C) záření

• Ochrana očí

Ochranné UV brýle číré nebo tónované se speciální obrubou zadrží UV záření, které probíhají podél optické osy. Podle druhu obruby jsou i přizpůsobeny na nasazení na dioptrické brýle. Podmínkou je zabránit průniku paprsků UV z okolí a mimo obrubu brýlí do oka. Většina ochranných UV brýlí skýtá dle dnešních standardů dostatečnou ochranu proti UV záření.

• Ochrana kůže

UV záření ohrožuje kůži, proto je ji třeba chránit ochranným oděvem, případně rukavicemi. Kde to není zcela možné, je třeba používat alespoň ochranné krémy s UV filtrem. Za důležitou je pokládána zejména ochrana před škodlivějším zářením typu UV-B, moderní přípravky však chrání i před zářením typu UV-A. Při výběru krémů bychom na toto měli brát zřetel. Z čísla ochranného faktoru lze vypočítat, kolik procent UV záření daný přípravek filtruje (tj. jaké množství z dopadajících UV paprsků neprojde na povrch těla) viz Tab. II. Krémy s ochranným filtrem je vhodné nanést na pokožku již 15 minut před zahájením opalování. Ochrannou vrstvu na kůži je třeba obnovovat minimálně každé 2 hodiny.

b) na rostliny

- ✓ Fotosyntéza – UV-B narušuje schopnost u chloroplastů produkovat cukry (glycidy), snižuje se produktivita listu, jsou poškozeny membrány buněk (jejich propustnost) a buněčné části včetně DNK a buněčného jádra.
- ✓ Rostlina vytváří červená, žlutá a fialová barviva na úkor zelených barviv (důsledkem je tedy jako i u jiných biotických a abiotických stresorů vznik chlorózy).
- ✓ Růst – souvisí s fotosyntézou. Je-li intenzita fotosyntézy menší, dochází ke zpomalení růstu, snížení listové plochy, výšky rostliny a počtu plodů.
- ✓ Fertilita – je poškozena produkce pylu a tak dochází ke snížení schopnosti oplození.
- ✓ Kvalita – množství bílkovin, olejů a karbohydrátů, u řady plodin se snižuje díky povrchovým skvrnám.
- ✓ Estetická kvalita plodů, které již na pohled jsou poškozené.
- ✓ Konkurenční tlak (obecně platí, že přešlechtěný či nepůvodní organismus je náchylnější ke škodlivému činiteli, příkladem je vysokoprodukční (např. importovaná) odrůda vůči domácímu adaptovanému plevelnému druhu. Vzhledem k tomu, že některé druhy jsou citlivější než jiné, se snižuje biodiverzita.

Tab. II: Vztah ochranného faktoru a UV záření

Ochranný faktor přípravku	Účinnost filtrování UV záření
č. 2	50 % UV neprojde
č. 5	80 % UV neprojde
č. 10	90 % UV neprojde
č. 20	95 % UV neprojde
č. 32	98 % UV neprojde

2.3.5 Účinky troposférického ozonu

Je nutné zmínit ještě roli troposférického ozonu, tedy ozonu, který se nevyskytuje ve stratosféře, ale v nejnižších vrstvách (do několik desítek max. stovek metrů) troposféry. Troposférický ozon tvoří 10–20 % celkového množství ozonu obsaženého v atmosféře. Zatímco přítomnost stratosférického ozonu je žádoucí, poškozují zvýšené koncentrace přízemního ozonu nejen rostliny, ale i živočichy, včetně člověka a také mnohé technické materiály. Jeho role není tedy ochranná. Naopak patří mezi plyny, které ve vyšších koncentracích negativně ovlivňují lidské zdraví. Jeho působení na člověka se projevují drážděním očí, nosohltanu, záněty dýchacích cest. Obzvláště za jasných dní jsou např. běhy pro zdraví ve městech zcela kontraproduktivní. Troposférický ozon vzniká chemickými reakcemi oxidů dusíku s těkavými organickými sloučeninami za horkých letních dnů a bezvětrí zejména v městských a průmyslových oblastech. I když jsou vyšší koncentrace ozonu záležitostí především větších měst tak platí, že jeho molekuly se mohou v malé výšce nad zemí pohybovat až na vzdálenost 800 kilometrů od svého vzniku. Koncentrace troposférického ozonu jsou ve velkých oblastech Evropy a Spojených států amerických tak vysoké, že dochází nejen k ohrožení lidského zdraví, ale také k vážnému narušení vegetace. Odhaduje se, že škody ve Spojených státech na vegetaci způsobené troposférickým ozonem jsou větší než 550 miliónů dolarů ročně v důsledku omezení zemědělských a komerčních lesnických výnosů. Kromě jiného je troposférický ozon velmi silný, radiačně aktivní plyn, podílející se na zesílení skleníkového efektu atmosféry naší země.

2.3.6 UV-Index

UV-index je mezinárodně standardizovaná bezrozměrná veličina charakterizující úroveň erytemálního (způsobující červené zbarvení kůže) slunečního ultrafialového záření dopadající na zemský povrch, vyjadřující biologický efekt na lidské zdraví. Používá se k informovanosti obyvatelstva o možném negativním vlivu UV záření na lidský organismus. Hodnota UV-indexu je vztažena na horizontální povrch. Obyvatelstvo je informováno nejen o očekávané maximální hodnotě UV-indexu, ale také o tzv. "celkové době pobytu na slunci", bez použití ochranných prostředků, po jejichž uplynutí již lidská pokožka začíná vytvářet erytém, tj. dochází k rudnutí až hnědnutí kůže. Tyto hodnoty jsou vypočítány v minutách pro polední období pro čtyři základní kožní fototypy viz Tab. III.

V některých situacích je třeba upozornit na možnost vyšších hodnot UV-Indexu a tím i kratší dobu oslunění. Typickým příkladem je pobyt na sněhové pokrývce v jarních měsících,

kdy odraz od sněhu může zvýšit intenzitu až o 60–80 % a tím zkrátit uvedené doby oslunění o 30–40 %.

Tab. III: Přehled fototypických skupin u člověka

Fototyp: I	kůže vždy rudne, nikdy nezhnědne
Fototyp: II	kůže obvykle rudne a málo hnědne
Fototyp: III	kůže vždy hnědne a někdy rudne
Fototyp: IV	kůže vždy hnědne a nikdy nerudne

V naší geografické oblasti se UV-index pohybuje v rozmezí od 0 do 9, v tropickém pásu může dosáhnout až 15 nebo 16. Všeobecně lze říci, že čím výše je Slunce nad obzorem (za jasného počasí), tím větší je UV-index. Čím větší UV-index, tím větší je dávka UV záření.

Hodnota UV-indexu je denní předpověď očekávaného rizika dopadů slunečního záření a je počítán pro dané místo z:

- ✓ tloušťky ozonové vrstvy;
- ✓ oblačnosti;
- ✓ dne v roce;
- ✓ nadmořské výšky.

Nadmořská výška způsobuje nárůst na jeden km v průměru o 6 %. Čistá a jasná obloha umožní 100 % prostupnost dopadajícího UV na zemský povrch.

2.4 Kroky vedoucí k ochraně ozonové vrstvy

1985 - VÍDEŇ Úmluva o ochraně ozonové vrstvy (Vídeňská úmluva)

Úmluva byla podepsána v rámci Programu OSN pro životní prostředí (UNEP) ve Vídni dne 22. 3. 1985 a v platnost vstoupila dne 22. 9. 1988. ČSFR (Česká a Slovenská Federativní Republika) přistoupila k Úmluvě v r. 1990. Pro ČR je Úmluva platná od 1. 1. 1993. Depozitářem je generální tajemník OSN. Strany této Úmluvy podniknou vhodná opatření s cílem chránit lidské zdraví a životní prostředí proti nepříznivým vlivům, které vznikají nebo mohou vznikat lidskou činností.

1987 - MONTREAL Montrealský protokol o látkách, které porušují ozonovou vrstvu

Před rokem 1987 se látek CFC (chlor-fluorované uhlovodíky odvozené z chlorofluorocarbon, což jsou halogenderiváty uhlovodíků nebo též freóny) na světě spotřebovalo okolo 1,1 mil. tun ročně, podstatná část v hospodářsky vyspělých zemích (0,9 mil. tun), z toho v dnešní ČR přes 5,500 tun, tedy 0,5 % světové spotřeby.

Protokol reagoval na výzkumy částečně iniciované Vídeňskou úmluvou a byl podepsán v rámci UNEP v Montrealu dne 16. 9. 1987, platí od 1. 1. 1989. ČSFR přistoupila k Protokolu v r. 1990 a v platnost pro ni vstoupil dne 1. 1. 1991, pro ČR platí od 1. 1. 1993. Montrealský protokol je prováděcí protokol Vídeňské úmluvy. Hlavní závazek členských zemí spočívá v tom, že každá strana zajistí, aby pro dvanáctiměsíční období začínající prvním dnem sedmého měsíce po vstupu tohoto protokolu v platnost a v každém dalším dvanáctiměsíčním období, vypočtená úroveň spotřeby regulovaných látek ve skupině I, přílohy A, nepřekročila vypočtenou úroveň spotřeby v r. 1986.

1990 - LONDÝN - Londýnský dodatek

Dokument byl přijat v rámci UNEP dne 29. 6. 1990 v Londýně při příležitosti 2. konference signatářů Montrealského protokolu o látkách porušujících ozonovou vrstvu. V platnost vstoupil dnem 1. 1. 1992. Byl rozšířen počet sledovaných a regulovaných látek ničících ozonovou vrstvu uváděných v Montrealském protokolu. Bylo dohodnuto, že všechny strany zajistí, aby ve dvanáctiměsíčním období začínajícím dnem 1. 1. 1995 a ve všech následujících dvanáctiměsíčních obdobích, nepřesahovala vypočítaná úroveň roční spotřeby kontrolovaných látek 50 % úrovně spotřeby v r. 1986. Opatření se týká především freonů a halonů. Bývalá ČSFR přistoupila k Protokolu v roce 1990 a MŽP připravilo nový zákon o ochraně ozonové vrstvy Země, který vláda ČR schválila dne 11. ledna 1995. Ve sbírce zákonů ČR byl uveřejněn pod č. 86/1995 Sb. (dnes již součástí zákona č. 86/2002 Sb. – Zákona o ochraně ovzduší).

1992 - KODAŇ - Kodaňský dodatek

Dokument byl přijat dne 25. 11. 1992 v Kodani. V platnost vstoupil dne 14. 6. 1994. Jedná se o další zpřesnění resp. zpřísnění dokumentu z Londýna, především časových a objemových údajů týkajících se látek CFC, halonů, ostatních plně halogenovaných CFC, tetrachlormetanu, methylchloroformu aj.

Následovaly další konference a globální setkání přibližně v ročním kroku např.:

1995 – Vídeň, 1997 – Montreal, 1999 – Peking, 2000 – Ženeva, 2001 – Colombo, Srí Lanka, 2002 – Paříž, 2003 – Nairobi, 2004 – Praha, 2005 – Senegal, 2006 – Nové Dillí, Indie, 2006 – Montreal, 2008 – Bangkok, Thajsko, 2008 – Doha, Katar, 2009 – Port Ghalib , Egypt, 2010 – Ženeva, 2012 – Millwaukee, 2013 - Las Vegas

Pozitivní zprávou je, že na posledních mítincích bylo konstatováno, že na základě výrazné aktivity UNEP bylo dosaženo snížení rychlosti destrukce ozonové vrstvy. Přesto její úplné obnovení se očekává až kolem roku 2050.

Stav výroby freonů ČR

Výroba a spotřeba nejškodlivějších skupin regulovaných látek, tj. látek CFC, halonů a methylbromidu, byla pro běžné účely v hospodářsky vyspělých státech, včetně České republiky, již téměř úplně vyloučena nebo radikálně omezena (např. u halonů vyloučena k 1. lednu 1994, u CFC k 1. lednu 1996, u methylbromidu k 1. lednu 2005). Ve výjimečných případech, kdy dosud nejsou k dispozici vhodné náhrady, jejich spotřeba dosud přetrvává na základě udělovaných výjimek. Jedná se především o jejich mimořádná použití ve zdravotnictví při léčbě chronických plicních onemocněních (léčivé přípravky pro léčbu astmatu – zde se celosvětově spotřebuje téměř 7 000 tun CFC), obrany státu, požární ochrany, v oblasti vědy a laboratorního použití. Také pro tyto výjimečné případy se v současné době celosvětově hledají vhodná náhradní řešení. Také legislativa v ČR živě reagovala na jednotlivé změny a výsledkem je řada zákonů, z nichž nejzávažnější je zákon č. 73/2012 Sb., o látkách, které poškozují ozonovou vrstvu a o fluorovaných skleníkových plynech. Zákon č. 73/2012 Sb., upravuje práva a povinnosti osob a působnost správních úřadů při ochraně ozonové vrstvy Země a klimatického systému Země před nepříznivými účinky regulovaných látek a fluorovaných skleníkových plynů. Prováděcím právním

předpisem k zákonu č. 73/2012 Sb. je vyhláška č. 257/2012 Sb., o předcházení emisím látek, které poškozují ozonovou vrstvu, a fluorovaných skleníkových plynů.

Předpisy EU

Řada povinností v oblasti ochrany ovzduší má svůj základ v předpisech Evropské unie. Jedním z nejdůležitějších je rámcová směrnice 2008/50/ES o kvalitě vnějšího ovzduší a čistším ovzduší pro Evropu. Dalším podstatným předpisem je směrnice 2010/75/EU o průmyslových emisích. Z hlediska ochrany ozonové vrstvy Země jsou zásadními nařízení Evropského parlamentu a Rady (ES) č. 1005/2009 ze dne 16. září 2010 o látkách, které poškozují ozonovou vrstvu, v platném znění, a nařízení Evropského parlamentu a Rady (ES) č. 842/2006 ze dne 17. května 2006 o některých fluorovaných skleníkových plynech.

3 ZÁŘENÍ–RADIACE

Stav přirozených ekosystémů ve smyslu jejich biodiverzity a stability a do značné míry i ekosystémů řízených (které jsou udržovány pomocí dodatkové energie) je přímo závislý na dvou základních přírodních bilančních procesech. Jedná se o **bilanci radiační** (resp. energetickou), zahrnující příchozí a odcházející toky energie, a **bilanci vodní** (hydrologickou), charakterizovanou koloběhem vody a místem, který v něm ekosystém zaujímá.

Při formování klimatu v dobách neexistence současné atmosféry již dopadalo na naši planetu značné, i když asi o třetinu menší množství sluneční radiace. Byla to právě radiace a její složky, které napomohly vzniku ozonové vrstvy. UV záření rovněž umožnilo vznik současné atmosféry ať už přímo, díky řadě fotochemických reakcí, které utvářely atmosféru, nebo nepřímo, kdy např. radiace umožnila průběh fotosyntézy, a tak se atmosféra obohacovala kyslíkem. Radiace pravděpodobně byla příčinou vzniku **životaschopných mutací**, ze kterých mohly vzniknout z primitivních forem života vyšší organismy. Záření má rozhodující vztah k dalším meteorologickým prvkům (teplotě, výparu, větru, tlaku vzduchu, vlhkosti, srážkám), které charakterizují počasí i podnebí naší planety, každého jejího místa a spolu s podmínkami půdními, geografickými, hydrologickými apod. určují možnost pěstování zemědělských plodin a následně i chov hospodářských zvířat v jednotlivých oblastech.

3.1 Podstata záření

1. Vlnová teorie. Hodíme-li kámen do vody, pozorujeme vznik vln, které se všesměrově šíří od místa dopadu takovým způsobem, jaký si můžeme představit šíření radiace od zdroje do prostoru. Jedná se v tomto případě o šíření **elektromagnetických vln** určité vlnové délky a frekvence. Na každé těleso tedy dopadá záření z okolních těles.
2. Částicová teorie. Druhá představa je transport (pohyb) částic hmoty. Množství energie v jedné částici je nepřímo úměrné délce vlny a nazývá se **energetické kvantum**. Kvanta v oblasti viditelného záření - **světla** - se nazývají **fotony**, často se však tento termín užívá i pro ty oblasti, které nejsou vnímány lidským okem.

Vlnovou teorii používáme pro popis jevů a procesů, které souvisejí s delšími **vlnovými délkami, tedy jevy související s ohříváním a ochlazováním. Částicovou teorii uplatňujeme především při sledování fotochemických účinků záření tedy fotosyntézy.**

Elektromagnetické vlnění lze charakterizovat dvěma základními veličinami kmitočtem neboli frekvencí ($\nu = n\gamma$) a vlnovou délkou ($\lambda = \text{lambd}$). **Kmitočet (frekvence) ν** udává počet cyklů za 1s. **Vlnová délka λ** udává vzdálenost mezi dvěma po sobě následujícími body, které jsou ve stejné fázi cyklu, např. mezi dvěma maximy. Udává se v nm (10^{-9} m = 0,001 μ m = 10Å). Pro tyto dvě veličiny platí vztah:

$$c = \nu * \lambda \quad (13)$$

Kde:

c – rychlost světla ve vakuu = $3 \cdot 10^8$ m.s⁻¹

ν – frekvence (s⁻¹)

λ – vlnová délka (m)

Množství energie v jednom kvantu je nepřímo úměrné vlnové délce a přímo úměrné kmitočtu.

Energie jednoho fotonu (W_s) s určitou frekvencí se vypočte:

$$I = h * \nu \quad (14)$$

Kde:

h - Planckova konstanta = $6,626176 \pm 0,00036 \cdot 10^{-34}$ J.s

Pro fyziologické účely se používá i (v mezinárodní soustavě jednotek nepovolená!) jednotka 1 Einstein, kde 1E = počet fotonů, které jsou nutné k vytvoření 1 molu glycidů (= uhlohydrátů = cukrů), převodní vztah je hodnota $4,6 \cdot W \cdot m^{-2} = \text{mikroE} \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$.

3.1.1 Jednotky radiace

Pracujeme-li v oblasti elektromagnetického záření, je nutné specifikovat, v jakém úhlu pohledu se na něj zaměříme. Jde-li o:

- ✓ **Energii, práci, teplo** – hlavní jednotkou je joule (J). Joule je práce, kterou vykoná stálá síla 1 N (newtonu) působící ve směru síly po dráze 1 m.
- ✓ **Zářivý tok, výkon** – hlavní jednotkou je watt (W). Watt je výkon, při němž se vykoná práce 1 joule za 1 sekundu. Vztáhneme-li na jednotku plochy = $W \cdot m^{-2}$
- ✓ **Světelný tok** – hlavní jednotkou je lumen (lm). Lumen je světelný tok vyzařovaný do prostorového úhlu 1 steradiánu bodovým zdrojem, jehož svítivost je ve všech směrech 1 kandela.
- ✓ **Osvětlení** – hlavní jednotkou je lux (lx). Lux je osvětlení plochy, na jejíž každý čtverečný metr dopadá rovnoměrně rozdělený světelný tok 1 lumenu.
- ✓ **Jas** – hlavní jednotkou je kandela na čtverečný metr ($cd \cdot m^{-2}$). Kandela na čtverečný metr je jas zdroje, jehož svítivost na 1 čtverečný metr zdánlivé plochy zdroje je rovna 1 kandelě; zdánlivou plochou se přitom rozumí obsah průmětu skutečné plochy do roviny kolmé ke směru záření.

3.1.2 Kdo či co je zdrojem záření

Obecně platí, že každé těleso (vzduch, rostlina, člověk, půda, pravitko apod.), jehož teplota je vyšší než absolutní nula ($-273,15$ °C), vydává záření, jehož charakteristiky závisí na teplotě tělesa. Základním zdrojem zajišťujícím přes 99,98 % záření a tedy energie, která rozhodující mírou ovlivňuje nejen klima, ale prakticky život na naší planetě, je Slunce. Ostatní zdroje jako zemské nitro, kosmická radiace, radioaktivní záření apod. jsou naprosto zanedbatelné ve srovnání se Sluncem. Centrální teplota Slunce je asi 14 mil. Kelvinů. Povrchová teplota je asi 5 800 Kelvinů. Slunce vyzařuje všesměrově a jen malá část dopadá na hranici naší atmosféry. Slunce se chová jako spolehlivý jaderný reaktor již více než 4 miliardy let. Každou sekundu se v jeho nitru mění asi 600 mil tun vodíku na 595,8 milionů tun helia a zbytek hmoty je vyzářen do prostoru. Je to tzv. proton–protonový cyklus, který zabezpečuje asi 97 % zářivé energie, zbytek zabezpečuje CNO (uhlík–dusík–kyslík) cyklus. Protože přibližně známe množství vodíku ve Slunci, můžeme říci, že zásoba tohoto paliva je ještě řádově na miliardy let. Obsah vodíku a helia se v jednotlivých vrstvách Slunce mění, např. v nitru se odhaduje vodík na 34 % a helia na 64 %, zatímco celkově je v hmotnostních poměrech asi $\frac{3}{4}$ vodíku a $\frac{1}{4}$ helia.

Zajímavosti pro představu o energetickém výkonu Slunce

- ✓ při přeměně 1 g vodíku na 1g helia se uvolní energie jako spálením 15 t benzínu;
- ✓ na Zemi jako na planetu dopadá asi jedna dvou miliardtina celkového výkonu Slunce;
- ✓ pokud by veškerá energie, kterou Slunce vyzařuje, dopadla na Zemi, byla by veškerá voda v mořích a oceánech za 1,5 s ve varu.

3.1.3 Solární konstanta

Pokud bychom na horní hranici atmosféry postavili kolmo proti slunci 1m² plochy, tak by na něj dopadalo stále stejné množství slunečního záření. Jeho měřením získáme hodnotu solární konstanty. Ta je základem pro všechny teoretické výpočty krátkovlnných radiálních toků a má hodnotu 1 367 W.m⁻². Mírně kolísá (±7 W.m⁻²) podle toho, jak se mění vzdálenost Země–Slunce. Největší hodnota na severní polokouli je v současnosti v zimě, kdy je vzdálenost nejkratší. Záření přicházející ze Slunce se během doby, za kterou urazí vzdálenost rovnu 8 světelným minutám a 20 sekundám, co do kvality nemění až na bod označený právě jako horní hranice atmosféry. Důležitá poznámka: pozor na rozdíl Země = planeta (zemský povrch + atmosféra) a země = zemský povrch.

3.1.4 Množství vyzářeného záření tělesem

Pro posouzení množství vyzářeného záření byl zaveden pojem „absolutně černé těleso“, pro které platí Stefan – Boltzmannův zákon. Ten popisuje, jaké množství energie nám daná hmota všesměrově vyzáří (Obr. 10):

Stefan – Boltzmannův zákon

$$I = \delta * T^4 \quad (15)$$

Kde:

I - intenzita vyzářená energie (W.m⁻²);

δ - Stefan–Boltzmannova konstanta (5,67 . 10⁻⁸ W.m⁻².K⁻⁴);

T - absolutní teplota emitujícího povrchu (K).

Tento vztah (12) přesně platí právě jen pro absolutně černé těleso, které je schopno pohltit, ale i vyzářit všechny vlnové délky. Pokud bychom chtěli stanovit množství pro reálná tzv. šedá tělesa, je nutné dosadit do rovnice hodnotu emisivity (koeficientu vyzařování) „epsilon“, což je číslo mezi 0 a 1 závisující na fyzikálních vlastnostech těles.

Stefan Boltzmannův zákon pak zní:

$$I = e * \delta * T^4 \quad (16)$$

Kde:

e - součinitel emisivity materiálu (relativní vyzařovací schopnost vzhledem k absolutně černému tělesu). Většina přirozených povrchů má „e“ velmi blízké číslu 1. O množství vyzářené energie z daného povrchu (zdroje) rozhoduje především jeho teplota.

3.2 Dělení záření

Tři základní dělení záření jsou znázorněny na Obr. 9.

3.2.1 Dělení podle praktického přístupu

- a) **ionizující záření** – tok jader H a He, či záření urychlených elektronů charakterizované vysokou energií a pronikavostí, způsobující denaturaci bílkovin a změnu buněčných membrán. Toto záření dopadá na atmosféru z kosmického prostoru a částečně ze Slunce. Je pohlcováno ve velkých výškách prvními molekulami vzduchu, které se následně ionizují. Patří mezi ně např.:
- ✓ Roentgenovo záření 0,1 nm;
 - ✓ Gama záření 0,01 nm.
- b) **světlo** – je záření vlnových délek 400–700 nm (Tab. IV). Nejčastěji měříme intenzitu osvětlení, kterou vyjadřujeme v luxech. Úplněk odpovídá zhruba intenzitě osvětlení kolem 1 lux, práce v kanceláři je podmíněna alespoň 120 luxy, červencová hodnota v poledne za jasné oblohy může dosáhnout až 100 000 luxů. Optimum pro fotosyntézu rostlin s C₃ cyklem je 8 000–12 000 luxů, C₄ je to 60 000–80 000 luxů.

Tab. IV: Monochromatické toky světla

Vlnová délka (nm)	Barva viditelného spektra
400–430	fialová
450–485	modrá
515–520	zelená
575–590	žlutá
590–620	oranžová
620–700	červená

c) rádiové a televizní (vysokofrekvenční)

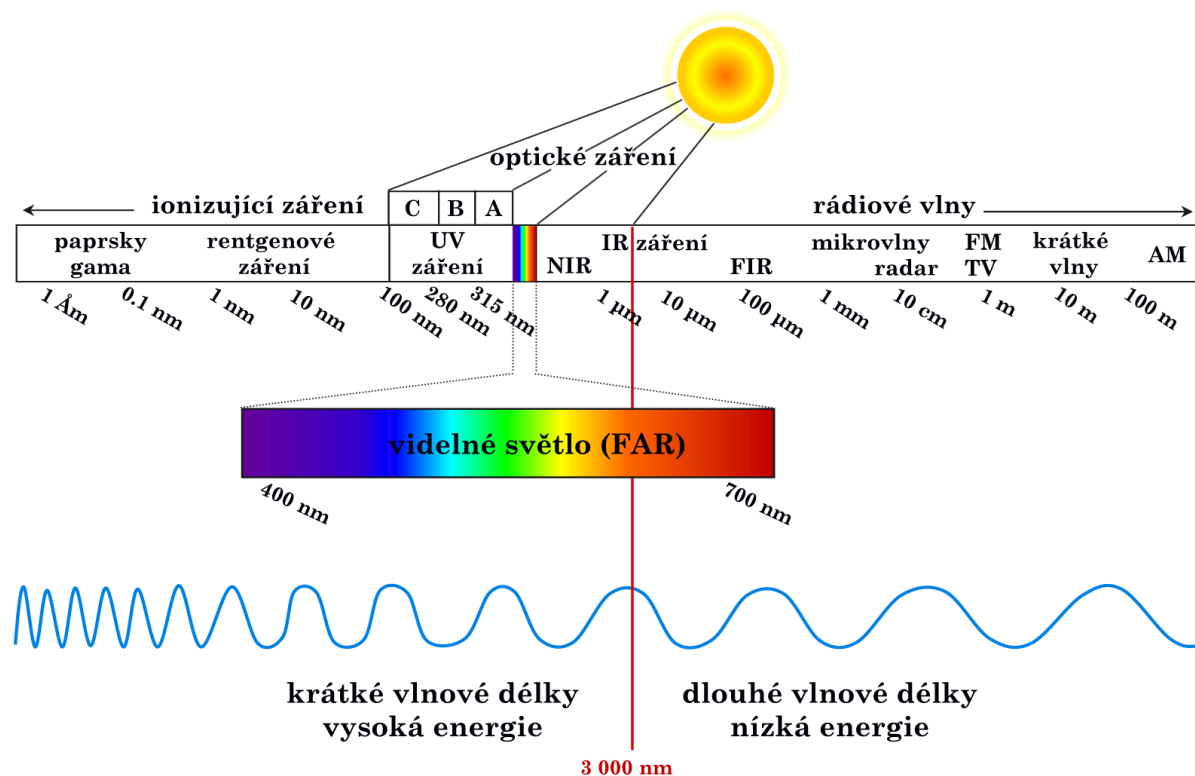
Dlouhé vlny – vlnová délka je 1 000–10 000 metrů. Šíří se v přízemní vrstvě atmosféry na dálku až několik tisíc kilometrů. Spolehlivé spojení mohou zajistit jen opravdu dlouhé speciální antény (i stovky metrů) a silné vysílací stanice (stovky kW).

Střední vlny – vlnová délka je 100–1 000 metrů. Šíří se ohybem v nižších vrstvách ionosféry (asi 60 - 200 km nad Zemí). Spojení je na střední vzdálenosti a rovněž si vystačí se slabšími vysílači (desítky kW).

Krátké vlny – vlnová délka je 10–100 metrů. Šíří se přízemní vlnou – v přímé viditelnosti vysílače – a také odrazem v ionosféře. Vysílací stanice postačí s výkonem desítek wattů a lze se dovolat až třeba do Austrálie.

Velmi krátké vlny – vlnová délka je 1–10 metrů. Jedná se o televizní pásmo, jež je šířeno v přímé viditelnosti od vysílače nebo také odrazem v nízkých vrstvách atmosféry. K vysílání (hlavně televizního pásma) jsou třeba velmi vysoké vysílače se značným výkonem.

Mikrovlny – vlnová délka je pod 1 metr. Šíření probíhá jen v přímé viditelnosti od vysílače. V tomto pásmu se šíří signál mobilních telefonů.



Obr. 9: Rozdělení záření podle praktického přístupu, biologické účinnosti a vlnové délky.

3.2.2 Dělení podle biologické účinnosti

Můžeme rozdělit podle účinků na živé organismy na tři skupiny, které jsou obsaženy i ve slunečním záření. Jedná se o **UV-ultrafialové (ultraviolet) zastoupené 7 %** v solární konstantě. Za dolní hranici záření UV se považuje 10 nm, Slunce však v této oblasti záření nevydává. Radiace s nejkratší vlnovou délkou byla zjištěna kolem 150 nm a to ve velmi malém množství. Dále je to viditelné záření obsažené 48 % v solární konstantě, kdy energie fotonů vlnových délek 400–700 nm je užívaná pro fotosyntézu. Záření v této oblasti se nazývá **fotosynteticky aktivní radiace (FAR, anglicky PAR – photosynthetically active radiation)**. A jako třetí skupina je **infračervené záření (IR – infra red) zastoupené 45 %** v solární konstantě. IR vyzařované Sluncem má maximální vlnovou délku 3 000 nm. Na zemském povrchu poté, co radiace prošla a byla ovlivněna atmosférou, se poměr složek mění na UV - 1 % : FAR - 50 %: IR - 49 %.

a) UV-záření

UV záření zaujímá oblast vlnových délek od 100–400 nm.

UV záření můžeme rozdělit podle biologických účinků do tří skupin:

1. UV-A záření (315–400 nm) – obvykle nezpůsobuje ani akutní zčervenání kůže ani pálení.

2. UV-B záření (280–315 nm) – zpravidla způsobuje akutní a chronické poškození kůže. Je absorbováno ozonovou vrstvou (Obr. 8) a na zemský povrch dopadá v minimálním množství.

3. UV-C záření (280–100 nm) – je zachyceno řadou plynů v atmosféře včetně ozonu.

Kromě UV-C záření ozon absorbuje i velkou část UV-B záření, což znamená, že UV záření na Zemi je tvořeno UV-A (90–99 %) a malou částí UV-B (1–10 %). **UV-A** (315–400 nm) záření využívají lampy v technice, soláriích atd., **UV-B** (280–315 nm) a **UV-C** (100–280 nm) záření jsou oblasti s nejvyšším účinkem na bakterie. Pro inaktivaci a usmrcení bakterií (germicidní efekt) je nejúčinnější vlnová délka pod 300 nm. Nejvyšší produkce ozonu je okolo vlnové délky 200 nm. Pokud se tedy soustředíme hlavně na zvládnutí mikrobiologické kontaminace, je nejlepší použít vlnovou délku mezi 200–300 nm.

Účinky UV na zvířata a člověka

V přiměřených dávkách působí stimulačně, podporuje činnost organismu, podporuje přeměnu prekursoru (provitaminu) ergosterolu na vitamin D₃, který má výrazný antirachitický účinek, podporuje tvorbu červených krvinek a hemoglobinu, aktivizuje žlázy s vnitřní sekrecí, činnost některých enzymů apod. Zvláště u mláďat se projevuje UV záření ve zvýšené vitalitě, snížení onemocnění jako profylaxe při avitaminózách a celkově se projeví zvýšením přírůstků.

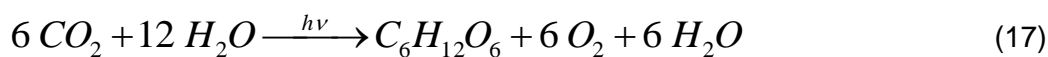
Proto se při nedostatku slunečního záření používá umělých zdrojů a to ve formě vysokotlakých nebo nízkotlakých rtuťokřemenných lamp – germicidní účinky (poměr A:B:C 1:1:1). Základem pro úspěšné využití je přesné stanovení denních dávek a pravidelnost aplikace.

Při vyšších dávkách UV-B a UV-C záření vyvolává v ozářeném organismu destruktivní účinky, dochází k denaturaci bílkovin protoplazmy a buněčných jader (denaturaci si představíme jako změnu ve složení a tedy i ve funkci) a k dalším efektům popsaným v předcházející kapitole.

b) Fotosynteticky aktivní radiace (FAR)

Fotosynteticky aktivní radiace se nazývá záření o vlnových délkách 400–700 nm. Toto záření je zachycováno zeleným barvivem rostlin (chlorofylem) v procesu fotosyntézy.

světelná energie



chemická energie

V četných pokusech bylo dokázáno, že koeficient využití FAR rostlinou je velmi nízký, obvykle nepřevyšuje 1 %, přičemž zbytek pohlcené FAR se mění především na energii tepelnou (list se zahřívá). Asimilačním orgánem rostliny je list, který je pokryt kutikulou, v ní jsou četná stomata (průduchy). Fotosyntéza může být inhibována jak nedostatkem, tak i nadbytkem FAR, případně i stresem z nadbytku. Proto můžeme určit prahové hodnoty (světelná křivka) pro průběh fotosyntézy, které se však výrazně u jednotlivých rostlinných druhů mohou lišit. V intervalu mezi nimi leží efektivní hodnota. Minimální hodnota je nazývána jako **kompensační bod** a to proto, že při příkonu energie menší než kompenzační

bod převládají procesy disimilace nad procesy asimilace. Maximální hodnota se nazývá **saturační hodnotou**. Zvyšující se příkon nezvyšuje rychlost fotosyntézy.

Fotosynteticky aktivní radiace (FAR) – detailní bioklimatický pohled

Sluneční energie podporuje atmosférickou cirkulaci a na základě přeměn energie podmiňuje fyzikální a biologické systémy na všech úrovních. Ve vztahu k živým organismům má FAR následující účinky:

- ✓ **fotomorfogenetické** – záření hraje rozhodující roli jako regulátor v procesech růstu a vývoje. Jeho účinky závisí na spektrální kvalitě, energetickém obsahu a periodických změnách radiace v čase.
- ✓ **fotosyntetické** – část sluneční energie je využívána při fotosyntéze a akumulována chemicky v organických sloučeninách bohatých na energii. Nejčastěji je toto množství odhadováno na 1 až 3 %.
- ✓ **tepelné** – většina absorbovaného záření je rostlinami přeměněna na teplo a využita jako energie k transpiraci a výměně energie s okolním vzduchem. Tyto výměny určují teplotu listů a mají tak význam fyziologický a produkční.

Rostliny rozdělujeme podle náročnosti na intenzitu světla na

- ✓ **heliofyta** – např. bříza, borovice, modřín, kukuřice, slunečnice;
- ✓ **sciofyta** – např. smrk, lípa, tabák.

Heliofyta (rostliny výslunných stanovišť) mají listy obvykle postavené tak, aby jejich plochy byly v ostrém úhlu exponovány k polednímu slunci např. Locika kompasová (*Lactuca serriola*).

Sciofyta (rostliny stinných stanovišť) využívají záření efektivněji než heliofyta, ale při vyšších intenzitách FAR nezvyšují rychlost fotosyntézy. Kromě fyziologických adaptací mají i adaptace morfologické (např. horizontálně postavené listy často v jedné vrstvě).

Stinné a slunné listy

Během růstu se u rostlin mohou vytvořit rozdíly mezi listy na stinné a výslunné straně. Slunné listy jsou obvykle menší, silnější, mají více buněk a více chloroplastů na jednotku plochy, hustší průduchy a větší množství a vyšší aktivitu karboxylačních enzymů. Jsou proto fotosynteticky mnohem aktivnější.

Rostliny mají zpravidla většinu listů umístěných tak, aby nebyly stíněny listy nad nimi (jinak by některé listy byly pod kompenzačním bodem fotosyntézy a spotřeba energie dýcháním by u nich převyšovala zisk energie fotosyntézou). Například stromy mají listy hlavně po obvodu koruny a u rostlin bývají horní listy postaveny ve strmějších úhlech, než listy spodnější.

Proměnlivost záření

Zelené rostliny musí čelit střídání období nadbytku a nedostatku záření během dne (s výjimkou polárních oblastí) a během roku (s výjimkou tropů). Stromy temperátních (mírných) oblastí shazují listy v zimě, přitom u rostlin v podrostu může být zima z hlediska světelného požitku nejlepším obdobím (viz jarní lesní heliofyty a vždyzelené druhy v podrostu).

Na fotosyntéze se podílí několik základních podmínek, jako jsou optické vlastnosti listu, postavení listu a jeho úhel k dopadajícímu záření, které se mění během dne podle toho, jak se Slunce zdánlivě pohybuje po obloze, zdravotní stav a stáří listu.

Z fyziologického a následně ekologického hlediska existují významné odlišnosti mezi rostlinami se třemi různými typy fotosyntézy, označovanými C₃, C₄ a CAM.

C₃ – karboxylačním enzymem je rubisco (karboxyluje RuP₂) a prvním produktem fixace uhlíku je tříuhlíkatá kyselina 3-fosfoglycerová (PGA). Do této skupiny patří většina rostlinných druhů.

C₄ – karboxylační enzym je PEP karboxyláza (karboxyluje fosfoenolpyruvát – PEP) a prvním produktem fixace uhlíku je čtyřuhlíkatá kyselina oxaloctová (OAA). Proces probíhá v buňkách listového mezofylu, odkud je OAA transportována do speciálních buněk obalujících cévní svazky, kde je CO₂ uvolněn a refixován normálním způsobem C₃. Příklady C₄ rostlin: *Panicum*, *Zea*, *Sorghum*, *Portulacaceae*, *Amaranthaceae*, *Euphorbiaceae*, tropické epifytické *Orchidaceae*.

CAM (*crassulacean acid metabolism*) – probíhá podobný proces jako u C₄ fixace, ale obě karboxylace jsou odděleny nikoliv v prostoru (mezofyl vs. pochvy svazků), ale v čase (noc vs. den). V noci jsou otevřené průduchy a je přijímán CO₂, zatímco ve dne probíhá při zavřených průduších temnostní fáze fotosyntézy. Anatomicky se tento proces projevuje existencí velkých vakuol, v nichž mohou být po určitou dobu uchovávány organické kyseliny. Příklady CAM rostlin: *Crassulaceae*, *Cactaceae*, *Euphorbiaceae*, *Agavaceae*, *Portulacaceae*.

Fotosyntéza v závislosti na intenzitě záření

Při zvyšování intenzity FAR se zvyšuje rychlost fotosyntézy. Po určité době však začne být omezována stomatální vodivostí CO₂, která při vysokých světelných intenzitách omezuje rychlost fotosyntézy. Při velmi nízkých intenzitách světla je bilance příjmu CO₂ záporná, protože více rostlina CO₂ uvolňuje při dýchání, než je přijímáno při fotosyntéze.

Fotosyntéza v závislosti na koncentraci CO₂

Rychlost fotosyntézy roste s koncentrací CO₂ v mezibuněčných prostorech, ale při vyšších koncentracích se tento růst zastavuje, protože regenerace RuP₂ neprobíhá tak rychle, aby mohla akceptovat veškerý dostupný CO₂.

U C₃ rostlin se při dosažení určité intenzity světla rychlost fotosyntézy dále nezvětšuje, zatímco u C₄ rostlin roste i při intenzitách světla, které nejsou v přírodě normálně dosahovány. Při nízkých intenzitách světla je však metabolismus C₄ velmi neefektivní.

Fotosyntéza v závislosti na teplotě

Rychlost fotosyntézy roste s teplotou, protože vzrůst enzymatické aktivity zvyšuje rychlost vazby CO₂. Při vyšších teplotách se však stává limitující difúze CO₂ a rychlost fotosyntézy se zpomaluje. Při vysokých teplotách může dojít k porušení enzymatických systémů pro fotosyntézu. Některé pouštní rostliny mají maximální rychlost fotosyntézy při 40 °C, antarktické lišejníky při teplotách něco málo přes 0 °C.

I různé rostliny na jednom stanovišti mohou mít odlišná optima, proto se střídají během roku (např. ozimé, jarní a letní plevely v okopaninách). Některé rostliny z prostředí s fluktuacemi teploty (např. poušť) mohou během roku svoje optima měnit, takže neklesá rychlost fotosyntézy. U C₃ rostlin je vyšší efektivita fotosyntézy při nižších teplotách, u C₄ rostlin při vyšších teplotách, proto jsou C₄ rostliny rozšířeny hlavně v tropech a subtropích.

Fotosyntéza v závislosti na zásobě vody

Záření lze využít pro fotosyntézu jen tehdy, když je zároveň k dispozici CO_2 , který se do rostliny dostává otevřenými průduchy. Při otevření průduchů však hrozí rostlině vyschnutí, zvláště roste-li na suchém stanovišti. Tento problém může rostlina částečně regulovat pootvíráním a přivíráním průduchů.

c) Infračervené záření (IR)

Účinky na organismus jsou hlavně tepelné a absorbované záření se mění převážně na tepelnou energii. Dojde-li k předávkování IR paprsky, může se organismus přehřát a to zvláště u neosrstěných zvířat a vznikne tak sluneční úpal, při němž se mozek přehřívá až na teplotu 40 až 41 °C. Při přehřátí organismu na teplotu 43 °C následují doprovodné jevy jako křeče či ztráta orientace. Mezi nejnáchylnější domácí zvířata podléhající hypertermii (přehřátí) patří prase domácí.

U rostlin při přehřátí dochází k otevření průduchů a ke zvýšení transpirace (výparu z rostlin) a tím se zvyšuje kořenové sání. Rostlina má tendenci čerpat více vody, která se však na fotosyntéze podílí jen minimálně. Hlavním cílem je vydat přebytečnou energii právě procesem transpirace a ochladit se (srovnejte s pocením u člověka).

Rovněž IR záření se člení na tři spektrální pásma

1. IR-A 780–1 400 nm má specifické účinky na prodlužovací růst
2. IR-B 1 400–3 000 nm
3. IR-C 3 000– 10^6 nm

3.2.3 Dělení podle vlnové délky

1. Krátkovlnné – krátkovlnné záření je označováno jako záření Slunce, jehož vlnový rozsah se pohybuje od 150–3 000 nm. V tomto rozpětí Slunce vyzařuje 99 % svého záření v rozsahu odpovídajícímu černému tělesu s maximem kolem 500 nm.

2. Dlouhovlnné – dlouhovlnným zářením je označováno záření země a atmosféry. Vysvětlení členění nám podá **Wienův zákon posunu**:

$$\lambda_{\max} = \frac{0,002897}{T} \quad (18)$$

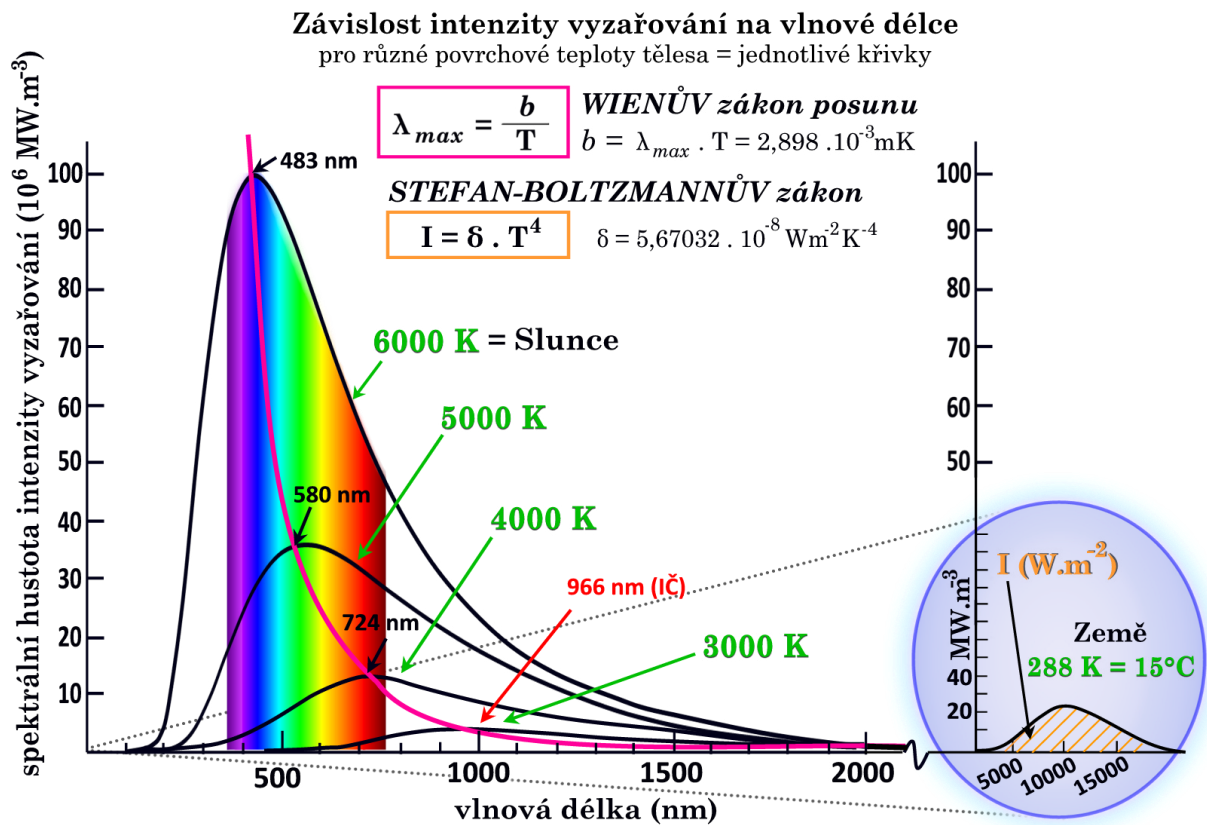
Kde:

λ_{\max} - vlnová délka (m), při které je maximální intenzita vyzařování daným tělesem.

