

**Střední odborná škola
a SOU Hořovice**

**Učební text pro
předmět :**

**PĚSTOVÁNÍ ROSTLIN EKOLOGIE -
NAUKA O PROSTŘEDÍ**

**Základy meteorologie a
klimatologie**

autor: Ing. Vladimír Kebert

©1993, kompilace a úprava pro pdf a *.html 2003

Nauka o prostředí

část I :
Základy meteorologie a
klimatologie.

1. Vymezení některých základních pojmů.

Meteorologie je přírodní vědou, zabývající se naukou o počasí. Vychází z fyzikálních dějů a jevů, které aplikuje a vysvětluje v přírodních podmínkách. (Např. změny teplot, vlhkost vzduchu, srážky apod.) Součástí meteorologie je např. **Synoptika**, která se zabývá předpovědí a vyhodnocováním počasí.

Klimatologie vychází z poznatků výše uvedených vědních odvětví, ale vyhodnocuje a popisuje dlouhodobý režim počasí pro určité územní celky. Pro zemědělství má význam též **fenologie**, která se zabývá specifikací klimatu pro oblasti pěstování určitých plodin, posuzováním vhodnosti dané lokality pro pěstované plodiny a specifikuje agrotechnická data (např. počátek jarních prací, počátek a konec vegetačního období, doba setí jarního ječmene) pro sledovaná území.

Pojmem **podnebí (klima)** rozumíme dlouhodobý režim počasí, pro jeho vyhodnocení je zpravidla rozhodující 50-letý průměr meteorologických měřitelných příznaků (teploty, srážky), zatímco pojmem **počasí** rozumíme okamžitý stav ovzduší (zataženo, déšť, jasno apod).

2. Světlo a jeho význam pro rostliny

Světlo si lze představit jako část spektra slunečního záření. Sluneční záření má charakter elektromagnetického vlnění ve velké škále vlnových délek. Rozsahy vlnových délek uvádí tab.č.1:

vlnová délka	kategorie záření	vztah k živým org
100 - 400 nm	ultrafialové	škodlivé baktericidní,
400 - 760 nm	světelné,	fotosynteticky aktivní viditelné,
760 - 1200nm	infračervené	tepelné záření

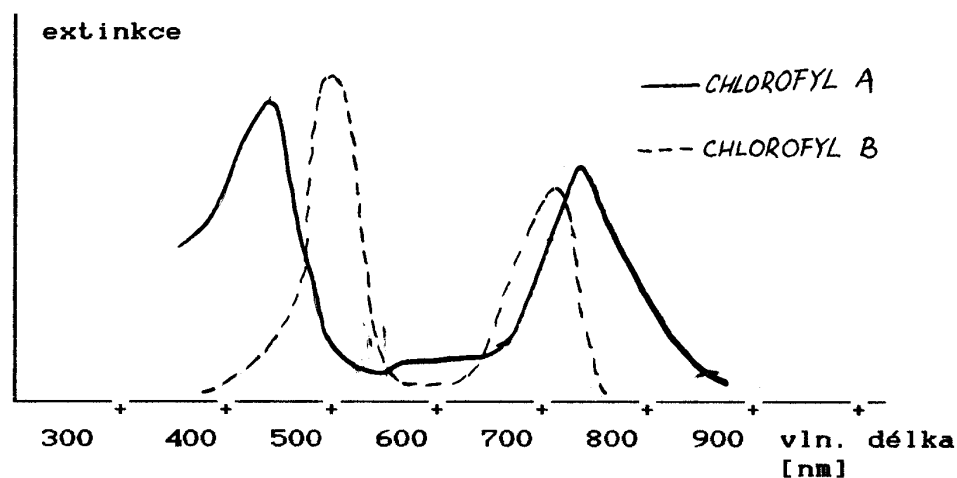
V tabulce uvedené kategorie slouží jen jako

orientační. Ve skutečnosti se každá z uvedených kategorií dále dělí do užších podkategorií se specifickými vlastnostmi. Např. u světelného záření lze pozorovat barevné spektrum od barvy fialové přes modrou, zelenou, žlutou až k červené. Ve vztahu k rostlinám má každá z těchto složek specifický účinek na rostliny. Barvy krátkých vlnových délek mají např. účinky na fotoperiodickou reakci rostlin, červená má hlavní význam pro vlastní fotosyntézu apod.