Jednoduchý příklad

- a) dosazením teploty T (v K) Slunce 5 800 K pak $\lambda_{\max} = 500$ nm;
- b) dosazením teploty T (v K) Země 288 K pak $\lambda_{\max} = 10 000$ nm.

Místo, kde se obě křivky setkávají, je v rozpětí 3 000–4 000 nm a tvoří hranici mezi krátkovlnným a dlouhovlnným zářením (Obr. 10).



Obr. 10: Aplikace Stefan-Boltzmannova a Wienova zákona na množství vyzařené radiace (W.m^{-2}) a vyzařovanou vlnovou délkou (nm) pro Slunce a zemský povrch.

Absorpce záření v atmosféře

Krátkovlnné (sluneční) záření vstupující do atmosféry je z části absorbováno (pohlčeno, cca 15 %) a z části odraženo (cca 35 %). Přibližně 50 % dopadne na zemský povrch. Jedná se o průměrné roční hodnoty, které nejsou reprezentativní pro konkrétní den ani jeho časový úsek. Ve výškách nad 60 km je pohlcována většina ultrafialového záření (UV-C) vyvolávající ionizaci, část UV (UV-B) je pohlcena ve výškách 19–30 km, kde se vyskytuje stratosférický ozon. Ve spodních vrstvách atmosféry je pohlcováno sluneční infračervené záření vodní parou, oxidem uhličitým kapkami v oblacích a znečišťujícími příměsemi.

Atmosféra obsahuje řadu plynů, které mají tu vlastnost, že vykazují tzv. **selektivní pohltivost**. Znamená to, že plyny obsažené v atmosféře pohlcují určitou, často nespojitou část vlnové délky záření. Plyny mají několik absorpčních pásů. Např. CO_2 pohlcuje záření v rozsahu 2 300–3 000 nm, dále 4 200–4 400 nm, podobně selektivně působí kyslík, vodní pára i další plyny. Obdobně selektivně působí některé plyny (CO_2 , CH_4 , N_2O) v oblasti zemským povrchem vyzařovaného dlouhovlnného záření a působí tak jako radiačně aktivní plyny zesilující tzv. skleníkový efekt atmosféry.

3.2.3.1 Krátkovlnné záření

Přirozeným zdrojem krátkovlnného záření je Slunce. Měříme u něj intenzitu slunečního záření a dobu slunečního svitu.

Jaké jsou formy krátkovlnného záření na zemském povrchu?:

- a) **přímé;**
- b) **difúzní;**
- c) **globální (součet přímého a difúzního záření);**
- d) **odražené.**

a) přímé záření – P

Dopadá na daný bod na povrchu Země, aniž by bylo rozptýleno. Dráha paprsku od Slunce do daného bodu je tedy přímka (úsečka). Intenzitu přímého záření (P) charakterizujeme jako množství záření dopadajícího na 1 m² za 1 s na plochu kolmou ke slunečním paprskům. Nejčastěji se vyjadřuje ve W.m⁻² = J.m⁻².s⁻¹. Máme-li plochu kolmou k paprskům a plochu obecně orientovanou, je zřejmé, že na plochu kolmou dopadá záření s větší intenzitou, než na plochu ozářenou pod určitým úhlem. **Intenzitu přímého slunečního záření** dopadajícího na vodorovnou horizontální plochu nazýváme insolace (P_i). Abychom zjistili intenzitu záření dopadajícího na vodorovnou plochu (P_i), musíme vynásobit hodnotu P hodnotou sin_h, což je sinus výšky Slunce nad horizontem.

$$P_i = P * \sin h \quad (19)$$

b) difúzní (rozptýlené) záření – D

Kromě přímého záření je nutné vysvětlit ještě jeden důležitý jev v atmosféře a to je **rozptyl záření**. Bez rozptylu by bylo světlo jen na těch místech, kam by dopadalo přímé sluneční záření. Z pohledu porostu je významná skutečnost všesměrového pronikání difúzního světla do porostu a tím jeho významného využití spodními patry porostu.

Intenzitu rozptýleného záření definujeme jako jeho množství dopadající na 1 m² vodorovné plochy za 1 s. Za bezoblačných dnů je značně menší stejně jako za výskytu oblaků, mlhy apod. V případě, že je obloha zatažená, je přímé záření nulové a projeví se jen rozptýlené. Rozptyl je způsoben částicemi v atmosféře. Jeho intenzita je přímo úměrná množství rozptylujících částic v atmosféře a délce, kterou záření musí urazit. Proto ve vyšších polohách je difúzního záření méně než v polohách nižších.

Rozeznáváme rozptyl **molekulární** a **aerosolový**. Pro molekulární rozptyl (rozptyl na velmi malých molekulách vzduchu) platí Rayleighův zákon. Rayleigh dokázal, že rozptyl záření je nepřímo úměrný čtvrté mocnině jeho vlnové délky, přímo úměrný počtu částic a přímo úměrný délce dráhy, kterou záření urazí v atmosféře. Pro aerosolový (aerosol = pevné a kapalné částice rozptýlené v plynu) rozptyl, tedy rozptyl na větších částicích (přes 1,2 mikrometru=kapky mlhy či oblaků) Rayleighův zákon neplatí a všechny vlnové délky jsou rozptylovány stejně.

Z uvedeného je možné odvodit zjednodušené závěry

- ✓ rozptyl exponenciálně roste, čím je nižší vlnová délka záření (záření kratších vlnových délek je více rozptylováno);

- ✓ u jasné oblohy převažuje modrá barva (výrazně Sluncem více vyzařována než kratší vlnová délka odpovídající barvě fialové) a u zatažené oblohy se barvy neprojevují;
- ✓ záření, na kterém nám záleží, aby nebylo rozptylováno (televize, radiotelefony, radary) mají větší vlnovou délku;
- ✓ ráno a večer je záření více rozptylováno (delší dráha záření procházející atmosférou);
- ✓ znečištěný vzduch rozptýlí více záření, než vzduch čistý (více rozptylujících částic).

Rayleighův zákon jasně vysvětluje, proč je naše obloha modrá a vycházející (zapadající) Slunce oranžově-červené (kratší vlnové délky světla jsou již rozptýleny a do oka pozorovatele dorazí jen světlo delších vlnových délek, které jsou rozptylovány méně).

c) globální záření – Q

Je součtem přímého záření a difúzního záření.

$$Q = P + D \quad (20)$$

Za bezoblačného dne prakticky platí $Q = P$, za dne zcela zataženého platí vztah $Q = D$. Při jasné obloze má **intenzita globálního záření** denní chod s tvarem jednoduché vlny s maximem kolem poledne. Při zatažené obloze jsou sumy globálního záření několikanásobně (2x až 4x) menší.

d) odražené záření – R

Část dopadajícího záření (přímého či difúzního) se od zemského povrchu odráží a směřuje zpět do atmosféry. Vyjadřuje se pomocí **albeda** (%), což je veličina, která vyjadřuje podíl odraženého záření ke globálnímu dopadajícímu záření. Albedo je tedy *schopnost povrchu odrážet dopadající záření*.

$$albedo = \frac{R}{Q} * 100 \quad (21)$$

Velikost albeda závisí na celé řadě faktorů. Především na fyzikálních vlastnostech povrchu a to zvláště na jeho barvě (bílá odráží výrazně více než tmavé barvy), vlhkosti, na zenitové vzdálenosti Slunce (ráno je albedo vyšší než v poledne) apod. Ze spektrálního pohledu (jednotlivých vlnových délek) je u zelených rostlin nejvíce odrážena v rámci FAR (fotosynteticky aktivního záření) zelená barva a v oblasti IR (infračerveného záření) oblast od 800–1 500 nm.

Bilance krátkovlnného záření na aktivním povrchu

Bilanční vztah porovnává přicházející (směřující k zemskému povrchu – označené jako plus) a odcházející (směřující od zemského povrchu – označené jako mínus) radiační krátkovlnné toky energie.

$$B_k = Q - R \quad (22)$$

Kde:

$$Q = P + D \quad (23)$$

Tedy bilance krátkovlnného záření na aktivním (libovolný povrch na zemi) povrchu je rovna globálnímu záření (přímému a difúznímu) mínus záření odražené.

Ve dne má kladnou hodnotu, v noci je bilance krátkovlnného záření nulová.

Doba slunečního svitu

Reprezentuje čas (udává se v hodinách), kdy je během dne (mezi východem a západem Slunce) propálená heliografická páska slunoměru případně naměřena doba s intenzitou záření přesahující její citlivost, která činí $120 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Rozeznáváme **astronomicky možnou dobu slunečního svitu** vymezenou časem mezi východem a západem Slunce na daném místě pro ideální (nezakrytý) horizont. V podmínkách ČR ročně dosahuje až 4 000 hodin. Ideální horizont je však dosažen na moři, na pevnině se projevuje stínící efekt okolí (reliéf, les, budova) a může být tak změřena **efektivně možná doba slunečního svitu**. Tato doba může mít za absolutně jasného dne hodnotu **skutečné doby slunečního svitu**, která však bývá vlivem oblačnosti snížena. Její hodnota je závislá rovněž na nadmořské výšce, nejvyšší skutečné doby slunečního svitu jsou v nížinách, nejnižší na horách, kde je v dlouhodobém průměru vyšší pokrytí oblohy oblaky.

3.2.3.2 Dlouhovlnné záření

Zdrojem dlouhovlnného záření je zemský povrch obecně a vše, co se na něm nachází. Základním zákonem dlouhovlnné radiace je Kirchhoffův zákon, podle něhož podíl intenzity vyzařování a poměrné pohltivosti je funkcí teploty.

Kirchhoff v roce 1859 formuloval zákon o vztahu mezi emisí a absorpcí světla. Kirchhoff dále definoval pojem černého tělesa a ukázal principiální význam úlohy určit jeho spektrum.

Z Kirchhoffova zákona vyplývá, že těleso vyzařuje nejlépe to záření, které samo pohlcuje a současně je funkcí teploty.

$$f(t) = \frac{A}{B} \quad (24)$$

U absolutně černého tělesa je pohlcení dopadajícího záření 100 % a tedy i vyzařuje 100 % záření. V jiném tvaru Kirchhoffův zákon nabývá formy $A = B$ (emisní konstanta = absorpční konstanta).

Hlavní formy dlouhovlnné radiace:

- a) vyzařování země – G ,
- b) zpětné záření atmosféry - A_{at} ,
- c) odražené záření atmosféry – R_d

a) vyzařování země – G

V podstatě je to záření země (půda, sníh, led, voda) včetně všech předmětů na něm usazených. Množství vyzářeného záření a jeho intenzita je závislá na Stefan-Boltzmannově zákoně. Rozsah záření je mezi 4 000–1 000 000 nm s maximem kolem 10 000 nm. Intenzita

se pohybuje v rozsahu 200–700 W.m⁻² a v průběhu dne se zvyšuje se zvyšující se teplotou. Naopak v ranních hodinách je nejmenší. Značnou část tohoto záření pohlcuje atmosféra, a v ní obsažené radiačně aktivní plyny.

b) zpětné záření atmosféry - A_{at}

Jedná se o tok dlouhovlnného záření vyzařovaných složkami atmosféry, včetně oblaků. Je druhým nejvýznamnějším tokem dlouhovlnné radiace (po vyzařování zemským povrchem). Vyzařuje jak do kosmického prostoru tak směrem k zemskému povrchu. Jeho intenzita je však menší, než vyzařování země, neboť teplota atmosféry je menší, než zemského povrchu (viz Stefan-Boltzmannův zákon). Dalším významným faktorem je, že čistá atmosféra je téměř zcela prostupná pro vlnové délky 8 000 až 12 000 nm. Tento jev se nazývá atmosférickým oknem. I když atmosféra pohltí asi 25 % záření země, v tomto rozsahu není atmosférou absorbováno. Mají-li kosmické meteorodružice (satelity) kamery v tomto rozsahu spektra, mohou snímkovat teplotu země i v noci. Tento jev je velmi důležitý z hlediska radiační bilance Země. Pokud si uvědomíme, v jakém vlnovém rozsahu Země maximálně vyzařuje, zajišťuje tento efekt prakticky vyrovnanou bilanci mezi příjmem a výdejem energie, jehož důsledkem je teplota (cca 15 °C) naší planety umožňující existenci vody i v kapalném skupenství jako základní předpoklad existence života. I pro atmosféru platí Stefan-Boltzmannův zákon pro stanovení množství vyzařované energie.

c) odražené záření atmosféry - R_d

Je odražené atmosférické záření od zemského povrchu, které se uplatňuje ve velmi malé míře. Jeho popis a změření v oblasti dlouhovlnného záření je velmi složité, neboť jej nelze kvantifikovat a odlišit od vyzařování zemského povrchu (G).

Bilance dlouhovlnného záření aktivního povrchu je definována vztahem vyjádřeného rovnicí:

$$B_d = -G + A_{at} - R_d \quad (25)$$

kde:

G - dlouhovlnné vyzařování;

A_{at} - zpětné záření atmosféry;

R_d - odražené záření atmosféry.

Dlouhovlnná bilance aktivního povrchu je v naprosté většině záporná, neboť teplota povrchu emitujícího dlouhovlnné záření je vyšší než teplota atmosféry (viz Stefan-Boltzmannův zákon).

Celková radiační bilance aktivního povrchu je dána prostým součtem bilance krátkovlnné (B_k) + dlouhovlnné (B_d).

$$B = B_k - B_d \quad (26)$$

$$B = P + D - R - G + A_{at} - R_d \quad (27)$$

Celková radiační bilance aktivního povrchu (Obr. 11) tedy rozdíl mezi množstvím absorbovaného krátkovlnného i dlouhovlnného záření a vyzařováním jednotky plochy aktivního povrchu může být kladná (den, letní období) či záporná (noc, zimní období).

V průběhu dne se změna radiační bilance odehrává přibližně při výšce Slunce 15° nad obzorem. Důležitá je i geografická poloha místa v rámci naší planety.

Z pohledu roční bilance naší Země platí, že:

- mezi 40° s.š. a 40° j.š. je v ročním průměru přebytek zářivé energie (kladná radiační bilance)
- ve vyšších šířkách než je 40° z.š. je negativní radiační bilance – deficit je vyrovnáván transportem energie z rovníkové a tropické zóny směrem k pólům dvěma způsoby:
 - a) přenos tepelné energie oceánskou cirkulací;
 - b) přenos tepelné energie atmosférickou cirkulací (latentní teplo).

Celková bilance atmosféry je v denní, noční i roční bilanci záporná (více vyzáří vlastního dlouhovlnného záření, než přijme krátkovlnného) – její teplota je však kompenzována turbulencí a fázovými přeměnami vody (viz kapitola „Energetická bilance“).

Celková bilance soustavy atmosféra - Země je v dlouhodobém průměru nulová, což se odráží ve stálé teplotě uvedeného systému. Je zřejmé, že tvrzení ale nemusí platit pro konkrétní místo (např. rovník či oblast pólů) nebo kratší časové úseky. V posledních desetiletích je však tato bilance porušena a to směrem do kladných hodnot. Příčinou je zvyšující se schopnost atmosféry zachycovat dlouhovlnné záření jako důsledek vyšší koncentrace tzv. radiačně aktivních-skleníkových plynů v ní. Tím snižuje dlouhovlnná bilance svou zápornou hodnotu, což vede k jevu známému jako zesílení skleníkového jevu a globálnímu oteplování.

4 ENERGETICKÁ BILANCE

Energetická bilance stanovuje teplotu aktivního povrchu a umožňuje následně posoudit, zda se vzduch nad ním zahřívá nebo ochlazuje. Je zdůvodněním teploty vzduchu nad povrchem v případě minimálního advekčního proudění. Vysvětluje teplotu podloží (půdy, hlubší vrstvy vody) a její znalost umožňuje využití technologií jako je např. mulčování, minimální zpracování půdy, meliorační zásahy apod.).

Samotný přenos energie může mít radiační povahu, ale současně se může energie předávat či přenášet i toky neradiačními (Obr. 11). Ty kompenzují energetickou nestabilitu systému (např. zemského povrchu), danou nenulovou hodnotou radiační bilance. V případě, že zemský či obecně aktivní povrch (povrch, **kde se mění radiační krátkovlnný tok na tepelnou energii**) není ve vyrovnaném energetickém stavu se svým okolím (s atmosférou a podložím), dochází k přesunům energie, které tuto nerovnováhu kompenzují. Aktivním povrchem může být půda, sníh, vodní hladina či dokonce povrchová vrstva porostu, list rostliny apod.

Toky energie umožňující její předávání a mající neradiační povahu (= mimo krátkovlnných a dlouhovlnných tvořících radiační bilanci) jsou uskutečňovány prostřednictvím

- ✓ **molekulární vodivosti (kondukce);**
- ✓ **turbulence a konvekce;**
- ✓ **latentního tepla.**

Vztah, který bilancuje součet neradiačních i radiačních toků energie (radiační bilance), se nazývá **rovnici energetické bilance**. Ta objasňuje chování daného systému (aktivního povrchu) z pohledu transportu energie ve směru od jeho energeticky bohatší části k části chudší. Pro zemský povrch (resp. každý aktivní povrch) její základní složky (zanedbána je např. minimální energetická složka konverze energie při fotosyntéze nebo tok tepla advekcí) tvoří:

$$B_e = B \pm P_a \pm Q_p \pm LV \quad (28)$$

Kde:

B_e – energetická bilance;

B – radiační bilance;

P_a – tok tepla (výměna tepla) mezi atmosférou a zemským povrchem;

Q_p – tok tepla mezi zemským povrchem a jeho podložím;

LV – tok tepla spojený s fázovými přeměnami vody.

(-) – energie směřuje od zemského povrchu, který se ochlazuje;

(+) – energie směřuje k zemskému povrchu, který se ohřívá.

P_a – tok tepla (výměna tepla) mezi atmosférou a zemským povrchem, je uskutečněn zpočátku molekulárním vedením (v laminární vrstvě - velmi tenká vrstvička - řádově do mm - nad aktivním povrchem), ale rozhodující mechanismus přenosu je navazující proces turbulence s převahou konvektivní složky. Po zahřátí zemského povrchu krátkovlnnou radiací je energie předána molekulárním vedením do laminární vrstvy. Zahřáté vzduchové

masy stoupají, chladnější klesají. Tento přenos energie však již není jako v laminární vrstvě, ale jedná se o přesun turbulencí či přímo konvekci. Transport tepla závisí tedy na intenzitě turbulence (konvekce), která je ovlivněna řadou faktorů (radiační bilancí daného povrchu, horizontálním pohybem vzduchu = větrem apod.).

Q_p – tok tepla ($W \cdot m^{-2}$) mezi zemským povrchem a jeho podložím (+) k zemskému povrchu, (-) směrem do podloží, který je uskutečňován v případě půdy molekulárním vedením s výjimkou pórů, které mohou být naplněné vzduchem či vodou, což jsou média schopná minimální konvekce a především mají zcela jiný koeficient tepelné vodivosti.

Za předpokladu, že je půda homogenní, lze tok tepla mezi zemským povrchem a jeho podložím matematicky vyjádřit vztahem:

$$Q_p = A * \frac{dT}{dz} \quad (29)$$

Kde:

A – koeficient tepelné vodivosti $W \cdot m^{-1}K^{-1}$,

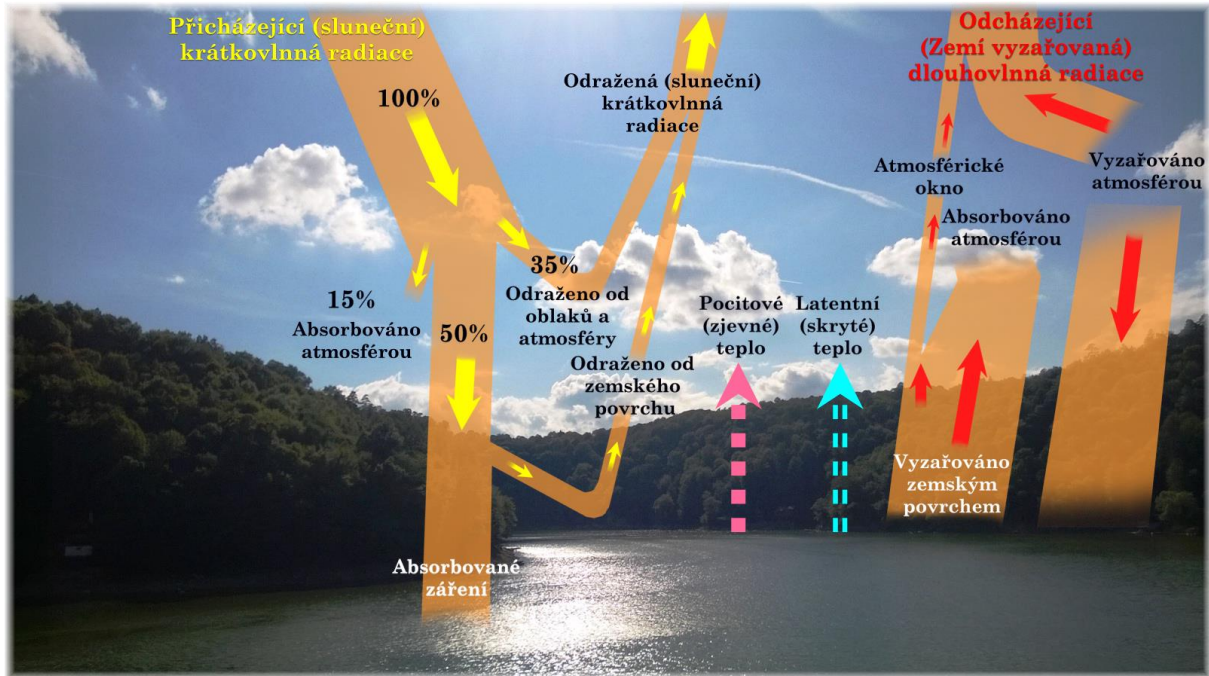
dT = rozdíl (diference) teplot T2 a T1 ve dvou hloubkách v půdě označených jako z2 a z1 (dz).

Koeficient „A“ je charakterizován pro jednotlivé typy podloží např. led, půdu, organickou půdní hmotu, vodu apod. V případě, že půda má vysoký obsah vody a organické hmoty, vede teplo mnohem lépe ($A = 1,2$ až $3,3$) než půda suchá ($A = 0,2$ až $0,35$). Znamená to, že nad vlhkou půdou se vzduch ohřeje méně než nad suchou. Na druhé straně dojde nad provzdušněnou lehčí písčitou půdou k rychlejšímu ochlazení a v kritických obdobích (např. konec dubna, začátek května) ke snadnějšímu vzniku přízemních mrazíků. Obdobně u půdy působí velké množství vzduchu jako izolátor, půda špatně vede energii od povrchu do podloží, proto se silně prohřeje pouze na povrchu a vzhledem k minimální tepelné vodivosti se v noci silně ochladí - vzduch opět působí jako izolátor a teplo není z teplejších (v noci) vrstev transportováno k povrchu. S tímto jevem souvisí i minimální zpracování půdy, kde se po provedení povrchové orby na podzim a setí na jaře pomocí speciálních secích strojů, vynechá střední či hluboká orba. Semena rostlin se po zasetí a následném zaválení díky příznivější bilanci vyvíjejí rychleji. Příčinou je vyšší teplota půdy z vrchní části setového lůžka a minimální porušení kapilarity v nižších vrstvách půdy a tedy i vyšší vlhkost v oblasti setového lůžka umožňující přívod tepla právě z nižších vrstev půdy.

LV – tok tepla spojený s fázovými přeměnami vody – znaménko \pm vyjadřuje opět směr toku energie (+) směrem k aktivnímu povrchu, (-) od aktivního povrchu. Podstata přenosu energie pomocí fázových přeměn vody spočívá v tom, že voda, která se nachází na zemském povrchu podléhá výparu (sublimaci) a váže při tomto procesu energii. Vypařená (sublimovaná) voda ve formě vodní páry je turbulentními, advektivními a konvektivními pohyby přenášena a na zcela jiném místě (i stovky km) zkondenzována (desublimována), přičemž se energie uvolňuje. Velikost LV závisí kromě radiační bilance na množství vody, které daný aktivní povrch obsahuje. V případě povrchu neobsahujícího vodu, daný proces neprobíhá.

Praktickým využitím znalostí o radiační a energetické bilanci je např. konstrukce skleníků či fóliovníků nebo využití různých typů mulčovacích technik. Cílem je vytvořit

specifické mikroklima umožňující příznivější teplotní, ale i vlhkostní podmínky pro život rostlin. Vývoj v dané oblasti šel od malých řádkových tunelů až po velkokapacitní skleníky, ve kterých je efektivní se pohybovat osobními vozy.



Obr. 11: Radiační a energetická bilance systému zemský povrch – atmosféra.

BOWENŮV POMĚR - β

Poměr mezi P/LV je v bioklimatologii velmi často užívaná hodnota, nazvaná Bowenův poměr. Jedná se o poměr dvou složek energetické bilance směřující do atmosféry. V této souvislosti se hovoří často o tzv. pocitovém teple (P) a teple latentním (LV). Z jeho velikosti se dá usoudit na charakteristiku daného místa v danou konkrétní dobu nebo i za delší období. Např. z klimatického pohledu je-li Bowenův poměr (beta):

- ✓ β = velké, výrazně více než 1 (např. poušť) - je indikováno suché aridní klima;
- ✓ β = nepatrné, výrazně menší než 1 (např. vodní plochy) - je indikováno vlhké humidní klima.

4.1 Změna klimatu

Výměna energie mezi Zemí a kosmickým prostorem probíhá jen radiační cestou. Můžeme tedy zjednodušit, že energetická bilance Země ve vztahu k okolnímu vesmírnému prostoru souhlasí s její radiační bilancí. Důležitým závěrem je, že tato bilance je v dlouhodobém pohledu v rovnováze. Právě teorie současné globální změny klimatu vychází z hypotézy **porušení vyrovnané radiační bilance Země způsobené zesílením skleníkového jevu**.

Základní myšlenka skleníkového jevu je založena na schopnosti určitých plynů pohlcovat v atmosféře dlouhovlnnou radiaci. Díky této jejich schopnosti a stavu radiační

bilance Země je průměrná teplota naší planety 15 °C. Pokud by plyny obsažené v atmosféře neměly schopnost zachycovat dlouhovlnnou radiaci, byla by teplota na naší planetě výrazně nižší (různí autoři: -18 až -23 °C). Přirozený skleníkový efekt je tedy pro výskyt života velmi pozitivní, neboť plyny pohlcují teplo v nižší vrstvě atmosféry. Popsaný jev vyvolává analogii s podmínkami ve skleníku, i když je nutné mít na zřeteli, že skutečný skleník si udržuje teplo převážně díky zabránění ztrát tepla jeho turbulentním a konvekčním přenosem. Mezinárodní aktivity vztahující se ke změně klimatu mají mnohem kratší historii, než samotné poznání skleníkového jevu. První domněnku, že zemská atmosféra zůstává teplá, protože atmosféra udržuje teplo jako pod skleněnou okenní tabulí, zformuloval již v roce 1824 J. Fournier. Okolo roku 1890 švédský chemik Svante Arrhenius vyslovil domněnku, že by se přidáním oxidu uhličitého do zemské atmosféry mohlo změnit klima.

Z hlediska terminologie je nutné rozlišovat mezi pojmy **změna klimatu** a **kolísání klimatu**. Změnou klimatu rozumíme klimatické výkyvy se zřetelně vyjádřeným dlouhodobým trendem (ochlazování, oteplování) v časovém intervalu 10^3 roků a více, podmíněné změnou základních klimatotvorných faktorů. Kolísáním klimatu rozumíme klimatické výkyvy s nejasným dlouhodobým trendem v časovém intervalu 10^0 - 10^2 roků, podmíněné vnitřní variabilitou klimatického systému a kolísáním klimatotvorných faktorů. Rozlišujeme čtyři druhy klimatotvorných faktorů: astronomické (plynou z vlastností Země jako planety), geografické (jsou dány polohou a vlastnostmi různých částí zemského povrchu), cirkulační (představují systém přenosu vzduchových hmot) a antropogenní (změny vlastností atmosféry či zemského povrchu v důsledku lidské činnosti).

Se skleníkovým efektem se setkáváme denně (např. je-li v noci zataženo, oblačnost odráží či absorbuje a zpětně vyzařuje zemským povrchem vyzářenou energii a je tepleji než za jasné noci) a jeho důsledky jsou patrné na celé planetě (na Měsíci, který nemá atmosféru, jsou díky nepřítomnosti skleníkového efektu enormní rozdíly mezi denní a noční teplotou). Problémem tedy není samotný skleníkový jev (Obr. 12), ale jeho zesílení, které následně vede k nárůstu teploty. To je způsobeno vzestupem koncentrací tzv. **radiačně aktivních** (skleníkových) **plynů v atmosféře**, které mají schopnost pohlcovat část spektra dlouhovlnné radiace vyzařované zemským povrchem.

4.1.1 Radiačně aktivní plyny

Oxid uhličitý (CO₂) – je přirozeně se vyskytující plyn, který nevyhnutelně vzniká spalováním každého materiálu organického původu, tedy také fosilních paliv, dnes hlavního zdroje energie. I když je technicky možné získávat dostatečné množství energie z alternativních zdrojů (jako např. obnovitelná biomasa z rychle rostoucích dřevin, které mají uzavřený cyklus oxidu uhličitého), jedná se o politicky a ekonomicky silně motivovaný problém, který by předpokládal výraznou změnu životního stylu zvláště v zemích s vysokou spotřebou energie. Na celkovém oteplení se oxid uhličitý podílí asi 60 %, z čehož rozhodující podíl tvoří právě spalování fosilních paliv (75 %) a změna struktury hospodaření na půdě (např. odlesňování) včetně uvolňování CO₂ z půdy (23 %). Další zdroje, jako je jeho únik při výrobě cementu či přirozené uvolňování při výbuchu sopek, tvoří jeho minoritní podíl. Obsah CO₂ se zvyšuje tempem 0,5 % za rok.

Koncentrace skleníkových plynů, především CO₂ narůstá od počátku průmyslové revoluce. Od padesátých let 20. století se provádí systematické měření koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře, přičemž tento ukazatel v celém období systematicky roste. Oxid

uhličitý vzrostl od doby preindustriální éry (od poloviny 18. století) z 280 ppm na současných 390 ppm. Některé stanice hlásily v roce 2013 překročení zimních hodnot přes 400 ppm.

Na křivkách koncentrací CO₂ lze sledovat např. kolísání mezi létem a zimou. V létě je na rozdíl od zimy část oxidu uhličitého zabudována do rostlinných pletiv.

Současné možnosti paleoklimatologie umožňují sestavení (rekonstrukce) delších časových řad koncentrací CO₂. Jednou z metod je analýza vzduchových bublin v ledovcových profilech, ze kterých lze stanovit koncentraci CO₂. Nejhlubší vrty byly provedeny do hloubky několika kilometrů a odpovídají stáří až 800 000 let.

Freony – se podílí na zesílení skleníkového jevu cca 24 %. Jsou to uměle vytvořené látky a i přes jejich nepatrnou (stopovou) koncentraci patří díky své vysoké schopnosti pohlcovat dlouhovlnnou radiaci mezi velmi silné skleníkové plyny. Nejrozšířenější CFC 11 a CFC 12 jsou více než 10 000 krát agresivnější než CO₂. Tyto plyny neexistovaly do poloviny 20. století. Nárůst v současné době činí asi 5 % každý rok. Mezi ně musíme počítat i ty freony, které se nepodílí na destrukci ozonové vrstvy.

Metan (CH₄) – podílí se na zesílení skleníkového jevu přibližně 15 %. Zdrojem je anaerobní pěstování rýže, úniky zemního plynu při těžbě ropy či digestivní pochody přežvýkavců. Významné je i samovolné uvolňování ze dna oceánů. Obsah metanu se více než zdvojnásobil od předindustriální doby. Otázkou zůstává postupné uvolňování metanu z mořského dna, jako reakce na zvyšující se tlak vodního sloupce. Ten je vyvolán především teplotní roztažností vody.

Oxid dusný (N₂O) – podílí se na zesílení skleníkového jevu asi 6 %. Zdrojem jsou opět fosilní paliva či procesy denitrifikace ze zemědělských hnojiv. Roční nárůst oxidu dusného činí 0,3 %.

Pro potřeby výzkumu a zodpovězení otázky, jak se přizpůsobí či nepřizpůsobí naše planeta změně klimatu, vznikla nevládní organizace IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), která má tři pracovní skupiny zabývající se:

1. fyzikálními příčinami současné globální změny klimatu;
2. dopady změny klimatu na přírodu a společnost;
3. zmírněním dopadů a limity skleníkových plynů.

Výstupem jejich činnosti jsou neperiodické zprávy (vydávané v intervalu 5 - 6 let, první v roce 1990), kde jsou publikovány dosažené vědecké závěry. Ve své třetí zprávě v roce 2001 bylo m.j. konstatováno, že globální teplota se během 20. století zvýšila o 0,6 °C. Další diskuze jsou tedy vedeny ne ve smyslu existence či neexistence globálního oteplování, ale o jeho příčinách s klíčovou otázkou podílu lidské činnosti. V roce 2013 byla publikována již pátá zpráva IPCC o fyzikální podstatě a dopadech změny klimatu, kde bylo konstatováno, že globální oteplování je zapříčiněno lidskou činností s 95 % jistotou.



Obr. 12: Zjednodušené schéma skleníkového efektu Země.

4.1.2 Scénáře vývoje klimatu

Otázka budoucnosti a vývoje klimatu je v současné době postavena na tzv. RCP (Representative Concentration Pathway) scénářích. Pro Pátou hodnotící zprávu (Assessment report = AR5) IPCC byly definovány čtyři scénáře označené podle přibližného celkového **radiačního působení** v roce 2100 oproti roku 1750 a to o:

- ✓ $2,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pro RCP2.6 – výrazné snížení koncentrace CO_2 v atmosféře (421 ppm k roku 2100)
- ✓ $4,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pro RCP4.5 – stabilizace koncentrace CO_2 na nižší úrovni (538 ppm)
- ✓ $6,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pro RCP6.0 – stabilizace koncentrace CO_2 na vyšší úrovni (670 ppm)
- ✓ $8,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pro RCP8.5 – bez omezení emisí (936 ppm)

Radiační působení je změna měrného zářivého toku skrze tropopauzu vlivem vnějšího působení na klimatický systém, pokud by vlastností troposféry a povrchu planety zůstaly nezměněny. Kladné radiační působení znamená, že jde o oteplovací vliv na planetu.

Většina simulací změny klimatu byla provedena prostřednictvím skupiny klimatických modelů nové generace označovaných jako CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) a s předepsanými koncentracemi CO_2 ve výši 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5), 670 ppm

(RCP6.0) a 936 ppm (RCP8.5) k roku 2100. Tyto simulace umožňují výzkum nejistot týkajících se zpětných vazeb v koloběhu uhlíku a chemického složení atmosféry.

4.1.3 Vybrané dopady změny klimatu

Z výsledků zveřejněných v Páté zprávě IPCC (AR5) vyplývají následující vybrané závěry:

- ✓ Oteplování klimatického systému je jednoznačné, přičemž od roku 1950 mnohé pozorované změny jsou bezprecedentní v průběhu desetiletí až tisíciletí. Atmosféra a oceán se zahřály, množství sněhu a ledu se zmenšilo, hladina moře stoupla a koncentrace skleníkových plynů vzrostly.
- ✓ V každé z posledních tří dekád byla teplota zemského povrchu vyšší, než v dekádě předešlé, a zároveň vyšší, než v kterékoli dekádě od roku 1850.
- ✓ Během posledních dvou desetiletí došlo k úbytku hmotnosti ledového příkrovu Grónska a Antarktidy. Pokračuje úbytek ledovců téměř po celém světě a mořského ledu v Arktidě a nadále klesá rozsah sněhové pokrývky na severní polokouli.
- ✓ Atmosférické koncentrace oxidu uhličitého (CO₂), metanu a oxidu dusného se zvýšily na úroveň vyšší než v předchozích nejméně 800 000 letech. Koncentrace CO₂ se zvýšila o 40 % od doby před průmyslovou revolucí, především z emisí z fosilních paliv a sekundárně v důsledku změny ve využívání půdy. Oceány absorbovaly asi 30 % antropogenního oxidu uhličitého, což způsobuje jejich okyselení.
- ✓ Lidský vliv na klimatický systém je zřejmý. Dokládají to rostoucí koncentrace skleníkových plynů v atmosféře, pozitivní radiační působení, pozorované oteplování, a porozumění klimatickému systému.
- ✓ Modelové studie i pozorování teplotních změn, klimatické odezvy a změn v energetické bilanci Země společně potvrzují rozsah globálního oteplování v odezvě na minulé i budoucí radiační působení.
- ✓ Další emise skleníkových plynů způsobí další oteplování a změny všech složek klimatického systému. Omezování změny klimatu bude vyžadovat značné a trvalé snížení emisí skleníkových plynů.
- ✓ Změna globální povrchové teploty k roku 2100 oproti průměru let 1850 až 1900 pravděpodobně přesáhne 1,5 °C pro všechny scénáře RCP kromě RCP2.6. Vzestup teploty o více než 2 °C je pravděpodobný u scénářů RCP6.0 a RCP8.5 a je spíše pravděpodobný než ne u scénáře RCP 4.5. Oteplování bude pokračovat i po roce 2100 podle všech scénářů s výjimkou RCP2.6. Oteplování bude nadále vykazovat kolísání v rámci let až dekád a nebude regionálně uniformní.
- ✓ Je velmi pravděpodobné, že jak bude v průběhu 21. století globální průměrná povrchová teplota stoupat, bude se arktický mořský ledový příkrov nadále zmenšovat a ztenčovat a jarní sněhová pokrývky na severní polokouli se bude snižovat. Globální objem ledovců se bude dále snižovat.
- ✓ Kumulativní emise CO₂ do značné míry určují průměrné globální oteplení povrchu na konci 21. století a dále. Většina aspektů změny klimatu bude přetrvávat po mnoho staletí, i když se emise CO₂ zastaví. Z toho vyplývá zásadní zodpovědnost za změny klimatu způsobené emisemi CO₂ v minulosti, přítomnosti i budoucnosti.

Zpráva se podrobně věnuje problematice oceánů:

- ✓ Zvyšování teploty oceánu dominuje v růstu energie akumulované v klimatickém systému, podílí se na 90 % energie nahromaděné v období 1971 až 2010. Je

prakticky jisté, že se vrchní vrstvy oceánu (0 až 700 m) v uvedeném období oteplily. Je pravděpodobné, že se oteplily i v období od roku 1850 do roku 1971.

- ✓ Oteplování oceánů bude v průběhu 21. století pokračovat. Teplo bude pronikat z povrchu do hlubších vrstev a ovlivní oceánské proudění.
- ✓ Rychlost vzestupu mořské hladiny od poloviny 19. století byla větší než průměrná rychlost v průběhu posledních dvou tisíciletí. V období 1901–2010 se průměrná globální hladina moře zvýšila o 0,19 (0,17–0,21) m.
- ✓ Globální úroveň hladiny moře bude v průběhu 21. století nadále stoupat. Podle všech RCP scénářů rychlost vzestupu hladiny moře bude velmi pravděpodobně vyšší, než v letech 1971 až 2010 v důsledku zvýšeného oteplování oceánů a zvýšené ztráty hmoty ledovců a ledových příkrovů.

Existují čtyři základní důvody očekávaného zvýšení hladiny oceánů

1. Tepelná expanze mořské vody.
2. Tání ledové vrstvy Grónska - Grónsko a Antarktida představují největší plochy ledu na světě, přesto obě oblasti jsou s ohledem na proces globálního oteplování rozdílné. V Grónsku je klima relativně teplé. Se střídáním ročních období se projevuje odtávání sněhu. Oteplení by posunulo tání více na sever, což by vedlo k celkovému snížení plochy ledu.
3. Tání ledové vrstvy Antarktidy, kde je lokalizováno asi 90 % celkového objemu ledu světa. Je spočítáno, že odtáním ledu Antarktidy a Grónska by stoupla hladina oceánů o cca 80 metrů.
4. Tání horských ledovců – představují asi 1 % celkové ledové plochy světa, ale jsou velmi citlivé na zvýšení teploty. Při svém kompletním roztátí by způsobily zvýšení hladiny moří o 0,30–0,60 m.

Jaké jsou souvislosti zvýšení hladiny moře?

- ✓ permanentní inundace (zaplavování) půdy s nízkou nadmořskou výškou u moře;
- ✓ vzrůst frekvence občasných zaplavení přílivem bouřkového charakteru;
- ✓ změny v charakteru eroze pláží, dun a útesů;
- ✓ zasolování podzemní vody, jakož i zdrojů vody povrchové, wetlandů (mokřiny) a zemědělských půd;
- ✓ vlivy na hydrologii řek, včetně vnitrozemských záplav způsobených změnami hladiny řek.

Celý již tak složitý klimatický systém a jeho interakce se zemským povrchem a vodní hladinou je ještě komplikován tzv. zpětnými vazbami. Právě ony jsou složitou záležitostí ztěžující přesnost predikcí. Rozeznáváme zpětné vazby pozitivní (takové, které zesilují vyvolávající efekt) i negativní (takové, které vyvolávající efekt zeslabují).

Mezi pozitivní zpětné vazby patří

- ✓ **vodní pára:** teplejší vzduch může obsahovat větší množství vodní páry, která působí jako skleníkový plyn;
- ✓ **snížení pokrytí sněhem a ledem v blízkosti pólů v důsledku vyšší teploty:** tmavší země pohlcuje mnohem větší množství tepla než bílý povrch sněhu a ledu; následně

se díky menší bílé ploše méně odráží, více absorbuje a díky tomu ubývá bílá plocha, díky ní se méně absorbuje. A cyklus se opakuje.

- ✓ **vysychání země:** z vlhké země se může odpařovat voda a odebírat teplo, které se nad suchou zemí jinak shromažďuje.
- ✓ **metan obsažený v mořském dně:** díky zvyšující se teplotě vzduchu a následně vody je díky teplotní roztažnosti vody a tání ledovců vyšší tlak na mořské dno, tím se uvolňuje metan, ten zachycuje více dlouhovlnné radiace a ta zvyšuje teplotu vzduchu. A cyklus se opakuje.

Negativními zpětnými vazbami jsou například

- ✓ **vodní pára:** kondenzovaná v mracích zvyšuje albedo a tak snižuje celkové množství slunečního záření;
- ✓ **zvýšení srážek:** v teplejších oblastech je koloběh vody rychlejší, což se projeví i na množství sněhových srážek a pokrytí sněhem a ledem;
- ✓ **zvýšení hladiny moří:** roztáváním ledovců a objemovou roztažností (při vyšší teplotě voda zaujímá větší objem) dojde k zaplavení nízko položených oblastí a tím ke snížení pohlcování tepla zemí (vodní hladina pohlcuje méně než tmavá zem).

Vybrané dopady na zemědělství (agrosystémy) v podmínkách mírného klimatu

- ✓ v průměru se prodlouží vegetační doba, bude umožněno dřívější setí a pozdější sklizeň;
- ✓ plodiny ve středních zeměpisných šířkách budou více vystaveny jarním extrémům (mrazíky, sucho)
- ✓ v jižnějších oblastech díky vyšším teplotám dojde k vyššímu výparu a to jak z půdy, tak i z rostlin - poruší se vodní bilance a nastane stres suchem, lze očekávat renovaci meliorací, suchá půda bude vykazovat vyšší náchylnost k větrné erozi;
- ✓ vliv na půdu - vyšší teplota půdy způsobí vyšší aktivitu půdní mikroflóry, rychlejší rozklad organických látek (mineralizace) a zvýšenou fixaci dusíku;
- ✓ vliv na choroby a nemoci - delší vegetační období znamená umožnění, a u některých druhů umocnění, počtu reprodukčních cyklů, teplé zimy = přezimování druhů, které byly nižšími teplotami doposud inhibovány, lze očekávat introdukci nových chorob a škůdců, na které není vypracován systém prognózy a signalizace;
- ✓ přímý vliv zvýšené hladiny CO₂ na fotosyntézu - laboratorně a i experimentálně se provádí pokusy s prostředím, ve kterém je větší množství CO₂, než je nyní. Nárůst CO₂ znamená vyšší intenzitu fotosyntézy. Při dvojnásobném zvýšení vzroste fotosyntéza u 95 % rostlin až o 30 % (platí pro rostliny s cyklem označovaným jako C₃) a do 10 % u rostlin označovaných C₄. Dostupnost CO₂ se projeví na činnosti stomat a tím snížení transpirace. Rostlina v podmínkách zvýšení CO₂ bude schopná lépe využít vodu. Otázkou zůstává, zda se zvýší nárůst biomasy a kvantitativní počet stomat, který by tento pozitivní efekt kompenzoval.