Rozumíme-li světlem směs záření o různých vlnových délkách, pak je možno vysvětlit význam rostlinných barviv pro adsorpci světelných kvant. Barvivo karoten (žluté barvy) absorbuje modrou část spektra (t.j. 450-550nm), chlorofyl a vykazuje dvě maxima 450 a 730 nm

a pod., přičemž největší zisk pro fotosyntézu má záření červené části spektra a směrem k modré části se fotosyntetická účinnost snižuje. Následující graf charakterizuje některá barviva ve vztahu k absorpci intervalů vlnových délek v rámci světelného záření.

Obr.č.1 : Graf absorpce jednotlivých vlnových délek



Zelené rostliny mají schopnost transformovat zářivou energii v energii chemickou tím, že ji pomocí asimilace oxidu uhličitého ukládají do chemických vazeb sacharidů. Fotosyntézu je možno charakterizovat sumárním dějem :



Různé druhy rostlin mají nestejně světelné nároky.

Podle nároků na intenzitu osvětlení rozeznáváme rostliny **světломilné, stínomilné a indiferentní**. Stínomilné rostliny mají minimální požadavky na intenzitu světla na rozdíl od světломilných apod. K nejnáročnějším světломilným patří např. kukuřice a slunečnice, k méně náročným na osvětlení např. tabák.

Pozoruhodnou reakcí rostlin na měnící se délku dne během roku je tzv. **fotoperiodismus**. Z hlediska fotoperiodismu se rostliny dělí do skupin rostlin **dlouhodenních, krátkodenních a indiferentních k délce dne**. Jde o to, že délka dne, jíž je druh rostliny fylogeneticky přizpůsoben, podporuje nástup generativního vývoje, t.j. dlouhivý růst lodyhy spojený s kvetením a následnou tvorbou plodů.

Nejcitlivější plodinou na délku dne je hořčice bílá (Sinapis alba L.). Tato plodina musí být zasetá do poloviny dubna, kdy je ještě období krátkého dne. V době od vzejití až do konce první dekády května (v krátkém dni) rostlina prodělává vegetativní vývoj (vytváří si rezervní asimiláty, silnou listovou růžici). Jakmile nastane období dlouhého dne, rostlina ihned započne dlouhivý růst, spojený s diferenciací vzrostného vrcholu a tvorbou květů.

Příkladem dlouhodenních rostlin je např. řepka ozimá, pšenice, žito, ječmen, oves, tritikale. Ke krátkodenním patří kukuřice, proso, čirok, rýže, čumíza. K indiferentním např. rajče (Lycopersicum sp.). Brambor je z hlediska tvorby základů hlíz rostlinou krátkodenní, z hlediska kvetení rostlinou dlouhodenní.

Některé rostliny rovněž vykazují pohyb květenství či listů, nebo postranních větví tak, aby jejich plocha byla kolmá na dopadající záření. Tyto pohyby se nazývají **fototropismus**. U výtrusů některých kapradin lze sledovat tzv. **fototaxi**, při níž se výtrusy pohybují směrem k dopadajícímu světlu.