4.1.4 Historický vývoj mezinárodních aktivit

- **1979** – problém změny klimatu je poprvé diskutován na mezinárodním fóru během 1. Světové klimatické konference v Ženevě, pořádané WMO;
- **1988** – konference z podnětu UNEP, WMO a ICSU (Mezinárodní rada vědeckých organizací) ve Villachu (Rakousko), kde bylo rozhodnuto nejen o závažnosti

problému a potřebě jeho intenzivního vědeckého zkoumání, ale i o mobilizaci politiky a politiků;

- **1989** – ministerská konference o změně klimatu v Noordwijku. Její závěrečná deklarace uznala nutnost stabilizace emisí skleníkových plynů;
- **1988** – založení Mezivládního panelu klimatické změny IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), na jehož základě (VS OSN resoluce 43/53 z roku 1988) vznikla vědecká a technicky nezávislá organizace IPCC s cílem provádět výzkum, jak se přizpůsobí či nepřizpůsobí naše planeta změně klimatu;
- **1990** – první zpráva IPCC; sumarizace prvních mezinárodně akceptovaných vědeckých výsledků o změně klimatu;
- **červen 1992** – přijetí „Rámcové úmluvy OSN o změně klimatu“ na Konferenci OSN o životním prostředí a rozvoji (UNCED);
- **1995** – druhá zpráva IPCC, zevrubná aktualizace mezinárodně akceptovaných vědeckých výsledků o změně klimatu orientovaná na vědeckou podstatu problému, dopady a možnosti snižování emisí;
- **prosinec 1997** – **3. konference smluvních stran - Kjóto**, přijat Kjótský protokol; státy Dodatku I (vybrané, ekonomicky silné státy významně se podílející na emisích do atmosféry) v průměru sníží emise do roku 2008–2012 o 5,2 % v porovnání s rokem 1990, ČR byl přidělen limit 8 %;
- **červen 1998** – jednání podpůrných orgánů o přípravě způsobů naplnění Kjótského protokolu, (pravidla pro Kjótské mechanismy, podíly redukcí na národní úrovni na celkovém objemu, zainteresovanost států mimo Dodatek I, způsoby kontroly Protokolu aj.);
- **říjen – listopad 1999 - 5. konference smluvních stran – Bonn**, Výzva kancléře G. Schrödera, aby byl při dalších jednáních vytvořen předpoklad zahájení ratifikačního procesu Kjótského protokolu tak, aby vstoupil v platnost u příležitosti připravované konference „Rio+10“ v roce 2002;
- **červen – září 2000** - další kola jednání podpůrných orgánů (Bonn, Lyon) o přípravě způsobů naplnění Kjótského protokolu (pravidla pro Kjótské mechanismy, podíly redukcí na národní úrovni na celkovém objemu, zainteresovanost států mimo Dodatek I, způsoby kontroly Protokolu aj.). **Dohoda asociovaných států s EU o společných postupech v průběhu COP-6;**
- **listopad 2000** – **6. konference smluvních stran – Haag**, byla očekávána dohoda smluvních stran zejména o pravidlech realizace Kjótských mechanismů, o podílech redukcí emisí na národní úrovni na celkovém redukčním objemu, stanovení podílů propadů emisí oxidu uhličitého na celkové redukci (propady = např. založení nových lesních porostů, které zachycují CO₂), způsoby kontroly plnění Protokolu a o případné zainteresovanosti rozvojových států v dalších letech. To vše by bylo nutnou podmínkou pro úspěšné zahájení ratifikačního procesu;
- **březen – duben 2001** – Změna postoje USA k dalším jednáním o Kjótském protokolu. Protokol je podle USA regionálně nevyvážený (nulový podíl rozvojových států na závazcích), ekonomicky náročný a zatím nedostatečně podložený vědeckými poznatky;
- **duben 2001** – XVII. zasedání IPCC v Nairobi (4.–6. 4.) přijalo **Třetí hodnotící zprávu IPCC**, která byla připravována v letech 1998-2001, jež obsahovala výsledky jednotlivých pracovních skupin. Dokument připravený ve spolupráci se světovou

vědeckou komunitou na vědeckých poznatcích jednoznačně dokládá vážnost problému;

- **16. – 27. 7. 2001 – 2. část COP-6 v Bonnu** – přijetí Bonnské dohody o plnění Akčního plánu z Buenos Aires;
- **přelom října a listopadu 2001 – 7. konference smluvních stran – Marrákeš**, byla ukončena řada diskuzí, která vyústila v tzv. Marrákešský akord. Dokument obsahuje dohody o detailech vztahujících se k flexibilním mechanismům, metodice a vykazování emisí, využívání krajiny a lesnictví a plnění závazků vyplývajících z KP. Akord se dále vztahuje k podpoře rozvojových států, transferu technologií a založení fondů k podpoře rozvojových států;
- **přelom října a listopadu 2002 – 8. konference smluvních stran – New Dehli**, byla schválena pravidla pro přípravu národních sdělení a další týkající se finančních mechanismů a výzkumu;
- **prosinec 2003 – 9. konference smluvních stran – Milán**, na konferenci byla schválena metodika pro výpočet emisí ze sektoru využívání krajiny a lesnictví (*Good Practice Guidance for Land-Use, Land-Use Change and Forestry - LULUCF*);
- **prosinec 2004 – 10. konference smluvních stran – Buenos Aires**, byl odsouhlasen plán pro adaptační opatření. Mezi dalšími dokumenty byla přijata rozhodnutí ohledně transferu technologií, LULUCF, finančním mechanismům, vzdělání a osvětě, přesto mnoho otázek zůstalo nezodpovězeno (fondy, nepříznivé dopady nástrojů a opatření).
- **1. 1. 2005** – v rámci EU začíná obchodování s povolenkami na emise CO₂.
- **16. 1. 2005 – Kjótský protokol vstupuje** v platnost. Rusko podepsalo protokol a tím byla naplněna podmínka jeho platnosti – ratifikace státy, které společně vypouštějí více než 55 % světového množství emisí;
- **přelom listopadu a prosince 2005 - 11. konference smluvních stran**. První meeting smluvních stran – Montreal, první konference po vstupu KP v platnost, byla formálně přijata rozhodnutí přijatá v Marrákeši. Byly diskutovány otázky vztahující se k závazkům po roce 2012 a další administrativní a finanční otázky.

V letech 2006–2014 expandoval počet vědeckých, odborných i politicky zaměřených akcí ve vztahu ke změně klimatu řádově na desítky ročně. Jejich seznam lze najít na <http://www.ipcc.ch/index.htm>

4.1.5 Kjótský protokol a nedávné mezinárodní aktivity

Sto šedesát účastníků japonské konference se přes všechna přípravná jednání jen s velkými potížemi dohodlo na postupném snižování emisí v letech 2008 až 2012 oproti referenčnímu roku 1990. Příznačné bylo, že některé z nejvyspělejších zemí vedené Spojenými státy (dále např. Kanada, Japonsko, Austrálie, Nový Zéland) kategoricky prohlašovaly, že vzhledem k vysoké kvalitě a šetrnosti jejich technologií již nemohou emise výrazně a rychle snižovat a nehodlají to také provádět, dokud konkrétní závazky nepřijmou také rozvojové země. Stanovisko těchto chudých států lze naopak obrazně vyjádřit jako obvinění vyspělých zemí, že si již své životní prostředí zdevastovaly a nyní požadují na těch, které je ještě uchovávají, aby se ve prospěch globálních životodárných biosférických systémů omezovaly; proto tyto země, např. Indie, velmi důrazně prosazovaly svůj nárok na

hospodářský růst. Přes návrhy Německa a Rakouska, ochotných dokonce k pětadvacetiprocentnímu snížení emisí, byl nakonec výsledek jednání velmi složitě diferencovaný pro jednotlivé státy. Většina zemí Evropské unie se včetně asociované České republiky zavázala v letech 2008 až 2012 snížit produkci „skleníkových plynů“ ve srovnání s rokem 1990 o 8 %, USA o 7 %, Japonsko, Kanada, Polsko a Maďarsko o 6 %, Rusko a Ukrajina svoji produkci pouze nezvýší. Rozvojové země přijatý **Protokol z Kjóta** nezavázal téměř k ničemu a některé země si vymohly dokonce zvýšení emisí (Norsko o 1 %, Austrálie o 8 % a Island dokonce o 10 %). Protokol nabývá platnosti po ratifikaci 55 zeměmi a jednáních na dalších konferencích, které se podle úmluvy mají konat každoročně, tedy 1998 v Buenos Aires a 1999 v Bonnu, jež byla neméně obtížná.

Bylo dojednáno, že protokol nabývá platnosti po ratifikaci 55 zeměmi a ratifikací tolika států Dodatku I (tedy průmyslově vyspělými zeměmi), aby jejich podíl na emisích všech států Dodatku I v roce 1990 činil alespoň 55 %. Poté, co protokol definitivně odmítly ratifikovat Spojené státy (jejich podíl na emisích zemí Dodatku I činil přibližně 36 procent), provedlo rozhodující krok Rusko, když protokol 4. 11. 2004 ratifikovalo. Protokol je uložen u generálního sekretáře OSN a je vystaven k podpisu v OSN v New Yorku. Vstoupil v platnost 16. ledna 2005 (po devadesáti dnech ode dne, kdy byly předány listiny ratifikace, přijetí, schválení nebo přistoupení alespoň 55 státy úmluvy při současném splnění podmínky, že tyto státy pokryjí minimálně 55 % emisí CO₂). Česká republika jej podepsala 23. 11. 1998 na základě Usnesení vlády č. 669 ze dne 12. 10. 1998 a ratifikovala jej 25. 10. 2001. Především vzhledem k hospodářským reformám, částečnému propadu výroby a změně struktury průmyslu v devadesátých letech se v ČR podařilo snížit emise skleníkových plynů přibližně o 25 %. Vzhledem k faktu, že nadlimitně uspořené emise jsou mezi státy zdrojem obchodování, jedná se pro ČR o významný příjem do státního rozpočtu.

Ve dnech 1.–12. 12. 2008 se v Poznani konala celosvětová konference zemí, které jsou podepsány pod rámcovou úmluvou OSN o klimatických změnách (UNFCCC). Poznaňská konference se konala rok poté, co byly v roce 2008 na Bali zahájeny diskuse o budoucí podobě celosvětové dohody o klimatu a rok před jejím předpokládaným uzavřením, k němuž mělo dojít v Kodani v prosinci 2009. Dohoda, která měla nahradit Kjótský protokol, jehož platnost skončila v roce 2012, však uzavřena nebyla a výsledky Kodaňské konference lze označit za nulové, v optimističtějších pohledu za začátek dalšího kola jednání.

Situaci částečně napravuje prosinec 2012, kdy byl na Osmnácté konferenci smluvních stran (COP-18) v Dauha (Katar) schválen dodatek, kterým bylo potvrzeno pokračování Protokolu a jeho druhé kontrolní období, které bylo stanoveno na osm let (2013–2020). V rámci druhého kontrolního období se část zemí Dodatku I Úmluvy zavázala přijmout nové redukční závazky, které by měly přispět ke snížení emisí skleníkových plynů o nejméně 18 % pod úroveň roku 1990. EU a jejích 27 členských států se zavázalo snížit do roku 2020 emise skleníkových plynů o 20 % v porovnání s rokem 1990. Toto snížení odpovídá cíli formulovanému v příslušných předpisech EU přijatých v rámci tzv. klimaticko-energetického balíčku z roku 2009. Vzhledem k tomu, že se ke druhému kontrolnímu období připojila pouze část zemí Dodatku I Úmluvy a Protokol není závazný pro rozvojové země a rozvíjející se ekonomiky (včetně Číny, Indie, Brazílie atd.), budou nové závazky do roku 2020 pokrývat odhadem pouze 15 % celosvětových emisí skleníkových plynů.

Poslední významnou aktivitou je vydání 5. hodnotící zprávy IPCC v letech 2013-2014.

4.1.6 Národní aktivity

Významnou historickou aktivitou byly studie Národního klimatického programu a jeho Národní sdělení, což byly komplexní zprávy sumarizující vědecké výstupy a stav řešení problematiky na základě dohod a závazků České republiky. Tyto studie byly prováděny na přelomu našeho tisíciletí. Následovaly spíše individuální projekty na úrovni univerzit, výzkumných ústavů za spoluúčasti či přímo vedení odborníků z ČHMÚ.

V současnosti jsou výzkumné aktivity v oblasti především dopadů změny klimatu soustředěny do Centra excellence CzechGlobe s názvem Centrum výzkumu globální změny v.v.i., který je ústavem AV ČR. Centrum CzechGlobe vzniklo v Brně v lednu 2011. Svou činností navazuje na téměř dvacetiletou tradici základního výzkumu problematiky globální změny, uhlíkového cyklu a ekofyziologie produkčních procesů rostlin. Cílem je vybudování výzkumné infrastruktury, která umožní komplexní výzkum problematiky globální změny. Tato výzkumná infrastruktura je financována především z prostředků Evropské unie. Na řešení výzkumných programů se podílejí vědecké týmy, spolupracující se špičkovými odborníky z vědeckých a vzdělávacích institucí z nejrůznějších koutů světa.

S pomocí nejmodernějších postupů a přístrojového vybavení je realizován výzkum ve třech základních segmentech působení globální změny, a to **atmosféra** – vývoj klimatu jeho modelování, **ekosystémy** – uhlíkový cyklus, dopady globální změny na řízené ekosystémy včetně návrhu mitigačních i adaptačních opatření a **socio-ekonomické systémy** – dopady na rozvoj a chování společnosti. Nedílnou součástí centra CzechGlobe jsou aktivity směřující k rozvoji inovačních technologických postupů, návrhům opatření pro adaptaci a vzdělávací činnosti. Z hlediska regionálního dopadu Centrum CzechGlobe redukuje problém nedostatečného propojení vědecké a aplikační sféry, využívá potenciálu vzdělanosti v ekologických a eko-inženýrských oborech, produkuje nové inovační postupy v oboru „clean energy“ a „eko-inženýrství“, čímž vytváří potenciál vzniku nových zařízení a technologií, a přispívá ke zlepšení environmentálního vzdělávání na všech stupních.

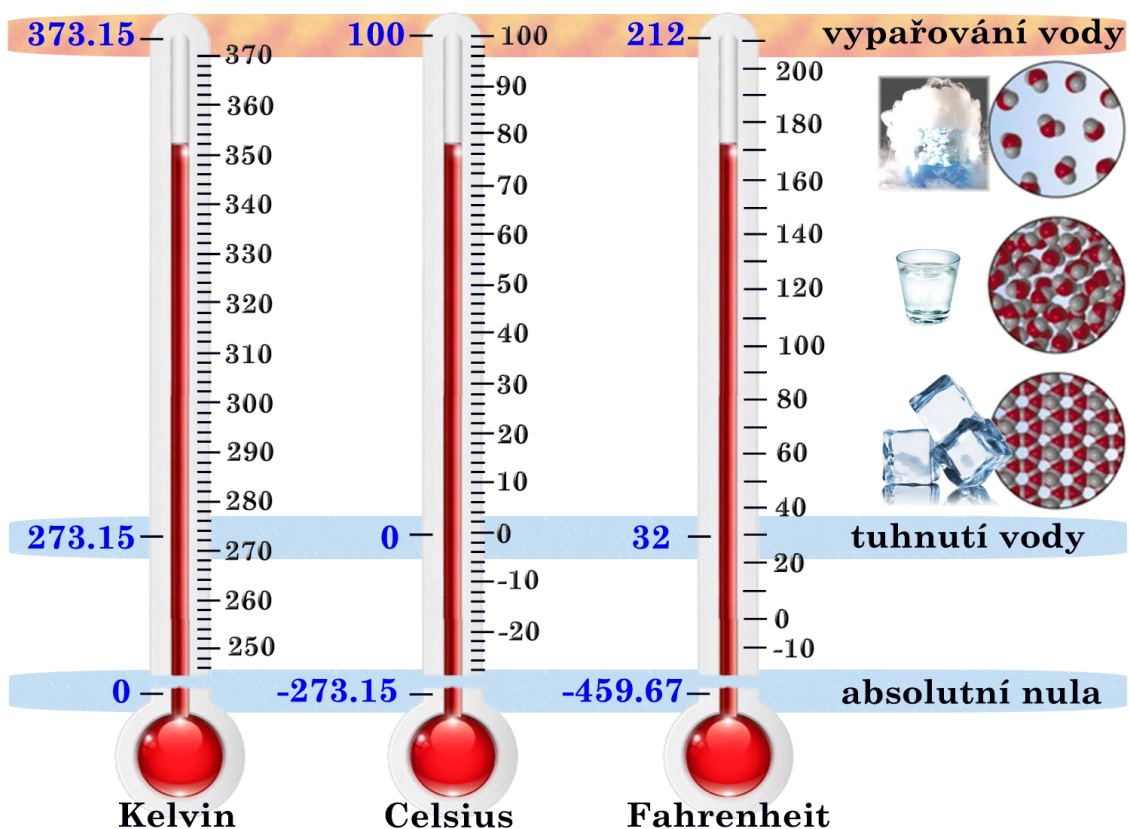
5 TEPLOTA

Důsledkem přenosu energie, ať už zářením nebo jinými mechanismy, je skutečnost, že hmota energii absorbuje či vydává, a tím se mění její teplota. Důležité jsou vlastnosti dané hmoty a její energetická bilance. Díky ní můžeme stanovit, jak velká bude změna teploty i její konečná hodnota.

Pod pojmem teplota rozumíme termodynamický stav tělesa. Teplota je **míra střední kinetické energie pohybujících se** (termodynamický pohyb) **částic dané hmoty**.

Z pohledu termodynamiky existuje stav rovnovážný a nerovnovážný. Je-li stav nerovnovážný, probíhá přechod energie od teplejšího tělesa k chladnějšímu tělesu. Teplotu můžeme měřit, protože při změně teploty se mění některé fyzikální vlastnosti (např. objem, odpor, délka apod.).

V meteorologii, klimatologii i běžné praxi se jako nejběžnější jednotka používá stupeň Celsia ($^{\circ}\text{C}$), což je **stý díl mezi bodem tuhnutí a bodem varu vody za normálního tlaku** (1013,25 hPa). V případě, že je tlak vzduchu nižší (horské oblasti), nastupuje var vody dříve a naopak. Jednotkou SI je Kelvin (K), který je definován jako **273,16 díl termodynamické teploty trojného bodu vody**, jenž má hodnotu $0,01^{\circ}\text{C}$. Kelvinova stupnice je svým počátkem posunuta do teploty $-273,15^{\circ}\text{C}$, což je nejnižší, teoreticky možná teplota nazývaná **absolutní nula** (Obr. 13). Z ní právě vychází Kelvinova stupnice. Teplotní difference 1°C je ale rovna 1 K (pozn. u Kelvinovy stupnice se nepoužívá označení $^{\circ}$ = stupeň).



Obr. 13: Srovnání tří nejpoužívanějších teplotních stupnic.

Převodní vztah, kde t = teplota v °C a T teplota v K:

$$T = t + 273,15 \quad (30)$$

$$t = T - T_0, \text{ kde } T_0 = 273,15 \quad (31)$$

Platí tedy, že:

$$0 \text{ °C} = 273,15 \text{ K}$$

$$0 \text{ K} = -273,15 \text{ °C}$$

Kromě Kelvinovy a Celsiovy stupnice existují i jiná vyjádření teploty (*Fahrenheit* - °F, *Réaumur* - °R, *Rankine* - °R)

5.1 Vybrané charakteristiky teploty vzduchu

Teplota skutečná, aktuální – je stanovena pro daný čas na daném místě. Je jí myšlena teplota ze zastíněného teploměru ve výšce 2 m nad zemí. V případě měření v jiné výšce musí být tato výška uvedena. V případě, že je měřena v 7, 14, 21 hodin MSSČ (Místního středního slunečního času), lze použít název **termínová teplota**, která se využívá jako základní hodnota pro výpočet většiny (ne pro amplitudu) teplotních charakteristik. Skutečná teplota se v praxi používá pro popis teplotních poměrů na daném místě v reálném čase.

Teplota průměrná – nejčastěji denní, pentádní, dekádní, měsíční a roční. Denní průměrná teplota je stanovena častokrát průměrem termínových teplot (večerní měření se počítá dvakrát). Může se vypočítat i jako průměr součtu denní maximální a denní minimální teploty. Její využití je např. pro popis růstu či vývoje plodin pomocí teplotních sum, hodnocení vegetační sezony či polních pokusů ve vazbě na sledované parametry.

Teplota normální tzv. teplotní **normály** – jedná se o průměr za 30 roků z přesně definovaných časových období: 1901–1930, 1931–1960 a 1961–1990. Teplotní normály se používají k porovnání aktuální teplotní charakteristiky (např. průměrné denní teploty) s daným robustním třicetiletým průměrem a k posouzení sledovaného dne, měsíce, roku apod. Kromě „normálů“ lze k porovnání současného a minulého stavu použít i tzv. **dlouhodobé průměry** (alespoň 30 let) vyjadřující obdobně průměrné hodnoty z libovolných období (např. 1901–1950, 1951–1980).

Minimální a maximální teploty – jsou vztaženy především ke kritickým obdobím růstu rostliny (jarní mrazíky, vlny veder), kdy může být rostlina vystavena stresu či poškození. Obě extrémní teploty během dne jsou někdy využívány pro výpočet průměrné denní teploty jako jejich průměr. Mezi extrémní teploty se rovněž počítá tzv. přízemní minimální teplota naměřená v 5 cm nad zemí. Minimální a maximální teploty se uvádí jako pentádní, dekádní, měsíční či absolutní roční, absolutní za normálové období apod.

Teplotní sumy – v praktické bioklimatologii se nejčastěji využívají dva typy teplotních sum. Z pohledu agroklimatologické rajonizace se využívají teplotní sumy (TS) nad 5, 10 či 15 °C. Jako posouzení teplotních dopadů na vývoj rostlin, ale i živých organismů (např. škůdců), se stále častěji využívají sumy efektivních teplot (SEF), kdy je prahová teplota daná nejčastěji teplotním biologickým prahem, od kterého se suma načítá.

Pro výpočet sum teplot (TS i SEF) je nezbytné znát průměrnou denní teplotu. Právě jejím vynesemím do grafu, kdy na ose x je pořadové číslo dne v roce (čísla dnů v roce 1–365) a stanovením dnů, kdy průměrná denní teplota (osa y) trvale v jarním období překročí vymezený práh (např. 5 °C) a naopak v podzimním pod ní klesne. Teploty nad stanovený

práh se nazývají aktivní teploty. Proto se TS označují někdy i jako SAT (sumy aktivních teplot). Do sum se nezapočítávají dny s průměrnou denní teplotou vyšší, než stanovený práh, které jsou mimo období s trvalým nástupem (poklesem) nad stanovenou hranici tzn., vyskytnou-li se např. dny s průměrnou denní teplotou nad 5°C v lednu či únoru do sumy TS 5 resp. SAT 5 se nezapočítávají.

5.2 Teplotní gradienty v atmosféře

Změnu teploty s výškou lze popsat pomocí teplotních gradientů, které vyjadřují změnu teploty na 100 m. Vertikální změny teploty jsou závislé na radiální bilanci, turbulentní výměně tepla mezi aktivním povrchem a troposférou, na tom, jak je krátkovlnné či dlouhovlnné záření pohlcováno plyny tvořícími atmosféru či vodní parou, na fázových přeměnách vody či na síle advekčního proudění.

5.2.1 Vertikální teplotní gradient

Jeho průměrná hodnota v troposféře je 0,65 °C/100m, ale může nabývat i nulové (izotermie) nebo záporné hodnoty. Je platný pouze pro troposféru a počítá se pro vzduchový profil kolmo nad daným místem. Především v nižších vrstvách atmosféry může nabývat záporné hodnoty, tehdy hovoříme o **inverzi**. Ta může být **přízemní** či **výšková**. Přízemní inverze jsou vázané na zemský povrch a stejně jako výškové jsou charakterizovány výškou, do které zasahují, mocností inverzní vrstvy a teplotním gradientem. Nejčastější příčinou inverzí bývá

- ✓ *radiální ochlazování* – podporované jasným počasím, nízkou vlhkostí vzduchu a bezvětřím. Vzniká tak často přízemní inverze s akumulací studeného vzduchu v údolích (mrazové kotliny, jezera ledového vzduchu), který je často nasycen vodní parou, ta kondenzuje a vznikají radiální mlhy (Obr. 14).
- ✓ *advekce vzduchu* – do určité lokality je přemístěn relativně teplý vzduch nad studený zemský povrch. Může tak vzniknout přízemní i výšková inverze.

Inverze dále může vzniknout na atmosférických frontách (frontální inverze), sesedáním vzduchu (subsidenční inverze), kdy dochází zejména při tlakové výši k adiabatickému oteplování, které se však nedotkne určité přízemní vrstvy vzduchu, jejíž teplota je pod vlivem studeného zemského povrchu, dále turbulencí či v oblasti obratníků se vytváří tzv. pasátové inverze. Důsledkem inverze zvláště v zimním období je rostoucí znečištění vzduchu a výskyt smogu, kdy stabilní zvrstvení neumožní výměnu či promíchání vzduchu. V jarním období je tento stav spojen s nebezpečím výskytu jarních mrazíků zvláště v členitém terénu. Značnou roli hraje v těchto situacích rychlost větru, kdy při bezvětří jsou uvedené dopady inverze výrazně silnější.

Relativně vzácná situace je **izotermie**, kdy se teplota vzduchu s výškou nemění a vertikální gradient má nulovou hodnotu.



Obr. 14: Důsledek radiační inverze – vytvoření mlhy v údolí.

5.2.2 Klimatický teplotní gradient

Vyjadřuje průměrné změny teploty s nadmořskou výškou na dvou místech na zemském povrchu lišících se o 100 m nadmořské výšky. V podmínkách České republiky je teoreticky spočítán do 1 600 m (Sněžka 1 603 m n. m.). Jeho velikost je závislá na ročním období a liší se v jednotlivých měsících roku (Tab. V).

Tab. V: Průměrná hodnota klimatického gradientu (Kl.gr.) = změna teploty vzduchu v závislosti na nadmořské výšce (°C/100 m).

Měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Kl.gr. (°C)	0,47	0,52	0,63	0,73	0,74	0,75	0,72	0,69	0,63	0,56	0,52	0,49

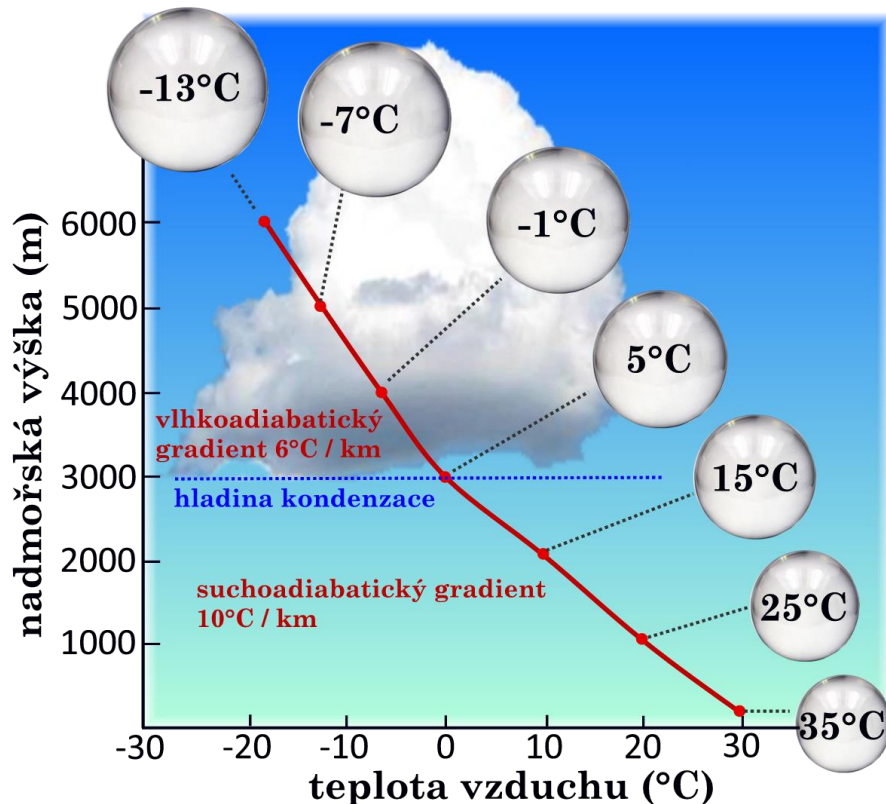
5.2.3 Adiabatické děje

Mimořádně významným procesem ovlivňujícím režim teploty vzduchu v atmosféře jsou **adiabatické děje**.

Důsledkem je změna teploty vzduchu, který se z různých příčin (nejčastěji termických či orografických-geograficky podmíněných při překonávání horských hřebenů) pohybuje směrem nahoru nebo dolů.

Proč dochází ke změně teploty, když vzduch stoupá či klesá?

Při výstupu se vzduch dostává do míst s nižším tlakem, vzduch se rozpíná a na to je potřeba energie. Jediný zdroj energie, který může pokrýt tuto práci, je vlastní vnitřní energie. Proto se vystupující vzduch ochlazuje. **Termodynamické děje takto probíhající, tedy, při kterých nedochází k tepelné výměně mezi plynem a okolím (v tomto případě s okolní atmosférou), se nazývají děje adiabatické.**



Obr. 15: Změna teploty vystupujícího vzduchu do jeho nasycení (podle suchoadiabatického gradientu) a od kondenzační hladiny po jeho nasycení (podle vlhkoadiabatického gradientu) vodní parou.

Hodnota adiabatického gradientu záleží na nasycenosti vzduchu vodní parou. Nemá-li vzduch nasycen, mění se teplota s výškou podle **suchoadiabatického** gradientu, který má hodnotu $1\text{ °C}/100\text{ m}$ výšky. Pokud vzduch stoupá, ochlazuje se, pokud vzduch klesá, zahřívá se. Při výstupu se tedy vzduch ochlazuje, čímž se sytí vodní parou v něm obsaženou (chladnější vzduch pojme méně vodní páry) až do stavu nasycení. Při dosažení 100 % nasycení (dosažení teploty rosného bodu) dojde v daném objemu vzduchu ke kondenzaci vodní páry, při které se uvolňuje latentní teplo. To je využito jako energie pro další rozpínání. Vzduch se tedy ochlazuje podle **vlhkoadiabatického** gradientu, jehož průměrná hodnota je $0,6\text{ °C}/100\text{ m}$ výšky. Hladina, na které dojde ke kondenzaci, tvoří základnu oblaků (Obr. 15). Adiabatické děje jsou vratné, pokud nedojde v daném objemu vzduchu ke změně obsahu vodní páry či produktů kondenzace resp. desublimace (kapky, ledové krystalky). Pokud by za této situace vzduch začal klesat, bude se stlačovat (zahřívát se) a nakonec bude mít stejnou teplotu jako před výstupem. Pokud dojde k vypadávání srážek, vratný děj není možný. Jedním z důsledků tohoto jevu je existence silného vysušného větru s názvem fén (více kap. 6.2), který se vyskytuje na závětrných stranách hor.

5.3 Teplota půdy

Teplota povrchu půdy je ovlivněna řadou faktorů, mezi které patří především radiční bilance daného období roku a poloha místa v rámci zeměpisných souřadnic. Vliv na teplotu povrchu půdy má i oblačnost (např. její výskyt snižuje amplitudu), vlhkost půdy (u vlhčí půdy se energie spotřebuje na výpar vody a ne na zahřátí povrchu), barva půdy (tmavá půda má nižší albedo než světlá) či expozice svahu (jihozápadní a jižní svahy jsou nejteplejší). Velmi výrazný vliv má vegetační pokryv a v zimním období sněhová pokrývka.

5.3.1 Teplota půdního podloží

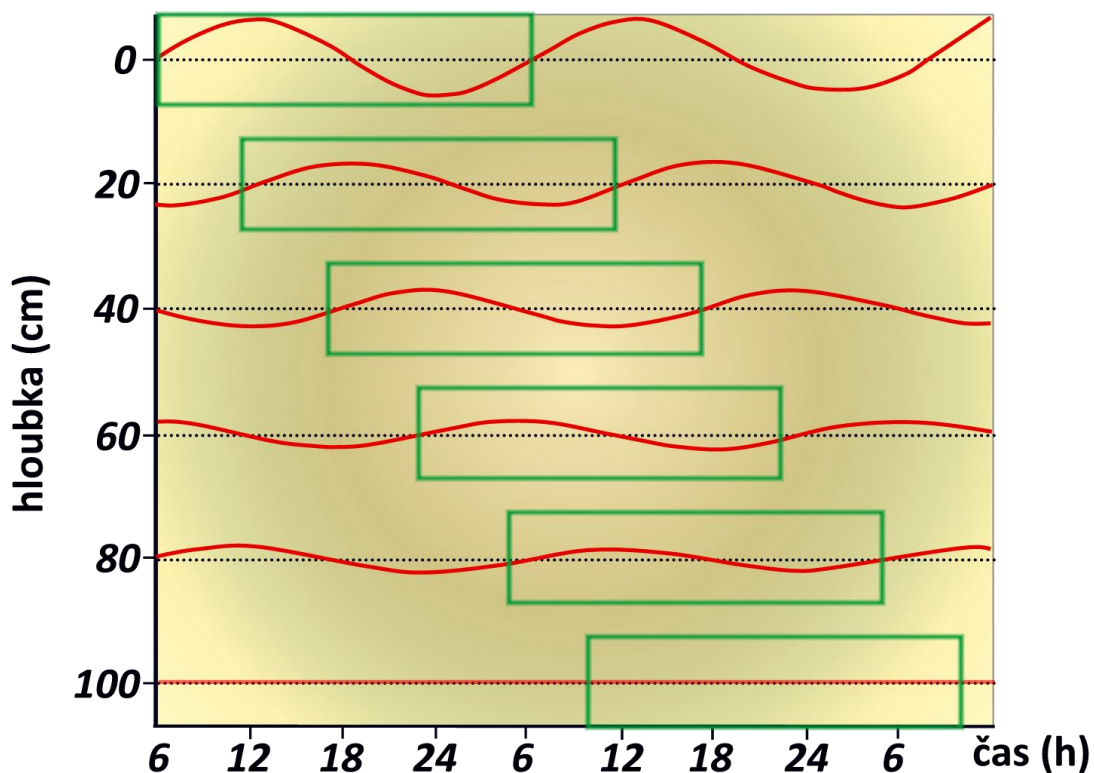
Teplota se šíří do hlubších vrstev půdy molekulárním vedením, které je na rozdíl od turbulence velmi pomalé. Do současné doby se pro vysvětlení přenosu tepla do hloubky používá práce francouzského fyzika a matematika J.B.J. Fouriera (1768–1830), která je dodnes oporou řady výzkumných prací.

Formuloval čtyři zákony, které za předpokladu vyloučení horizontálního přenosu tepla charakterizují časové změny teploty půdy s hloubkou (Obr. 16).

1. Perioda výkyvů teploty je ve všech hloubkách stejná (ať už bereme periodu denní - 24 hod nebo roční - 365 dnů).
2. Amplituda teplotních výkyvů se s hloubkou snižuje (průměrně se zmenší amplituda s hloubkou na polovinu na každých 12 cm).
3. Čas nástupu maxim a minim se s hloubkou opoždí (v průměru na každých 10 cm asi o tři hodiny).
4. Hloubky stálé denní a roční teploty se mají k sobě jako druhé odmocniny jejich výkyvů. Z tohoto vztahu vyplývá, že hloubka stálé roční teploty je asi 19x větší, než hloubka stálé teploty denní (odmocnina z 365 = 19).

5.3.2 Promrznutí půdy

V případě, že voda (půdní roztok) je ve stádiu přibližně vyrovnaného kapalného a tuhého skupenství, hovoříme o polopromrzlé půdě. Dojde-li k úplnému zmrznutí půdního roztoku, dochází k pohybu půdních agregátů způsobených zvětšením objemu zmrzlé vody a vzniku ledových krystalů. K promrznutí půdy dochází především při holomrazech, které jsou důsledkem poklesu teploty vzduchu pod bod mrazu a současnou absencí sněhové pokrývky. Ve vyšších nadmořských výškách promrznutí půdy při holomrazech může dosáhnout v podmínkách ČR až 0,80–1 m. Již výskyt několikacentimetrové sněhové pokrývky výrazně snižuje promrznutí půdy, a pokud dosáhne její výška 0,30 m, půda promrzne maximálně v řádech centimetrů. Nezámrzná hloubka pro uložení vodovodních potrubí se pohybuje od 1,5 m (štěrkové a skalnaté zeminy) do 1,2 m (hlinité zeminy).



Obr. 16: Průběh změny teploty půdy s její hloubkou – aplikace Fourierových zákonů.

5.4 Vztah teploty a životních procesů rostliny

Teplota ovlivňuje zásadním způsobem jak růst (ve smyslu zvětšení biomasy – kvantitativní změna), tak především vývoj (přechod od jedné fenologické fáze k druhé – kvalitativní změna) rostlin. Každá rostlina má své teplotní optimum, mimo něj následují zóny teplotního stresu, teplotního poškození a absolutní teploty, kdy rostlina zahyne. Z jiného úhlu pohledu ve vztahu k teplotě můžeme hovořit o tzv. **kardinálních teplotních bodech** (v podstatě o bioklimatologickém významu teploty), což jsou teplotní milníky v životě každé rostliny, při jejich dosažení dojde k zásadnímu ovlivnění růstu a vývoje.

5.4.1 Bioklimatologický význam teploty (kardinální teplotní body)

1. minimum pro klíčení = teplota půdy, která kromě samotného klíčení ovlivňuje i biologické vlastnosti půdy ve smyslu aktivity mikroedafonu. Ta je zahájena u většiny rostlin při teplotě nad 5 °C, plně však probíhá v příslušných hloubkách až po nástupu teplot 8–10 °C.

2. začátek růstu = průměrná denní teplota, při které proces fotosyntézy převýší dýchání. Označuje se jako **biologická nula** či **minimální biologický teplotní práh**. Tato hodnota musí být překračována trvale; její ojedinělé překročení v době vegetačního klidu není pro rostlinu významné. Naopak, pokud se v průběhu zimy u vždyzelených rostlin dosáhne několika dní po sobě hodnot začátku růstu, může rostlina ztratit mrazuvzdornost a být vážně poškozena následující epizodou s nízkými teplotami. K těmto stavům dochází nejen při vyšších teplotách, ale i vyšší intenzitě globální radiace, která může zvýšit

povrchovou teplotu těchto rostlin. Např. v arboretech se doporučuje přikrývání vzácných vždyzelených rostlin. **Aktivní teplota** je průměrná denní teplota, která je vyšší než biologická nula. Jejich součtem získáme sumy aktivních teplot (SAT nejčastěji nad 5, 10, 15 °C), které se používají posouzení růstu a vývoje polních plodin a pro zemědělskou rajonizaci. Odečtem biologické nuly od aktivní teploty získáme tzv. efektivní teplotu, jež se využívá pro určení sumy efektivních teplot. **Sumy efektivních teplot (SEF)** jsou navíc využity často v oblasti fytopatologie, kdy při znalosti efektivních sum založených na prahových hodnotách vývoje, lze efektivně zasáhnout proti biotickým činitelům v čase jejich citlivé vývojové fáze. Obě teplotní sumy (SAT a SEF) získané součtem aktivních či efektivních teplot byly vysvětleny i v charakteristikách meteorologického prvku teplota.

3. zimní odolnost = vztažena k minimální teplotě vzduchu v době vegetačního klidu, kdy má rostlina schopnost adaptace, pro kterou je optimální postupný pokles teplot v průběhu podzimních měsíců. Proces otužování vedoucí k mrazuvzdornosti (schopnost překonat působení mrazu bez škodlivého působení) probíhá u rostliny na několika úrovních:

- ✓ morfologických – např. při hloubce založení odnožovacího uzlu (kolénka);
- ✓ fyziologicky-biochemických – kdy je tvořeno více glycidů (rozpuštěných cukrů) či se snižuje obsah vody v pletivech;
- ✓ fenologických – přizpůsobení vlastního vývoje průběhu zimy.

Následky nízkých zimních teplot se hodnotí pomocí parametru KT např. KT_{50} (čti kritická teplota padesát procent), kdy je konstatováno poškození 50 % rostlin v porostu, či LT např. LT_{50} (čti letální teplota padesát procent), kdy bylo zničeno 50 % rostlin. Procento u KT a LT může být teoreticky jakékoliv v rozsahu 1–100.

Na ztrátu mrazuvzdornosti negativně působí rychlé střídání počasí a oblevy, stejně jako výskyt rychlých oteplení, kdy rostlina začne transpirovat, ale voda v půdě může být ještě nedostupná. Důsledkem je, že mělce kořenící, vždyzelené a ozimé plodiny mohou být ohroženy suchem či fyziologickým suchem (voda se v půdě nachází, ale pro rostlinu je nedostupná např. je zmrzlá).

Rozmanitost rostlinných druhů určuje i širokou škálu kritických a letálních teplot. Individuální citlivost vůči nízkým teplotám je velmi široká. Např. u ovocných stromků zimní mrazy poškozují všechny nadzemní části ovocných dřevin. Zmrzlé větve uschnou, namrzlé porostou pomaleji a dokonce i růst listů je oslaben. Nejcitlivější vůči mrazu jsou větve hrušní. Namrznutí se projevuje zhnědnutím pletiv na řezu a fialovým zbarvením nebo odumřením kambiálního pletiva. Stupeň odolnosti ovocných dřevin vůči mrazu závisí na jejich fyziologickém stavu, půdních, klimatických faktorech a výživě. Velmi často se setkáváme s rozdílnou citlivostí mezi odrůdami jednoho druhu. Míra odolnosti například u jabloní velmi kolísá. Jabloně jsou celkově považovány za odolnější ovocné stromy, záleží ale na odrůdě. Na namrzání jsou citlivé například odrůdy Mio, Zvonkové, Idared nebo Jonagold. Jejich poškození se projevuje odumřením kambia. Dostatečně odolné proti mrazu jsou odrůdy např. James Grieve, Angold, Florina Jantar, Jonalord nebo Resist.

Jestliže je jarní počasí příznivé (dostatek vláhy a nepřiliš vysoké teploty), regenerace stromů po námraze je poměrně rychlá. Velkou schopnost překonat poškození mrazem mají zejména hrušně a třešně. Hodně odolné proti zimním mrazům je i drobné ovoce - rybíz, angrešty, maliníky a jahodníky. Naopak velmi citlivý na mráz je ořešák. Mladší stromy snesou i silnější mrazy, ale starší a přestárlé brzy hynou.

Zdravé a dobře vyživované stromy (především je důležitá optimální výživa draslíkem!) přitom odolávají mrazu lépe, než stromy nemocné na chudých půdách, napadené chorobami a škůdci.

Zimní mrazy nejčastěji poškozují kmene ovocných stromů, i když mohou být zasaženy i stromy ostatní. Na kmenech a někdy i na silnějších větvích vznikají mrazové trhliny. Tvoří se v době střídání slunečných, poměrně teplých zimních dní s mrazivými nocemi při bezoblačné obloze. Prudké teplotní výkyvy vyvolávají napětí v pletivech kmene, především v korových a v lýku, které se vlivem nízké teploty rychleji stahují. Vyrovnávání tohoto napětí způsobuje vznik trhlin. Během oteplování se mrazová trhlina stáhne a zarůstá závalem silným několik centimetrů, kterému říkáme mrazová lišta. Otevřenými mrazovými trhlinami vnikají dovnitř kmene výtrusy rozličných patogenů, bakterií a hub. Trhliny poskytují vhodný úkryt i pro škůdce. Při odumření větší části korového pletiva a meristémů vznikají mrazové desky.

Nejčastěji k tomu dochází v únoru, kdy již intenzita slunečního záření dosahuje vysokého stupně a jihozápadní strana kmene se zahřívá silněji. V místě poškození dělivých pletiv přestává strom růst do šířky, kůra se odlupuje, praská a dřevo se odkrývá. Na okrajích mrazové desky se tvoří hojivé pletivo, které se snaží překrýt vzniklou ránu. Nepřekrytá místa jsou vstupní branou pro dřevokazné houby a škůdce. Mrazové desky se mohou vytvořit i na silnějších větvích.

Proto už v prosinci kmene můžeme stínit různými obaly, například z chvojí, latěk, proutí nebo slámy. Vhodnou ochranou je i bílení kmenů a silných větví dvacetiprocentním vápenným mlékem. Bílý povrch kmenů má vyšší albedo (schopnost odrážet krátkovlnné - sluneční záření), než neošetřený tmavý kmen a zabraňuje tak jeho nadměrnému zahřívání.

4. odolnost proti jarním mrazíkům = minimální teplota v době vegetačního období. Rozlišujeme poškození chladem - teplotami nad 0 °C a poškození mrazem - teplotami pod 0 °C (Obr. 17). Mnoho druhů zahyne při tělesné teplotě asi -1 °C z důvodu tvorby krystalů ledu v buňkách, jež mechanicky poškozují buněčné membrány a také na sebe selektivně váží vodu, a proto v buňce zůstane roztok, jehož nadměrná koncentrace může být letální.

Podle příčin, vedoucích ke vzniku jarních mrazíků, rozeznáváme typy:

- ✓ **radiační** – inverzní mrazíky, vznikající pouze v ranních hodinách. K jejich vzniku přispívá *jasná obloha* v průběhu noci (je velmi intenzivní vyzařování dlouhovlnné radiace ze zemského povrchu, který se rychle ochlazuje), *nízká relativní vlhkost* (při vysoké vlhkosti např. 80 % by při ochlazování vzduchu došlo při malém poklesu teploty vzduchu k nasycení vodní parou, při které by se uvolnilo latentní-fázové teplo, které by působilo proti výskytu mrazíku) a *bezvětrí* či pouze mírná rychlost větru (silnější vítr by „nedopustil“ inverzi, neboť by advekcí či turbulencí promíchal teplejší vyšší a chladnější nižší vrstvy vzduchu);
- ✓ **advekcční** – nízké teploty vzduchu jsou dosaženy přesunem chladných vzduchových hmot především ze severovýchodu. Tyto mrazíky jsou plošnějšího charakteru a mohou trvat i několik dní.
- ✓ **radiačně – advekcční** – kombinace obou příčin.



Obr. 17: Poškození a zničení vinné révy jarním mrazíkem.

Metody protimrazové ochrany

V našich podmínkách je pravděpodobně nejefektivnějším způsobem protimrazové ochrany existence zavlažovacích systémů např. v sadech či vinicích. Nepřerušená závlahová dávka 2–3 mm.hod⁻¹ je schopna zachránit před mrazovým poškozením porost až do -6 °C.

Při **zavlažování** dochází ke třem procesům:

1. uvolnění latentního tepla při mrznutí;
2. zavlažení půdy zvýší její tepelnou vodivost a tím rychlejší přísun tepla z hloubky k povrchu;
3. zvýší se vlhkost vzduchu a tím se částečně zabrání ztrátě dlouhovlnné radiace ze systému.

Zadýmování, při kterém se sníží vyzařování z povrchu a dojde tak k vytvoření umělé radiace. Tento způsob je velmi častý např. ve Španělsku, kdy se před radiačními mrazíky chrání v ranním období dozrávající pomerančovníky.

Umělá cirkulace, při které se rozruší inverzní vrstva promícháním vyšších a teplejších vrstev s nižšími a chladnějšími. Umělá cirkulace je velmi málo využívaný způsob, kdy se pomocí větrných mlýnů promíchává chladnější a teplejší vzduch.

Přikrývání rostlin – mulčování, při němž je snahou zvednout aktivní povrch, na kterém dochází k maximálnímu ochlazování, nad porost. Zvednutím aktivního povrchu nad úroveň vegetačního povrchu se přesune výměna energie nad výšku porostu. Současně se pod aktivním povrchem vytvoří pro růst vhodnější teplotní i vlhkostní podmínky.

Aplikace růstových regulátorů způsobuje u ovocných stromků oddálení začátku vegetace a snížení teploty citlivé fenologické fáze.

V oblasti protimrazové ochrany je významným prvkem **prevence** a opatření vycházející ze znalosti agrometeorologických vazeb.

Každý pěstitel teplomilných druhů by měl být seznámen s principem **mrazové kotliny** a skutečností, že studený vzduch je těžší než teplý. Především za bezvětří stéká po svazích rychlostí kolem 1–1,5 m.s⁻¹ a vytváří v údolích jezera studeného vzduchu. Jedná se

o pěstitelsky velmi nebezpečné situace, kdy i v teplých krajinách v oblasti subtropů jsou ztráty na zemědělských komoditách významné. V našich podmínkách patří údolí jižní Moravy k typickým obilnářským oblastem, zatímco ovocné stromky či vinná réva by měly být pěstovány v horní části svahů. Stejně tak u lesů někdy inverzní polohy vylučují pěstování buku, jedle i smrku.

Agrotechnická prevence je tvořena správnou výživou (optimální výživa draslíkem), přičemž např. přehnojení dusíkem vyvolá vodnatost pletiv, rostlina tvoří více bílkovin na úkor sacharidů (často jsou místo odborného termínu "sacharidy" používána zastaralá synonyma: glycidy, cukry, uhlohydráty, karbohydráty, uhlovodany), které jsou jednou z podmínek mrazuvzdornosti. Účinné protimrazové opatření je hnojení chlévským hnojem, při jehož mikrobiálním rozkladu se postupně uvolňuje významné množství tepla.

5. odolnost proti přehřátí = odolnost proti vysokým teplotám. Vysoké teploty v podmínkách ČR mohou vyvolávat u rostlin pouze stavy stresu (vratné situace) na rozdíl od nízkých teplot vyvolávající i stavy poškození (nevratných situací, kdy odumírají části rostlin). Pro rostliny s mechanismem asimilace uhlíku C_3 (např. obilniny) se stavy přehřátí s náznaky inhibice fotosyntézy objevují kolem $35\text{ }^{\circ}\text{C}$, u rostlin C_4 se stresový stav dostavuje až na úrovni $38\text{ }^{\circ}\text{C}$. K poškození dochází až za podstatně vyšších teplot.

Čím delší dobu působí vysoká teplota, tím škodlivější je její účinek. Za nejodolnější bývají pokládány některé bakterie a sinice v léčivých pramenech, které dlouhodobě snášejí teploty i přes $70\text{ }^{\circ}\text{C}$. Odolnost pletiv proti zvýšeným teplotám je nepřímo závislá na obsahu vody. Proto jsou pletiva s vysokým obsahem vody chráněna pletivy s nízkou tepelnou vodivostí (korek, kůra, borka). Dojde-li k soustředění slunečních paprsků, např. kapkami vody vytvořenými na skle pařeništního okna, dochází na některých místech k přehřátí a následnému odumření buněk listů. Pletiva na těchto místech zhnědnou a rozpadnou se (na listech okurky např. zjišťujeme nápadné díry).

6 VLHKOST VZDUCHU A VÝPAR

Vlhkost vzduchu charakterizuje množství **vodní páry ve vzduchu**. Do vzduchu se vodní pára dostává při vypařování z aktivních povrchů, které obsahují vodu. Voda se vyskytuje v atmosféře ve třech skupenstvích (plynném, kapalném a tuhém) a je v ní obsažena maximálně v 4 % objemového množství. Prakticky veškerá vodní pára (99 %) se nachází v troposféře, přičemž do 1,5 km nad zemským povrchem se vyskytuje asi 50 % jejího množství v atmosféře. Jedno skupenství vody (pára, kapalina, led) může přecházet v jiné a to v závislosti především na teplotě a tlaku vzduchu.

Pro vztah teploty a vodní páry platí, že

- ✓ voda se může vypařovat až do určitého množství, které je dáno teplotou vzduchu;
- ✓ vzduchu o určité teplotě přísluší určité maximální nasycení vodní parou;
- ✓ není-li dostatek vody, je vzduch vodní párou nenasyčen;
- ✓ je-li nadbytek vody, dochází ke kondenzaci či při teplotách pod 0 °C k desublimaci.

6.1 Základní charakteristiky vlhkosti vzduchu

Tlak vodní páry

Označuje se jako „*e*“ a tvoří **parciální tlak vodní páry** (Pa). Maximální množství vodní páry, které je vzduch schopen pojmout při dané teplotě, se nazývá **napětí nasycení**. V případě, že je vzduch vodní parou nasycen, hovoříme tedy o napětí nasycení nebo tlaku **nasycené vodní páry** a označujeme ji jako „*E*“. Napětí nasycení závisí na teplotě a je pro danou hodnotu teploty konstantní. Vliv na stav nasycenosti vodní párou má skupenství vody, kdy nad ledem je napětí nasycení nižší než nad vodou, nebo tvar kapaliny, kdy je nasycenost nad vypouklým (konvexním) povrchem větší a nad vyhloubeným (konkávním) povrchem menší než nad rovným. Mírný vliv mají i látky, které jsou ve vodě rozpuštěné, např. obsah soli v oceánech způsobí, že je napětí nasycené vodní páry nižší asi o 2 % než ve vzduchu nad sladkou vodou.

Absolutní vlhkost vzduchu

Říká nám, jaká je hmotnost vodní páry v jednotkovém objemu vzduchu. Označuje se jako „*a*“ a pokud je vzduch nasycen, hovoříme o maximální absolutní vzdušné vlhkosti „*A*“. V podstatě se jedná o hustotu vodní páry.

$$\text{platí vztah} \quad a = 217 * \frac{e}{T} \quad [g \cdot m^{-3}] \quad (32)$$

Kde:

e – tlak vodní páry (Pa);

T – teplota (K)

Měrná vlhkost

Označuje se jako s a S ($\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$); ($\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$) označuje hmotnost vodní páry v jednotkové hmotnosti vzduchu. Je však třeba stanovit, zda ve vzduchu vlhkém či suchém!

Relativní vlhkost vzduchu

Správněji **poměrná** vlhkost vzduchu se označuje jako „ r “. Říká nám, na kolik % je vzduch nasycen vodní párou. Výpočet vychází z poměru

$$r = \frac{a}{A} * 100 \quad [\%] \quad (33)$$

$$r = \frac{e}{E} * 100 \quad [\%] \quad (34)$$

Např. je-li relativní vlhkost vzduchu 60 %, znamená to, že za dané teploty je ve vzduchu 60 % vodní páry, které by tam teoreticky mohlo být ve vztahu ke stavu nasycení a k jehož dosažení chybí 40 % vodní páry. Tato relativní charakteristika však neříká nic o skutečném množství vodní páry ve vzduchu.

Relativní ekvivalentní vlhkost vzduchu

Tato ekvivalentní vlhkost se vztahuje na hraniční vrstvu vzduchu (její mocnost je závislá na rozdílu teploty předmětu a okolního vzduchu) přímo se dotýkajícího aktivního povrchu. Např. teplota listu, stonku nebo květu se liší, a to dosti výrazně od okolního vzduchu, pokud do něj nezahrneme vzduch těsně v samotné blízkosti. Potom i v tomto vzduchu bude jiná relativní vlhkost a tato „jiná“ relativní vlhkost se nazývá relativní vlhkostí **ekvivalentní**. Vztáhneme-li relativní ekvivalentní vlhkost na teplotu živočichů, potom hovoříme o fyziologické relativní vlhkosti, kdy je teplota povrchu konstantní a rovná se teplotě 37 °C.

$$r_{ekv} = \frac{e}{E_p} * 100 \quad [\%] \quad (35)$$

$$r_{ekv} = \frac{E}{E_p} * r \quad [\%] \quad (36)$$

Kde:

E_p - napětí nasycené vodní páry (hPa) při teplotě tělesa t_p (°C).

Sytostní doplněk

Je deficit vlhkosti neboli doplněk do maxima. Čím je doplněk větší, tím je vzduch sušší a potenciální výpar větší. Jednotky sytostního doplněku jsou závislé na typu vlhkostní charakteristiky, pro kterou je stanoven.

$$d_a = A - a \quad [\text{g}\cdot\text{m}^{-3}] \quad (37)$$

$$d_s = S - s \quad [\text{g}\cdot\text{g}^{-1}] \quad (38)$$

$$d_r = 100 - r \quad [\%] \quad (39)$$

$$d_{ekv} = E_p - e \quad [hPa] \quad (40)$$

Teplota rosného bodu τ (tau)

Je teplota, kdy je vzduch následkem izobarického ochlazování vodní parou nasycen. Znamená to tedy, že sytostní doplněk je roven nule a $r = 100 \%$. Teploty rosného bodu dosáhneme buď zvyšováním absolutní vlhkosti až do stavu nasycení, kdy se předpokládá konstantní teplota vzduchu, nebo snižováním teploty vzduchu za předpokladu konstantní absolutní vlhkosti vzduchu.

Jaké je rozdělení vlhkosti v atmosféře?

Směrem k troposféře ubývá vlhkost rychleji než tlak vzduchu. Zdrojem vodní páry je povrch země, přičemž jeho vliv ubývá téměř exponenciálně. U horní hladiny troposféry činí tlak vodní páry jen asi jednu setinu hodnoty u povrchu země. Rozdělení v rámci zeměpisných šířek vychází z teplotní závislosti obsahu vodní páry a faktu, že čím je vzduch chladnější, tím pojme méně vodní páry. Z tohoto důvodu v oblastech:

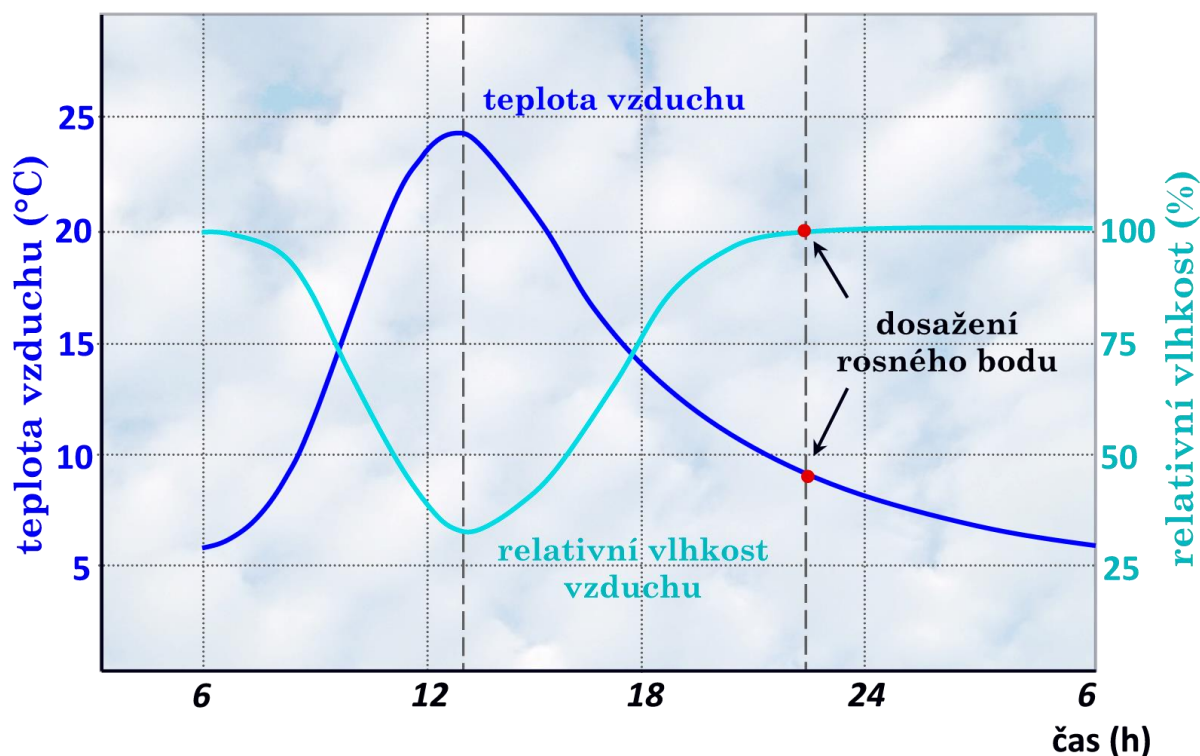
- ✓ polárních je tlak napětí vodní páry menší než 4 hPa;
- ✓ na padesáté rovnoběžce je v průměru 6,5 hPa;
- ✓ na rovníku 25 hPa (až 20 g.m⁻³).

Denní chod vlhkosti vzduchu

Vlhkost kolísá podle zeměpisné šířky, přičemž v našich podmínkách má různý denní chod v létě i v zimě. U absolutních vlhkostních charakteristik vzduchu musíme sledovat hodnotu výparu a stupeň proudění vzduchu. V létě v poledních hodinách zvyšující se konvekce odvádí od zemského povrchu vodní páru větší rychlostí, než ji výpar stačí kompenzovat. Proto má tento denní chod dvě maxima a to první kolem 8–9 hodiny ránní, kdy začíná intenzivní výpar, a druhé mezi 20–21 hodinou, kdy výpar stále pokračuje, ale konvekční proudy jsou již zeslabené. V zimě konvekční proudy nejsou tak vyvinuté. Absolutní vlhkost pak koreluje s intenzitou výparu a její maximum je dosaženo kolem 16. hodiny. Stejný chod může být i u dalších charakteristik (tlak vodní páry) i v létě, ale pouze nad vodní hladinou, kde i transport vodní páry silným konvekčním prouděním od povrchu je kompenzován jejím stálým přísunem z vodní hladiny. Relativní vlhkost má v průběhu dne a noci antagonistický vztah k teplotě (Obr. 18). Se zvyšující se teplotou klesá relativní vlhkost a naopak.

Bioklimatologický význam vodní páry např. jako

- a) faktor koloběhu vody v přírodě;
- b) skleníkový plyn hrající zásadní roli v radiační bilanci Země;
- c) člen energetické bilance – v přeměně fázového skupenství;
- d) prvek čistoty ovzduší – vstupuje do interakcí s plynnými exhaláty.



Obr. 18: Denní chod teploty vzduchu (°C) a relativní vlhkosti vzduchu (%).

6.2 Fénový efekt, fén, Föhn

(jako opakování adiabatického gradientu a vybraných vlhkostních charakteristik). Vlhkosti ve vzduchu rychle s výškou ubývá, což znamená, že jakékoliv pohoří je schopno zachytit větší množství vzdušné vlhkosti. Potvrzením daného jevu je i schéma föhnového proudění. Föhn je jeden z typů místních větrů, který se velmi často projevuje i na jižní Moravě, když přichází z jihu až jihozápadu z Alp. I v českých pohořích (Šumava) lze pozorovat jeho důsledky, jako je výskyt teplomilnější vegetace na závětrné straně ve vyšší nadmořské výšce nebo dřívější tání sněhové pokrývky apod.

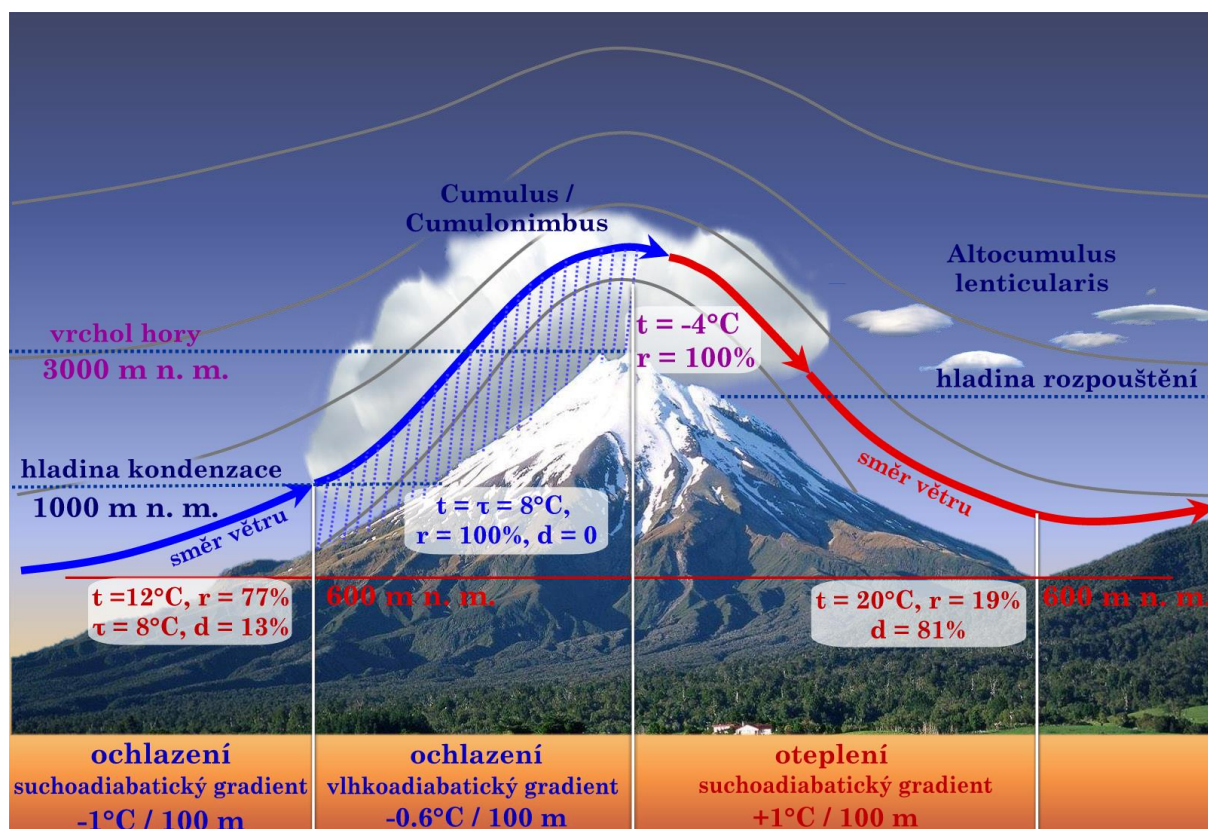
Když vítr narazí na překážku (horský masív), dojde k jevu, který se nazývá **nucená** (dynamická) **konvekce**, při kterém je vzduch přinucen stoupat. Při tomto výstupu dochází k adiabatickému ději, kdy se stoupající vzduch ve vyšších výškách rozpíná, a tak koná práci, na kterou je potřeba energie. Důsledkem je ochlazování vzduchu a to podle **suchoadiabatického gradientu**, jehož velikost je 1 °C na 100 m výšky. Podle tohoto gradientu se ochlazuje vystupující vzduch až do určité hladiny, která je nazývána **kondenzační hladinou** (h_k) udávanou v metrech (m). Pro její orientační určení platí vztah:

$$h_k = 122 * (t - \tau) \quad [m] \quad (41)$$

Tento jednoduchý a orientační vzorec nám může pomoci odhadnout výšku hladiny kondenzace na základě teploty vzduchu (t) a teploty rosného bodu (τ) měřených ve dvou metrech. Od tohoto okamžiku, kdy je na základě snížení teploty vzduchu dosaženo 100 %

relativní vlhkosti, dochází ke kondenzaci, při které se část vodní páry mění na vodní kapičky. Na hladině kondenzace je 100 % relativní vlhkost, je zde nulový sytostní doplněk a je zde dosažena teplota rosného bodu. Při tomto jevu se uvolňuje určité množství latentního tepla, takže pokud pokračuje **nucená konvekce** vzduchu, dochází k dalšímu ochlazování. Část energie nutná k rozpínání je pokryta právě latentním teplem, které se při kondenzaci uvolňuje, a tak ochlazování probíhá podle **vlhkoadiabatického (nasyčeněadiabatického) gradientu**, který je menší než suchoadiabatický a v průměru má hodnotu $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Důsledkem kondenzace na **hladině kondenzace** je vznik oblaků, ze kterých mohou na návětrné straně vypadávat srážky. V okamžiku překonání vrcholu pohoří dochází k následnému sestupu vzduchu a tedy k jeho ohřívání a to podle **suchoadiabatického gradientu** $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Důsledkem je, že vzduch (silný vítr nazývaný fén) na závětrné straně je mnohem sušší a teplejší (Obr. 19) Toto proudění trvající v řádu dnů může významně podpořit reálnou evapotranspiraci a zvláště v období jara a léta zesílit vliv sucha na krajinu.



Obr. 19: Vznik fénu jako důsledek změn teploty a vlhkosti vzduchu při dynamické konvekci.

6.3 Mikroklima stájí z pohledu vlhkosti a teploty vzduchu

Mikroklima stáje se na celkové produkci živočišných komodit podílí až pěti procenty. Vlhkost stájového ovzduší je ve většině případů vyšší než vlhkost vzduchu v otevřené krajině. Hlavním zdrojem vlhkosti je odpařování ze sliznic hospodářských zvířat. Je zajímavé, že až na koně nemá význam pro odpařování vodní páry pocení, rozhodující jsou právě sliznice zvířat. Pouze asi 25 % celkové stájové vlhkosti připadá na odpařování z ostatních

povrchů (podlaha, okna, dveře). Je zřejmé, že tvorbu vodní páry zvířaty neovlivníme, a proto se pro úpravu vlhkosti musíme zaměřit na oněch zbývajících 25 %.

Jak působí vlhkost vzduchu na stájové mikroklima či v širším pojetí teplotní a vlhkostní poměry na živočichy (člověka)? Mohou nastat následující extrémní případy:

a) vysoká teplota a vysoká relativní vlhkost (např. 30 °C a 90 %)

Je ztíženo odpařování vody z povrchu těla a tím je výrazně narušena termoregulační funkce např. při teplotě 35 °C a 75 % relativní vlhkosti nebo 29 °C a 85 % je snížena doживost až o 20–30 %. U prasat vyšší relativní vlhkost a teploty nad 30 °C způsobují depresi přírůstků, v extrémním případě dochází k **hypertermii** často se smrtelným koncem. **Přehřátí organismu** je v daných podmínkách velmi reálnou hrozbou.

b) nízká teplota a vysoká relativní vlhkost (např. 12 °C a 90 %)

Probíhá intenzivní přenos tepla z povrchu těla do okolí. Vlhký vzduch teplo vede velmi dobře a již při 10–15 °C a vysoké relativní vlhkosti 90 % dochází k **podchlazení** zvířat, což snižuje odolnost proti infekcím. Především je efekt podchlazení citelný u mláďat hospodářských zvířat, u koní a z humánního pohledu u dětí.

c) vysoká teplota a nízká relativní vlhkost (např. 30 °C a 20 %)

Velmi rychlé vysoušení sliznic, u prasat se objevuje suchý dráždivý kašel, je nutné výrazně upravit pitný režim ve prospěch příjmu tekutin hospodářských zvířat. U člověka dobře funguje ochlazování pocením, na druhé straně hrozí stejně jako u ostatních živočichů nebezpečí dehydratace.

d) nízká teplota a nízká relativní vlhkost (např. 12 °C a 20 %)

Suchý vzduch tvoří izolační vrstvu na povrchu těla a snižuje tepelné ztráty, situace nevykazuje žádné výrazné nebezpečí pro živý organismus.

6.4 Výpar

Je ho možné definovat jako změnu kapalného skupenství na plynné, přičemž k tomuto procesu je zapotřebí energie. Naopak při opačném procesu (kondenzaci) se energie uvolňuje. Aby došlo k výparu 1 g vody 0 °C teplé je potřeba 2 500 J. Na sublimaci 1 g ledu spotřebujeme o 335 J více. Skupenská tepla vypařování (l_v) jsou závislá na teplotě. S rostoucí teplotou klesají a při kritické teplotě, kdy mizí rozdíl mezi kapalinou a její párou, je $l_v = 0 \text{ J.kg}^{-1}$.

Od 0 °C do 100 °C přibližně platí lineární vztah:

$$l_v = 2500 - 2.5 * t \quad [\text{J.kg}^{-1}] \quad (42)$$

l_v – měrné skupenské teplo vypařování vody

t – teplota vody [°C]

Molekula vody může díky tepelné energii překonat soudržnost v kapalině a vylétnout do atmosféry. Podle množství dostupné energie mohou nastat na aktivním povrchu **tři** případy. 1. více molekul ho opouští, než se vrací – **výpar** (resp. sublimace v případě, že v aktivním

povrchu je pevná složka vody – led). 2. více molekul se vrací, než opouští – **kondenzace** (desublimace) 3. stav **dynamické rovnováhy** – oba procesy probíhají stejnou intenzitou v systému proti sobě, systém se chová jako neutrální – vyrovnaný.

6.4.1 Faktory ovlivňující výpar

1. Faktory meteorologické, mezi něž patří především teplota vypařujícího se povrchu, vlhkost vzduchu a vítr. Čím je teplota povrchu vyšší, čím nižší je vlhkost vzduchu nad ním (vyšší sytostní doplněk) a čím vyšší je rychlost větru, tím je výpar **intenzivnější**.

Působení teploty, vlhkosti a tlaku vyjadřuje za podmínky nulové rychlosti vzduchu **Daltonův zákon**.

$$v = k \frac{E_p - e}{p} \quad [g.cm^{-2}.s^{-1}] \quad (43)$$

Kde:

v – rychlost výparu ($g.cm^{-2}.s^{-1}$),

E_p – tlak nasycené vodní páry při teplotě vypařujícího povrchu (hPa),

e – tlak vodní páry nad vypařujícím povrchem (hPa),

p – atmosférický tlak vzduchu (hPa),

k – difúzní součinitel závisující na výšce, kde bylo změřeno napětí vodní páry např. ve 2 m je $k = 10^{-6}$.

2. Faktory charakterizující vypařující se povrch - typ aktivního povrchu (půda, led, sníh, voda, vegetace), jeho barva, vlhkost, stáří vegetace apod.

6.4.2 Charakteristiky výparu

- množství** (mm/čas) se udává za den, pentádu, dekádu, měsíc, rok - množství je nejčastěji výrazem nespojitě funkce. 1 mm znamená ztrátu 1 litru vody z plochy $1m^2$;
- intenzita** (mm/čas) je okamžitá hodnota, případně se udává nejčastěji za spojitě časové období (např. hodiny);
- evapotranspirace** je celkový výpar složený z výparů dílčích (fyzikální evaporace + fyziologické transpirace + intercepce);
- evaporace** – výpar z neživých povrchů (fyzikální výpar);
- transpirace** – výpar vody z rostlin (fyziologický výpar), kdy voda byla součástí rostlinných buněk;
- intercepce** – výpar vody z povrchu rostlin, kdy voda nebyla součástí rostlinných buněk;
- reálná, potenciální a referenční evapotranspirace**.

Evaporace – fyzikální výpar z neživých povrchů (z půdy, vodní hladiny, sněhu a ledu). Kromě meteorologických charakteristik jsou důležité i vlastnosti půdy, především hodnoty půdních hydrolimitů, a to polní vodní kapacita, plná vodní kapacita, bod vadnutí nebo číslo hygroskopicity. Chceme-li zjistit výpar půdy, musíme vědět, v jakém stavu se půda nachází a jaká je její vlhkost. Pokud je půda nasycena vodou, může být výpar v podmínkách České republiky až $8 mm.den^{-1}$ (letní období). Hodnota $8 mm.den^{-1}$ je vyšší

než výpar z vodní hadiny, přičemž tento jev má dva důvody: 1) větší teplota povrchu půdy díky tmavší barvě; 2) větší aktivní vypařovací plocha. V případě půdy nenasycené vodou výpar nedosahuje v našich podmínkách ani $2\text{--}3 \text{ mm}\cdot\text{den}^{-1}$ a to v závislosti na vlastnostech prostředí. V zimním období je výpar na úrovni desetin mm. Podstatně více se vypaří z půdy, která není obdělávaná, neboť u ní není porušena kapilarita. Orba např. podmínka je velmi účinné opatření pro omezení neproduktivního výparu. **Výpar z ledu** je vyšší než ze sněhu, který má větší albedo a výrazně menší vodivost (nižší obsah vzduchu). Vliv na výpar ze sněhu má i jeho znečištění, které ho zvyšuje (klesá albedo).

Transpirace je fyziologický výpar, kdy voda z rostlin přechází do atmosféry. Rostlina vypařuje vodu převážně stomaty, velmi malá část (do 5-10 %) je vypařena kutikulou. Je možné ji charakterizovat rychlostí a transpiračním koeficientem.

- ✓ **rychlost transpirace** je množství vytranspirované vody za čas na určitou plochu ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{hod}^{-1}$ nebo $\text{g}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{hod}^{-1}$).
- ✓ **transpirační koeficient** ($\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) je množství vytranspirované vody (g) potřebné na tvorbu 1g sušiny (Tab. VI).

Tab. VI: Potřebné množství vytranspirované vody (g) na tvorbu 1 g sušiny

Druh	g H ₂ O/1g sušiny
obilniny	500–650
luskoviny	700–800
brambory a řepa	450-550
C4 rostliny (např. kukuřice)	220–350
zelenina	800-1 400
vinná réva	250-300
lesní dřeviny	170-340

Intercepce je proces, kdy je vypařována voda z povrchu rostlin. Povrch rostlin nabízí určitou kapacitu, na které je srážková voda zadržována a právě ta může podléhat výparu. Kapacita porostu je závislá na velikosti parametru LAI (*Leaf Area Index*), což je bezrozměrné číslo vyjadřující celkovou plochu listů (v m²) připadající na jeden m² zemského povrchu. V případě intercepce se jedná o neproduktivní výpar (ztráta vody z ekosystému bez jejího využití – obdobně jako evaporace). Zvlhčení listů kromě vertikálních srážek (např. déšť) mohou způsobit i srážky horizontální (např. rosa) či kondenzáty v nižších vrstvách atmosféry (např. mlha). Při zapojeném porostu s LAI 4–5 může být ztráta intercepce u srážky do 3 mm až 70 %.

Reálná, potenciální a referenční evapotranspirace

a) reálná evapotranspirace (aktuální, skutečná) probíhá z daného povrchu za aktuálních podmínek (na pouštích v řádech desítek $\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$);

b) potenciální evapotranspirace je maximálně možný výpar, který by za daných podmínek probíhal, pokud by byl povrch nasycen vodou (množství, které by se vypařilo, kdyby byl povrch nasycen). Maximální roční množství potenciální evapotranspirace je přibližně $2\ 800\text{--}3\ 300 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$ (pouštní oblasti);

c) **referenční** evapotranspirace – definovaná jako výpar ze zavlažovaného trávníku 0,12 m vysokého, s albedem 23 % a povrchovým odporem 70 s.m^{-1} . V přírodních podmínkách se jedná o kompletně zelenou oblast (aktivně rostoucí trávník), ve které je nelimitní množství vody a půdní profil je trvale nasycen. Využívá se i do modelových výpočtů, kdy pro konkrétní plodinu je referenční výpar pro trávník upraven koeficientem dané konkrétní plodiny, který respektuje celé vegetační období.

6.4.3 Stanovení výparu

Je relativně složité, neboť narážíme na řadu faktorů, které výpar ovlivňují. Stejně jako každý jiný meteorologický prvek je možné výpar měřit nebo počítat. Nejjednodušší na pochopení je metoda **vodní bilance** (Obr. 20). Jedná se o metodu vhodnou pro stanovení reálné evapotranspirace v povodích.

Vycházíme ze vztahu

$$\Delta S = (I + R + U + P) - (D + RO + ET) \quad (44)$$

Kde:

ΔS – retence půdy (mm),

I, R – závlahy & srážky,

U – kapilární zdvih,

P – povrchový přítok,

D – průsak do podzemní vody,

RO – runoff (povrchový odtok),

ET – výpar (evapotranspirace).

Metoda energetické bilance

Metoda vychází ze znalosti radiačních a energetických toků shrnutých v již popsané rovnici energetické bilance aktivního povrchu:

$$B_e = B \pm P_a \pm Q_p \pm LV \quad (45) \text{ vysvětlení viz (28)}$$

Existuje řada dalších metod jak vypočítat (reálnou či potenciální) evapotranspiraci např. Budyko, Tomlain, Papadakis, Thornthwait a další, přičemž nejlépe prověřenou metodou zůstává **metoda Penmanova** (1948), resp. **Penman – Monteith**, nebo její modifikace, kterou pro podmínky ČR upravil Dr. Úlehla, emeritní pracovník z Výzkumného ústavu agrotechniky Hrušovany u Brna.

Vypočte se jako:

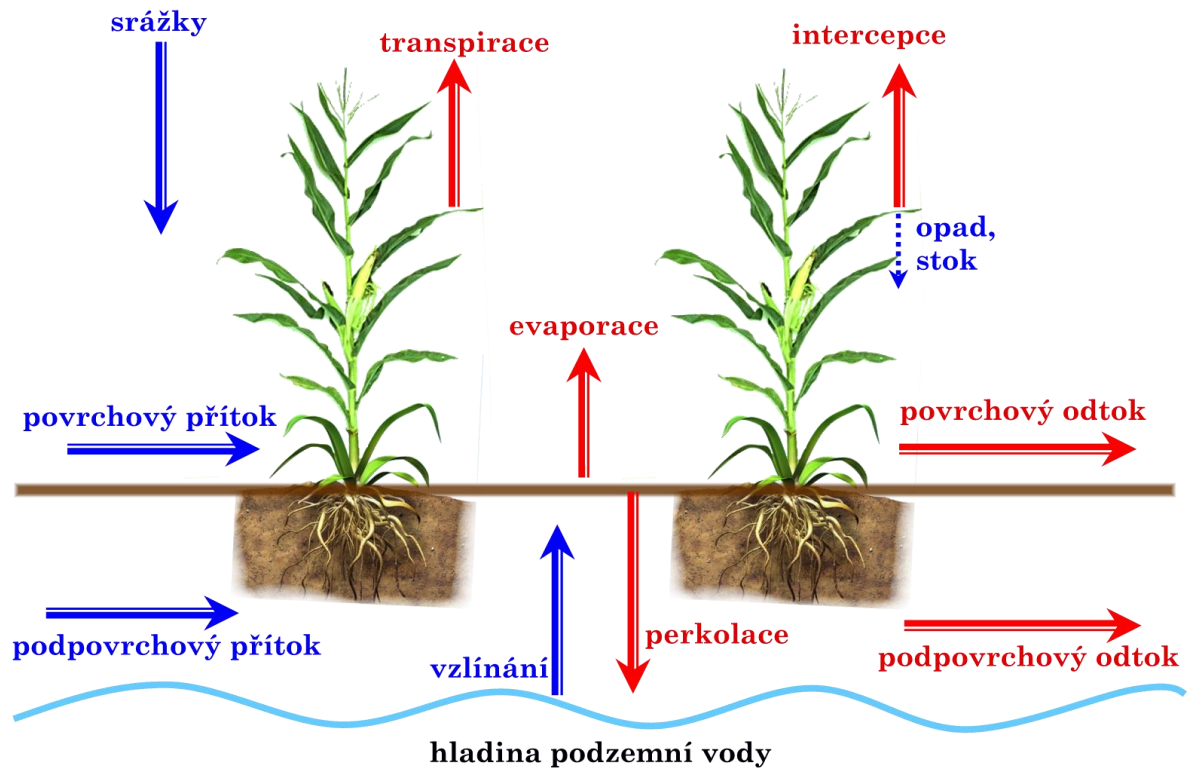
$$E_T = \frac{\Delta R_n + (e_a - e_d) * \frac{\rho * c_p}{r_a}}{\lambda (\Delta + \gamma * (1 + \frac{r_s}{r_a}))} \quad (46)$$

Kde,

- E_T – potenciální evapotranspirace ($\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$),
 R_n – je radiační bilance ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$),
 G – je tok tepla do půdy ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$),
 e_a – tlak nasycené vodní páry (Pa) při teplotě vzduchu ($^{\circ}\text{C}$),
 e_d – aktuální tlak vodní páry (Pa),
 $e_a - e_d$ – sytostní doplněk (Pa),
 c_p – specifické teplo vzduchu ($\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}$),
 λ – skupenské teplo vypařování ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$),
 Δ – sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$),
 γ – psychrometrická konstanta ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$),
 r_s – resistance porostu = stomatární odpor ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$),
 r_a – aerodynamická resistance – odpor při transportu vodní páry od povrchu ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$).

Metoda je pravděpodobně nejpřesnější pro výpočet potenciálního výparu z ekosystémů. Přesto není zcela dokonalá, např. parametr r_s je závislý na tom, jaká vegetace v ekosystému dominuje.

Denní a roční chod výparu je přímo úměrný chodu teploty vzduchu. Je výrazně vyšší během dne a snižuje se v průběhu noci s minimem před východem Slunce. Nejvyšší výpar v průběhu roku je dosažen v letních měsících. Nejvyšší hodnoty potenciálního výparu jsou dosaženy v tropických a subtropických oblastech a mohou dosahovat ročního množství až kolem 3 300 mm. Z pohledu využití vody a jejího výparu v ekosystému je možné hovořit o tzv. **produktivním** výparu z rostlin, což je transpirace, tj. spotřeba vody rostlinami pro vlastní stavbu buněk. Vodu pro transpiraci (obohacenou ionty biologických prvků) odebírá rostlina především svými kořeny z půdy. Dále můžeme hovořit o tzv. **neproduktivním** výparu – evaporaci (tato voda není využita pro růst rostlin) a intercepci (výpar z povrchu rostlin, části srážek zachycených nadzemními částmi porostů), i když jejich zařazení do neproduktivního výparu může být v detailní úvaze zpochybněno tím, že se podílí na změně mikroklimatu porostu (vlhkosti vzduchu), která produkci do jisté míry ovlivňuje.



Obr. 20: Vodní bilance polní plodiny (červené položky – odchod vody ze systému, modré položky vstup vody do systému).

7 KONDENZACE (DESUBLIMACE)

Změna vodní páry na kapalné skupenství se nazývá **kondenzace**, změna vodní páry na tuhé skupenství **desublimace**. Při obou procesech se uvolňuje latentní energie, přičemž při desublimaci je množství uvolněné energie větší (rovnice 40).

7.1 Kondenzáty (desublimáty)

Výsledkem obou procesů jsou kondenzáty či desublimáty (v dalším textu budou obě skupiny označovány jako kondenzáty), které můžeme rozdělit podle místa, kde vznikají na jevy na:

- a) zemském povrchu;
- b) v nižších vrstvách atmosféry;
- c) ve vyšších vrstvách atmosféry.

7.1.1 Kondenzáty na zemském povrchu

Na zemském povrchu probíhá kondenzace na jakémkoliv aktivním povrchu, jehož teplota je rovna nebo klesne pod teplotu rosného bodu. V atmosféře pro vznik mlhy, kouřma a oblaků tento povrch nahrazují neviditelná mikroskopická kondenzační jádra. Kondenzáty na zemském povrchu jsou:

a) Rosa – při kontaktu relativně teplého a vlhkého vzduchu se studeným povrchem může klesnout teplota vzduchu v hraniční vrstvě přiléhající k povrchu na hodnotu rosného bodu (nulový sytostní doplněk, 100 % relativní vlhkost) a pokud je teplota povrchu nad nulou, vzniká rosa. Často je rosa důsledek negativní radiační bilance v průběhu noci, kdy převládá dlouhovlnná radiace opouštějící aktivní povrch. V našich podmínkách se tvoří nejčastěji večer nebo v noci v teplém půlroce a její množství nepřesahuje většinou během noci 0,3 mm (0,3 l.m⁻²) a za rok maximálně 30 mm. Význam rosy lze spatřit v suchých obdobích, kdy její tvorba pomáhá rostlinám překonávat deficit vody či omezuje neproduktivní výpar. Má i výrazný fytopatologický význam, kdy ovlhčení listů napomáhá rozvoji především houbových chorob.

b) Zmrzlá rosa – jsou zmrzlé kapky rosy.

c) Jíní – vzniká stejně jako rosa, ale rosný bod je pod bodem mrazu, dochází tedy k desublimaci vodní páry. Jíní můžeme charakterizovat jako pevně přirostlou, krystalickou usazeninu, ledové šupinky a jehličky s jemnou strukturou. Vyskytuje se nejčastěji na trávě a vodorovných plochách.

d) Jinovatka – vzniká desublimací z přechlazené mlhy a kouřma při -8 až -3 °C. Vytváří zřetelnou krystalickou strukturu, která při oklepání lehce opadává. Je tvořena jemnými jehličkami, trsy s jasnou krystalickou strukturou a usazuje se při silných mrazech i na stromech a elektrickém vedení.

e) Námraza – vzniká namrzáním přechlazených kapiček za silnějšího větru a za mlhy. Může vytvářet až desítky kg na jednom metru větví či elektrických drátů. Nalézáme ji ve formě bílé průhledné či matně zrnité usazeniny složené ze sněhobílých trsů na návětrné straně předmětů. Na okrajích lesních porostů můžeme často pozorovat zlomené stromy právě jako důsledek silné námrazy. Ta je k povrchu (větvím) pevně přirostlá a dynamická síla větru může způsobit výrazné vychýlení těžiště stromu vedoucí až k jeho zlomení. Zničení

stromu napomáhá skutečnost jednostranného zatížení stromu námrazou, která vždy narůstá proti směru větru.

f) Ledovka – průvodní jev mrznoucího deště, má čirou amorfni povahu. Nepřechlazené kapky dopadající na aktivní povrch, jehož teplota není uměle snižována, následně zmrznou. Eventuelně dopadají přechlazené kapičky a okamžitě namrzají.

g) Náledí – vzniká při roztátí sněhu a opětném zmrznutí roztáté vody nebo z důvodu vlivu provozu na cestách, kdy sníh ztverdne a následně zledovatí.

7.1.2 Kondenzáty v přízemní vrstvě atmosféry

a) Mlha – suspenze malých vodních kapiček (nejčastěji 0,005 až 0,05 mm), které zhoršují horizontální dohlednost při zemi pod 1 km v jednom směru. Vzduch při mlze působí sychravým dojmem, relativní vlhkost se blíží 100 %. V zimě při záporných teplotách, kdy je mlha tvořena přechlazenými vodními kapičkami při ní vznikají námrazové jevy (jinovatka, námraza, průhledná námraza). Takovou mlhu nazýváme **přechlazenou** nebo **mrznoucí**. Dohlednost ve dne se určuje jako největší vzdálenost, kdy lze spolehlivě rozeznat černý objekt na pozadí mlhy nebo oblohy. V noci je to vzdálenost, na kterou jsou spolehlivě rozeznatelná světla stálá a směrově málo proměnlivá. Zmrzlá mlha je suspenze četných drobných krystalů ledu ve vzduchu, které zhoršují přízemní vodorovnou dohlednost pod 1 km. Vyskytuje se pouze při nízkých záporných teplotách (většinou pod -20 °C). Netvoří se při ní žádné námrazové jevy. Mezi mlhou a oblakem není v podstatě žádný rozdíl, pokud se týká jejich vlastností. Nahromadění kondenzačních produktů při zemi označujeme jako mlhu, nad zemí ve výšce jako oblak. Mlha je jevem celoročním, nejčastější výskyt zaznamenáváme v podzimních a zimních měsících.