2.1. Posuzování světelných podmínek pomocí měřitelných příznaků.

K běžně měřeným příznakům patří např. **osvětlení**. Osvětlení se měří přístrojem zvaným **luxmetr** a jednotkou pro jeho vyjádření je jeden **lux**. **Lux** je definován jako

světelný tok jednoho lumenu na jeden m². Jako příklad osvětlení za jasné oblohy jsou uvedeny údaje v tab. č. 2 :

Tab. č. 2 Osvětlení v luxech v závislosti na výšce slunce

výška slunce (úhel- stupně)	5°	10°	15°	25°	35°	45°	60°	70°
osvětlení v tisících luxů	6	13	22	40	60	77	97	106

V meteorologii se dále používá i měření délky **dobu slunečního svitu**. Je to doba, kdy na zemský povrch dopadá přímé sluneční záření (slunce svítí a není zakryto oblaky). Měří se **slunoměrem** a vyjadřuje se v hodinách za den, měsíc, rok apod. pro určité sledované území.

Snadno se měření délky svitu měří **heliografem** na principu kulovité čočky, která soustředí záření do ohniska, kde je umístěna papírová stupnice v hodinách. V době přímého svitu do stupnice soustředěný paprsek vypálí dráhu, jejíž délka je úměrná době svitu.

Tab. č. 3 uvádí příklad trvání slunečního svitu v Praze během roku (průměr let 1926-1950):

Měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Doba svitu [hod.]	55	86	153	189	242	264	265	245	191	117	53	42

Kromě přirozeného slunečního světla se ve zvláštních případech setkáme i s **umělými zdroji světla**.

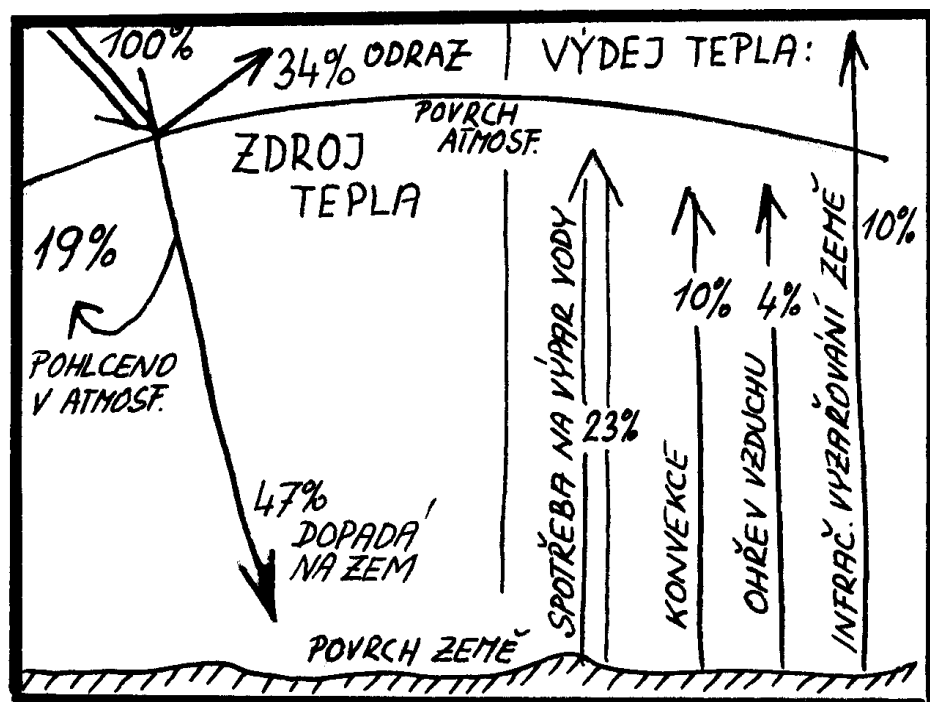
K tomuto účelu se používají především **zářivky** nebo

výbojky. Jejich nevýhodou je nespojité spektrum,

což má za následek menší fotosyntetickou účinnost. Umělé osvětlení má význam hlavně při přisvětlování ve sklenicích, v boxech s explantátovými kulturami a všude tam, kde je třeba navodit experimentální světelné podmínky.