Mlha má čtyři stupně intenzity

Slabá (dohlednost 500–1000 m), **mírná** (200–500 m), **silná** (50–200 m) a **velmi silná** (do 50 m). Mlhy se mohou tvořit i při relativní vlhkosti 90–95 %, kdy teplota vzduchu ještě nedosahuje rosného bodu. To platí pro kladné i záporné hodnoty teploty vzduchu.

b) Kouřmo – vzniká ze stejných příčin jako mlha, má stejné složení jako mlha, jen dohlednost je omezena na 10 km (pozn. z tohoto důvodu se v dalším výkladu bude zmiňovat jen mlha, i když stejné principy – kromě vyjádření intenzity – jsou platné i pro kouřmo).

Mlha z ochlazení (radiační, advekční)

- ✓ **radiační mlhy** – jsou vázané na radiační ohlazení (výdej energie dlouhovlnnou radiací ze zemského povrchu), a proto doprovázejí radiační teplotní inverzi. Většinou jsou to jen ranní mlhy po východu Slunce a prohřátí povrchu krátkovlnnou (sluneční) radiací zanikají. Podle vertikální mocnosti je nízká nebo vysoká.
- ✓ **advekční mlhy** – vznikají při ochlazení relativně teplého a vlhkého vzduchu při jeho advekci nad chladnějším povrchem (ať již zemského povrchu či vodní plochy). Často vydrží den i déle. Mlha tvořená směsí mlhy a kouře vytváří **smog**, jenž je často příčinou zdravotních problémů.

Mlha z vypařování

- ✓ vzniká při vypařování z teplejší vodní hladiny, nad níž je chladnější vzduch. K tvorbě mlhy v důsledku vypařování dochází nad pevninou na podzim a v zimě, kdy voda

v jezerech a řekách je ještě teplejší než okolní vzduch. Vyskytují se i v arktických mořích a při okrajích ledovců.

Mlha orografická

- ✓ vzniká při překonávání překážek (horských masívů) jako důsledek adiabatického ochlazování.

Mlha frontální

- ✓ vzniká míšením dvou objemů vzduchu s rozdílnou teplotou a vysokou relativní vlhkostí na atmosférických frontách.

7.1.3 Kondenzace ve vyšších vrstvách atmosféry

Oblak (neodborně mrak) je viditelná soustava nepatrných částic vody nebo ledu, popřípadě obojího, v ovzduší. Tato soustava může obsahovat zároveň i větší částice vody nebo ledu, a také jiné částice pocházející např. z průmyslových exhalací, kouře nebo prachu.

V oblacích se běžně vedle vodních kapek vyskytují ledové krystaly. Pro vznik ledových krystalů je nutná teplota nižší než -12 °C . Pro přímý vznik ledu je nutné překonání přesycení vodních par oproti vodním kapkám. Výška, která odpovídá teplotní hladině -12 °C , je nazývána **hladinou ledových jader**. Při teplotách do -20 °C se vedle ledových částic běžně vyskytuje kapalná voda s tím, že mnohdy i převažuje. Ve prospěch výrazné převahy ledových částic je nutná teplota nižší než -20 °C , avšak do -30 °C stále nalezneme v oblacích přechlazenou kapalnou vodu. Někdy se může přechlazená kapalná voda vyskytovat v oblacích i do -40 °C . I v polárních oblastech jsou pozorována oblaka tvořená „kapalnou vodou“. Od této hranice jsou oblaka tvořena pouze ledovými částicemi. V laboratorních podmínkách se podařilo kapalným skupenstvím vody udržet až do -72 °C .

Pro vznik oblaku (stejně jako mlhy nebo kouřma) je nezbytné, aby byly splněny dvě podmínky

a) vzduch musí být nasycen vodní parou – k tomu dochází na kondenzační hladině, kam vzduch stoupá za současného adiabatického ochlazení (podle suchoadiabatického gradientu) až do stavu nasycení vzduchu vodní parou = dosažení kondenzační hladiny (H_k). Její výšku lze orientačně spočítat:

$$H_k = 122 * (t - \tau) \quad [m] \quad (47)$$

Kde:

t – teplota ve dvou metrech;

τ (tau) – teplota rosného bodu ve dvou metrech.

b) přítomnost kondenzačních jader v atmosféře – jsou to hygroskopické nebo minimálně vodou smáčivé aerosoly (což je soustava obsahující kapalinu nebo tuhou látku rozptýlenou v plynu – ve vzduchu), ať už přírodní nebo vyprodukované lidskou činností, jsou-li nerozpustné nebo mají-li hexagonální strukturu, jsou vhodné jako ledová jádra.

V atmosféře je jich prakticky vždy dostatek, mají velikost 0,01–1 mikrometr. Jejich počet je deseti tisíce až milion v 1 m^3 , nad mořem přibližně o řád méně. Vzhledem k tomu, že jejich zdrojem je zemský povrch s výškou jejich počet klesá.

Nejčastější příčiny vzniku oblaků

- ✓ nerovnoměrné ohřívání zemského povrchu. Důsledkem je termicky podmíněná konvekce (vzestup vzduchu) a po jeho nasycení v něm obsaženou vodní párou vznik oblaků typu cumulus;
- ✓ vznik frontální oblačnosti, kde funkci překážky přebírá vzduch s jinými vlastnostmi (tedy opět se jedná o vzestup vzduchu!);
- ✓ přecházení vzduchu přes orografické překážky – dynamická konvekce (vzestup vzduchu).

7.2 Dělení oblaků

7.2.1 Podle složení

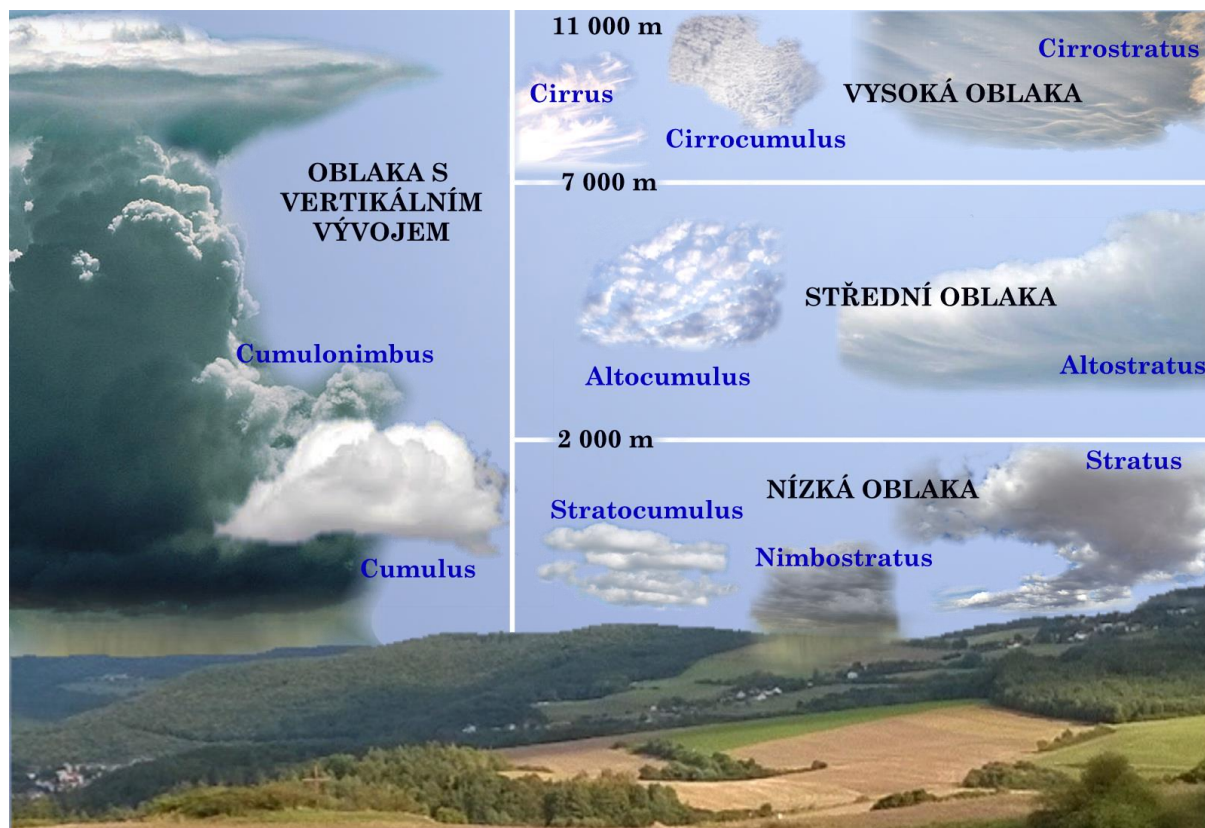
- ✓ z **vodních částic** (kapiček vody) – jsou složena výlučně z vodních částic v kapalné fázi a nacházejí se pod hladinou nulové izotermy a to často i pod hladinou s teplotou $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, výjimečně i pod hladinou ledových jader ($-12\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- ✓ z **pevných částic** (krystalků ledu) – jsou složena výlučně z částic tuhé fáze vody. Tato oblaka leží celá ve výškách, kde teploty dosahují -30 až $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a méně;
- ✓ **smíšenými částicemi** – jsou složena z částic v kapalné i tuhé fázi. Nacházejí se v pásmu mezi izotermou -12 a $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

7.2.2 Podle výšky

Jedná se o oblaka nízkého, středního a vysokého patra. Některá oblaká (např. nimbostratus) mohou zasahovat i přes vymezené hranice.

- ✓ **nízká** do 2 km (stratus - St, stratocumulus - Sc, nimbostratus - Ns);
- ✓ **střední** od 2–7 km (altostratus - As, altocumulus - Ac);
- ✓ **vysoká** nad 7 km (cirrus - Ci, cirrostratus - Cs, cirrocumulus - Cc);
- ✓ **s vertikálním vývojem**, kdy oblak může prostupovat přes všechny výškové hranice (cumulus - Cu, cumulonimbus - Cb).

Uvedené členění podle výšky odpovídá mírným zeměpisným šířkám, neboť výška troposféry není v rámci vzdálenosti od rovníku stejná. Na rovníku dosahuje až 18 km, přičemž na pólech jen 8 km (nad Českou republikou cca 11 km). Z tohoto důvodu jsou i výškové hladiny vymezující prostor pro jednotlivé druhy oblaků rozloženy poměrně.



Obr. 21: Deset základních druhů oblaků a jejich členění podle výšky.

7.2.3 Podle druhu

Rozeznáváme základní **druhy**, různé **tvary**, **odrůdy** a **zvláštnosti (doplňkové vlastnosti)**. Druhů (rodů) oblaků je celkem deset a rozlišujeme je podle celkových tvarů oblaků (Obr. 21). Základem pro pojmenování druhů (rodů) oblaků jsou latinské názvy a jejich české ekvivalenty - cirrus (řasa), cumulus (kupa), stratus (sloha). Oblačné tvary jsou definovány podle vnějšího vzhledu (barvy, sytosti, poměru světla a stínu, vláknitosti, tvaru). Tvarů je více než 10, přičemž lze pro každý oblak přiřadit pouze jeden tvar. Různé druhy však mohou mít stejný tvar (Cc lenticularis, Ac lenticularis). Odrůdy vycházejí např. podle uspořádání (např. vlny) či ze stupně průsvitnosti, lze je spojovat a vytvářet z nich složené názvy. Zvláštnosti jsou detaily, kterými případně ještě určujeme druh, tvar a odrůdu, pokud nám předchází definice oblaku dostatečně nevystačují.

Druhy oblaků

1. Cirrus (Ci) – řasa – oblak vysokého patra (u nás ve výšce nad 7 km), která jsou tvořena ledovými krystalky a nevypadávají z něho srážky. Jedná se o osamělé jednotlivé pruhy (pásky, vlákna) stříbřité nebo šedé barvy. Má vláknitý vzhled a často hedvábný lesk. Jsou-li uspořádány k horizontu, jsou prvním ze „členů“ oblačného systému teplé fronty. Ci mohou mít tvar pruhů (spisatus), háčků (uncinus), vločkovitých seskupení (floccus) či rybí kostry (fibratus) nebo se sbíhat do určitého bodu (radiatus). Může vzniknout z kovadliny Cb, která se dále šíří i po rozpadu původního oblaku. Vyskytuje se však i v oblastech vysokého

tlaku vzduchu. Ci lze dále klasifikovat podle tvaru jako fibratus, uncinus, spissatus, castellanus nebo floccus a podle odrůdy jako intortus, radiatus, vertebratus a duplicatus.

2. Cirrocumulus (Cc) – řasová kupa – Cc mají na rozdíl od Ci výraznou popsateľnou strukturu. Jsou tvořeny zrny nebo pruhy, vlnkami či chomáčky. Struktura Cc je pravidelně uspořádána. Cc jsou stejně jako Ci oblaka vysokého patra, a jsou tvořeny výhradně ledovými krystalky. Tvořící se výrazná vertikální struktura nasvědčuje o nestabilitě v dané výšce, Cc naznačují příchod nasouvající se studené fronty. Jednotlivé části mohou být buď navzájem odděleny, nebo mohou spolu souviset a jsou více méně pravidelně uspořádány. Zdánlivá velikost jednotlivých částí zpravidla nepřesahuje 1° prostorového úhlu. Cc patří mezi nesrážková oblaka vysokého patra. Vzniká následkem vlnových a konvekčních pohybů v horní troposféře. Cc lze dále klasifikovat podle tvaru jako stratiformis, lenticularis, castellanus nebo floccus a podle odrůdy jako undulatus a lacunosus.

3. Cirrostratus (Cs) – řasová sloha – Cs je taktéž oblakem vysokého patra. Jde o *nesrážkový ledový oblak*, pokrývající celou oblohu nebo její část ve formě šedostříbrného závoje. Slunce jím prosvítá. Cs je dosti často následovníkem Ci, nasvědčuje tedy příchod teplé fronty. Pro Cs a Cc jsou typické halové jevy, které se projevují jedním nebo dvěma velkými kruhy kolem Slunce a Měsíce. Tyto soustředné kruhy mají úhlovou vzdálenost 22° (malé halo) nebo 46° (velké halo) a je pro ně typická duhová struktura, neboť vznikají rozkladem světla na ledových krystalcích. Vedle halo, řadíme k halovým jevům „vedlejší“ Slunce v úhlové vzdálenosti 22° a 46° a „boční“ Slunce v úhlové vzdálenosti 120° . Může vzniknout z kovadliny Cb, která se dále šíří i po rozpadu původního oblaku. Cs lze dále klasifikovat podle tvaru jako fibratus či nebulosus nebo floccus a podle odrůdy jako duplicatus a undulatus. U Cs se neklasifikují žádné zvláštnosti a průvodní oblaky.

4. Altcumulus (Ac) – vysoká (vyvýšená) kupa – oblak středního patra (základna je mezi 2 až 7 km nad zemí), tvořený většinou přechlazenou vodou. Z Ac nevypadávají srážky. Z deseti druhů oblaků je nejvariabilnější. Ac je pro sluneční paprsky neprůchozí, jeho okraje jsou výrazné a ostré. Vzniká např. následkem vlnových pohybů v atmosféře, při přetékání vzduchu přes horské překážky nebo transformací jiných druhů oblaků. Průsvitnost Ac je velmi proměnlivá. Ac lze dále klasifikovat podle tvaru jako stratiformis, lenticularis, castellanus nebo floccus a podle odrůdy jako translucidus, perlucidus, opacus, duplicatus, undulatus, radiatus a lacunosus. Zvláštnostmi a průvodními jevy Ac mohou být virga a mamma.

5. Altostratus (As) – vysoká (vyvýšená) sloha – souvislý oblak, který zaujímá celou oblohu nebo její část. Jde o středně až světle šedý oblak, na jehož pozadí lze lokalizovat sluneční kotouč (jakoby za matným sklem). As je třetím v pořadí nasouvající se teplé fronty (po Ci a Cs). As je oblakem smíšeným, a proto z něho vypadávají v zimě velmi slabé srážky. Srážky z As u nás v teplé polovině roku obvykle nevypadávají. As se dále nedělí podle tvaru, lze jej však dále klasifikovat podle odrůdy jako translucidus, opacus, duplicatus, undulatus a radiatus. Zvláštnostmi a průvodními jevy As mohou být virga a mamma.

6. Stratocumulus (Sc) – slohová kupa – oblak nízkého patra (do výšky 2 km nad zemským povrchem), ve kterém lze identifikovat jednotlivé kupy, které jsou nahromaděny na obloze nebo v její části. Sc jsou převážně vodní oblaka, a proto z nich nevypadávají srážky. Sc lemují okraje studené fronty. Sc může mít podobu čočky (**lenticularis**), vyrůstá ve formě věžiček (**castellanus**) nebo mít vzhled plochy (**stratiformis**). Na Sc lze zaregistrovat **gloriolu** („brockenské strašidlo“), která vzniká díky rozkladu světla. Jejím projevem vztaženým na Sc jsou zvětšené stíny, které jsou lemované duhovým kruhem.

7. Stratus (St) – sloha – nepříliš mocný (desítky až stovky metrů) šedý oblak nízkého patra, jehož základna se vytváří do výšky 2 km. St vytvořený při zemi je prakticky mlha. St je převážně vodní oblak, nemůže tedy vydávat srážky (viz difúzní přenos v kapitole srážky). Jen při výrazně chladných dnech mohou ze St vypadávat „sněhové jehličky“. Jestliže St vyplňuje celé kotliny, hovoříme o oblačném moři (**nebulosus**).

8. Nimbostratus (Ns) – dešťová sloha – tmavošedý oblak vytvářející souvislou vrstvu na obloze. Ns má značný vertikální rozsah (až několik km), jeho základna leží ve výšce do 2 km. Oblačná vrstva Ns je všude tak hustá, že poloha Slunce není patrná, tzn., že jí Slunce neprosvítá. V současné době jsou snahy začlenit tento nízký oblak do skupiny oblaků s vertikálním vývojem. Je tvořen kapkami i ledovými částicemi a vypadávají z něj srážky frontálního charakteru, díky čemuž získává matný vzhled. Ns je přecházející (poslední) člen teplé fronty. Je zcela neprůsvitný. Pokud dosahují jeho části (včetně srážek) až k zemskému povrchu, nazýváme jej precipitatio. Často z Ns vypadávají srážky ve tvaru pruhů, které však nedopadnou na zemský povrch (před jeho dosažením se vypaří). Tyto dobře pozorovatelné srážkové pruhy se nazývají virga. Mívá vertikální rozsah až několik km a jeho základna se zpravidla vyskytuje v nízkém patře oblaků. Je typickým srážkovým oblakem a bývá součástí oblačného systému teplé, studené a okluzní fronty, dále se vyskytuje v oblastech výškových cyklon a brázd nízkého tlaku vzduchu apod. Nimbostratus se dále nedělí podle tvaru, či odrůdy. Zvláštnostmi a průvodními jevy Ns mohou být kromě virga i praecipitatio a pannus.

9. Cumulus (Cu) – kupa – bílý až šedobílý oblak s vertikálním vývojem, jehož základna leží ve výšce do 2 km, přičemž výška je závislá na vývoji během dne. Cu jsou typickými letními oblaky a jejich vznik je podmíněn termickou konvekci. Cu jsou tvořeny vodou či přechlazenou vodou a srážky (až na congestus) zpravidla vydávat nemohou.

Z hlediska vertikálního vývoje rozlišujeme tři tvary Cu

- ✓ **humilis** (“oblak hezkého počasí”) – zploštělý oblak, jehož vertikální rozsah je menší než horizontální rozměr (výška nepřesahuje polovinu rozměru základny).
- ✓ **mediocris** – oblak s pokročilejším vertikálním vývojem, výška je rovna rozměru základny. Cu humilis a mediocris nevydávají srážky během teplé části roku. Jestliže od rána přeroste humilis v mediocris, naznačuje to labilní (konvekci podporující) vývoj atmosféry.
- ✓ **congestus** – výrazně vertikálně vyvinutý Cu. Výška přesahuje dvojnásobek rozměru základny. Vzhled oblaku je stejný ve všech jeho částech. U tohoto typu Cu se můžeme setkat s nepříliš vydatnými letními srážkami. Congestus svědčí o labilitě atmosféry a je dokladem velké termické konvekce. Vypadávají-li z něj srážky, je nazýván **congestus precipitatio**, je-li roztrhaný, označuje se jako **fractus**.

10. Cumulonimbus (Cb) – bouřkový oblak – aby vznikl, musí termická či dynamická konvekce proniknout do velkých výšek často až do tropopauzy (Obr. 22). Cb obsahuje vodní kapky i ledové krystalky. Důsledkem obsahu ledových částic má horní část Cb nezřetelný, rozmazaný okraj. V Cb dochází k turbulentnímu proudění, díky němuž částice mohou měnit svou polohu. Srážky z Cb mají charakter krátkých prudkých lijáků doprovázených krupobitím.

Z hlediska vzhledu není Cb jednoduší

- ✓ **calvus** – 1. vývojová fáze Cb. Tento tvar Cb je podobný Cu congestus;
- ✓ **capillatus** – 2. vývojová fáze Cb, při které je již pokročile vyvinutý a v jeho horní části se vytváří útvar podobný kovadlině se řasovitou strukturou. Cb capillatus zasahuje do výšky 6 až 8 km, je tedy často extrémně vyvinutý i do spodní části tropopauzy.

Cb, ze kterých ční výběžky ve formě protuberancí (výbojů, výběžků), je označován **pannus**. Mají-li Cb na spodní části tvar polokulovitých výběžků, nazýváme je **mamma**. V subtropích se nad pevninami s extrémně vyvinutými Cb, které mají složité turbulentní proudění, pojí výskyt vírů s vertikální osou. Tyto víry, ve kterých je výrazný podtlak, vyrůstají z přední části Cb a v Americe jsou označovány jako **tornáda**, v Evropě pak **tromby**. Rozlišujeme Cb vytvářející se uvnitř vzduchové hmoty vlivem termické konvekce (bouřky z tepla), dynamické konvekce (přechod hor) a Cb vázané na studené atmosférické fronty (frontální bouřky).

Cumulonimbus (Cb, bouřkový oblak) a hladiny v atmosféře

Typické hladiny, které můžeme v rámci Cb stanovit

- ✓ hladina **kondenzace**, kdy pod ní se nachází vodní pára a nad ní vodní kapičky;
- ✓ hladina **nulové izotermie** 0 °C, kdy nad ní nacházíme přechlazenou vodu a výjimečně ledové krystalky;
- ✓ hladina **ledových jader** (-12 °C), přičemž nad ní se nacházejí krystalky v rovnováze s přechlazenou vodou;
- ✓ **kondenzačně - konvekční** hladina, kdy se zastavuje výstupný proud vzduchu vyrovnáním teplot s okolím.

Již výskyt věžovitého Cu congestu je znamením velké lability (indikující vzestup vzduchu) v troposféře a velmi často předzvěští bouřky zvláště, vyskytuje-li se už časně dopoledne. Stoupavé proudy pod nimi dosahují rychlostí i přes 10 m.s⁻¹ (ne zřídka 30 m.s⁻¹), a proto oblaka rychle vyrůstají do výšek nad 5 až 6 tisíc metrů. Bouřkový oblak Cb má několik stádií vývoje a např. sportovní piloti by si měli uvědomit, že létat v jeho blízkosti nebo přímo pod ním je značný hazard. Extrémní rychlosti stoupavých proudů v Cb dosahují až 50 m.s⁻¹ a jsou v něm kriticky silné turbulence, námraza a v horních částech oblaku teploty pod -50 °C. Nad 4 000 m se už začínají dostávat také potíže s dýcháním, nehledě na celkový stres, jemuž by byl vystavený člověk (pilot), který by se do tohoto oblaku dostal. Z tvarů bouřkového Cb vyčteme také řadu pozoruhodností. U Cb, který ještě nedosáhl maximálního stádia vývoje, někdy nerozpoznáváme přesně rozdíl mezi ním a Cu congestus. Takový Cb ještě nemá ve vrcholové části rozvinutou cirrovitou kovadlinu, tzv. **incus**, a jeho vzhled je jako ohromný Cu. Tento Cb se nazývá, jak již bylo uvedeno, calvus, což znamená holý. V tuto chvíli v něm ještě neprobíhá bouřka, avšak skrývá všechna výše uvedená nebezpečí. Nad některými jeho kupovitými věžemi pozorujeme pileus, při pozornějším a podrobném sledování oblaku vidíme, jak se kupy vytváří ve vrcholové části. To svědčí o silných stoupavých proudech uvnitř. Brzy se vrchol oblaku začne rozlévat do kovadlinového tvaru, což je již bouřkové stádium Cb. Někdy také po skončení nefrontálních bouřek zůstávají v nejvyšším patře troposféry pozůstatky Cb ve formě cirrů, částečně ještě připomínajících kovadlinový tvar.

Doprovodnými efekty cumulonimbu jsou hřmění a blesky. Hřmění je důsledek prudkého teplotně podmíněného rozpínání molekul po dráze kanálku blesku. V podstatě se jedná o zvukový efekt vzájemného nárazu molekul. Samotný blesk je velmi silný elektrostatický výboj, při kterém může být vážně poškozeno i lidské zdraví. Ochrana před blesky spočívá ve znalosti tzv. krokového napětí a řady dalších opatření.



Obr. 22: Oblak s vertikálním vývojem – Cumulonimbus.

7.3 Oblačnost

Vyjadřuje stupeň pokrytí oblohy oblaky a je důležitým meteorologickým prvkem, který nejenom charakterizuje ráz počasí, ale nepřímo také udává trvání slunečního svitu a má velký význam pro energetickou bilanci Země. Celková oblačnost se zpravidla určuje odhadem tak, že si oblaka představujeme shrnuty do souvislé plochy bez mezer (bez ohledu na jejich druh). V synoptické meteorologii (část meteorologie zaměřené na předpověď počasí) se oblačnost vyjadřuje v osminách pokrytí oblohy; nula znamená jasno, osm osmin zataženo. V klimatologii se vyjadřuje oblačnost v desetínách pokrytí oblohy; nula znamená jasno, deset desetín zataženo. Pojem oblačnost se též někdy používá ve slovních spojeních pro označení určitých skupin oblaků. Tak se hovoří o frontální, kupovité, místní, nízké, proměnlivé, střední, vrstevnaté nebo vysoké oblačnosti. Pozorování oblačnosti je základem místní předpovědi počasí. Od roku 1984 se v české meteorologické službě užívají při předpovědích počasí i při vyhodnocování průběhu počasí v uplynulém dni slovní označení pro jednotlivé stupně oblačnosti (Tab. VII).

Tab. VII: Slovní označení pro stupně oblačnosti.

Slovní označení	<i>osminy</i>	<i>desetiny</i>	Slovní označení	<i>osminy</i>	<i>desetiny</i>
jasno	0 až 1	0	Oblačno	5 až 6	7-8
skoro jasno	2	1	skoro zataženo	7	9
malá oblačnost	3	2 - 3	Zataženo	8	10
polojasno, polooblačno	4	5			

*/ Termín polojasno se užívá tehdy, když převažují oblaka středního a vysokého patra, jimiž prosvítá Slunce. Pokud převládá hustší, zvláště kupovitá oblačnost používá se termín polooblačno.

Při desetinném členění se jako den jasný oznamuje oblačnost 0–2, den oblačný 2,1–8,0 a den zatažený 8,1–10.

7.4 Labilita a stabilita atmosféry

V předcházejícím textu byly několikrát zmíněny pojmy labilita (labilní či instabilní zvrstvení) či stabilita (stabilní zvrstvení) vertikálního profilu atmosféry (troposféry).

Stabilní vzduchové hmoty vznikají ochlazováním zdola, ke kterému dochází vyzařováním zemského povrchu nebo ohříváním shora. Jeho příčinou je buď sesedání vzduchu (subsidence) nebo proudění teplejšího vzduchu nad studený povrch (teplá advekce). Nejčastěji se tvoří v zimě nad pevninou a v létě nad studeným mořem. Uvnitř stabilních vzduchových hmot jsou vertikální pohyby potlačeny. Zvrstvení je často inverzní a v zimních anticyklonách se vytváří záchytná vrstva oddělující prochlazený vzduch v nižších polohách od teplejšího vzduchu ve vyšších hladinách. Vznikají tak smogové situace, při kterých je v nížinách častý výskyt mlh, nízké vrstevnaté oblačnosti s mrholením a špatnou dohledností.

Instabilní (labilní) vzduchové hmoty vznikají buď ohříváním zdola většinou od pevniny, na kterou dopadá sluneční záření, nebo ochlazováním shora studenou advekcí, tj. přesunem studeného vzduchu nad teplý povrch. V teplé části roku se nejčastěji tvoří nad pevninou (se zesílením lability v odpoledních hodinách) nebo nad teplým mořem (zejména v noci). Uvnitř labilních vzduchových hmot se vyskytuje intenzivní vertikální proudění, při němž se tvoří konvektivní kupovitá oblačnost, většinou se zřetelným denním chodem, vyskytují se přeháňky a bouřky, silný vítr, je obvykle dobrá dohlednost a dobré rozptylové podmínky pro znečišťující látky.

8 SRÁŽKY

Jako srážky označujeme částice, které vznikly v atmosféře nebo na zemském povrchu (včetně vegetace či předmětů) kondenzací nebo desublimací vodní páry.

Srážky můžeme členit podle různých kritérií. Podle místa výskytu na **vertikální** (padající) a **horizontální** (usazené), podle skupenství na **kapalné**, **tuhé** a **smíšené**, podle doby trvání na **trvalé**, **přeháňky** a **srážky občasné**, podle místa vzniku na **orografické**, **konvekční** či **frontální**.

8.1 Vertikální (padající) srážky

Začínají vypadávat z oblaků v okamžiku, když jejich hmotnost překoná sílu vzestupnou (unášivou), která je dána silou konvekčních proudů. V atmosféře dochází ke zvětšování velkých částic (kapek i ledových krystalků) na úkor menších. Jsou popsány **dva mechanismy**, jejichž výsledkem je zvětšování hmotnosti částic a s tím narůstající tíhová síla.

1. Koalescence (srážka, koagulace)

Platí převážně pro vodní kapičky, kdy dochází k jejich srážení a spojování. V podmínkách mírného klimatu se jedná o méně významný způsob růstu, naopak je významnější v tropech, kde i ve velkých výškách je teplota nad nulou. Velikost dešťových kapek je různá. Jejich průměr je 0,5 mm až 7–8 mm. Kapky větší se rozpadají na menší, neboť jejich povrchová blanka neudrží hmotnost padající kapky. Nejčastěji se ale vyskytují kapky o velikosti 1–3 mm, které pak dosahují pádové rychlosti 4–9 m.s⁻¹, což je přibližně 14 až 32 km.h⁻¹. Při rychlosti vzestupných proudů 8 m.s⁻¹ kapky nevypadávají vůbec.

2. Difúzní přenos

V našich podmínkách se jedná o velmi efektivní způsob nárůstu částic především ve smíšených oblacích. Existují-li vedle sebe vodní a ledové částice, je nad ledem nižší hodnota tlaku nasycené vodní páry. Proto přechází vodní pára difúzí z míst s vyšší na nižší koncentraci a výsledkem je růst krystalu na úkor kapiček, které se postupně vypařují. Stejný proces probíhá, pokud jsou v oblaku chladnější a teplejší kapičky (chladnější rostou, teplejší se vypařují) či větší a menší kapičky (větší rostou, menší se vypařují). Po většinu roku na území České republiky mohou vydávat srážky pouze oblaka smíšená, jen v nejteplejších částech roku mohou někdy vydávat srážky oblaka vodní. Významnější srážky mohou vypadávat pouze z Ns, Cc a Cb, málo intenzivní i ze strátovitých (slohovitých) oblaků.

Nejvýznamnější vertikální srážky

Děšť – Je nejběžnější forma kapalných padajících atmosférických srážek s průměrem 0,5 – 8 mm, nejčastěji 1–2 mm. Dešťová voda není chemicky čistá, protože obsahuje kromě kondenzačního jádra i kyslík, dusík, oxid uhličitý, amoniak, oxidy dusíku, bakterie či jiné atmosférické příměsi. Významný děšť padá zejména z oblaků druhu Nimbostratus a Cumulonimbus. Jsou-li v zimním období kapky deště přechlazené na teplotu pod 0 °C, při dopadu na zemský povrch mrznou (mrznoucí děšť) a vytvářejí na stromech, elektrickém vedení a na jiných plochách ledovku.

Mrholení – Husté vodní srážky složené výhradně z velmi malých kapiček o průměru menším než 0,5 mm, vypadává často z oblaku typu stratus.

Sníh – Voda v pevném skupenství, skládající se z ledových krystalků hvězdicového tvaru hexagonální (šesterečné) soustavy. Při teplotách vyšších než -5 °C se jednotlivé krystaly spojují ve větší vločky a velké chumáče. Naopak při nižších teplotách mají vločky menší rozměr.

Sněhové krupky – Srážky složené z bílých ledových částic (kulová, neprůsvitná), jejichž průměr je 2 až 5 mm. Při dopadu na tvrdý povrch odskakují a často se tříští. Většinou se vyskytují při přízemních teplotách vzduchu kolem 0 °C.

Sněhová zrna – Srážka složená z velmi malých bílých a neprůhledných zrněk ledu, která mají průměr menší než 1 mm. Při dopadu na tvrdý povrch neodskakují ani se nerozbíjejí.

Námrazové krupky – Sněhová zrna obalená vrstvou ledu o průměru 5 mm. Vyskytují se při teplotě kolem 0 °C. Po dopadu na tvrdou plochu odskakují a tříští se.

Kroupy – Kulové, kuželovité nebo nepravidelné kusy ledu o průměru větším než 5 mm a s maximální hodnotou většinou do 50 mm. Ojediněle se vyskytují i extrémy s velikostí až 80 mm. Jejich maximální hmotnost může být až 500 g. Pro stavbu krup je typické střídání vrstev čirého a zakaleného ledu, někdy se uvnitř krup vyskytuje i kapalná voda. Kroupy jsou vázány na oblak cumulonimbus. Během svého utváření v bouřkovém oblaku vodní částice zaujímá různé výšky s různou teplotou, což je důsledek mohutných výstupných a sestupných vzdušných proudů uvnitř bouřkového oblaku. Nakonec částice nabude takových rozměrů, že ji již turbulentní proudy neudrží a padá k zemi.

Zmrzlý déšť – Zmrzlé ledové vodní kapky dopadající na zemský povrch. Mohou v sobě uchovávat vodu a po dopadu se rozbíjí na ledové skořápky.

8.2 Horizontální (usazené) srážky

Za usazené srážky považujeme všechny kondenzáty (desublimáty) na zemském povrchu (viz kapitola „Kondenzace“) tedy rosu, zmrzlou rosu, jíní, jinovatku, námrazu, náledí a ledovku.

8.3 Členění srážek podle trvání

Trvalé – jsou charakterizované delší dobou výskytu a mírnější málo proměnlivou intenzitou (sníh, déšť apod.) v rámci většího prostoru.

Občasné – jedná se o opakovaný výskyt srážek, přičemž přestávky mezi jednotlivými srážkovými jevy jsou relativně dlouhé (řádově hodiny). Tento výraz se používá jak u velkoplošných, tak i u konvektivních srážek (přeháňky).

Přeháňky – období vypadávání srážek je poměrně krátké (řádově minuty, v některých případech i desítky minut). Intenzita srážek a množství oblačnosti poměrně rychle kolísá a mezi jednotlivými přeháňkami dochází nezdědky i k vyjasnění.

8.4 Umělé srážky

Znalost teorie difúzního přenosu byla především v minulosti využívána jako základ pro snahu o vytvoření umělého deště, kdy jsou nejčastěji čistě vodní oblaka prostřednictvím raket či letadel infikována ledovými jádry (nejčastěji se používal AgI – jodid stříbrný či CO₂ –

tzv. suchý led). Cílem je zvýšení počtu kondenzačních jader v přechlazených oblacích, což umožní rychlé narůstání ledových zárodků. Tyto postupy dosáhly jen velmi omezených úspěšných výsledků, i když v oblasti zabránění vývoje Cumulonimbů a následného výskytu krup, např. v oblastech s intenzivní produkcí ovoce, se sporadicky používají i v dnešní době (Čína, Rusko).

Při vytváření umělého deště se v současnosti uvažuje pouze s využitím existujících oblaků s velmi vysokým obsahem vody a s nižší koncentrací ledových jader. Na umělé vytvoření celého procesu od vzniku oblaku až po vypadávání srážek se doposud výzkum neorientuje.

8.5 Rozdělení dešťových srážek podle původu

Konvekční srážky – vznikající termickou konvekcí, často se vyskytují jako intenzivní lokální deště s malým plošným rozsahem;

Frontální srážky – vznikají v tlakových nížích (cyklonách) na atmosférických frontách jako důsledek nasouvání se teplejšího vzduchu na studený (teplá fronta), či vytlačení teplejšího vzduchu chladnějším (studená fronta) – problematika bude detailně vysvětlena v části synoptická meteorologie – předpověď počasí;

Orografické srážky – kdy vzduch vystupuje jako důsledek zvlněného terénu. Právě výrazná orografie ve formě horských hřebenů ležících v kolmém směru na proudění vzduchu je častou příčinou vzniku orografické oblačnosti a následně srážek. Na návětrné straně je výrazně více srážek, na závětrné klesá vlhkost, rychle se rozpadá oblačnost a vzniká srážkový stín. Znamená to, že nadmořská výška je významným faktorem měnícím množství srážek jak udává Tab. VIII uvádějící průměrnou(!) hodnotu tzv. srážkového gradientu za rok, který se v nižších nadmořských výškách pohybuje kolem 50-60 mm/100 m nadmořské výšky. Jeho skutečná hodnota v dané lokalitě je závislá především na převládajícím větrném proudění a orografii.

Tab. VIII: Průměrná hodnota srážkového gradientu (mm/100 m)

Nadmořská výška (m n. m.)	100	200	300	400	500	1000	1500
Roční suma srážek (mm)	600	655	710	765	820	1120	1420

8.6 Vybrané charakteristiky srážek

- množství (srážkový úhrn)** mm/čas (den, pentády, dekády, měsíce, rok) – úhrny srážek se musí udávat za časový úsek;
- počet srážkových dnů** – dny, kdy se vyskytla srážka;
- srážkový normál** – doba teplotního normálu s výjimkou denních normálů, které se vzhledem k nespojitosti srážek nedoporučují používat;
- počet dnů se srážkami** nad určitou hranici 0,1; 1; 15; 20; 30 mm;
- kyselost srážek** – hranice nepřírodně se vyskytujícího kyselého deště je udávána při pH 5,6 neboť součástí vzduchu je oxid uhličitý, který reaguje se srážkovou vodou za vzniku slabé kyseliny uhličitě (H_2CO_3). Každý déšť je z tohoto pohledu tedy mírně kyselý, což se odráží v krajině s intenzivnější srážkovou činností jako je např. střední Evropa typickým pH půd a rovněž adaptací rostlin na tyto hodnoty. V případě, že pH

klesne pod 5,6 je příčinou ještě další látka či sloučenina v atmosféře např. SO₂, kdy reakcí s vodou vzniká kyselina siřičitá (H₂SO₃).

6. **intenzita srážek** – charakteristika s největší okamžitou vypovídající schopností (Tab. IX), např.:

$$i = \frac{h}{t} \quad [mm.min^{-1}] \quad (48)$$

Kde:

i – intenzita srážek

h – srážkový úhrn (mm)

t – čas v minutách (min)

Tab. IX: Vyjádření intenzity deště přepočtené na 1, 2 a 3 hodiny.

Název	Trvání		
	1 hod.	2 hod.	3 hod.
Slabý déšť	pod 1	pod 1,5	pod 2,0
Mírný déšť	1,1–5,0	1,6–7,5	2,1–9,0
Silný déšť	5,1–10,0	7,6–14,0	9,1–11,5
Velmi silný déšť	10,1–15,0	14,1–21,0	11,6–23,5
Liják	15,1–23,0	21,1–30,5	23,5–33,0
Příval	23,1–58,0	30,6–64,0	33,1–72,0
Průtrž mračen	nad 58,1	nad 64,1	nad 72,1

8.7 Bioklimatologický význam srážek

Množství vody, kterou rostlina potřebuje k udržení svých životních funkcí, nazýváme **vláhovou potřebou rostlin**. Zahrnujeme do ní především vodu na transpiraci a vodu, která je součástí rostlinného těla (tvoří max. 5 % z celkové vody procházející rostlinou). Voda tvoří 75–95 % hmotnosti rostliny, kdy např. list salátu je jí tvořen až z 95 %, hlízy brambor ze 78 %, suché zrno ječmene 10–11 % atd.

Voda je základní stavební složka rostlinných orgánů a plní v nich nezastupitelné funkce. Vytváří prostředí, ve kterém probíhají biochemické přeměny látkové výměny růstu, je zprostředkovatelem transportu živin a vznikajících organických sloučenin a prostřednictvím transpirace zabraňuje přehřívání rostlin. Voda je průhledná (proniká jí FAR do chloroplastů) a nestlačitelná (poskytuje rostlině mechanickou oporu). Každý rostlinný orgán, každá buňka má svůj příjem a výdej vody (svoji vodní bilanci), která může být v určitém čase kladná, ale i záporná (deficitní). Tento deficit může být přechodný (např. v průběhu dne, kdy převažuje transpirace a celkově pasivní bilance) či trvalý vzniklý následkem půdního sucha, kdy došlo k poklesu zásoby půdní vody.

8.7.1 Skutečné (efektivní) množství srážek

Z pohledu růstu rostlin je nutné rozlišovat mezi srážkami naměřenými na meteorologické stanici, jejíž umístění musí splňovat přísné předpisy (srážkoměr nesmí být zakrytý, umístěn v blízkosti překážek, v 1 m nad zemí apod.) a skutečným množstvím srážek, které se stávají zdrojem vody pro růst a vývoj rostlin.

Skutečné (efektivní) množství srážek je rozdíl mezi srážkovým úhrnem naměřeným ve srážkoměru a množstvím vody, které je k dispozici pro kořenový systém rostlin. Je ovlivněn řadou faktorů, jako je:

- **Reliéf terénu**

Úhel sklonu stanoviště, který určuje podíl odtoku (*runoff*), orientaci ke světovým stranám a s tím spojené efekty návětrí a závětrí. U pohoří dochází na návětrné straně na základě adiabatického ochlazování k tvorbě oblaků s následným vypadáváním srážek, zatímco na závětrné straně je srážek výrazně méně. U menších kopců, kde může být množství srážek větší na závětrné straně, neboť délka svahu nestačí k dosažení kondenzační hladiny, která může být ve vyšší výšce. Stoupavé proudy ji dosáhnou až po překonání kopce a k vypadávání srážek dojde až na straně závětrné.

- **Struktura a fyzikální vlastnosti půdy a podloží**

Rostlina přijímá vodu buď celým povrchem (bezcévnaté a vodní rostliny), kořenovým systémem, vzácně také specifickými orgány zachycujícími kondenzující vodu (např. *Tillandsia*). Půdní voda je hlavním zdrojem vody pro rostlinu. Její dostupnost závisí na chemických a fyzikálních vlastnostech půdy a na její teplotě. Teplota půdy je limitujícím faktorem pro příjem vody, např. u tropických rostlin se příjem vody zcela zastavuje při teplotě 2–4 °C. Rostliny chladnomilné přijímají vodu již při teplotě půdy 0 °C. Část vody je vázána na povrch půdních částic (**adsorpční** neboli **hygroskopická voda**), část vyplňuje volné půdní kapiláry (**kapilární voda**), v hrubých pórech je voda vázána volně a postupně odtéká (**gravitační voda**). Půdy s množstvím kapilárních pórů o velikosti 0,2 - 10 mm obsahují největší podíl vody dostupné pro rostliny. Díky kapilárnímu vzlaku (vzlínání) může být půda obohacována o **podzemní vodu**. Adsorpční voda není přímo pro rostliny dostupná, avšak podílí se na vysoké půdní vlhkosti a uplatňuje se ve vodním režimu půdy.

Pro rostliny je nejvýznamnějším ukazatelem **množství dostupné vody v půdě**, nikoliv její absolutní obsah. **Statická dostupnost** vody je vyjádřena hodnotou vodního potenciálu. Transport vody a jeho rychlost je určována gradientem vodního potenciálu. **Dynamická dostupnost** vody závisí na odporu, který je kladen toku vody do rostliny v půdním prostředí, v mezní vrstvě mezi půdou a kořeny, a na propustnosti buněčných membrán v pletivech rostliny.

Z praktického bioklimatologického hlediska mají velký význam následující půdní hydrolimity:

- ✓ **Polní vodní kapacita** – vlhkost půdy na hranici mezi gravitační a kapilární půdní vodou. Jedná se i o horní hranici přístupné půdní vody pro rostliny
- ✓ **Bod vadnutí** – množství vody v půdě, při němž dochází k trvalému vadnutí rostlin. Představuje dolní hranici přístupné vody pro rostliny.
- ✓ **Bod snížené dostupnosti** – je vlhkost půdy, kdy dochází k rychlému poklesu přístupnosti (využitelnosti) půdní vody pro rostliny.

- **Struktura vlastního porostu rostlin (intercepce)**

Pojem intercepce byl představen jako součást evapotranspirace, kde se jednalo o neproduktivní výpar z povrchu rostlin. Intercepce má však i podmíněnou složku, což je část zachycené vody na listech a větvích, která v konečné fázi propadne na zemský povrch. Může se jednat o větrem podpořený okap či postupný stok po větvích a kmenech (stoncích, stéblech) rostlin. Zvláště výrazný je tento efekt u lesních porostů, kde tvary korun mohou významně ovlivnit vláhovou bilanci v blízkosti kmene. Habitus korun připomínající písmeno „V“ (buk, dub apod.) je příčinou přímého stoku po větvích a kmeni ke kořenovému systému. Jedná se o velmi efektivní způsob přirozené kapkové závlahy.

S intercepací souvisí i jev, který v oblastech s vysokým výskytem mlh může velmi pozitivně ovlivnit vodní bilanci a který můžeme nazvat „**vyčesávání mlh**“. Větrems přeusunovaná mlha prochází přes lesní porost, přičemž jednotlivé stromy zachycují její drobné kapičky, které se mohou výše popsaným mechanismem dostat až do půdy. Tento jev způsobuje, že např. v Anglii, kde se často mlhy vyskytují, se na srážky náročné dřeviny rozšířily v nižších nadmořských výškách než např. ve Švýcarsku. Srážkový deficit daný nadmořskou výškou je kompenzován právě výskytem mlh.

8.8 Negativní dopady související s extrémně nízkou či vysokou srážkovou činností

Z pohledu krajiny, člověka a jeho aktivit jako např. zemědělství či lesnictví se dají vyzdvihnout tři základní oblasti resp. procesy, které mají přímou souvislost se srážkami, jejich intenzitou či rozdělením. Jedná se o výskyt **sucha**, **povodní** a **eroze**.

Extrémy počasí se většinou vyznačují časovou i prostorovou nepředvídatelností, mimořádnou intenzitou a důsledky, které mohou v některých případech ve velmi krátké době zhatit např. očekávanou sklizeň, což se bezprostředně projeví v ekonomice prvovýrobců a následně i zpracovatelského průmyslu. Výskyt hydrometeorologických extrémů je přirozeným důsledkem složitých především fyzikálních, ale i chemických procesů odehrávajících se v atmosféře, a ony samotné jsou přirozenou součástí její variability.

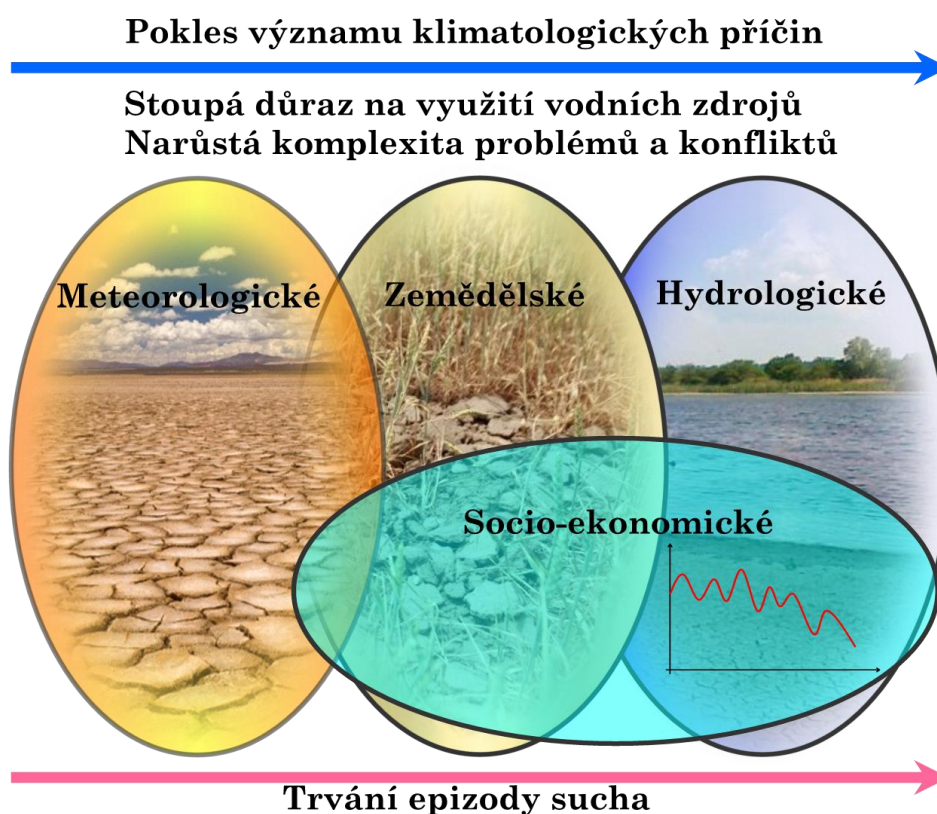
Pod slovním spojením „hydrometeorologický extrém“ si nejčastěji vybavíme povodně, ať již vyvolané extrémními úhrny srážek lokálního charakteru (lijáky, průtrže mračen), vydatnými trvalými srážkami či rychle tajícím sněhem. Z hlediska zemědělského, zahradnického či lesnického je povodeň svými dopady méně významným hydrometeorologickým extrémem než prostorově rozsáhlejší sucho.

8.8.1 Sucho

Sucho můžeme rozčlenit do čtyř základních kategorií (Obr. 23).

- ✓ **klimatologické (meteorologické) sucho** – je suma srážek podnormální, většinou se hodnotí za delší časové období (několik let);
- ✓ **půdní sucho (agronomické, zemědělské, zahradnické, lesnické)** – objevuje se tehdy, je-li zásoba vody v půdě pro rostliny nedostatečná. Musíme si uvědomit, že velmi záleží na složení půdy a půdotvorném substrátu. Například písčité půdy jsou mnohem více ohroženy, neboť tvar retenčních čar hraje ve schopnosti poskytnutí a zadržení vody pro rostliny důležitou roli;

- ✓ **hydrologické sucho** – podnormální obsah vody v tocích či vodních plochách (jezera, nádrže, rybníky) díky menším srážkám, intenzivní evapotranspiraci či akumulaci vody ve sněhové pokrývce;
- ✓ **socio-ekonomické sucho** – v okamžiku, kdy začíná být patrný vliv předchozích kategorií na člověka a jeho činnost (např. lodní dopravu, produkci a zásobování potravin, dostupnost vody apod.).



Obr. 23: Stupně sucha a jeho kauzality.

Reakce rostliny na sucho

Rostlina jako živý organismus je schopna „cítit“ nedostatek vody a stejně tak je schopna aktivovat obranné mechanismy. Prakticky v několika **minutách** reaguje na nedostatek vody v půdě a především v pletivech uzavíráním stomat s cílem snížit a omezit transpiraci. Při déle trvalejším suchu (**několikadenním**) následuje snížení osmotické výměny přenosu vody mezi buňkami (osmóza = jev, při němž dochází k selektivní propustnosti rozpouštědla skrze polopropustnou - semipermeabilní membránu s cílem řídit rozpouštěné látky). Selektivní propustnost je způsobena obvykle rozdílnou velikostí procházejících molekul skrze membránu obsahující póry dané velikosti s cílem zabezpečit optimální funkce a reakce rostliny udržující růst. Přetrvává-li sucho řádově **týdny**, dochází ke změně habitu (tvaru) rostliny, která začíná „investovat“ do svého kořenového systému a současně omezuje nadzemní biomasu (listovou plochu). Tím podporuje orgány (kořeny) absorbující vodu a omezuje příjem do částí (listy), které vodu vydávají.

Je nutné podotknout, že mírný stres suchem v době intenzivního růstu, tedy v prvních fenologických fázích, může mít značně pozitivní efekt. Nadzemní biomasu suchem stresovaný porost po příchodu srážek relativně snadno vykompenzuje, zatímco vytvořený silný kořenový systém může být konkurenční výhodou v době, kdy nastoupí další epizoda sucha např. v době zrání.

Podle náročnosti k množství vody v půdě lze rostliny rozdělit na

- ✓ **hydrofyty** – vyžadující trvale vodní prostředí – leknín bílý (*Nymphaea alba* L.), stulík žlutý (*Nuphar lutea*), aj.;
- ✓ **hygrofyty** – rostoucí ve zbahnělých a mokřích půdách – blatouch **bahenní** (*Caltha palustris*), rákos obecný (*Phragmites australis*) aj.;
- ✓ **mezofyty** – optimálně se vyvíjejí ve vlhkých až střídavě vlhkých půdách – většina kulturních plodin;
- ✓ **xerofyty** – preferují vysychající nebo spíše převážně extrémně suché půdy, mohou být:
 - **sklerofyty** – mají zvýšený podíl sklerenchymatických (tvrdých, kožovitých, tlustostěnných) pletiv;
 - **sukulenty** – tvoří dostatečnou rezervu vody ve svých pletivech.

8.8.2 Povodně

Povodeň je přírodní jev, který je součástí krajiny. Katastrofou se však tato událost stává jen z pohledu člověka.

Příčiny povodní mohou být

- ✓ **intenzivní srážky**
 - **z oblaku typu Cumulonimbus** – intenzivní lokální srážky s výrazným místním dopadem tzv. bleskové povodně, těžce se předpovídá jejich prostorový výskyt; vyskytují se na území ČR každoročně;
 - **cyklonální srážky** – při výskytu stacionárních tlakových níží, kdy povodně mohou zasáhnout větší prostor a jejich důsledky se následnou povodňovou vlnou mohou šířit i do míst srážkami nezasaženými, např. případ povodní 1997, 2002 či 2013, na povodních se podílí jak srážky z oblaků **Cumulonimbus** tak **Nimbostratus**;
- ✓ **jarní tání sněhu** – při intenzivním odtávání sněhu na jaře způsobeném rychlým vzestupem teplot vzduchu; významným faktorem se stává skutečnost, že může být v této době stále ještě půda (vodní roztok v ní) zamrzlá, a tedy nemá žádnou retenční (záchytnou) schopnost;
- ✓ **přehrazení vodních toků** – nahromaděním překážek především v užších místech, pod mosty (ledové kry, kmeny stromů) či vzniklé sesuvem půdy a následným vytvořením přírodní hráze.

8.8.3 Eroze

Vodní eroze je přírodní a obtížně měřitelný proces. Působí všude tam, kde je voda v kontaktu se zemským povrchem. Rozdíly jsou jen v intenzitě eroze, která závisí na energii vody a na odolnosti půdy. Erozní procesy a jejich rozvoj způsobují v krajině rozsáhlé poruchy. Zejména znečišťují přírodní zdroje vody a mají negativní vliv na půdu, čímž snižují

její úrodnost. Narušují vodní režim území a nepříznivě působí na krajinné mikroklima. Škody způsobené vodní erozí a povrchovým odtokem se projevují zejména na zemědělské produkci, ve znečištění vodních zdrojů či jejich zanášením.

V České republice je ohroženo celkem 42 % zemědělské půdy erozí. Z toho 31 % erozí vodní, přičemž nejvíce v ČR je ohrožena vodní erozí právě orná půda a to z 54 %. Podle VÚMOP (Výzkumný ústav meliorací a ochrany půd) Praha je z cca 13 026 katastrů (zdroj ArcČR) České republiky 25 % extrémně ohrožených erozí a 32 % silně ohrožených erozí. Na vznik a rozvoj erozních procesů mají největší vliv srážky. Z hlediska protierozní ochrany je nutné znát jejich výskyt, rozdělení a intenzitu. Rozhodující jsou zejména srážky přivalové, které se v našich podmínkách z 99 % vyskytují od května do konce září.

8.8.4 Sníh

Zvláštní pozornost si vzhledem ke svému bioklimatologickému významu zaslouží sněhová pokrývka. **Nový** sníh – napadlý mezi klimatologickými termíny měření a změřený na sněhoměrném prkénku může mít hustotu do 100 kg.m^{-3} , sníh **starý**, ležící na místě delší dobu až 300 kg.m^{-3} . Rozeznáváme **souvislou** sněhovou pokrývku, kdy v okolí meteorologické stanice (pozorovacího bodu) je pokryto alespoň 50% území vrstvou sněhu alespoň 1 cm a **nesouvislou** sněhovou pokrývku, kdy tyto parametry při výskytu sněhu nejsou splněny. Kromě samotné výšky sněhové pokrývky je důležitou charakteristikou tzv. vodní hodnota sněhu, kdy posuzujeme množství vody v rozpuštěném sněhu. Hodnota u nového sněhu je na 1 cm výšky sněhové pokrývky 0,5–1 mm u starého sněhu až 5–6 mm.

Význam sněhu a sněhové pokrývky je:

a) pozitivní, neboť chrání:

1. **před slunečním svitem** – a tím předčasnému probuzení z dormance – především několik dní trvající přímé záření pro vřdyzelené rostliny v době vegetačního klidu je velmi nebezpečné, neboť zvyšuje povrchovou teplotu vegetace, která zahajuje fyziologické procesy (fotosyntézu, transpiraci) vedoucí v konečném důsledku k závažnému poškození rostliny, jednak dochází během déletrvajícího působení slunečního svitu ke snížení mrazuvzdornosti a současně může dojít ke stavu fyziologického sucha;
2. **před nízkými teplotami** – výrazné izolační vlastnosti (jako obsah vzduchu, bílá barva, schopnost vyzařovat dlouhovlnné záření) jsou efektem ochrany vegetace před teplotními extrémy pod vrstvou sněhu;
3. **přebírá funkci aktivního povrchu** – chrání tak vegetaci před výdejem tepla. Část tepla vyzářeného z povrchu půdy se vrací zpětným zářením sněhové pokrývky zpět k půdě, a tím se na jejím povrchu udržuje vyšší teplota, než kdyby na ní sníh neležel.
4. **před větrem** – který může mechanicky poškozovat především větve;
5. **snižuje hloubku promrzání půdy** – a chrání např. odnožovací kolénka obilnin;
6. **tvoří zásobu vody v půdě po jarním tání** – při postupném odtávání je sněhová pokrývka cenným zdrojem vody;
7. **chrání před sněhem (sebou samým)** – tzv. výbrus způsobený krystalky sněhu a ledu hnanými větrem.

b) negativní:

1. **výbrus;**
2. **zkrácení vegetační doby** – je-li déle trvalá sněhová pokrývka, zkracuje se doba pro růst a vývoj rostliny;
3. **lámání větví** – dochází k němu, pokud sníh napadne v pozdějším podzimu, pokud jsou listy neopadané nebo u jehličnanů, a to především ve středních polohách, kde padá sníh s deštěm;
4. **tání sněhu** – ve smyslu vzniku jarních povodní;
5. **přikrytí potravy** – v době mírné oblevy a následného zmrznutí se na sněhové pokrývce vytváří ledový pokryv, přes který se především pernatá a drobná srstnatá zvířata nedostane k potravě;
6. **laviny** – efekt po povrchu se spouštějícího naakumulovaného sněhu v horských údolích často s ničivými účinky na krajinu;
7. **podpora parazitů** na kleči či na jalovci (*Herpotrichia nigra*) – v prohlubeninách jsou schopny i porosty zahubit.

Podle vztahu rostlin ke sněhu se rozlišují

- ✓ **chionofilní** („sněhomilná“) – např. alpská společenstva plazivých vrb (např. *Salix reticulata*, *Salix retusa*), dřívátka karpatská (*Soldanella carpatica*) rozkvétá již pod sněhem, mochna zlatá (*Potentilla aurea*) vytváří pod sněhem listy apod.
- ✓ **chionofóbní** („sněhobojná“) společenstva, což jsou organismy žijící na místech bez sněhové pokrývky, např. na hřebenech, vrcholech, zlomech, odkud vítr sfoukává sníh, patří mezi ně např. kostřava nízká (*Festuca supina*) či sítina trojklaná (*Juncus trifidus*).

V průběhu zimy se však srážky podílí i na řadě dalších efektů, které přímo ovlivňují zemědělskou produkci. Jde především o:

a) Vymrzání ozimů – je způsobeno působením nízkých teplot v průběhu zimy, při kterých v rostlině voda zmrzne, čímž zvětší svůj objem a ledové krystaly mechanicky poškodí jednotlivé buňky pletiv. Zmrzlá voda není dostupná v protoplazmě, která se tím dehydratuje a není schopna zabezpečovat své funkce včetně enzymatických pochodů. Může dojít k poškození celé rostliny nebo jen její části.

b) Vyležení – je způsobeno dopadem sněhu na nezamrzlý povrch, kdy nejsou ještě rostliny připraveny na přezimování a prodýchávají glycidy (cukry). Jejich nedostatek vede k výraznému oslabení rostlin, přičemž pod sněhovou pokrývkou je silně oslabena tvorba glycidů asimilací. Vyležení ozimů je dlouhodobý proces, proto aby ztráty byly významné, musí stav se sněhovou pokrývkou 20 cm vysokou trvat alespoň 70–90 dnů. Tato ulehlá sněhová pokrývka dokáže udržet teplotu na povrchu půdy kolem 0 °C. Doprovodným jevem vyležení je náchylnost k houbovým chorobám, především objevení se plísňe sněžné, která se nejlépe vyvíjí pod sněhovou pokrývkou při omezeném přístupu vzduchu a teplotách 2–3 °C.

c) Vymáčení – je důsledkem vzniku dočasných vodních ploch na poli. Dochází k omezení přístupu kyslíku a oxidu uhličitého k rostlinám a prakticky k jejich udušení. Nejčastěji se vymáčení objevuje na jaře, kdy roztaje sněhová pokrývka a půda je ještě zamrzlá. Poškození a přežití rostlin je závislé na době, kterou plodiny stráví pod vodou. Při jarních záplavách je doba přežití maximálně 12–15 dní.

Kromě těchto mechanismů je poškození polních plodin způsobováno i teplotními výkyvy (střídání vysokých a nízkých teplot během zimy), vznikem ledové kůry na půdě či nebezpečí plynoucí z vyjarování, které je provázáno fyziologickým suchem. Pojišťovna nazývá škody způsobené těmito jevy vyzimováním.

9 TLAK VZDUCHU

Je síla vyvolaná tíhou sloupce vzduchu nad daným místem. Tlak vzduchu je důsledkem skutečností, že:

- ✓ **vzduch zaujímá prostor** – vzduchové těleso má tvar podle vnitřního tvaru nádoby nebo místnosti, ve které je uzavřeno. Jeho objem je roven vnitřnímu objemu této nádoby nebo místnosti.
- ✓ **vzduch má hmotnost** – o tom, že vzduch má hmotnost (že něco váží), se snadno přesvědčíme zvážením málo a hodně nafouknutého míče;
 - nestlačený vzduch o objemu 1 litr má hmotnost přibližně 1,3 g;
 - nestlačený vzduch o objemu 1 m³ má hmotnost přibližně 1,3 kg;
 - hustota nestlačeného vzduchu je asi 1,3 kg.m⁻³.

Větší hustotu než vzduch má např. oxid uhličitý či uhelnatý, oxid dusný, propan (plyn do zapalovačů). Lehčí než vzduch je např. vodík, kyslík, dusík či zemní plyn.

Vzduch má skutečně vlastní tlak, protože jako hmota je přitahován gravitační silou Země. Vlivem této síly působí atmosférický vzduch na povrch každého tělesa na Zemi. Vzduch netlačí na tělesa jen shora dolů, ale i ze stran a zdola nahoru, podobně jako tlačí voda na ponořené těleso. Atmosférická tlaková síla je vždy kolmá na působící plochu a vyvolává ve vzduchu atmosférický tlak. V prostředí s přítomností vzduchu žijeme od narození, a proto si tento tlak a působení atmosférické tlakové síly neuvědomujeme. Avšak po překročení jistých hranic bychom jeho přetlak či podtlak výrazně pocítili.

Podstatu atmosférického tlaku lze zjednodušeně vysvětlit na základě jeho měření. Tlak vzduchu se měří tlakoměrem (barometrem). Rtuťový barometr je založen na pokusu, který v r. 1643 provedl Ital E. G. Torricelli (1608–1647), žák G. Galilea (1564–1642). Skleněná silnostěnná trubice délky asi 1 m, na jednom konci zatavená, se naplní rtuťí. Trubice se vzduchotěsně uzavře palcem a obrátí se zataveným koncem vzhůru. Uzavřený otvor se ponoří do rtuti v nádobce a při svislé poloze trubice se otvor uvolní. Rtuť v trubici klesá až do okamžiku, kdy **hydrostatický tlak** p_h rtuťového sloupce **výšky „h“** se vyrovná s **atmosférickým tlakem** p_a nad volným povrchem rtuti v nádobce. Nad hladinou rtuti je v trubici vakuum a tedy aerostatický tlak v ni je nulový. Tedy platí:

$$p_h = p_a = h * \rho * g \quad (49)$$

Kde:

h – výška rtuťového sloupce v trubici (mm);

ρ – hustota rtuti (kg.m⁻³) pro teplotu, při níž se pokus provádí;

g – tíhové zrychlení (9,81 m.s⁻²)

Je-li např. v daném místě při $t = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ naměřena výška $h = 0,75 \text{ m}$ a hustota rtuti je při této teplotě $\rho = 13\,546 \text{ kg.m}^{-3}$ a $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$, je $p_a = 0,75 \times 13\,546 \times 9,81 \text{ Pa} = 99\,665 \text{ Pa} = 997 \text{ hPa}$. V tomto případě lze konstatovat, že atmosférický tlak je asi 997 hektopascalů. Na Obr. 24 je příklad pro $t = 15 \text{ }^\circ\text{C}$ a $\rho = 13\,590 \text{ kg.m}^{-3}$. Kdybychom chtěli popsaný pokus provést místo se rtuťí, která má velkou hustotu, s vodou, museli bychom použít trubici 14 m dlouhou, protože atmosférická tlaková síla by udržela vodní sloupec 13,5x vyšší, než je výška sloupce rtuti.

Na novějších barometrech je stupnice správně ocejchována v hektopascalech. U starších barometrů je stupnice v mmHg, torrech nebo milibarech (mbar). Pro tyto dříve používané, ale dnes již neplatné jednotky tlaku platí, že normálnímu atmosférickému tlaku 1 013,25 hPa odpovídá tlak 760 mmHg, 760 torr nebo 1 013,15 mbar. Neboli platí převodní vztahy:

- ✓ 1 mmHg odpovídá tlak 1,333 hPa (s relativní chybou menší než 0,02 %)
- ✓ 1 mmHg odpovídá tlak 1 torr
- ✓ 1 mbar odpovídá 1 hPa. $[p] = \text{Pa (pascal)} = \text{N} \cdot \text{m}^{-2} = \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$

Tlak se mění s teplotou vzduchu, nadmořskou výškou i zeměpisnou šířkou (když se daná hodnota zvětšuje, tlak vzduchu klesá). Na velikost tlaku vzduchu má vliv i obsah vodní páry a jak plyne ze stavové rovnice plynů i teplota vzduchu.

Velikost atmosférického tlaku můžeme vyjádřit pomocí hydrostatického tlaku.

Ten jen dán tíhou sloupce kapaliny (o výšce h). Tíha je definována součinem hmotnosti a tíhového zrychlení:

$$F = m \cdot g$$

přičemž hmotnost závisí na objemu a hustotě kapaliny:

$$m = V \cdot \rho$$

Objem kapaliny je součinem plochy a výšky kapaliny:

$$V = S \cdot h \Rightarrow$$

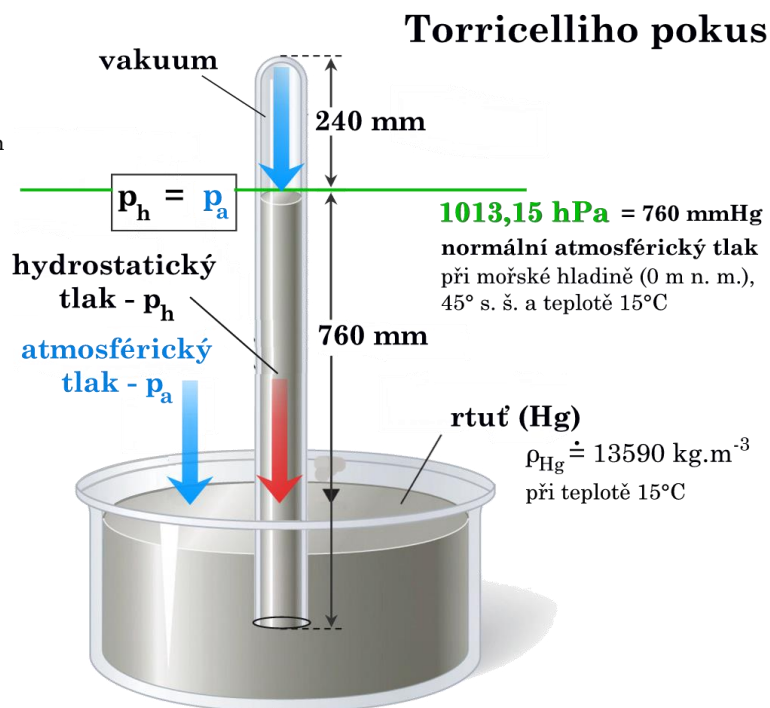
$$m = S \cdot h \cdot \rho$$

Tlak je vyjádřen působením síly na plochu, proto dostáváme:

$$p = \frac{F}{S} = \frac{m \cdot g}{S} = \frac{S \cdot h \cdot \rho \cdot g}{S}$$

$$p_a = p_h = h \cdot \rho \cdot g$$

$$p_a = 0,76 \cdot 13590 \cdot 9,81 \doteq 1013 \text{ hPa}$$



Obr. 24: Podstata měření atmosférického tlaku pomocí Toricelliho pokusu.

9.1 Charakteristiky tlaku vzduchu

Normální tlak – jeho hodnota je 1 013,25 hPa (760 torrů) a je to průměrná hodnota tlaku vzduchu při mořské hladině (0 m n. m.) na 45 ° severní šířky při teplotě 15 °C. Při normálním atmosférickém tlaku přechází voda při teplotě 0 °C do pevného skupenství (mrzne a mění se v led) a při teplotě 100 °C dochází k varu. Je-li tlak nižší, voda vře při nižší teplotě, a naopak. V ČR se pohybuje tlak redukováný na hladinu moře od 967 hPa po 1 057 hPa.

Izobary – jsou uzavřené čáry, které spojují místa se stejným tlakem přepočteným na hladinu moře. Čáry vymezené průsečíky izobarických ploch se zemským povrchem neboli izobary udávají přízemní tlakové pole.

Horizontální tlakový gradient – změna tlaku na jednotku horizontální (se zemským povrchem rovnoběžné) vzdálenosti.

Horizontální barický gradient – vyjadřuje pokles tlaku vzduchu na horizontální jednotku vzdálenosti. Na rozdíl od vertikálního barického gradientu, jehož účinky eliminuje gravitace, není horizontální barický gradient omezován žádným činitelem. Horizontální barický gradient je jedinou silou, která je schopna **uvádět vzduch do pohybu**. Horizontální barický gradient je o čtyři řády menší než vertikální barický gradient, kdy na jeden poledníkový stupeň (111,2 km = vzdálenost dvou sousedních poledníků na rovníku) je horizontální barický gradient 1 až 3 hPa.

Vertikální tlakový gradient – jeho průměrná velikost je přibližně 12,5 hPa na 100 m výšky. Je závislý i na teplotě, neboť v teplém vzduchu tlak ubývá pomaleji než ve vzduchu studeném. Používá se pro přepočítání tlaku vzduchu na 0 m n. m. na kteréžto úrovni lze porovnávat dvě místa s rozdílnou nadmořskou výškou.

Vertikální barický stupeň – vertikální vzdálenost odpovídající poklesu tlaku vzduchu o jednotkovou hodnotu. Ve své podstatě je to reciproká hodnota vertikálního barického gradientu. Při teplotě 0°C a tlaku 1 000 hPa má pro homogenní atmosféru (kdy hustota v celé výšce je stejná jako za normálního tlaku, její výška je přibližně 8 000 m) velikost 8 m hPa⁻¹.

9.2 Bioklimatologický význam tlaku vzduchu

Ve vztahu k rostlinám v podstatě neexistují cílené výzkumy s jednoznačným zaměřením na vazbu mezi tlakem vzduchu a jeho změnou k rostlinné produkci (např. velikosti výnosu) či k růstu a vývoji rostlin. Je zřejmé, že změna atmosférického tlaku ovlivňuje např. transpiraci (odpor atmosféry), ale rozhodně ne v rozsahu produkčního významu.

✓ U živočichů

- **stenobarní** – nesnášejí větší kolísání tlaku, mají velmi malou toleranci k větším změnám tlaku a jsou vázáni na určitou výškovou zónu (hlavně ptáci a savci).
- **eurybarní** – tolerují snížení tlaku i rychlé změny tlaku. Patří mezi ně především bezobratlí, kdy např. mnohý krev sající hmyz je při výraznějším snížení tlaku před bouřkou aktivnější a agresivnější. Mezi zástupce eurybarních patří i někteří ptáci jako je sup nebo kondor. Místní snížení tlaku zvyšuje mimořádně aktivitu hmyzu (pokles tlaku před bouřkou zvyšuje bodavost komárů i líhnutí motýlů).

✓ **Člověk** je spíše stenobarní, i když má silně vyvinuté individuální reakce.

10 VÍTR

Nazýváme jí horizontální složku pohybu vzduchu (advekční proudění). Hlavní příčina, že se vzduch dá do pohybu je nenulová hodnota **horizontálního barického gradientu**, jež je jeho hlavní hybnou silou. Právě kinetická síla vzniklého gradientu (rozdílu tlaku) je to, co uvádí vzduch do pohybu. Nerovnoměrné množství záření dopadající na zemský povrch (způsobené různou zeměpisnou šířkou, odlišnými povrchy, proměnlivou oblačností apod.) způsobí nestejně ohřívání aktivního povrchu, nerovnoměrně zahřátí vzduchu nad nimi a tím i rozdílný tlak vzduchu. Výsledek je, že se tlak začne vyrovnávat horizontálním posunem od míst s vyšším tlakem k místům, kde je tlak nižší, a právě tehdy dochází ke vzniku větru.

10.1 Síly ovlivňující směr a rychlost větru

Až v okamžiku, kdy se vzduch začne pohybovat, nastupuje působení dalších tří sil. Nazýváme je zdánlivé síly, protože nevznikají působením jiných těles. Jejich projevy jsou ale reálné, i když závisejí na pozici pozorovatele (vztažné soustavě, ve které se nalézají). Mezi tyto zdánlivé síly patří:

Uchylující síla zemské rotace – Coriolisova síla

Coriolisova síla je pojmenována po francouzském inženýrovi a matematikovi G. G. Coriolisovi (1792–1843), který v roce 1835 publikoval článek, v němž ukázal, že pokud aplikujeme klasické Newtonovy zákony na tělesa v rotující souřadné soustavě, objeví se v rovnicích zdánlivá síla působící kolmo na směr jejich pohybu. Coriolis však s touto silou dále nepracoval a nesnažil se jejím působením vysvětlit ani pohyb vzdušných mas, zakřívování dráhy vystřelených granátů či jakéhokoliv pohybu v rotující soustavě. Aplikaci Coriolisových závěrů na pohyb vzdušných mas popsal až roku 1856 W. Ferrel (1817 – 1891).

V důsledku rotace zemského povrchu dochází k odchýlování pohybu na Zemi od původního směru. Této síle se říká Coriolisova síla. **Její velikost je přibližně stejná jako síla barického (tlakového) gradientu**, avšak působí opačným směrem.

$$F_c = -2m\omega v \sin \theta \quad (50)$$

Kde:

m – hmotnost tělesa (vzduchu);

ω (omega) – úhlová rychlost zemské rotace;

v – rychlost pohybující se částice (rychlost větru);

θ - (θ) – zeměpisná šířka, kde se částice pohybuje.

Tato síla působí vždy kolmo na směr pohybu, a to na **severní** polokouli **vpravo** a na **jižní** polokouli **vlevo**. Znamená to tedy, že čím rychleji se pohybuje částice, tím je i větší zrychlení F_c . Na rovníku je $\sin \theta = 0$ a F_c zde nepůsobí, zatímco na pólu je $\sin \theta = 1$ a F_c je největší.

Na severní polokouli se proto otáčejí tlakové níže vždy doleva (proti směru hodinových ručiček) a tlakové výše doprava (po směru hodinových ručiček), na jižní přesně

opačně. Coriolisova síla zakřivuje trajektorii těles pohybujících se v rotující vztažné soustavě. Jejím působením vysvětlujeme mimo jiné podemílání pravého břehu řek či směr stáčení pasátů. Znamená to, že působí nejen na vítr, ale na jakékoliv těleso (tekoucí voda, letadlo, vystřelená kulka) pohybující se v rotující soustavě naší Země.

Síla odstředivá

Na jakékoliv těleso pohybující se po kruhové dráze (jako je i vzduch stáčený Coriolisovou silou) působí odstředivá síla. Čím je poloměr dráhy menší, tím je odstředivá síla větší, a proto z důvodu velkého poloměru zakřivených drah větrného proudění je tato síla relativně malá a řádově menší než síla Coriolisova.

$$F_o = -m \frac{v^2}{r} \quad [kg.m.s^{-2}] \quad (51)$$

Kde:

m – hmotnost tělesa (vzduchu);

v – je rychlost částice;

r – poloměr kruhové dráhy.

Podobně jako Coriolisova síla působí kolmo na směr pohybu. Vzniká tehdy, proudí-li vzduch po zakřivené dráze a působí vždy od středu tohoto tlakového útvaru. Tato síla se nejvíce uplatňuje při tropických cyklonech, které mají relativně malý poloměr.

Pro porozumění této síle: kdyby nám někdo zavázal oči a postavil nás na otáčející se desku, pak bychom v rotujících soustavách, kde se projevuje pohyb po kružnici a kde působí síla dostředivá (jinak by to pohyb po kružnici nebyl), při dostatečné rychlosti otáčení cítili, že nás něco vytlačuje ven (necháпали bychom proč, protože do nás přece nikdo nestrčil). Odstředivá síla, jež nás vytlačuje ven, souvisí pouze s pohybem vztažné soustavy, proto se nazývá silou zdánlivou (kdyby do nás někdo strčil, byla by to síla pravá = interakce dvou těles).

Síla tření

Tato síla působí v blízkosti zemského povrchu a vždy proti směru proudění vzduchu, čímž snižuje rychlost proudění. S rostoucí výškou klesá.

$$F_t = -k m v \quad (52)$$

Kde:

k – koeficient tření, záleží na typu povrchu (např. les má výrazně vyšší hodnotu než vodní plocha). Záporná hodnota koeficientu vyjadřuje skutečnost, že se jedná o sílu brzdou;

v – rychlost větru;

m – hmotnost tělesa (vzduchu).

Druhy tření:

- ✓ **tření vnější** – tření vzduchové hmoty a aktivního povrchu;
- ✓ **tření vnitřní** – v rámci vzduchové hmoty se třou mezi sebou jednotlivé částice pohybující se rozdílnou rychlostí.

Pokud se uvedené síly nacházejí v rovnováze, dochází tak k ustálení proudění vzduchu, které se stabilizuje podle existence vytvořeného tlakového útvaru.

10.2 Charakteristiky proudění vzduchu

Vítř je vektor určovaný směrem, rychlostí a jako třetí charakteristika je zaznamenávána jeho **nárazovitost**. Vše se určuje ve výškách 10 m nad aktivním povrchem z důvodu tření, které může výrazně zkreslit srovnatelnost především rychlosti větru.

Směr větru určuje, z jaké orientace (odkud) vítr vane. Pro jeho vyjádření používáme světové strany či azimutové stupně resp. jejich desítky.

České a anglické názvy pro směry větru ze: Severu–North, Východu–East, Jihu–South, Západu–West. Kombinace hlavních směrů vytváří mezisměry, kde dominantní jsou směry Severního a Jižního proudění, např.: vítr severovýchodní či jihozápadní. Větrná růžice bývá obvykle čtyřčlenná, osmičlenná nebo šestnáctičlenná. Azimutové vyjádření směru větru je výrazně přesnější, neboť např. jihovýchodní vítr dává jistou variabilitu, kdežto vítr 16 stupňů je zcela jednoznačný. Platí, že 36 azimutových stupňů = N severní vítr, 09 = E východní vítr, 18 = S jižní vítr, 27 = W západní vítr, 00 = calm (označení pro bezvětří), mezisměr 04 = NE severovýchodní vítr, 13 = SE jihovýchodní vítr, 22 = SW jihozápadní = a 31 = NW severozápadní vítr. Obdobně 02 = NNE severoseverovýchodní vítr apod.

Rychlost větru se udává v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ nebo vynásobením hodnotou 3,6 v $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$. Od roku 1905 se používá Beaufortova stupnice pro odhad síly větru (0 až 12 °B), která je založena na účinku větru na předměty (listy, větve, praporky, obecně předměty na zemském povrchu). Takto určená rychlost větru je často nepřesná a je jen orientační. Posledním stupněm je orkán s rychlostí vyšší než $118 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$. Častou jednotkou (např. v USA od 1955) pro rychlost větru jsou knots (uzly) $1 \text{ kn} = 0,51 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} = 1 \text{ 852 m}\cdot\text{hod}^{-1} = \text{námořní míle}\cdot\text{hod}^{-1}$.

Nárazovitost je náhlé a krátkodobé zvýšení rychlosti větru zapříčiněné především turbulencí. Právě nárazy způsobují na lesních porostech největší škody. Za kritérium pro náraz větru se uznává krátkodobě se měnící rychlost větru o $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ po dobu alespoň 1 s avšak nejvýše 20 s. Nejnižší stanovená hranice pro evidenci nárazu je $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

10.3 Bioklimatologický význam větru

Pozitivní

a) Výměna vzduchu v porostu či v uzavřeném prostoru

Díky ní se dostává rostlinám a živočichům optimálního složení vzduchu. Z pohledu krajiny a člověka je pozitivní efekt v rozrušení inverzní vrstvy působící jako protimrazový prvek či z pohledu znečištění ovzduší. Z hlediska hygienického je významný v objektech a sídlištích.

b) Větrné opylení (anemofilie)

Na něm závisí rozmnožování řady plodin (líska, bříza, trávy), a to především ve vyšších nadmořských výškách a zeměpisných šířkách, kde je díky silnému větru málo hmyzu (savany, prerie). V horských polohách je až 40 % plodin opylováno větrem.

c) Roznos plodů a semen větrem (anemochorie)

Např. u smetanky lékařské (*Taraxacum officinale*), javoru (*Acer*), břízy (*Betula*).

d) Pohyb listů

Umožňuje průnik radiace ke spodním listům, u nichž dochází ke zvýšení intenzity fotosyntézy.

e) Zdroj ekologicky čisté energie

Jako pohon větrných elektráren. Na území ČR jsou vhodná místa pro jejich výstavbu na izolovaných kopcích, případně svazích či vrcholcích hor, zúžených údolích stejně jako na rovinách. Přesto není potenciál ČR pro tento alternativní zdroj energie veliký. Navíc vhodné lokality jsou často chráněná území.

Negativní

a) Zvyšuje evaporaci

Čímž podporuje neproduktivní výpar.

b) Způsobuje větrnou erozi

Odnáší nejjemnější částičky půdy. Podstata větrné eroze je v mechanické síle větru, rozrušování půdního pokryvu a jeho unášení do míst sedimentace často až na velké vzdálenosti (100 až 1 000 km i více – např. transport písku ze Sahary).

c) Odnáší sněh

A neguje tím všechny jeho pozitivní efekty.

d) Způsobuje polomy

Překročí-li rychlost 10° Beauforta, jsou často indikovány významné škody především na lesních porostech.

e) Vytváří vlajkové stromy

Nepřirozená deformace korun převažujícím směrem větru.

g) Přenáší škůdce a plevele

10.4 Vliv vegetace na vítr

Vegetace snižuje rychlost větru, neboť především les (lesní pásy) tvoří významnou překážku. Vítr ji obtéká a projevuje se nad ní a na její zadní straně zvýšenou turbulencí až do několikanásobné výšky lesa. Na závětrné straně dosáhne až po 10 násobku výšky lesa rychlosti jako na straně návětrné. Velký význam je především v omezení neproduktivního výparu (evaporace), zmírnění větrné eroze a v podstatě snížení všech negativních dopadů větrného proudění.

Těchto vlastností se využívá u **ochranných lesních pásů (větrolamů)**. Účinnost větrolamů na snížení rychlosti větru silně závisí na jejich skladbě, především na jejich propustnosti.

1. Větrolamy nepropustné mají menší účinnost. Působí jako nepropustná překážka, která větrný proud odkloní nad větrolam. Větrný proud se za větrolamem relativně v krátké vzdálenosti vrací do původní rychlosti. Nevýhodou je hromadění sněhu uvnitř větrolamů. Naopak dobře tlumí hluk a působí jako filtr na pevné látky ve vzduchu.
2. Větrolamy propustné propouštějí vítr zejména ve volnější kmenové části větrolamu, kde se však může vytvořit „tryskový efekt“ s rychlostí větru větší než ve volné krajině.
3. Větrolamy polopropustné propouštějí část vzduchového proudu. Jejich účinnost je nejdelší. Nejlépe se osvědčily větrolamy s propustností 40 až 50 %. Tento typ větrolamů navíc podporuje rovnoměrné ukládání sněhu na chráněném pozemku.

Je potěšitelné, že v roce 2014 se zahájilo s významnější výsadbou větrolamů na řadě lokalit (např. jižní Moravě), tedy v oblasti silně postižené větrnou erozí.

10.5 Místní větrná proudění

Vyskytují se tam, kde jsou místní pro ně typické podmínky.

a) Fén – suchý, teplý a nárazový vítr vanoucí z hor (Alpy, Pyreneje, Karpaty...) viz kap. 6.2.

b) Bríza – vítr, který vzniká v pobřežních oblastech moře resp. jezer, kde se především v letních obdobích ve dne pevnina výrazněji zahřeje a vzduch nad ní stoupá, čímž na jeho místo vane chladnější vzduch z oceánu (moře, jezera). V noci (ráno) má toto proudění opačný směr, neboť zemský povrch je chladnější než vodní plocha. Má výrazný denní chod (mění svou rychlost a směr během 24 hodin), její rychlost je většinou 3–5 m.s⁻¹ a může působit u moře či pevniny až do 30–50 km od pobřežní oblasti. I v podmínkách jezer a přehrad je znám tento vítr jako pobřežní vánek, kdy nestejně zahřívání vody a povrchu způsobuje „slabší brízu“.

c) Horský a údolní vítr – **horský vítr** se vytváří z nočního sestupujícího svahového větru. V údolích dochází k vyzařování energie z teplejších svahů, přičemž chladnější (těžší) vzduch se posunuje dolů, a tak vzniká vítr, jenž vane z hor do údolí. **Údolní vítr** vane přes den z údolí do hor, kde jsou již s nástupem dne svahy zahřáté. Čím strmější jsou svahy a obsahují méně vegetace, tím silnější je tento vítr.

d) Další místní větrná proudění – např. studené větry vanoucí ze severu či severovýchodu v souvislosti s tlakovou výší nad Evropou se u nás projevují ve formě tzv. **Poláku**, jež proniká Moravskou bránou a okolím řeky Olše v oblasti Karviné. Všeobecně platí, že tlaková výše nad Evropou se v průběhu jejího pohybu na východ projeví ve Středomoří přílivem chladného vzduchu z vyšších zeměpisných šířek. Tlaková výše nad západní Evropou v kombinaci s cyklonou nad Itálií je za určitých podmínek zdrojem obávaného **Mistrálu**. Jedná se o silný, nárazovitý, chladný a suchý severní a severovýchodní vítr charakteru bóry vanoucí v údolí řeky Rhône. Tento, obvykle velmi silný lokální vítr, vyvolává západně od Korsiky často extrémní plavební podmínky.

Průchod masy kontinentálního vzduchu skrz průsmyky (neuplatňuje se tedy adiabatické oteplení vzduchu, které by se projevilo přechodem přes hřebeny) jako prudký padavý vítr, se nazývá **Bóra**. Tento pověstný vítr chorvatských a slovinských teritoriálních vod nazývaný někdy nesprávně jako studený fén, je mezi jachtaři obávaný především proto, že často udeří plnou silou bez jakékoli výstrahy a to často při jasné obloze. V době rekreační sezony tento studený vítr způsobuje významné ochlazení na rozdíl od proudění zvaného **Jugo**, které přichází z Jadranského moře. Jedná se o teplý a vlhký vzduch, který naráží na pohoří především v Chorvatsku a způsobuje srážky na pobřeží prostřednictvím důsledků adiabatického ochlazení a dynamické konvekce. Vítr je oblíbený mezi jachtaři a nepřináší srážky na přilehlé ostrovy.

Existují stovky dalších lokálně pojmenovaných větrných proudění s pravidelným a významným dopadem na krajinu jako je např. v oblasti střední Asie **Suchověj** s teplotou nad 25 °C a relativní vlhkostí pod 30 %, dále **Blizard**, který vane rychlostí větší než 15 m.s⁻¹, je studený a přináší neočekávané sněžení v oblasti severní Ameriky a konkrétněji Skalistých hor, či **Buran**, který žene sníh a částice ledu, což spolu s velkým zchlazováním ohrožuje životy lidí a zvířat, zvláště na otevřených stepích a i díky tomu je označován jako blizard Sibíře.

10.6. Další charakteristická větrná proudění

Kromě místních větrných proudění se vyskytují pravidelná větrná proudění i v rámci všeobecné cirkulace atmosféry jako jsou např. monzuny – větry se sezónním chodem případně ničivé větrné víry – silné tropické bouře.

a) Monzuny – jsou projevem cirkulace mezi vzduchovými hmotami nad pevninou a oceánem. Projevují se především v přední a zadní Indii, tedy na dvou poloostrovech, kde žije přibližně 2 mld. obyvatel. Zásadním způsobem ovlivňují život této populace, jestliže vezmeme na vědomí, že až 75 % obyvatel je závislých na zemědělství. Svůj směr střídají podle ročních období. **Letní monzun** (červen–září) přináší na pevninu velmi intenzivní srážky výjimečně doprovázené devastujícími sesuvy půdy a masivní vodní erozí, především na odlesněných svazích. **Zimní monzun** způsobuje suché klima a vane z pevniny nad teplejší oceán. Se změnou klimatu dochází i k časovému posunu monzunové cirkulace, především letního monzunu, který je zdrojem srážek pro celé vegetační období. Tento závažný dopad změny klimatu vede k negativnímu ovlivnění zemědělství v postižených státech.

b) Tropické bouře - Hurikány (Atlantský oceán–Karibská oblast), **uragány** (západní Indie), **cyklony** (pro Indický oceán), **tajfuny** (pro Tichý oceán–Čína, Japonsko) jsou tropické tlakové níže vznikající nad oceány nejčastěji mezi 5°–10° zeměpisné šířky. Průměr rychlosti přízemního větru v hurikánu dosahuje nejméně 33 m.s⁻¹; pokud překročí 49 m.s⁻¹, mluvíme o silném hurikánu. Intenzita hurikánu se určuje nejčastěji na základě Saffirovy-Simpsonovy větrné stupnice hurikánů. Pokud jsou nad mořem, mohou způsobit i vysoké vlny zvané **tsunami**. Hlavní příčinou vzniku tsunami jsou podmořská zemětřesení jako u poslední tragické tsunami v zimě roku 2004.