3. Teplo a jeho význam pro rostliny

Na zemi přichází teplo podobně jako světlo ve formě elektromagnetického záření, ovšem o delších vlnových délkách (900 -1200 nm) ve formě tzv. infračerveného záření. Ze sta procent tepelného záření, které dopadá na povrch atmosféry, se jej asi 34% zpětně odráží, 19% se pohlcuje v atmosféře a ohřívá ji, na zemský povrch pak dopadá asi 47%. Toto množství se ale musí zpětně odvádět, jinak by došlo k přehřátí zemského povrchu. Na spotřebě tepla se podílí 23% tzv "latentní teplo", spotřebované na výpar vody, dále 10% teplo spotřebované na konvekci (výstup teplých vzduchových hmot), 4% na vyzařování zem. povrchu a 10% infračervené záření procházející atmosférou. Z uvedeného plyne, že příjem tepla musí být shodný s jeho spotřebou. Tuto bilanci může ohrozit tzv. skleníkový efekt, způsobený zvyšováním koncentrace CO_2 v ovzduší. Globální bilance tepla je zobrazena na obr. č. 2:



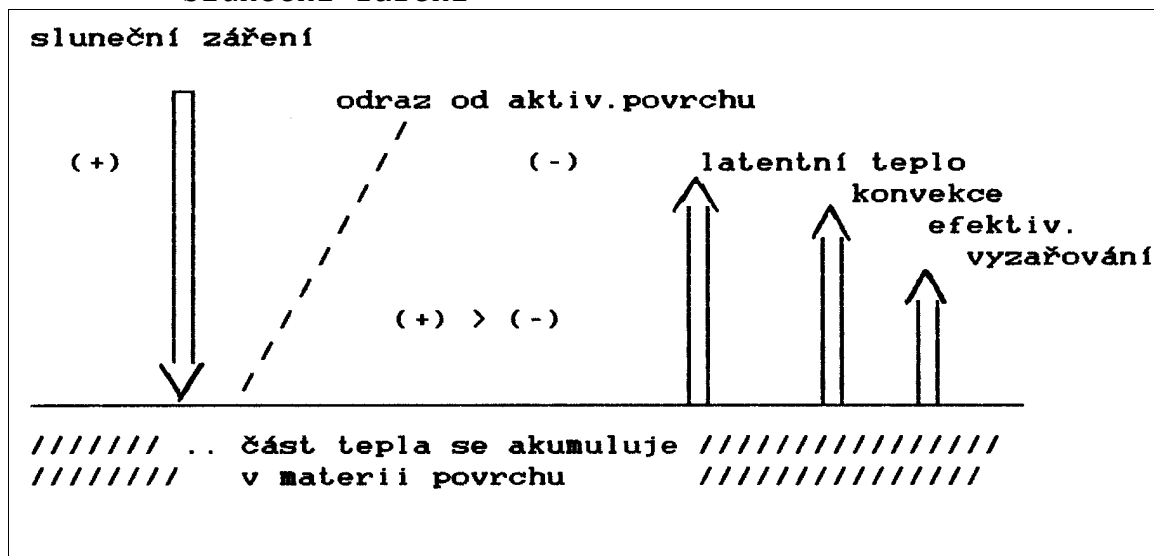
3.1. Bilance tepla aktivních povrchů.

Za aktivní povrch v tomto případě považujeme povrch země, půdy, živých těl, porostu, jež jsou v

bezprostředním styku s ovzduším.