Podmínky pro vznik a růst tropických cyklonů

Vzhledem k ohromným škodám, které tropické cyklony působí na pobřeží kontinentů, je jejich studiu věnována velká pozornost a na experimentální výzkum jsou vynakládány značné finanční prostředky. Jedině součinnost meteorologů, oceánologů a v posledních desetiletích i specialistů na mechaniku tekutin dává jistou naději, že bude získána přesnější odpověď na otázky, kde a jak tropické cyklony vznikají a jak se dále rozvíjejí. Poslední výzkumy vedou k závěrům, že ke vzniku a rozvoji tropických cyklonů je nutných šest současně splněných podmínek:

- ✓ Severní či jižní šířka musí být alespoň 5° (od rovníku). Důvodem je dostatečně velká Coriolisova síla, která vede ke vzniku spirálového pohybu u vodní hladiny. Nejčastěji vznikají kolem 10 °s. š nebo j. š.
- ✓ Pokles teploty s výškou v okolním vzduchu (s vodní párou) musí být menší než - 5 °C.km⁻¹. Nastane-li tento případ, je výstupný pohyb vzduchu při stěně oka cyklonu zesilován.
- ✓ Teplota na hladině oceánu musí dosáhnout alespoň 26 °C proto, aby množství vodní páry ve vzduchu bylo dostatečně vysoké, a tím i množství latentního tepla bylo dostatečné k vytvoření silnějšího vírového proudění.

- ✓ Ve středních vrstvách troposféry (2–8 km) musí být vyšší vlhkost vzduchu, aby příliš brzy neustal přenos dostatečného množství vodní páry ve stoupajícím vzduchu mezi dvojitou stěnou oka.
- ✓ V nižších vrstvách atmosféry musí být dostatečně velká cyklonální rychlost, větší než $2\text{--}3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, aby byla nastartována výše popsaná změna původního směru proudění, což je, hlavní energetický zdroj tropického cyklonu.

Vzhledem k tomu, že škody způsobené tropickými cyklony jsou tak obrovské, jsou vlády téměř všech států, jichž se výskyt cyklonů týká, ochotny přispívat na výzkum. Nastává zajímavá situace, kdy další vývoj neomezují peníze, ale naše vědomosti a stupeň porozumění zákonitostem přírody.

c) Tornádo (tromba) – je silně rotující vír (se zhruba vertikální osou) vyskytující se pod spodní základnou konvektivních bouří, který se během své existence alespoň jednou dotkne zemského povrchu a je dostatečně silný, aby na něm mohl způsobit hmotné škody. Jejich vznik je spojen s oblakem typu Cu a silně přehřátou pevninou. Má tvar rotující nálevky o průměru několika metrů až desítek metrů s obrovskou energií. Vyskytují se i na území ČR, i když ne v takovém ničivém rozsahu jako např. v tzv. tornádovém pásu v Severní Americe, který se rozkládá v povodí řeky Mississippi mezi Skalistými horami a Apalačským pohořím–Texas, Kansas, Oklahoma a Nebraska. Tromba je místní název používaný v Evropě.

11 CÍRKULACE ATMOSFÉRY A SYNOPTICKÁ METEOROLOGIE

Základem analýzy a předpovědi počasí, kterou se zabývá synoptická (z řečtiny *synopsos* – souhrnný, shrnující přehled) meteorologie, je posouzení pohybu vzduchu, který danou oblast ovlivňuje svými vlastnostmi. Pohyb vzduchu není náhodný, má své zákonitosti a ty lze předpovědět i na základě znalostí cirkulačních poměrů.

Rozeznáváme cirkulaci:

1. **primární** – všeobecná cirkulace atmosféry
2. **sekundární** – cirkulace v rámci tlakových útvarů
3. **terciární** – místní cirkulace (viz kapitola – místní větrná proudění)

11.1 Primární cirkulace

Všeobecná cirkulace atmosféry (Obr. 25) zahrnuje vzdušné proudy v rámci celé planety a nebere ohledy na většinu místních vlivů. Kdyby Země byla bez rotace, měla by všeobecná cirkulace jednoduchý popis. Nad rovníkem, kde dochází k největšímu zahřátí vzduchu, by vzduch stoupal a ve výškách by převládalo meridionální (rovnoběžné s poledníky) proudění od rovníku k pólům, kde by vzduch sesedal a při zemském povrchu by se vracel zpět k rovníku.

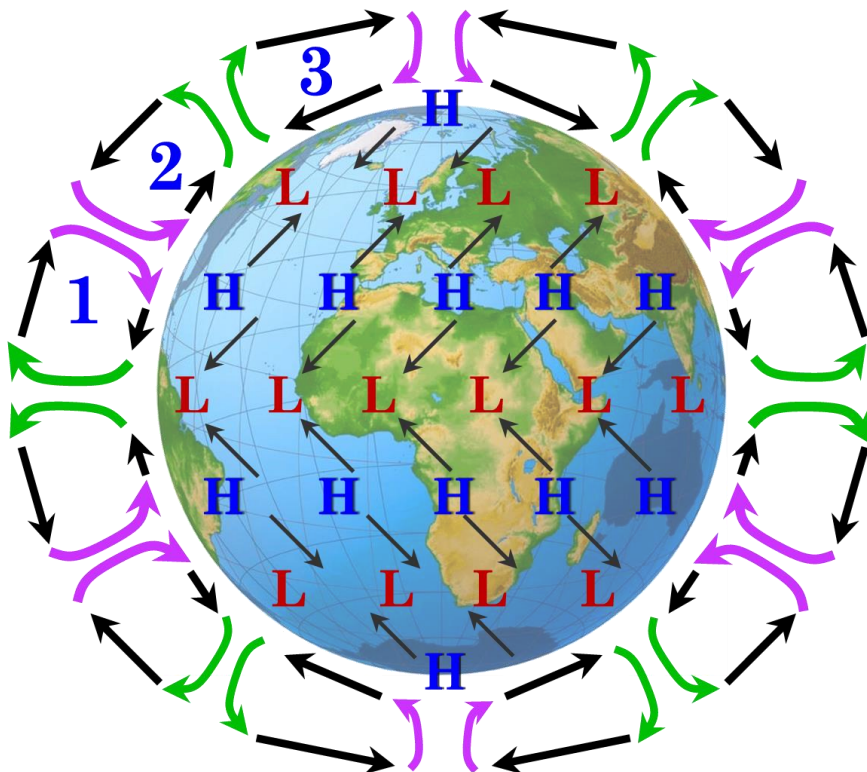
Především rotace naší planety a lokálně vysoká pohoří však tuto jednoduchou cirkulaci nepřipustí. Na plochy kolem rovníku dopadá nejvíce energie a od nich se vzduch zahřívá a stoupá. Ve vyšších vrstvách atmosféry se dává do pohybu směrem k obratníkům. Působí na něj Coriolisova síla a přibližně na úrovni obratníků (Raka a Kozoroza 23° 27' severní a jižní šířky) má již charakter zonálního (rovnoběžné s rovnoběžkami) proudění. V těchto oblastech dochází k sestupnému proudění a poklesu vzduchu, který se adiabaticky zahřívá, což prakticky vylučuje vznik oblačnosti a srážek s důsledkem vzniku světových pouští kolem 20–30° s převládajícím slunečným a teplým podnebím. Adiabatické zahřívání způsobené stlačováním má za následek hromadění vzduchu a formování oblasti vyššího tlaku a je jednou z příčin tlakových výší (anticyklon např. na severní polokouli Azorská výše). Část vzduchu se při zemi vrací směrem k rovníku a podle Coriolisovy síly je odchylována na proudění severovýchodní (Coriolisova síla působí doprava) a na jižní polokouli na jihovýchodní (Coriolisova síla působí doleva). Tyto větry dominují především nad oceány a nad pobřežím. Jsou teplé (vzduch se zahřál adiabatickým procesem) a nad pevninou i relativně suché. Nazývají se **pasáty** (ze španělštiny *passo*, *pasadero* – průjezd, přechod); námořníci je využívali jako pravidelný „pohon“ pro plachetnice. V těchto oblastech vznikají především nad oceány často inverze, které se projeví většinou jasným a suchým počasím. Pokud se postaví pasátům do cesty hory, mohou vznikat tzv. pasátové deště.

Tato uzavřená cirkulace se nazývá Hadleyova buňka nebo **pasátová nebo vnitrotropická cirkulace**. V blízkosti rovníku dochází ke konfluenci (sbližování) vzdušných proudění a výstupu vzduchu, který vede ke vzniku mohutné kupovité oblačnosti. Tato oblast se nazývá tropická zóna konvergence. Její poloha i charakteristický průběh počasí se mění v průběhu roku. Pokud se nachází v blízkosti rovníku, rozpadá se na vnější a vnitřní pásmo.

Ve vnějším pásmu se vytváří mohutná oblačnost a vypadává velké množství konvekčních srážek. Ve vnitřním pásmu v oblasti kolem rovníku, se vyskytuje jen slabý proměnlivý vítr a toto pásmo se nazývá rovníkové pásmo tišin. Do složek této cirkulace patří ještě monzuny a tropické cyklony.

Druhá část vzduchu odtékajícího z tlakových výší v oblasti obratníku na severní polokouli má směr jižní a následně díky Coriolisově síle jihozápadní až západní. Tato část cirkulace (**Ferrellova buňka**) zasahuje až do oblastí kolem 60°–70° severní zeměpisné šířky, kde opět dosahuje již téměř zonálního proudění (západního), a potkává se zde se studeným vzduchem, který přitéká od pólu a má směr severovýchodní až východní. Naplňuje se tak podmínka vzniku tlakových níží (např. Islandská tlaková níže), která je založena na protisměrném setkání teplého a studeného vzduchu. V tlakové níži (cykloně) převažují vzestupné pohyby a vzduch se tak dostává do vyšších částí troposféry a odtéká jak směrem k obratníkům (severovýchodní proudění), tak i směrem k pólům. V oblasti pólů se vzhledem k tvaru naší planety opět vzduch hromadí, sestupuje, a proto zde vznikají rozsáhlé tlakové výše poznamenané často jasným, mrazivým a bezesrážkovým počasím. Při zemském povrchu se tento chladný vzduch spouští do mírných šířek a kolem 60°–70° s.š. se protisměrně setkává se vzduchem tekoucím z oblastí obratníků. Uzavírá se tak polární buňka nebo též **polární cirkulace**. Na jižní polokouli je situace stejná, jen opačně působící Coriolisova síla způsobuje opačnou rotaci tlakových útvarů.

Uvedené cirkulační poměry ovlivněné hlavně radiací (rozdílným zahřáním zemského povrchu) a Coriolisovou silou vytváří tři relativně samostatné cirkulační buňky a čtyři vzduchové hmoty. Rovníkovou s nízkým tlakem, subtropickou s vysokým, vzduchovou hmotu mírných šířek s nízkým tlakem a arktickou (antarktickou) s vysokým tlakem.



Obr. 25: Rozložení tlakových výší (H - High) a níží (L – Low) a převažující směry větrů v rámci primární (všeobecné) cirkulace atmosféry.

Právě podle tohoto členění a na základě všeobecné cirkulace atmosféry můžeme rozlišit několik typických **vzduchových hmot**.

Zákonnosti všeobecné cirkulace byly potvrzeny i pozorováními, která dokázala, že se vzduch od rovníku k pólu nemění plynule, ale ke změně jeho vlastností dochází v úzkých pásech, které nazýváme **klimatologické fronty** – relativně úzké rozhraní, kde se meteorologické veličiny mění velmi rychle. Oblasti mezi frontami nazýváme právě vzduchovými hmotami, které jsou relativně homogenní a obsahují vzduch obdobných vlastností.

Především se shodují v:

- ✓ **teplotě**
- ✓ **stabilitě** – vertikálním teplotním gradientu a jeho vztahu k adiabatickému gradientu
- ✓ **vlhkosti**
- ✓ **dohlednosti** (tedy v množství příměsí)
- ✓ **oblačnosti**

Shoda je podmíněna promícháváním vzduchu v rámci vzduchových hmot, které jsou ovlivňovány stejným aktivním povrchem po delší dobu a tedy stejnými důsledky radiční a energetické bilance. Pokud se vzduchové hmoty přesunou do jiných teritorií (zeměpisných šířek), které „patří“ jiným vzduchovým hmotám, dojde po určité době k jejich transformaci na vzduchovou hmotu patřící právě k daným zeměpisným šířkám charakterizovaným vlastním aktivním povrchem a geografickými poměry.

Všechny čtyři níže uvedené vzduchové hmoty mohou mít označení jako **maritimní** (mořské) nebo **kontinentální** (pevninské) podle povrchu, nad kterým se v dané zeměpisné oblasti vytváří.

Rozeznáváme vzduchovou hmotu

- ✓ **rovníkovou (RVH)** neboli **ekvatoriální** od rovníku do 10° jižní a severní šířky;
- ✓ **tropickou (TVH)** mezi 10° jižní a severní šířky do 30–35° jižní a severní šířky;
- ✓ **polární (PVH)** mezi 35° jižní a severní šířky do 60–70° jižní a severní šířky (maritimní nad Atlantickým oceánem, kontinentální nad Evropou);
- ✓ **arktickou (AVH – na jižní polokouli antarktickou)** od 60–70° jižní a severní šířky do 90° jižní a severní šířky – maritimní (mezi Grónskem a Špicberkami) a kontinentální – (jižně od Barentsova moře).

Jednotlivé vzduchové hmoty jsou odděleny stacionárními klimatologickými frontami.

- ✓ Mezi AVH a PVH je fronta arktická – na ní dochází k cyklogenezi (vytváří se oblasti tlakových níží);
- ✓ PVH a TVH je fronta polární – rovněž cyklogeneze;
- ✓ TVH a RVH tropická – bez cyklogeneze.

Tyto stacionární fronty neobepínají celou polokouli – nejsou všude stejně vyvinuty a často se rozpadají do větví. Nad územím České republiky se v dlouhodobém průměru vyskytuje z 54 % kPVH (kontinentální PVH), 34 % mPVH (maritimní PVH) a na zbylé připadá 12 %.

11.2 Sekundární cirkulace

Sekundární cirkulace je cirkulace vázaná na tlakové útvary, které můžeme rozdělit na

- a) **hlavní** (základní) – s uzavřenými izobarami – tlaková výše a tlaková níže;
- b) **vedlejší** – izobary nevytváří uzavřený prostor.

Tlaková níže (cyklóna – na mapách má střed označen písmenem N, anglicky L – Low, německy T – Tiefe)

Jedná se o objem vzduchu, v jehož středu je nejnižší tlak ohraničen alespoň jednou izobarou. Tlaková níže je oblast nízkého tlaku, která vzniká tak, že proti sobě proudí vzduch teplý a studený (často na stacionárních frontách). Na styčné ploše se vytvoří řada vln, kdy teplý vzduch pronikne do studeného. Řada z nich zanikne, ale některá se prohloubí a stanou se základem pro vznik cyklony stádia **č. 1:** nazývané **frontální vlna** - znamená to, že průnikem teplého vzduchu do studeného vzniká teplý sektor, studený vzduch na zadní části vlny se stáčí k teplému a naopak v přední části se teplý pohybuje ke studenému. Vznik teplého a studeného sektoru, dvou jejich předělů (teplé a studené fronty spojené v bodě středu, kolem kterého oba sektory rotují) je již znakem stádia **č. 2: mladé cyklony** - ta má již jasně definovaný střed a je uzavřena izobarou. Útvar na severní polokouli rotuje proti směru hodinových ručiček. Vytvořila se tak teplá a studená fronta, tedy mezníky oddělující od sebe teplý a studený vzduch. Obě fronty se spojují v jednom bodě (střed tlakové níže). Vzhledem k tomu, že studený vzduch se pohybuje rychleji, dohání teplý před sebou a začíná stádium **č. 3: okludování cyklony**. V okamžiku, kdy se obě fronty spojí tak, že je obtížné rozeznat střed cyklony, nastává stádium **č. 4: zánik cyklony**. Celý tento proces trvá 7 až 14 dnů a pohybující se cyklona může přejít přes tisíce kilometrů. Oblast pokrytá cyklonou může zasáhnout až 3 000 km².

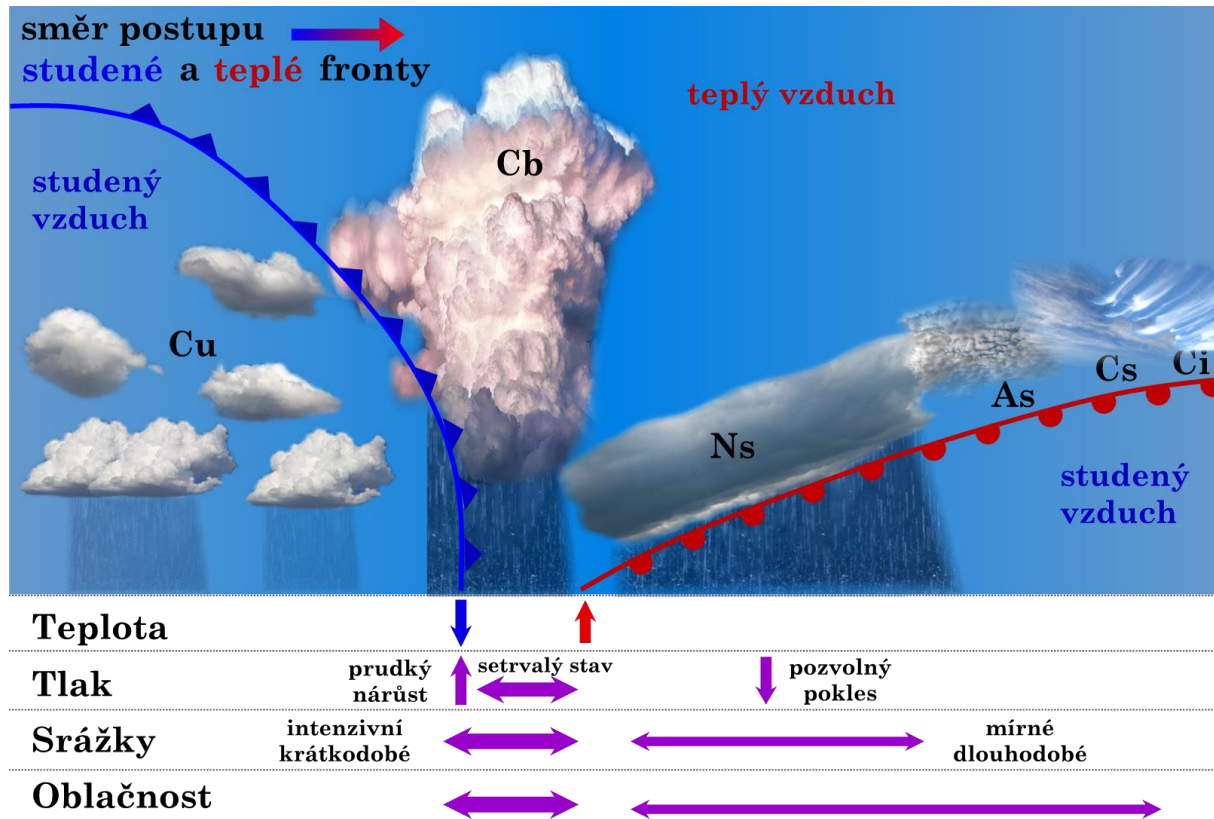
Cyklony v blízkosti Evropy se nejčastěji tvoří nad Atlantickým oceánem a postupují ve směru všeobecného přenosu vzduchu nejčastěji od západu na východ. Většina cyklón, které přijdou na pevninu, je již ve stádiu okludování. Takovéto cyklóny se označují jako frontální (vznikají na polární či arktické frontě).

Ve vysokých zeměpisných šířkách nad oceánem se formují tzv. permanentní akční centra atmosféry, která představují tlakové níže (ale též tlakové výše), které jsou patrné na klimatologických mapách (jsou prostorově relativně stabilní). Nejznámějším případem takové cyklóny, která nejvíce ovlivňuje počasí v našich zeměpisných šířkách je Islandská tlaková níže, která vzniká na polární frontě a v průběhu celého roku má převážně rozhodující význam pro tvorbu počasí v Evropě. Někdy přes dané území přejde i tzv. série cyklon, což je následek prohloubení se několika po sobě jdoucích frontálních vln. V čele pak je nejstarší tzv. řídicí cyklona.

Proudění vzduchu v cykloně je charakteristické jeho sblížením (konfluencí) v nižších vrstvách, které je kompenzováno výstupnými proudy ve středu cyklony. Vzduch se ochlazuje, vznikají oblaka a dochází ke srážkám. Z tohoto pohledu doprovázejí cyklony většinou oblačné systémy a srážky. Na severní polokouli se cyklona pohybuje **proti směru** hodinových ručiček, na jižní polokouli **po** jejich **směru**.

Na mapách se kromě středu zakreslují izobary, poloha teplé, studené a okluzní fronty a to buď **barevně** (teplá = červená, studená = modrá, okluzní = fialová) nebo **černobílými**

znaky vždy zakreslenými ve směru pohybu fronty (teplá = půlkruhy, studená = trojúhelníky, okluzní = střídavě půlkruhy a trojúhelníky).



Obr. 26: Příčný řez teplou a studenou frontou. Změna meteorologických prvků při přechodu obou front.

Počasí na teplé frontě

Přicházející frontu si můžeme představit jako úzké rozhraní – čáru mezi studeným a za ní přicházejícím teplým vzduchem, které svírá se zemským povrchem úhel většinou menší než 1° (1:200). Lehčí teplý vzduch vystupuje po studeném a dochází při příchodu teplé fronty k typickému vývoji oblačnosti. Podél celé frontální plochy se vyvíjí **typická oblačnost** nejdříve vysoká typu Ci (řasa), následuje Cs (řasosloha), brzy As (vyvýšená sloha) a na závěr dominantní oblak teplé fronty Ns (dešťová sloha). Teplota po přechodu teplé fronty stoupá, před frontou vypadávají méně intenzivní, ale trvalé srážky (srážkové pásmo může mít i několik stovek kilometrů). Po přechodu fronty se vyjasňuje a srážky ustávají. Tlak před frontou mírně až silně klesá a po přechodu má setrvalou tendenci.

Počasí na studené frontě

Jedná se o relativně úzké rozhraní, kdy po jeho přechodu se daná oblast dostane pod vliv studeného vzduchu. Úhel mezi zemí a frontou je podstatně větší než u teplé fronty asi 1:100. Studený vzduch vytlačí lehčí teplý do výše a vzhledem k tomuto relativně rychlému procesu lze přibližně 4 – 6 hodin před příchodem již pozorovat mohutná oblaka typu Cb (bouřkový oblak), někdy navazuje Ns, oblačnost je dále doprovázena oblaky typu Ac. Před příchodem fronty teplota slabě klesá a na frontě následuje prudký pokles. Tlak na frontě a

před frontou klesá, za ní je značný tlakový vzestup. Srážky se projevují přímo při přechodu fronty a jsou intenzivní ve formě prudkých přeháněk až lijáků, za frontou se rychle vyjasní (Obr. 26). Těsně před příchodem fronty resp. oblaku typu Cb se objevuje náhlé zrychlení větru – húlava.

Studená fronta může být v závislosti na rychlosti postupu označena jako

1. druhu (čti prvního druhu)

Ve srovnání se studenou frontou 2. druhu se pohybuje pomaleji. Má podobný, ale obrácený chod oblačnosti jako u teplé fronty, kromě Cb, který je na jejím čele díky prudkému výstupu teplého vzduchu. Vzduch však vystupuje podél celé plochy fronty, a proto vzniká za Cb i následný Ns, ze kterého prší i za frontou. Srážkové pásmo je na studených frontách prvního druhu velmi široké (300–400 km).

2. druhu (čti druhého druhu)

Charakterizována rychlejším pohybem vzduchu i přes 45 km.h⁻¹. Po přechodu Cb se rychle vyjasňuje. Ns se netvoří, neboť v horní části frontální plochy převažují sestupné pohyby. Rozdíl mezi 1. a 2. druhem je, že výstup vzduchu na frontální ploše je jen v její spodní části (přibližně do výšky 2 – 3 km). Srážkové pásmo je tvořeno maximálně desítkami kilometrů. Četnost výskytu této fronty v porovnání s frontou 1. druhu je vyšší.

Okluzní fronta

Vzniká spojením studené (rychlejší) a teplé (pomalejší) fronty. Může mít charakter teplé (studený vzduch v týlu cyklony je teplejší než na jejím čele) nebo studené okluze (studený vzduch v týlu cyklony je chladnější než na jejím čele) či vzácně neutrální. Typickým znakem k rozeznání okluze je hřeben teplého vzduchu na výškové synoptické mapě nejčastěji s označením 850 nebo 750 hPa (mezi 500–1 000 hPa).

Fronty mají velmi rozdílnou rychlost postupu, někdy se dokonce vracejí. Na dlouhých studených frontách (zřídka i teplých) se v některých úsecích mění charakter fronty na opačný. Potom hovoříme o **zvlněných frontách**. Mezi přechody front jsou započítávány i tzv. podružné fronty, které se vyskytují uvnitř stejných vzduchových hmot a mají většinou charakter studených front. Počet teplých front je v létě podstatně nižší než v zimě (teplé fronty při pronikání do vnitrozemí nad přehřátým povrchem postupně zanikají).

Tlaková výše (anticyklóna – na mapách má střed označen písmenem V, anglicky H – high, německy H – Höhe)

Jedná se o objem vzduchu, v jehož středu je nejvyšší tlak a je ohraničen alespoň jednou izobarou.

Charakter počasí u tlakové výše je dán sestupnými pohyby, kdy vzduch klesá a roztéká se při zemi. Klesání je doprovázeno stlačováním vzduchu a jeho adiabatickým ohříváním. Proto je anticyklonální počasí většinou doprovázeno jasným počasím, kdy v létě následuje oteplení, naopak v zimě může být díky absenci oblačnosti počasí velmi mrazivé. Právě tlakové výše v zimním či chladnějším období, kdy noci jsou dlouhé (velké ztráty energie dlouhovlnným vyzařováním) a zemský povrch je již velmi studený, mohou být příčinou vzniku inverzí a inverzní oblačnosti i s mírnými srážkami (často mrholením), protože vzduch, jenž se sesedáním zahřívá, narazí nad zemským povrchem na studený vzduch

ochlazený od zemského povrchu, který může dosáhnout při dlouhých nocích na sněhové pokrývce teploty výrazně pod 0 °C. V něm se po nasycení vodní párou mohou vytvořit nízká stratovitá (slohová) oblaka, ze kterých mohou vypadávat i velmi málo intenzivní srážky (často mrholení). Inverze takto vzniklá se nazývá **subsidenční** (inverze sesedáním) a obvykle se nachází ve výškách okolo 2 000–2 500 m. Její tloušťka je většinou 200–500 m a způsobuje, že termické stoupavé proudy skrze ni zpravidla nepronikají. Pokud se inverze nevytvoří, potom sesedající se a oteplující se vzduch rozpouští oblačnost, a proto je obecně pro tlakovou výši skutečně typické jasné počasí.

Vedlejší tlakové útvary

1. brázda nízkého tlaku – protáhlý pás nižšího tlaku mezi dvěma anticyklónami, je oblastí nízkého tlaku, která není uzavřena izobarami a odděluje dvě anticyklóny.

2. hřeben (výběžek) vysokého tlaku – je oblastí vysokého tlaku, která není uzavřena izobarami a rozděljuje dvě cyklóny.

3. tlakové sedlo – mezi dvěma cyklónami a dvěma anticyklónami, bod uprostřed se nazývá hyperbolický bod.

Nejčastější synoptické situace ovlivňující počasí nad územím ČR

- **A** – Anticyklóna nad střední Evropou – nad střední Evropou se udržuje kvazistacionární tlaková výše, vyjádřená i ve vyšších hladinách. Je vyplněna relativně teplým vzduchem s výjimkou studené přízemní vrstvy v zimním období.
- **Ap** – Putující anticyklóna – anticyklóna je vyjádřena pouze v přízemním tlakovém poli, je vyplněna relativně studeným vzduchem a postupuje přes střední Evropu – podle směru postupu se člení na 4 skupiny. Ap1 – od jihozápadu k severovýchodu, Ap2 – od západu k východu, Ap3 – od severozápadu k jihovýchodu, Ap4 – od severu k jihu.
- **B** – Brázda nízkého tlaku nad střední Evropou – v brázdě nízkého tlaku nad střední Evropou se udržuje zvlněné frontální rozhraní oddělující teplý vzduch na východě a studený na západě. Dráha frontálních vln probíhá nejčastěji z Itálie přes Moravu nad Polsko.
- **Bp** – Brázda postupující přes střední Evropu – situace se na rozdíl od předchozí liší v tom, že brázda není kvazistacionární, ale posunuje se zvolna k východu.
- **C** – Cyklóna nad střední Evropou – střed cyklóny ve výšce leží nejčastěji nad západní částí střední Evropy. Frontální systémy s přízemními cyklónami postupují přes Středozezemní moře nad východní část střední Evropy a zde se zpětně stáčí k západu. Území ČR zasahují jejich srážková pásma, nikoliv ale teplé sektory.
- **Cv** – Výšková cyklóna – pro situaci je rozhodující výšková cyklóna nad střední Evropou (pohyblivá nebo kvazistacionární), vyplněná studeným vzduchem. Přízemní tlakové pole není rozhodující, nejčastěji se vyskytuje hřeben vyššího tlaku vzduchu nebo okraj anticyklóny.
- **Ea** – Východní anticyklonální situace – střední Evropa leží na jižním okraji tlakové výše nebo zonálního hřebene ve východním proudění kontinentálního vzduchu.
- **Ec** – Východní cyklonální situace – kolem tlakové níže nad jižní nebo jihovýchodní Evropou pronikají do střední Evropy frontální systémy od východu. Ve výšce převládá nad územím ČR teplá advekce od jihovýchodu, při zemi je častější studené severovýchodní proudění.

- **Nc** – Severní cyklonální situace – řídicí cyklona je nad Finskem a Pobaltím, frontální zóna, směřující z Norského moře do střední Evropy, nebývá vždy výrazně vyvinuta, v létě někdy přecházejí od severu jen jednotlivé podružné studené hmoty.
- **NEa** – Severovýchodní anticyklonální situace – střední Evropa na okraji tlakové výše nad Severním mořem a Skandinávií, severovýchodní proudění přivádí na území ČR více nebo méně chladný a poměrně suchý kontinentální vzduch.
- **NEc** – Severovýchodní cyklonální situace – tlaková níže východně od území ČR přivádí studený vzduch od severu až severovýchodu, ve výšce se občas uplatňuje advekce teplého vzduchu zpětně přetočeného přes Ukrajinu a Polsko k jihozápadu.
- **NWa** – Severozápadní anticyklonální situace – na rozdíl od předcházející situace NWc probíhá frontální zóna východněji a území ČR je převážně pod vlivem tlakové výše nad západní a částečně i střední Evropou, v převládající teplé advekci.
- **NWc** – Severozápadní cyklonální situace – frontální zóna probíhá z Atlantiku přes Severní moře a Polsko k jihovýchodu. V severozápadním proudění zpravidla rychle postupující fronty (teplé, studené, podružné studené, okluzní) zasahují aktivně i území ČR.
- **Sa** – Jižní anticyklonální situace – tlaková výše se nachází nad východní Evropou, po jejím okraji proudí ze Středomoří do střední Evropy teplý vzduch.
- **SEa** – Jihovýchodní anticyklonální oblast – tlaková výše se nachází nad východní Evropou, po jejím okraji proudí přes Balkán do střední Evropy kontinentální vzduch.
- **SEc** – Jihovýchodní cyklonální situace – řídicí cyklona se nachází nad západní částí Středozemního moře, frontální systémy postupují přes Balkán a Jaderské moře do střední Evropy.
- **SWa** – Jihozápadní anticyklonální situace – tlaková výše se rozprostírá nad jižní polovinou střední Evropy, Karpatami a Ukrajinou, frontální zóna směřuje přes Britské ostrovy nad Skandinávií. Do střední Evropy proudí teplý vzduch z oblasti Španělska a západního Středomoří.
- **SWc1** – Jihozápadní cyklonální situace č. 1 – řídicí tlaková níže se udržuje nad západní Evropou, frontální systémy postupují přes Pyrenejský poloostrov, Alpy a území ČR k severovýchodu až severu. Nad východní Evropou se udržuje blokuující anticyklóna.
- **SWc2** – Jihozápadní cyklonální situace č. 2 – frontální zóna probíhá z Atlantiku přes Francii k severovýchodu nad Baltské moře, fronty zasahují i území ČR. Zde převládá advekce teplého maritimního vzduchu, v závěru situace proniká zpravidla chladný vzduch od severozápadu.
- **SWc3** – Jihozápadní cyklonální situace č. 3 – frontální zóna leží jižněji než u SWc2, probíhá přes Pyreneje, Alpy a střední Evropu k severovýchodu. Fronty, resp. frontální vlny se tudíž projevují na území ČR aktivněji a chladný vzduch častěji.
- **Vfz** – Vchod frontální zóny – situace je tvořena barickým sedlem nad střední Evropou a jím procházejícími frontálními poruchami z oblasti cyklóny na západě do oblasti cirkulace cyklóny na východě. Přes území ČR přecházejí poruchy od západu až k severozápadu.
- **Wa** – Západní anticyklonální situace – frontální zóna, probíhající od západu na východ, leží severně od území ČR; zde se uplatňuje vliv okraje tlakové výše nebo zonálního hřebene mezi 45° a 50° s. š. a převládá teplá advekce od západu.

- **Wal** – Západní anticyklonální situace letního typu – ve výškovém západním až jihozápadním proudění přecházející přes střední Evropu jádra oddělená od Azorské anticyklóny a v mělkých brázdách mezi nimi studené, resp. zvlněné studené fronty.
- **Wc** – Západní cyklonální situace – frontální zóna probíhá z Atlantiku přes Britské ostrovy k východu nad Pobaltí, přitom fronty zasahují aktivně i území ČR a střídají se zde teplé a studené maritimní vzduchové hmoty.
- **Wcs** – Západní cyklonální situace s jižní dráhou – frontální zóna probíhá z Atlantiku přes Francii, Bavorsko, ČR a Slovensko k východu; území ČR zasahují většinou okluzní fronty nebo jižně procházející vlny, takže převážně zůstává v chladném vzduchu a jen zřídka se dostává do teplého sektoru.

11.3 Předpověď počasí

Sběr a odeslání (šifrováním) dat

Probíhá na stanicích synoptických a aerologických. Na severní polokouli je počet synoptických stanic asi 10 000, na jižní podstatně méně z důvodu menší rozlohy pevnin a výrazně homogennějšího prostředí (jedna stanice reprezentuje větší území než na severní polokouli). Rovněž se zpracovávají data ze stanic aerologických, kterých je na severní polokouli asi 700. Synoptické stanice posílají naměřená data ve formě kódované zprávy nejčastěji každých 6 hodin, nebo po 1–3 hodinách. Odeslané zprávy jsou během několika minut shromažďovány v regionálních centrech (nejčastěji hlavní města států), následně v nadregionálních centrech (např. Praha, Offenbach u Frankfurtu nad Mohanem, Nové Dillí, Tokio, Brasilia, Nairobi,...) a třech světových centrech (Washington, Moskva a Melbourne).

Dekódování, digitalizace a analýza map

Naměřená data získaná ze zpráv jsou zobrazována ve formě synoptických map. Meteorologové využívají v mapách grafické symboly k popisu větru, srážek a oblačnosti. Synoptické mapy zachycují přehled počasí pro danou oblast a čas. S využitím počítačových modelů se vytvářejí předpovědní mapy, jak by mělo vypadat počasí v nejbližších několika dnech. Předpověď není možné vyslovit jen na základě přízemních map, proto se vytváří ještě mapy tzv. absolutní topografie pro určité výškové hladiny nejčastěji 500 (asi 5 500 m) a 850 (asi 1 500 m) hPa, kde se zakreslují pole meteorologických prvků pomocí izochar. Obdobně se kreslí mapa relativní topografie (RT), přičemž pomocí izohyps se zakresluje tloušťka vrstvy mezi dvěma standardními tlakovými hladinami; nejčastěji RT 500–1 000 hPa. Úkolem je stanovit polohu a dobu přechodu front a intenzitu jevů je doprovázejících. Současně se zakreslují hlavní a vedlejší tlakové útvary včetně izobar (určení stability a lability vzduchových hmot, lokalizace front, zakreslení izobar). Přitom se provádí příprava vstupních souborů pro předpovědní model. V ČR se využívá numerický předpovědní model počasí ALADIN (Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Développement International – produkt Météo France), jenž je na ČHMÚ používán pro výpočet předpovědi počasí na 54 hodin.

Kompletace digitálních databází

Pro digitální databáze se kromě dat z pozemních stanic (map) a výškových map využívají digitalizovaná radarová data i družicové snímky ať už z družic polárních, tak i geostacionárních.

Vyslovení a distribuce předpovědi

Model ALADIN je vyvíjen od roku 1991 v mezinárodní spolupráci, v důsledku čehož svůj vlastní model ALADIN provozují i jiné země než ČR, například Slovensko, Slovinsko, Rumunsko, či Rakousko. Z předpovědí českého ALADINA lze na internetu nalézt předpověď teploty vzduchu ve 2 metrech, srážek, rychlosti a směru větru v 10 metrech nad zemí, vždy po 6 hodinách na následujících 54 hodin. V rámci výstupů lze zobrazit i meteogram vybraného místa v ČR. ALADIN je typickým zástupcem skupiny lokálních modelů simulujících vývoj počasí na relativně omezeném území (Evropa), ale zato v relativně podrobném rozlišení (většinou 7 až 10 km grid). Výstupem z modelu jsou mapy, na kterých jsou pomocí barev a jejich odstínů zakresleny předpokládané srážkové úhrny, teplota, rychlost a směr větru, tlaková pole a další meteorologické prvky a ukazatele. Numerické předpovědní modely jsou v podstatě vůbec nejsložitějšími počítačovými programy na světě, a proto jsou řešeny na takzvaných superpočítačích, tedy na těch vůbec nejvýkonnějších počítačích, které byly člověkem dosud vyvinuty.

Předpověď

Podle slovníku spisovné češtiny „domněnka, že se něco stane“. ČHMÚ vydává řadu meteorologických předpovědí, z nichž je v kontextu předmětu možné uvést:

Předpověď biometeorologická – vliv meteotropních účinků na lidský organizmus. Vydává se denně pro nemocné, citlivé na meteorologické jevy a fyzikální procesy v atmosféře. Je založena na předpovědi rizikových jevů, vychází ze speciální prognózy teplot, větru, tlaku, rozptylových a emisních podmínek, srážek, vlhkosti, bouřek a heliogeofyzikálních faktorů.

Druhy vydávaných meteorologických předpovědí

Biometeorologická předpověď je tvořena dvěma neoddělitelnými částmi

- ✓ **stupněm zátěže;**
- ✓ **doprovodným textem.**

Stupeň zátěže rozděluje předpokládanou „zátěž počasím“ do tří stupňů, od st. č. 1 – mírné zátěže až po st. č. 3 – vysokou zátěž. Tato informace je zaměřena zejména na kardiaky, seniory a osoby s oslabeným organismem. Skutečná zátěž je však do značné míry individuální a také ne všichni lidé jsou tzv. meteosenzitivní.

Hydrologická předpověď, která vychází z měření na vodních tocích, kde je registrován průtok, výška vodní hladiny, teplota vody v určitém místě a čase (7 00 SEČ). Hydrologická služba vydává výstražné hlášení a upozornění na zvýšenou hladinu vodních toků a určuje stupně ohrožení.

Meteorologická předpověď poskytuje prognózy počasí či jednotlivých prvků. Jednotlivé předpovědi lze rozlišovat podle metody zpracování, doby platnosti, místa, oblasti, pro jaké účely mají sloužit apod.

V rámci **OMP** ČHMÚ (Oddělení meteorologických předpovědí ČHMÚ) se porovnávají výstupy z různých modelů – kromě zmíněného modelu ALADIN, jde o model COSMO (Německo), ECMWF (evropský model) a GFS (USA). Předpovědní mapy se porovnávají

s využitím grafické aplikace Visual Weather (Německo). Vytváří se tři základní druhy předpovědi:

- ✓ **Všeobecné** – jedná se o standardní předpovědi, které sestávají z několika částí (vývoj synoptické situace, oblačnost, jevy, teplota a vítr), jež mohou být doplněny dalšími informacemi, jako jsou upozornění na nebezpečné jevy, tlakové tendence, rozptylové podmínky apod.
- ✓ **Speciální** – vydávají se pro předem stanovené účely. Soustřeďují se na prognózu těch meteorologických prvků a dějů, jež jsou v daném oboru lidské činnosti důležité. Např. v zemědělství pro vývoj a nástup chorob a škůdců, v oblasti sportovního létání, silniční dopravy, jachtingu apod. Velmi důležité jsou speciální letecké předpovědi. Některé speciální předpovědi mohou být zpoplatněny.
- ✓ **Výstrahy** – jedná se o varovné informace na vyskytující se nebo předpokládané nebezpečné meteorologické hydrologické prvky a jevy. Upozornění a výstrahy vydávané meteorologickou předpovědní službou jsou určeny jak pro speciální uživatele, tak i pro širokou veřejnost. Jsou vydávány ze zákona a bezplatně.

Vydávají se na celkově 32 nebezpečných jevů rozdělených do 8 skupin:

- Teplotní a vlhkostní podmínky
- Vítr
- Sněhové jevy
- Námrazové jevy (ledovka, náledí)
- Bouřkové jevy
- Dešťové srážky
- Povodňové jevy
- Požáry

Podle délky předpovědního období se vydávají tři základní druhy předpovědi:

- ✓ **Denní** – doba platnosti od několika hodin do 48 hodin od termínu vydání.
- ✓ **Týdenní** – doba platnosti až do 7 dnů od termínu vydání.
- ✓ **Měsíční výhled** – doba platnosti do 30 dnů.

Předpovědi na delší období (rok), ČHMÚ – OMP zatím nevydává. Informace o klimatologických charakteristikách jednotlivých oblastí, regionů či států podává odbor klimatologie. Zajímavým pokusem o dlouhodobější předpověď je tzv. sezonní předpověď.

Dle prostorové platnosti předpovědí rozlišujeme několik druhů

- ✓ **Bodová předpověď** – předpověď pro danou lokalitu ne větší než několik km² (letišť, část města apod.).
- ✓ **Liniová předpověď** – pro vybrané úseky například komunikací (dálniční sítě).
- ✓ **Regionální předpověď** – vydává se pro určitou oblast v rozloze od několika desítek do několika stovek km². Může obsahovat specifikaci na menší územní celky tvořící danou oblast nebo i městské aglomerace.
- ✓ **Předpověď pro celé území České republiky** – předpověď pro cizí území ČHMÚ nevydává.

Četnost vydávání předpovědi

- ✓ **3x měsíčně** – dlouhodobá předpověď 10., 20. a posledního dne v měsíci;

- ✓ **několikrát denně** – denní a týdenní předpověď;
- ✓ **nepravidelně** – všechny druhy předpovědí dle vzniklé situace a na vyžádání uživatelů s výjimkou měsíční.

Jednou z nejvíce sledovaných oblastí a diskutovaných témat je **přesnost** předpovědi počasí. Její úspěšnost klesá s časem a je rozdíl mezi např. prvním a třetím dnem. Pro první den se v posledních letech pohybuje přesnost v dlouhodobém průměru na úrovni 94 %, pro třetí den je kolem 90 %.

12 KLIMATOLOGIE

Klimatologie je věda studující dlouhodobé aspekty a celkové účinky meteorologických procesů, které probíhají na Zemi. Je to věda o podnebí (klimatu), o podmínkách a příčinách jejich utváření, o vzájemném působení klimatu na člověka, objekty jeho činnosti a na přírodní děje. Cílem klimatologie je studovat obecné klimatické zákonitosti, genezi zemského klimatu, změny a kolísání klimatu.

Vývoj klimatologie je těsně spojen s vývojem meteorologie, protože klimatologie analyzuje meteorologická měření a pozorování v dlouhodobém kontextu. V porovnání s meteorologií se klimatologie jako vědní disciplína formuje daleko později. Např. v r. 1686 publikoval E. Halley mapu rozložení pasátu či B. Franklin (1706–1790) studoval průběh Golského proudu. Rozvoj klimatologie jako vědy v 19. století je spojen s pracemi A. von Humboldta, J. Haana, W. Köppena.

Definice klimatu říká, že se jedná o dlouhodobý charakteristický režim meteorologických prvků. Počasí je potom stav atmosféry, charakterizovaný meteorologickými prvky (teplotou, tlakem, množstvím srážek...) a jevy (sněžení, déšť, bouřka...) v daném místě a čase. Podle doporučení světové meteorologické organizace by se pro posuzování klimatu měly používat třicetileté normály (1901–1930, 1931–1960, 1961–1990). Často se využívají i dlouhodobé průměry (např. pro publikaci Atlas podnebí Česka období 1961 - 2000). Za tato období jsou uváděny různé statistické charakteristiky (průměry, sumy, četnosti, extrémy apod.) nebo již vzájemné vztahy (indexy, koeficienty apod.).

Klima střední Evropy se vyznačuje střídáním čtyř ročních období. Ale počasí 10. dubna roku 2005 ve 14 hodin je docela jiné než ve 14 hodin 10. dubna roku 2006. Zjednodušeně se dá říci, že počasí v určitém místě a čase je jedním z mnoha stavebních prvků klimatu. Vztah klimatu a počasí se dá přirovnat k vztahu zdraví celé lidské populace a zdraví jednoho člověka. Zdraví všech jednotlivců určuje zdraví populace, ale zdraví jednoho člověka ještě nic neříká o tom, jak je na tom zdravotně celá populace.

12.1 Dělení klimatologie

Obecná – obecné zákonitosti utvářející podnebí a klimatické změny, vztahy mezi klimatickými faktory a jevy;

Regionální – studuje analyticky klimatické poměry vymezeného území a zabývá se klimatickou regionalizací;

Aplikovaná – nachází využití v praktických oborech.

Podle přístupu

Klasická – studuje prvky a jevy v jejich denním či ročním chodu podle kalendářních úseků (den, dekáda, měsíc). Používá se úhrn, průměr, četnost a z nich se stanovují normály. Poskytuje základní informace o podnebí daného místa;

Dynamická – pracuje s různě dlouhými obdobími, po která se na daném území působily určité radiační a cirkulační podmínky. Zkoumá podnebí ve vztahu k radiační a tepelné bilanci;

Synoptická – součást dynamické, vazby mezi cirkulačními typy počasí a tvorbou podnebí;

Komplexní – studuje klima na základě dlouhodobého měření meteorologických údajů. Zpracovává situace do tříd a typů počasí.

Na klimatologii navazují i obory aplikované klimatologie jako je

Bioklimatologie – studuje vztah podnebí a živých organismů.

Ekologická klimatologie – přizpůsobivost rostlin a živočichů, závislost rozšíření na klimatických podmínkách, část bioklimatologie včetně např. entoklimatologie zaměřené na chování hmyzu a nižších živočichů v různých meteorologických situacích a klimatických podmínkách.

Historická klimatologie – studuje podnebí v historické době za posledních cca 1000 let na základě tzv. dokumentárních údajů, vytvořených činností člověka (kroniky, letopisy, denní záznamy počasí, epigrafické záznamy jako značky velkých vod), ale též nesystematických měření a pozorování. Přímých i nepřímých údajů o počasí, podnebí a příbuzných jevech využívá k rekonstrukci klimatu, k analýze četnosti výskytu a intenzity tzv. hydrometeorologických extrémů (povodně, vichřice, krupobití, sucho) a ke studiu jejich dopadů na přírodu a společnost.

Paleoklimatologie – je vědní disciplína studující klimatické změny a kolísání klimatu Země typicky v řádu 10^3 roků. Studium kolísání a změn klimatu a jeho rekonstrukce v geologické historii Země se opírá o nepřímé indikátory přírodních podmínek, tzv. proxy data (např. letokruhy stromů, ledovcová jádra, mořské a jezerní sedimenty). Při jejich analýze se vychází z principu aktuálnosti, který předpokládá, že spojitost mezi klimatickými podmínkami a různými přírodními jevy byla v geologické historii stejná jako v současnosti.

Klimatologie měst – problémy klimatu měst a aglomerací na úrovni mezo a mikroklimatu spojené se zvýšeným znečištěním, změněnou radiační či energetickou bilancí umělých povrchů, vytvářením bariér a koridorů ovlivňující rychlost větru apod..

Lesnická klimatologie – klimatické poměry lesa a vliv na produkci dřeva, účinky lesa na okolí a okolí na les.

Agroklimatologie – vymezení efektivních oblastí pro pěstování plodin a chov zvířete, od bioklimatologie se liší výraznějším zaměřením na agroekosystémy.

Topoklimatologie – vliv georeliéfu a aktivního povrchu na místní klima.

12.2 Klimatotvorné faktory a procesy

Podnebí (klima) je tedy dáno režimem meteorologických prvků na daném místě za delší období. Tento režim se dá sledovat kontinuálním měřením na meteorologických stanicích. Jako rozhodující pro formaci klimatu daného místa jsou **klimatotvorné procesy**. Těmi rozumíme fyzikální procesy v atmosféře a aktivní vrstvě půdy, především příjem a výdej záření a tepla, přeměna a přenos energie, oběh vody atd.

Klimatotvorné procesy jsou důsledkem působení **klimatotvorných faktorů**, které se dělí na:

- a) astronomické (vlastnosti Země jako planety, její postavení ke Slunci, sklon zemské osy, tvar země);
- b) geografické (poloha a vlastnosti různých částí zemského povrchu);
- c) cirkulační (přenos vzduchových hmot);
- d) antropogenní (změny vlastností atmosféry a zemského povrchu související s činností člověka).

Jako hlavní **klimatotvorné procesy** je možné zmínit:

1. Radiační procesy – rozdělení přímého, odraženého a rozptýleného slunečního záření, které je zdrojem energie pro všechny fyzikální děje, zdrojem tepla a světla. Do faktoru patří jak bilance krátkovlnných (slunečních) toků tak i dlouhovlnných (země+atmosféra) toků.

2. Výměna vzduchu – základ tvoří všeobecná cirkulace atmosféry.

3. Koloběh vody resp. vodní režim – jeho složky jsou výpar (evapotranspirace), vlhkost vzduchu, oblačnost, srážky a povrchový či podpovrchový odtok.

4. Procesy související s charakterem zemského povrchu – tedy geografické a geofyzikální procesy jako zeměpisná šířka, nadmořská výška, rozložení země a oceánů, orografie, tvar zemského povrchu, mořské proudy, vzdálenost od oceánů, typ aktivního povrchu, povrch půdy, vodních ploch, rostlinná, ledová a sněhová pokrývka apod.

Jako příklad je možné uvést význam známého mořského proudu - **Golfský proud**, jež není (podobně jako většina oceánských proudů) lineárním tělesem, ale **je smyčkou, která má teplou a studenou část**. Tato smyčka se může měnit v čase – někdy plyne rychleji, jindy pomaleji; mnohdy zasahuje hlouběji na sever, v jiném okamžiku se její ostrý trojúhelníkovitý hrot směřující ke Skandinávii mění na tupý oblouk posunutý k jihu. Tělo smyčky, tedy vlastní proud, není uzavřeným tělesem, ale komunikuje s tělem oceánu a jinými proudy. Důležitá je zejména vertikální výměna, protože na vzdálenost dejme tomu 5 km se teplota vodních mas mění až o 15 či více °C. Těchto 15 °C by v horizontálním transportu odpovídalo délce několika tisíc kilometrů. Kde je více srážek, je oceán z hlediska vertikální výměny stabilní, protože se lehká, sladká voda rozlévá po hladině. Kde je značný výpar vody, tam je oceán nestabilní, protože hustá, slaná voda klesá ke dnu. Něco podobného se děje v místech, kde se teplé mořské proudy rychle ochlazují.

Mořská voda nesená Golfským proudem se přitom postupně ochlazuje (čím je chladnější, tím je těžší) a v Labradorském a Grónském moři těžká chladná voda sestupuje do hlubiny a v hlubokých vrstvách se vrací zpět k rovníku. V současné době je lokálně pozorováno slábnutí těchto sestupných pohybů v severních mořích a zkracování Golfského proudu. Transport tepla na severozápad Evropy ustává. To se v historii Země stávalo vždy v obdobích pro Evropu velice chladných, například v dobách ledových. Pokud by byl přenos tepla kolem Evropy na sever skutečně přerušen, znamenalo by to pro Evropu velice chladné období - průměr teploty pro celý kontinent je v tomto případě odhadován na hodnotu o 6 °C nižší než dnes. Na rozdíl od předcházející hypotézy tato není v přímém rozporu s pozorovanými změnami klimatu. Je totiž docela dobře možné, že grónský ledovec, tající v důsledku oteplování atmosféry Země, ředí vodu v Atlantiku. Zředěná (tedy méně slaná) voda už nemusí být dostatečně těžká, aby klesla do hlubin, a výše popsaná cirkulace se zastaví. Pak by se atmosféra Země jako celek mohla ohřívat, ale do velké části Evropy by oteplení nepřišlo, naopak na řadě míst by se spíše ochladilo. V dnešní době zatím zůstává zmíněná hypotéza ve stádiu zkoumání a ověřování. Každopádně by pro Evropu v tomto případě bylo důsledkem globálního oteplování značné ochlazení.

5. Procesy spojené s vlivem člověka – nejzásadnějším procesem je produkce tzv. radiačně aktivních plynů spojená se zesilováním přirozeného skleníkového jevu a dále také procesy spojené se změnami druhů povrchů. Výsledkem těchto procesů je s velkou pravděpodobností současné globální oteplování. Na regionální úrovni se klima v historii měnilo díky získávání zemědělské půdy, dnes obdobně dochází k mýcení pralesů i z jiných

důvodů jako je těžba dřeva či těžba nerostných surovin, dále vytváření velkých staveb, jako jsou např. přehrady či městské aglomerace apod. Obecně čerpání zdrojů může vést k dramatickým zásahům do krajiny včetně ovlivnění klimatu. Příkladem může být nedávná historie Aralského jezera, kde v posledních desetiletích došlo ke snížení plochy jezera z 64 tisíc km² na 20 tisíc km², jako důsledek především nevhodného využívání vody přítoků Amudarji a Syrdarji na zavlažování okrajových oblastí pouští Karakum a Kyzylkum, na kterém se podílejí Turkmenistán, Uzbekistán, Kazachstán a Kirgízie. Hladina jezera klesla o více než 25 výškových metrů. Zvýšená salinita způsobila, že počet lovených ryb klesl z 24 druhů na 4, snížila se vypařovací plocha, což ovlivňuje oblačnost a v konečném důsledku i srážky. Oblast se za posledních padesát let oteplila o cca 2 °C, což nastalo v důsledku změny mikroklimatu snížením jezerní plochy. Paradoxně tak zavlažování vede ke snížení počtu vegetačních dnů pro pěstování bavlny, která je klíčovou plodinou zdejšího hospodářství. Kromě solí se v jezeře, a později i na obnaženém dně, hromadí hnojiva, pesticidy a další chemikálie, které sem za desítky let přinesly řeky z celého povodí. Za jediný rok vítr roznese po centrální Asii kolem 75 tun toxického prachu, pocházejícího z břehů Aralského jezera.

12.3 Kategorie klimatu

Existuje řada hodnocení klimatu, kdy např. podle protikladných hodnot meteorologických prvků rozeznáváme kategorie (typy) klimatu maritimní x kontinentální, horské x nížinné, aridní x humidní.

Maritimní (mořské, oceánické) a kontinentální (pevninské) – vymezení podle rozložení pevnin a oceánů

- ✓ **Maritimní klima** je nad oceány a nad pevninou, které je pod vlivem moří resp. oceánů (pobřeží, ostrovy). Vyznačuje se malou teplotní amplitudou, malou prašností, větší reálnou evapotranspirací. Maximum srážek připadá na zimu, minimum na léto, nejteplejším měsícem je srpen a nejchladnějším únor. Typickým příkladem je např. klima Velká Británie.
- ✓ **Kontinentální klima** uvnitř kontinentů, které se vyznačuje vysokými hodnotami amplitudy teploty, menší vlhkostí vzduchu, ale větší potencionální evapotranspirací. Maximum srážek připadá na léto a minimum na zimu, nejteplejším měsícem je červenec, nejchladnějším leden. Typickým příkladem je např. klima Ukrajiny.

Aridní a humidní – rozhodujícím vymezením je stanovení, převládá-li výpar (udává se potenciální) nad srážkami či naopak

- ✓ **Aridní (suché) klima** (zjednodušeně tam, kde roční úhrn srážek nedosáhne 200 mm) převládá výpar nad srážkami, nejčastěji je způsobeno polohou místa vůči sestupným proudům v rámci všeobecné cirkulace atmosféry, závětrným efektem, velkou vzdáleností od moře.
- ✓ **Humidní (vlhké) klima** (zjednodušeně tam, kde roční úhrn srážek přesáhne 700 mm) kde převládají srážky nad výparem.

Existuje i řada přechodných stavů ve škále výrazně aridní, aridní, semiaridní, semihumidní, humidní a perhumidní (výrazně vlhké).

Horské a nížinné – kritériem je nadmořská výška a topografie

- ✓ **Horské klima** (zjednodušeně nad 1 500 m nad mořem) je charakterizováno většími úhrny srážek, vyšší intenzitou záření, velkou rychlostí vzduchu, nižším tlakem, menší hustotou vzduchu a nižší teplotou.
- ✓ **Nížinné klima** (zjednodušeně do 200 m nad mořem) kromě opačného režimu meteorologických prvků a jejich klimatologických charakteristik ve srovnání s horským klimatem je charakteristické např. větším znečištěním vzduchu.

12.4 Klima podle velikosti ovlivňovaného prostoru

Mikroklima (z řečtiny *mikros* - malý) je v klasickém meteorologickém pojetí definováno jako klima přízemní vrstvy vzduchu nad **homogenním** (stejnorodým) aktivním povrchem. Tedy podnebí většinou malých oblastí nad homogenním povrchem (holá půda, les, zemědělská plodina, vodní plocha...). Je ovlivněno reliéfem: makro (kopce) mezo (prohloubeniny a vyvýšeniny v rovné ploše) a mikro (krtince, balvany). V přirozených přírodních podmínkách se na tvorbě charakteristického mikroklimatu podílí jak tvar terénu (mikroklima reliéfové, svahové, dolinové, vrcholové, polohové, expoziční), tak druh a charakter aktivního povrchu (mikroklima porostové, půdní, břehové, nadporostní, přízemní, u lesa korunového patra, podrostové, okrajové, přechodové). Pro praktické účely bývá mikroklima detailněji rozčleněno na mikroklima přírodních povrchů bez vegetace (jako jsou např. pouště, skály, sněhová pokrývka, vodní hladina, led); mikroklima přírodních povrchů s nízkým rostlinným krytem (polní plodiny, louky, mokřady); mikroklima přírodních povrchů s vysokým rostlinným krytem (lesy, chmelnice) a mikroklima umělých urbánních povrchů (zastavěné plochy, komunikace, dopravní plochy). Typické vertikální rozměry zpravidla nepřesahují desítky metrů, významné časové změny trvají minuty až hodiny. Převládající proudění bývá často turbulentní (chaotické), mnohdy se uplatňuje antropogenní vliv.

Kryptoklima se používá pro klima uzavřených prostor (z řečtiny *kryptos* - skrytý). Obecně je definováno jako prostředí v uměle vytvořených prostorách, např. ve sklenících, stájích, skladech, v obytných a pracovních místnostech, dolech nebo v dopravních prostředcích. Zcela specifické mikroklima tvoří líhně, chladírny, mrazírny, sklady pro ovoce a zeleninu s řízenou atmosférou, kde je udržován požadovaný teplotně vlhkostní režim vzduchu a jeho chemické složení pomocí složitého a energeticky náročného klimatizačního zařízení. V uzavřených objektech obvykle dochází k významnému ovlivňování složení vzduchu produkcí vodní páry, CO₂, tepla, prachu, mikrobů, aerosolů, kouře a škodlivých par a plynů. Uplatňují se i další efekty, jako je kondenzace vodní páry na předmětech s případným skapáváním nebo zatékáním, nežádoucí skleníkový efekt, vibrace, hluk, záření (sálavé, mikrovlnné, infračervené, ultrafialové, rentgenové, radioaktivní). Mezi důležité prvky kryptoklimatu patří světelný režim (intenzita osvětlení, rovnoměrnost, kontrast, stínivost, střídání světla a tmy, barevná teplota zdrojů světla, oslnění).

Mezoklima (z řečtiny *mesos* - střední) – např. klima kotliny, města. Charakterizuje klimatické poměry ucelených jednotek. Je výsledkem vzájemné interakce georeliéfu, hydrologických, biologických a antropogenních složek krajiny. Důležitý je druh aktivního povrchu jako vegetační pokrývka, rozsáhlejší vodní plochy a antropogenní faktor.

Makroklima (z řečtiny *makros* - velký) – respektuje globální měřítko jako např. monzunové oblasti, světadíly či oceán. Dlouhodobý režim oblasti je podmíněn energetickou bilancí, atmosférickou cirkulací, charakterem aktivního povrchu i lidskými zásahy. Vertikální omezení představuje tropopauza. Různí činitelé se neprojevují rovnoměrně, což způsobuje rozdíly v klimatech geografických oblastí Země. Makroklima je reprezentováno velkoprostorovými ději, zahrnuje plochu o velikosti stovek až tisíců km vertikálně zasahující celou troposféru.

12.5 Podnebí Země

Klimatických klasifikací existuje celá řada a je obtížné vybrat takovou, která by odpovídala dopadům na zemědělství, zahradnictví a lesnictví. Obecně se klasifikace člení na dvě základní skupiny:

Konvenční (efektivní) klimatické klasifikace

Podle efektů, které vyvolává klima na zemském povrchu. Především jde o rozdělení vegetace, sněhu a ledu. Nejznámější je klasifikace Wladimira Köppena, který kromě toho, že je autorem klasifikace klimatu patří i mezi zakladatele aerologie.

Genetické (generické) klimatické klasifikace

Vychází z toho, jak se klima v různých regionech tvoří, přičemž nejčastěji je základem všeobecná cirkulace atmosféry. Jednou z nejznámějších je klasifikace H. Flohna (1950) rozdělující svět na zónu rovníkovou, pasátovou, mírného klimatu s východními polárními větry a zónu polární arktickou.

Klasifikace klimatu od Wladimira Köppena (s různými následnými modifikacemi) je nejznámější konvenční klimatickou klasifikací, jejímž základem je teplota vzduchu a srážky a právě z tohoto důvodu by klimatické hranice měly odpovídat přibližně hranicím mezi vegetačními typy.

Obecně pro tuto klasifikaci sestávající z pěti základních klimatických pásů platí, že

- ✓ pásy A, C, D a E jsou vymezeny podle teplotního hlediska, pás B podle vztahu výpar – srážky;
- ✓ pásy A, C, D mají dostatek tepla a vláhly pro růst vegetace a dřevin.

K další detailizaci klimatických pásů se **používá malých písmen (z němčiny) k charakterizování klimatických typů**: f – vlhké (*feuchte*), dostatek srážek ve všech měsících, w – suché (*trocken*) období v zimě (*Winter*), s – suché období v létě (*Sommer*), m – monzunové deště (*Monsunregen*).

Velká písmena, která dále odlišují klimatické typy, mají rozdílný význam: S – step (*Steppe*), T – tundra (*Tundra*), W - poušť (*Wüste*), F – oblast věčného mrazu (*Frost*).

Hlavní klimatické pásy (oblasti)

- a) **A** – pás vlhkého tropického klimatu (průměrná teplota každého měsíce nad 18 °C, bez zimního období, velké srážky, úhrn srážek alespoň 750 mm);

- ✓ **Af** – klima tropického deštného lesa (s rovnoměrným rozložením srážek během roku);
 - ✓ **Am** – monzunová verze Af;
 - ✓ **Aw** – klima tropických savan (s výrazně vyjádřenou suchou periodou v zimě).
- b) B** – pás suchého klimatu (výpar větší než srážky, bez přebytku vody – žádné stálé toky)
- ✓ **BS** – klima stepí;
 - ✓ **BW** – klima pouští.
- c) C** – pás mírně teplého klimatu (omezen izotermou 18 °C nejteplejšího a -3 °C nejchladnějšího měsíce, vyjádřená sezonalita)
- ✓ **Cf** – mírně teplé klima s rovnoměrným rozložením srážek během roku;
 - ✓ **Cw** – mírně teplé klima se suchou zimou;
 - ✓ **Cs** – mírně teplé klima se suchým létem.
- d) D** – pás mírně studeného (boreálního) klimatu (omezen izotermou 10 °C nejteplejšího a -3 °C nejchladnějšího měsíce)
- ✓ **Df** – mírně studené klima s rovnoměrným rozložením srážek během roku;
 - ✓ **Dw** – mírně studené klima se suchou zimou.
- e) E** – pás polárního klimatu (teplota nejteplejšího měsíce pod 10 °C)
- ✓ **ET** – klima tundry;
 - ✓ **EF** – klima stálého mrazu (nejteplejší měsíc dosahuje průměrné teploty pod 0 °C).
- f) H** – speciální klima vysokohorských oblastí všech pásem

12.6 Podnebí Evropy

Určujícími klimatickými elementy jsou Atlantický oceán a v jeho rámci Golfský proud společně s jeho větví – Severoatlantickým proudem, Středozemní moře a dále jsou to všechna pohoří. Znamená to, že jedním z rozhodujících klimatotvorných faktorů v Evropě je faktor geografický.

Evropu můžeme členit (existuje více klimatických klasifikací) na:

Oblast polárního podnebí evropského

Zaujímá prostor nad severní Evropou, oblasti se šesti až osmi měsíci s teplotami trvale pod 0 °C. Z pohledu srážek je to velmi suchá oblast většinou do 300 mm ročního úhrnu.

Oblast kontinentální východoevropská

Zahrnuje plochy, kde se vyskytují studené dlouhé zimy a horká léta především v oblasti Ruska, Ukrajiny a Běloruska.

Oblast středoevropská

Přechodné podnebí, kde dochází ke styku vlivu oceánu s vlivem kontinentu. Záleží na tom, zda převládne maritimní nebo kontinentální vzduchové hmoty. Do této oblasti patří i Česká republika.

Oblast vlivu Atlantického oceánu

Ten určuje její maritimní charakter. Rozlišujeme dvě podoblasti lišící se množstvím srážek, které směrem od oceánu klesají.

- ✓ pobřežní - Francie, Irsko, Anglie, Benelux
- ✓ vnitrozemní - vnitrozemí těchto států

Oblast středozevní

Převážně teplá a suchá ležící v pasátovém proudění zasahující tři poloostrovy Apeninský, Pyrenejský a jižní část Balkánského.

12.7 Podnebí České republiky

Území České republiky leží v přechodné klimatické oblasti středoevropské. Jednotlivé roky může být naše klima jak pod vlivem oceánu, tak i kontinentu s tím, že poměr je spíše ve prospěch kontinentálního podnebí. Směrem na východ klesá vliv oceánu, ubývá srážek a zvyšují se teplotní amplitudy. Významným faktorem ovlivňujícím klima je také orografie, čili horské masívy, což znamená, že podstatně větší vliv na klima má nadmořská výška. Horská pásma tvoří klimatické předěly. Patří mezi ně západní pohoří a to zejména Šumava, Český les a Krušné hory, jež jsou příčinou srážkového stínu (menší množství srážek, poněkud vyšší teploty a z hor sestupující proudění).

12.7.1 Klimatické členění

Území bylo na základě hodnocení klimatických a fenologických prvků rozděleno na tři klimatické oblasti (klimatické členění ČHMÚ z roku 1958)

1. Oblast teplá

Vymezena počtem 50 letních dní, což jsou dny, kdy maximální denní teplota přesáhne 25 °C. Oblast se člení na 6 okrsků označených jako A1–A6. Je vhodná pro pěstování teplomilných plodin (tabák, kukuřice, zelenina apod.).

2. Oblast mírně teplá

Jedna její hranice je vymezena izočarou 50 letních dní a druhá je dána červencovou izotermou 15 °C pro Čechy a 16 °C pro Moravu a Slezsko. Oblast se člení na 10 okrsků označených jako B1–B10 a je vhodná např. pro pěstování obilnin a cukrovky.

3. Oblast chladná

Je tvořena zbytkem území ČR, má 3 okrsky C1–C3 a je příhodná z pohledu teplotních poměrů jen pro velmi nenáročné plodiny.

12.7.2 Agroklimatologické členění

Je založeno na vztahu plodin k vybraným klimatologickým charakteristikám. Těmi jsou agroklimatologický ukazatel teploty, agroklimatologický ukazatel zavlažení a agroklimatologický ukazatel přezimování. Podle nich se dělí území České republiky v hierarchii: makrooblast – oblast – podoblast – okrsek.

Makrooblast: je členěna podle **agroklimatického ukazatele teploty** = teplotní suma 10 °C (TS10 počítána z období, kdy průměrná denní teplota trvale vystoupí a následně poklesne nad/pod 10 °C).

- ✓ **teplá** – teplotní suma teploty nad 10 °C (TS10) je nad 2 400 °C
- ✓ **mírně teplá** – TS 10 = 2 001–2 400 °C
- ✓ **chladná** – TS10 pod 2 000 °C

Oblast: jedná se o podrobnější členění podle sumy TS10 až na 8 oblastí: –více než 3 000 °C, 3 000–2 800 °C, 2 800–2 600 °C, 2 600–2 400 °C, 2 400–2 200 °C, 2 200–2 000 °C, 2 000–1 800 °C, 1 800–1 600 °C.

Podoblast: je určena agroklimatickým ukazatelem zavlažení, což je rozdíl mezi potenciální evapotranspirací a srážkami za období červen až srpen.

$$K_{vi-viii} = E_0 - h \quad (\text{mm}) \quad (53)$$

Podoblastí je 7 (více než 150 mm, 150–101 mm, 100–51 mm, 50–1 mm, 0 –(-50) mm, 51 –(-100) mm, méně než -100).

Pokud je

- ✓ $K_{vi-viii}$ výrazně větší než 0, je indikováno sucho; tedy podoblast s $K_{vi-viii}$ nad 150 mm je velmi suchá
- ✓ $K_{vi-viii}$ pod 0, je indikováno vlhko, tedy podoblast s $K_{vi-viii}$ méně než -100 je velmi vlhká.

Okrsek: je určen agroklimatickým ukazatelem přezimování, což je průměr absolutních ročních minim. Okrsků je 5 (nad -18 °C je okrsek mírné zimy a následně jsou další okrsky po intervalu dvou stupňů celsia až na hodnotu pod -24 °C, čemuž odpovídá nejchladnější okrsek).

12.7.3 Klimatické poměry

Teplotní poměry České republiky

Pro území ČR platí:

- ✓ největší vliv na teplotu vzduchu má nadmořská výška (průměrný roční klimatický teplotní gradient je 0,61 °C/100m, v zimě 0,5 °C/100m v létě až 0,75 °C/100m);
- ✓ průměrná roční teplota je přibližně od 0 °C (Sněžka) až přes 10 °C (jižní Morava);
- ✓ absolutní maximum 40,4 °C, které bylo naměřeno 20. srpna 2012 na stanici Dobřichovice a překonalo hodnotu 40,2 °C ze dne 27. července 1983 v Praze - Uhřetěvesi, dosaženou do této doby na standardní meteorologické stanici v České republice;

- ✓ absolutní minimum teploty vzduchu nebylo překonáno již několik desetiletí, jeho hodnota je $-42,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Litvínovice u Českých Budějovic 11. února 1929);
- ✓ absolutní amplituda za dobu měření teploty vzduchu podle extrémních teplot činí $82,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Teplota je lokálně na území ČR ovlivňována terénem a jeho pokrytí vegetací či zastavěním. Nižší teploty jsou na severních svazích, nejnižší teploty jsou registrovány v horských údolích. Dokladem vlivu zástavby na teplotu je tepelný ostrov Prahy především vyššími teplotami v chladném půlroce a celoročními vyššími nočními teplotami.

Vegetační období

- ✓ velké – průměrná denní teplota trvale (alespoň 10 dnů) nad $5\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- ✓ hlavní – průměrná denní teplota trvale nad $10\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- ✓ vegetační léto – průměrná denní teplota trvale nad $15\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- ✓ velké vegetační období na jižní Moravě začíná kolem 20. 3. končí 20. 11. (230–240 dní);
- ✓ hlavní vegetační období na jižní Moravě začíná 20. 4. a končí 10. 10. (170 dní);
- ✓ vegetační léto v nadmořské výšce 200 m trvá asi 110 dní. Obecně platí, že na 100 m nadmořské výšky se zkracují období o 8–9 dní.
- ✓ nejchladnější měsíc v ČR je leden a každý třetí nebo čtvrtý rok únor, kdy převažuje maritimní klima;
- ✓ nejteplejší měsíc je červenec, výjimečně srpen v roce s významnějším maritimním charakterem.

Srážkové poměry

Na území ČR nepřítéká jediná významná řeka, a proto jsou naše ekosystémy odkázané na vodu z atmosférických srážek. Srážkové poměry mají značnou časovou i prostorovou variabilitu vycházející z podstaty jejich vzniku, atmosférické cirkulace a geografických poměrů našeho území. V zimním období jsou srážky spojeny především s frontálními systémy tlakových níží s vrstevnatou oblačností. Srážky jsou většinou méně intenzivní a trvalé. V letním období se projevuje termická konvekce a dominuje kupovitá a bouřková oblačnost se srážkami vyšší intenzity a kratším trváním.

Pro území ČR platí (průměrné údaje jsou z období 1961–2000) :

- ✓ srážkové poměry jsou ovlivněny nadmořskou výškou a terénem (návětrné strany hor mají vyšší úhrny než závětrné – dešťový stín);
- ✓ roční úhrny pod 400 mm.rok^{-1} dosahují území západně od Prahy, jižní Morava–Slavkov, Strážnice;
- ✓ maximum srážek je evidováno na stanici „Bílý Potok“ nedaleko Liberce a to 1700 mm.rok^{-1} (návětrná strana Jizerských hor), obecně naše horské oblasti dosahují $1\ 200\text{--}1\ 400\text{ mm.rok}^{-1}$;
- ✓ na více než 60 % ČR území potom roční úhrn srážek dosahuje $600\text{--}800\text{ mm.rok}^{-1}$;
- ✓ na Slovensku dosahuje Zbojnická chata hodnotu dlouhodobého ročního průměru $2\ 130\text{ mm.rok}^{-1}$;
- ✓ minimální roční úhrny dosahuje stanice Komárno a to 320 mm.rok^{-1} ;
- ✓ denní chod srážek v ČR je typický pro pevninu, kde nastávají dvě maxima a dvě minima srážek. Po půlnoci se vyskytuje hlavní minimum, ráno vedlejší maximum, na

dopoledne připadá vedlejší minimum a na odpoledne hlavní maximum. Maximum v časných ranních hodinách je důsledkem toho, že k ránu je ochlazení vyvolané vyzařováním během noci největší, takže v té době je nejhojnější výskyt vrstevnatých oblaků. Odpolední maximum souvisí s tím, že v tuto dobu je nejvíce vyvinuta konvekce a s ní vertikálně mohutná kupovitá oblačnost, která je provázána vydatnými srážkami. Vzhledem k tomu, že konvekce je častější a mohutnější v letním období, není toto maximum v zimě výrazné. V tomto období je významnější ranní maximum, takže nočním ochlazením vzniká v této části roku více srážek k ránu než konvekcí odpoledne;

- ✓ výškový (ombrický) gradient je 50 až 60 mm/100 m – (rozumějme: na 100 m nadmořské výšky přibývá přibližně 50–60 mm.rok⁻¹ srážek), tento gradient má však silně lokální charakter ovlivněný orografií a nemá všeobecnou platnost;
- ✓ obvyklé rozdělení srážek v roce: v létě 40 %, na jaře 25 %, na podzim 20 %, v zimě 15 %;
- ✓ nejnižší průměrný roční úhrn srážek mají Libědice (okres Chomutov) 410 mm.rok⁻¹, nízké hodnoty mají průměry či normály i stanice na Jižní Moravě (Strážnice, Břeclav);
- ✓ počet dní s bouřkou 25–30 dní rok⁻¹;
- ✓ počet dní se srážkami větší než 1 mm 90 dní rok⁻¹ v nížinách, na horách 190 dní rok⁻¹;
- ✓ vydatné srážky se u nás vyskytují především při výskytu tlakových níží nad střední Evropou a při brázdách nad střední Evropou. To znamená, že jsou závislé zejména na četnosti výskytu tlakových níží, postupujících z Atlantického oceánu na východ nebo severovýchod, částečně i na četnosti tlakových níží postupujících ze Středozemního moře na sever až severozápad;
- ✓ v letním období se někdy projevuje vliv výběžku azorské tlakové výše, který zpravidla znamená delší suché období;
- ✓ v nejvyšších polohách se vyskytuje až 110 dní. rok⁻¹ se sněžením, v nejnižších polohách pouze 45 dní. rok⁻¹;
- ✓ průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou nad 5 cm je v horských oblastech kolem 40 dní rok⁻¹ v nížinách do 5 dní rok⁻¹;
- ✓ v posledních 15 letech ubývá dnů se sněhovou pokrývkou, což zvyšuje nebezpečí vystavení plodin holomrazům zvláště v nižších polohách.

Vláhové podmínky

Popisují jak množství srážek, tak i výpar (evapotranspiraci) v dané oblasti (Obr. 27). Nejsušší oblastí je jižní Morava, kde vlivem vysoké teploty vzduchu je velký reálný i potenciální výpar.

K hodnocení se často používá hydrotermického koeficientu Seljaninova, který hodnotí vláhové oblasti podle vztahu srážkového úhrnu a průměrné denní teploty vzduchu ≥ 10 °C. Oblasti aridní (tj. kde výpar je větší než srážky) se na území ČR nenacházejí. Hydrotermický koeficient 1 až 1,3 mají oblasti *mírně vysušné*, 1,3 až 1,6 *optimálně zavlažené*, nad 1,6 *vlhké*.

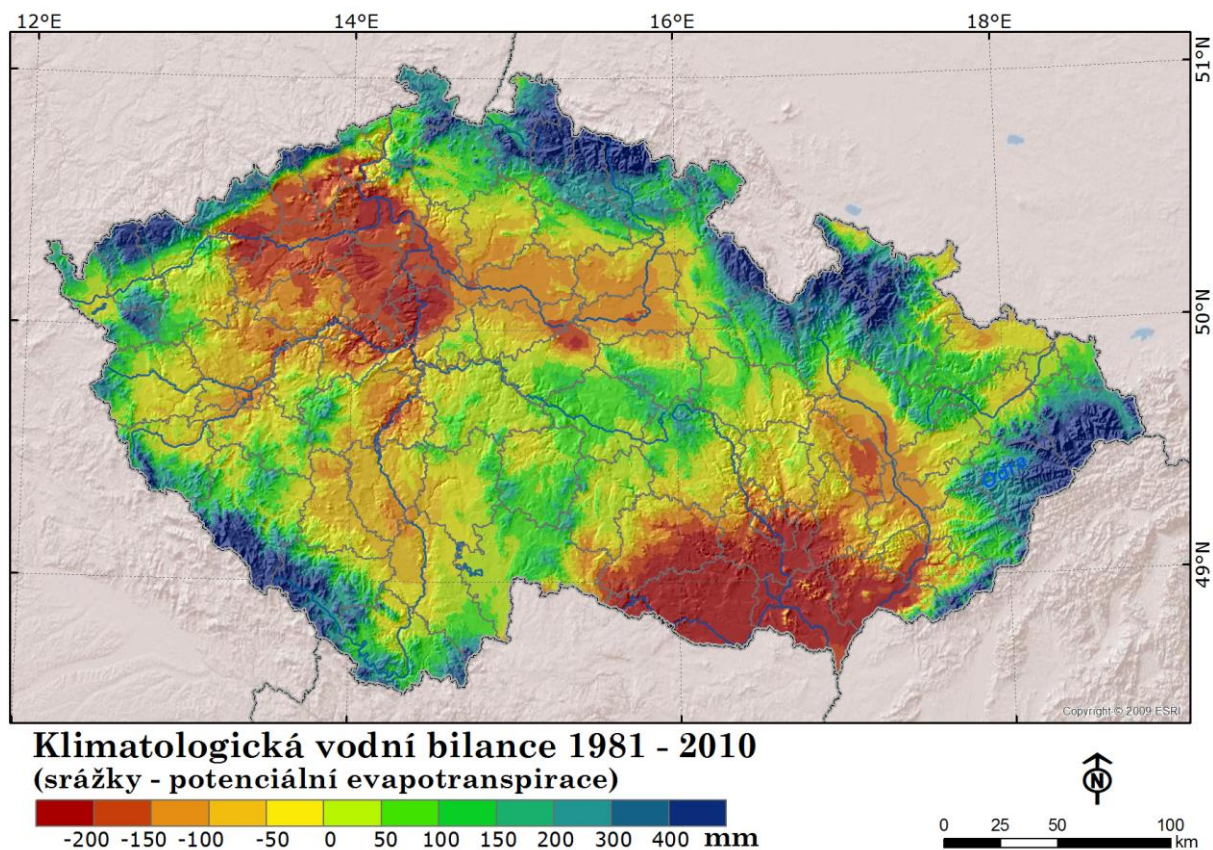
Pro území ČR platí:

- ✓ **potenciální evapotranspirace (E_0) má hodnotu;**
 - přibližně 400 mm.rok⁻¹ (nejvyšší polohy – horské oblasti);
 - 700 mm.rok⁻¹ (jižní Morava).
- ✓ **reálná evapotranspirace (E);**

- horské oblasti 300–350 mm.rok⁻¹;
- maximum je 450 mm.rok⁻¹ (jižní Morava).

Nulová hodnota „potenciální evapotranspirace minus srážky“ odpovídá izohyetě 600 mm (izohyeta = čára spojující místa se stejným úhrnem srážek), maximální rozdíl mezi E_0 a E je na jižní Moravě (300 mm.rok⁻¹).

K zhodnocení měsíčních úhrnů srážek a průměrných hodnot teploty slouží Walter-Liethův klimadiagram, který v kompletní formě přehlednou formou sumarizuje kromě měsíčních údajů i extrémní hodnoty na dané stanici či nabízí hodnocení bezmrazového období a řady dalších charakteristik.



Obr. 27: Vodní bilance České republiky s vyznačením míst s deficitem (červená až žlutá) a přebytkem (zelená až modrá) vody v krajině.

Radiační poměry ČR

Národní radiační síť ČHMÚ byla založena v roce 1983, přičemž kontinuální měření jsou k dispozici od roku 1984. V současnosti ji tvoří síť pyranometrů (globální záření, na některých stanicích i difúzní záření) resp. biometry UV-záření na 19 profesionálních stanicích, které jsou pravidelně rozmístěné na území ČR. Radiace a její bilance je nejdůležitější meteorologický prvek z pohledu klimatu, z hlediska rostlin není prakticky nikdy v minimu. Zajímavostí je roční chod měsíčních sum záření, kdy očekávanou Gaussovu

křivku narušuje menší suma záření v červnu, což je spojeno s tzv. evropském monzunem spojeného s advekcí chladnějšího a vlhčího vzduchu do střední Evropy, jejíž povrch je již silně zahřátý a teplejší vzduch nad ní stoupá. Toto proudění se projevuje ochlazením, zvýšeným množstvím oblačnosti a několika srážkovými vlnami a nižšími sumami krátkovlnné radiace. V této souvislosti je možné zmínit pranostiku vycházející ze zkušenosti vázanou k 8. červnu, kdy má svátek Medard. I přes popsanou realitu se o žádný monzun nejedná, neboť skutečný monzun má letní a zimní složku.

Nejvíce energie za rok (cca 4 000–4 200 MJ.m⁻²) dopadá ve formě krátkovlnné radiace na jihovýchodní Moravu, neboť ta má nejvyšší charakter kontinentálního klimatu a je nejméně zasažena frontální oblačností. Nejnižší úhrny (3 400–3 600 MJ.m⁻²) mají naše pohorí díky orografické tvorbě oblačnosti.

Na řadě stanic se rovněž registruje doba trvání slunečního svitu, která se pohybuje na území ČR mezi 1 350 hod.rok⁻¹ (Krušné hory) až 1 850 hod.rok⁻¹ (jižní Morava). Např. pro většinu odrůd vinné révy je minimum efektivního pěstování 1 650 hod.rok⁻¹.

Větrné poměry ČR

V ČR převládá vítr západní a severozápadní, který často přináší srážky. Významným faktorem modifikujícím směr i rychlost je orografie, kdy např. moravské úvaly mění převažující západní a severozápadní proudění na severní či jižní. Největší rychlosti dosahuje vítr na horách a osamělých kopcích, naopak nejkliďnější místa jsou obecně kotliny. Průměrná rychlost větru je 2–4 m.s⁻¹. Vyšší rychlost je v zimě díky četnější cyklonální aktivitě a vyššímu horizontálnímu gradientu. Léto má průměry nižší. Průměr v horských oblastech v zimě je 7–10 m.s⁻¹, zatímco v létě 4–7 m.s⁻¹, v letním období je v nížinách 1–2 m.s⁻¹, v zimě 3–4 m.s⁻¹, pro jarní a podzimní období je průměrná rychlost větru oproti letnímu zvýšená o 1–2 m.s⁻¹. Mezi větrnější lokality patří mimo horských oblastí i nížinné roviny západně a severozápadně od Prahy a na jižní Moravě. Zde se často projevuje fénové proudění z Alp s výrazným výsušným charakterem.

SEZNAM ZDROJŮ A ODKAZŮ

V předloženém textu byla využita řada prací, které jsou uvedené v předloženém seznamu. Důvod absence citací a internetových zdrojů v samotném textu je, že učebnice má výhradně sloužit k šíření vzdělanosti a předávání informací studentům. Právě z důvodu přehlednosti textu pro studenty nejsou uvedeny ve vlastním textu citace. Druhým důvodem je, že práce je nekomerční text sloužící k šíření vzdělanosti.

Jako citované a současně doporučené zdroje pro další studium jsou uvedeny:

Bednář, J. (2003). *Meteorologie* Vyd. 1. Praha: Portál

Brázdil, R. et al. (2007) Vybrané přírodní extrémy a jejich dopady na Moravě a ve Slezsku. Brno, Praha, Ostrava: Masarykova universita, Český hydrometeorologický ústav, Ústav geoniky Akademie věd ČR, v.v.i., 2007. 432 s. ISBN 978-80-210-4173-8.

Dobrovolný, P., Řezníčková, L., Brázdil, R., Krahula, L., Zahradníček, P., Hradil, M., Doleželová, M., Šálek, M., Štěpánek, P., Rožnovský, J., Valášek, H., Kirchner, K., Kolejka, J. (2012) Klima Brna. Víceúrovňová analýza městského klimatu. 1. vyd. Brno: Masarykova univerzita, 2012. 200 s. ISBN 978-80-210-6029-6.

IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge. University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

IPCC (2013) *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Hájková, L. et al. (2012): *Atlas fenologických poměrů Česka*. 1. Vydání, Praha-Olomouc, ČHMÚ-UP, ISBN (ČHMÚ) 978-80-86690-98-8, ISBN (UP) 978-80-244-3005-8, 320 s.

Havlíček, V. a kol. *Agrometeorologie*, SZN, Praha, 1986, 260 s.

Klabzuba, J., Kožnarová, V., Voborníková, J. (1999): *Hodnocení počasí v zemědělství*. Powerprint, Praha, ISBN 80-213-0584-3, 125 s.

Kožnarová, V., Klabzuba, J. (2007): *Voda v atmosféře, výpar, vlhkost vzduchu, půdy a materiálu*. 1. vydání, 2. dotisk 2007, ČZU, ISBN 978-80213-1123-7, 40 s.

Kopáček, J., Bednář, J. (2005): *Jak vzniká počasí*. První vydání, Univerzita Karlova v Praze, Nakladatelství Karolinum, ISBN 80-246-1002-7, 226 s.

Kurpelová, M., Coufal, L., Čulík, J. (1975): *Agroklimatické podmienky ČSSR*, 1. Vyd. Bratislava, Příroda, 1975, 270 s.

Nosek, M. (1972). *Metody v klimatologii*. Československá akademie věd, Praha 1972, Academia, 434 s.

Novák, M. (2004): Úvod do meteorologie a klimatologie. UJEP Ústí nad Labem, vydání první, ISBN 80-7044-597-1, 184 s.

Petrík, M. *et al.* (1986): Lesnická bioklimatológia. Vydanie prvé. Vydala Príroda, vydavateľstvo kníh časopisov, n. p. Bratislava, 346 s.

Rožnovský, J.: Klimatologie. MZLU Brno, 1999.

Sobíšek B. *et al.* (1993): Meteorologický slovník výkladový, terminologický. Academia Ministerstvo životního prostředí. 1. Vydání, Spektrum s.p. Brno-Horní Heršpice, 1993, 594 s.

Špánik, F., Šiška, B., Antal, J., Repa, Š. Biometeorologia. Nitra, Slovenská poľnohospodárska univerzita 2004. 227 s. ISBN 80-6069-315-3.

Vesecký, A., Briedoň, V., Karský, V., Petrovič, Š. (eds.) (1961): Podnebí Československé socialistické republiky – tabulky. Hydrometeorologický ústav, Praha 1961, vydání první, 379 s.

Walter, H., Lieth, H. (1960): Klimadiagram Weltatlas, VEB Gustav Fischer Verlag, Jena

Tolász, R. *et al.* (2007): Atlas podnebí Česka. 1. vydání, ČHMÚ Praha/UP Olomouc, ISBN 978-80-86690-26-1 (ČHMÚ), ISBN 978-80-244-1626-7 (UP), 255 s.

Žalud, Z. (ed.) (2009): Změna klimatu a české zemědělství – dopady a adaptace (Climate change and Czech agriculture – impacts and adaptations). Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2009, vydání první, ISBN 978-80-7375-369-0, 154 s.

Veřejné internetové zdroje:

<http://www.chmi.cz>

<http://cs.wikipedia.org>

<http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>

<http://www.ipcc.ch>

<http://www.klimadiagramme.de>