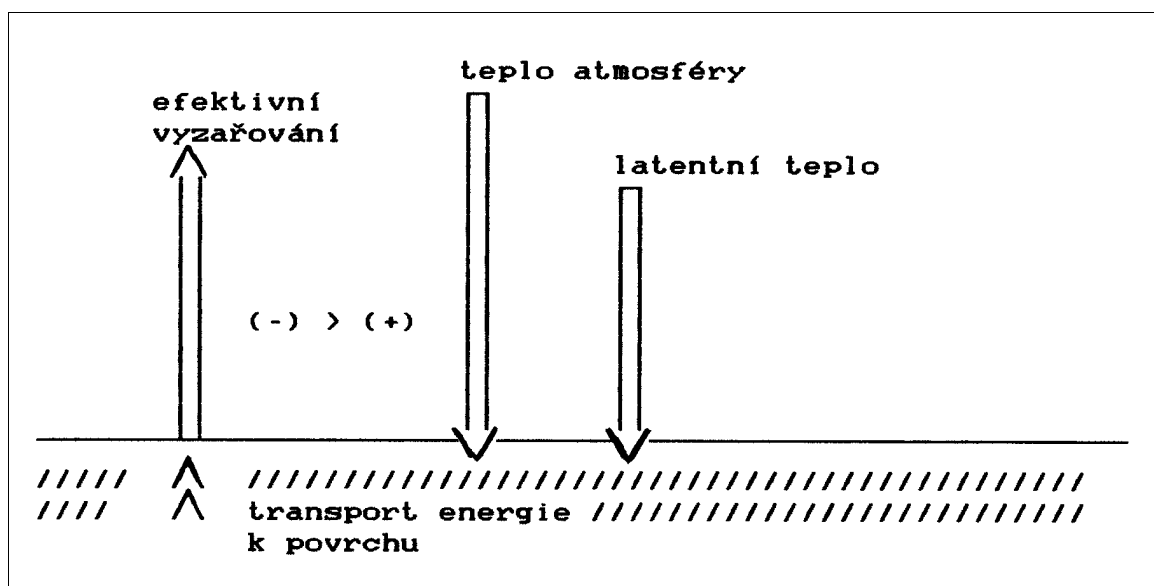
Ve dne je vykazována tepelná bilance podle obr.č. 3:

sluneční záření



Jiná situace nastává při bilanci tepla v noci

(obr.č.4):



Z bilance vyplývá, že ve dne převažuje příjem tepla nad výdejem, v noci je tomu naopak. Ve dne se latentní teplo podílí na ztrátách tepla (teplo spotřebované k výparu), v noci může být zdrojem, neboť

při srážkách (vznik rosy apod.) se teplo uvolňuje.

3.2. Měřitelné příznaky pro teplo

V meteorologické praxi je nutno příjem a výdej tepla měřit. K tomu slouží jediný měřitelný příznak - **teplota**. **Teplota je veličina, která udává schopnost těles teplo přijímat nebo jej vydávat.** K měření teploty se používá teploměrů nebo termografů, které zapisují průběh teplot během dne. Obecně se používají dvě stupnice pro měření teplot - **Kelvinova a Celsiova**.

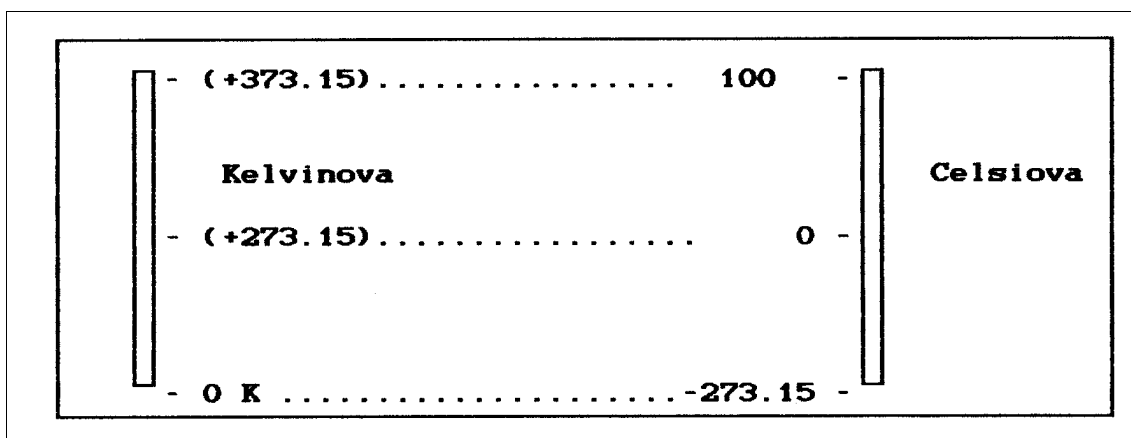
Nejpoužívanější v praxi, Celsiova stupnice vychází ze dvou bodů, jejichž vzdálenost je rozdělena do sta dílků. Za 0°C se považuje teplota smáčeného ledu ve vodě za normálního tlaku vzduchu a za 100 °C se považuje teplota varu vody za normálního tlaku vzduchu (1013,25hPa). Stupnice Kelvinova pak vychází z tzv. teploty absolutní nuly, teploty hypotetické při níž by event. ustal tepelný pohyb v molekulách. Mezi oběma stupnicemi platí vztah, že **0K = -273.15 °C** , přičemž teplotní rozdíl 1K = 1°C. To nám dovoluje jednoduchý převodní vztah mezi stupnicemi:

$$t [^{\circ}\text{C}] = t [\text{K}] + (-273.15)$$

$$t [\text{K}] = t [^{\circ}\text{C}] + 273.15$$

Např: 15 K = -258.15 °C a 15 °C = 288.15 K

Obr.č. 5 vyjadřuje vztah obou stupnic graficky :



Kromě uvedených stupnic se používá ještě stupnice Fahrenheitova, jejíž užívání je rozšířeno hlavně v anglicky mluvících zemích .

V meteorologických stanicích se teplota měří jako přesně definovaná **teplota vzduchu**. Tato veličina je vyjádřena teplotou ve **stupních Celsia měřenou v zastíněné meteorologické budce 2 m nad povrchem země**. Teplota se měří třikrát denně a ze záznamů je možno vyhodnotit některé teplotní charakteristiky.

1. průměrná denní teplota
2. průměrná měsíční, dekadní, roční teplota
3. úhrn teplot za určité (vegetační) období
4. maximální a minimální teploty
5. počátek období s prům teplotou vyšší než stupňů apod.

3.3. Teplo a živé organismy

Na rozdíl od živočichů, vybavených termoregulačními systémy, jsou rostliny plně závislé na teplotách prostředí. Podle nároků na teplo lze rostliny dělit na teplomilné (kukuřice, okurka, čirok) a na plodiny, snášející během vegetace i nižší teploty. K nim patří většina u nás pěstovaných plodin (pšenice, hořčice, cukrovka a pod.). Následující tabulka ukazuje minimální teploty pro přežití druhu, teplotu, při níž rostlina vykazuje maximální vitální aktivitu a maximální teplotu, kterou ještě druh snáší.

Tab. č. 4: Tepelné nároky plodin

<i>druh plodiny</i>	<i>odolnost °C</i>	<i>minimum pro poč. vegetace °C</i>	<i>optimum pro růst °C</i>	<i>maximum °C</i>	<i>tepelná veget. konstanta</i>
obilniny ozimé	-25	3 - 5	25-30	31-35	2650-3100
obilniny jarní	-5	3 - 5	25-30	31-35	1900-2400
kukuřice	-2	11	30-35	40-45	2200-2800
ozimá řepka	-15	3 - 5	26-28	30-35	2200-2350
brambory	-2	8 - 10	22-25	30-35	1550-2600

Sečtením průměrných denních teplot za vegetaci (t.j. za počet dnů od zasetí do uzrání plodiny) získáme tzv. **tepelnou vegetační konstantu** (sumu teplot), pro různé druhy rozdílnou. Při rajonizaci plodin porovnáváme tuto konstantu se sumou teplot v dané lokalitě a hodnotíme, zda lokalita vyhovuje tepelným nárokům plodiny.

Pro zdárný vývoj však musí některé plodiny během svého vývoje projít i obdobím snížených teplot. Uvedený jev se nazývá **jarovizace**. Jarovizace připravuje v metabolismu rostliny podmínky pro diferenciaci vegetačního vrcholu s následným kvetením a tvorbou plodů. Pokud u citlivých plodin (oz. řepka) není splněn jarovisační nárok, plodina vůbec nevykvetě. Např. ozimá řepka setá na jaře. Tohoto jevu je též využíváno v produkci zel.hmoty. Každá plodina má na jarovizační období jiné nároky. Např. ozimá pšenice potřebuje k jarovizaci projít 50-60 dny o teplotě kolem 2°C. Jarovizace úzce souvisí i s fotoperiodismem a tyto dva jevy se mohou vzájemně ovlivňovat.

Pro rajonizaci pěstování dané plodiny je též nutno posuzovat polohu, či orientaci stanoviště ke světovým stranám. Např. vinice nebo meruňkové sady se umísťují na záhřevných jižních svazích. Naopak ovocné sady by se měly vyhnout tzv. mrazovým kotlinám. Mrazové kotliny

jsou terénní prolákliny, kde se udržují jezera studeného vzduchu. Vegetační období zde obvykle začíná později a v období jarních mrazíků zde vzrůstá nebezpečí pošlizení pěstovaných plodin.

4. Charakteristika zemské atmosféry

4.1. Zvrstvení atmosféry a složení vzduchu.

Vzdušný obal Země se liší svými fyzikálními vlastnostmi jak vertikálně, tak i nad různými zeměpisnými oblastmi Země - horizontálně.

Vertikálně je atmosféra zvrstvena na :

1/ **Troposféru**, která je ohraničena povrchem Země (biosférou) a její výška sahá do 9-17km. Horní hranice troposféry je dána výskytem oblaku. V troposféře se odehrávají děje, spojené s vývojem počasí, troposféra je vrstva, v níž probíhá život. Teplota v troposféře s výškou klesá a na její horní hranici je dosaženo teploty asi -60°C .

2/ **Stratosféru**, výškově 11-60 km nad povrchem Země. V rámci této vrstvy lze pozorovat dílčí vrstvičku, **ozonosféru**, která vlivem trojatomového kyslíku O_3 v ní obsaženého má schopnost omezovat intenzitu krátkovlnného záření, dopadajícího na povrch Země.

3/ **Mezosféru**, výškově 60-80 km nad povrchem Země.

4/ **Ionosféru**, výškově nad 80 km nad Zemí. V mimořádně zředěném vzduchu a vlivem UV záření zde vzniká tzv. elementární (jednoatomový) kyslík. Ionosféra má vlivem tohoto efektu schopnost odrážet radiové vlny, takže např. v Praze lze vlivem odrazu zachytit vysílání ze Sydney v Austrálii. V ionosféře též vznikají tzv. **polární záře**. Tento jev je způsoben zřejmě pohlcováním krátkovlnného záření molekulami plynů v ionosféře. Pojem ionosféra někdy splývá s pojmem **termosféra**, který se užívá při popisu teplotního zvrstvení, neboť teplota v této vrstvě vykazuje vysoké hodnoty.

V rámci troposféry vzduch vykazuje prakticky vyrovnané složení:

21% kyslíku, 78% dusíku, 0.03% oxidu uhličitého, 1% vzácných plynů. Kromě těchto základních složek je ve vzduchu obsažen ještě tzv. **aerosol**, který je tvořen vodní parou, zrnky prachu, různými cizorodými oxidy (síry, dusíku), krystalky ledu apod.

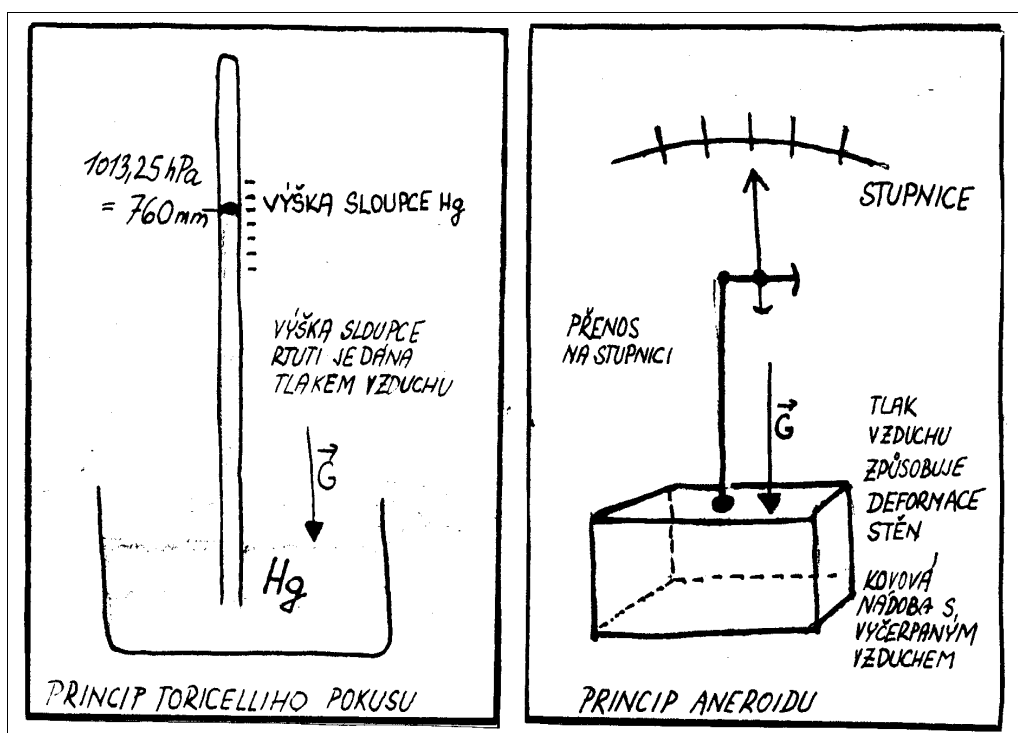
4.2. Tlak vzduchu a jeho měření

Existence tlaku vzduchu byla objevena Toricellim při Toricelliho pokusu. Nahoře uzavřená trubice se rtutí byla dolním koncem ponořena do nádoby se rtutí. V horní

části trubice sice hladina rtuti poklesla, ale s hladinou v nádobě se nevyrovnala. Pokles hladiny rtuti (resp. výška sloupce rtuti v trubici) je úměrný tlaku vzduchu, který působí na hladinu rtuti v nádobě. Později byla trubice cejchována a výška rtuťového sloupce vyjadřovala tlak vzduchu. Proto první jednotkou byl tzv. milimetr sloupce rtuťového.

V současnosti je základní jednotkou pro tlak 1 Pa. Tato jednotka představuje tíhu 1 N, působícího na plochu 1 m². Protože pro potřebu meteorologů jde o jednotku příliš malou, používá se jednotka 1 hPa (1 hektopascal = 100 Pa). Dříve se užívalo i jednotek 1 Bar, 1 mbar, 1 torr.

obr.č. 6: Princip měření tlaku vzduchu.



Tlak vzduchu je přímo závislý na nadmořské výšce. S nadmořskou výškou klesá. Proto je třeba naměřený tlak ve známé nadmořské výšce přepočítat na tlak při hladině moře. K tomuto přepočtu slouží Babinetův vzorec:

$$P_0 = \frac{P_z (C + z)}{C - z}$$

kde P_0 je tlak na hladině moře, P_z je tlak zjištěný v dané nadmořské výšce, z je nadmoř. výška v m a C je teplotní korekce. C zjistíme výpočtem:

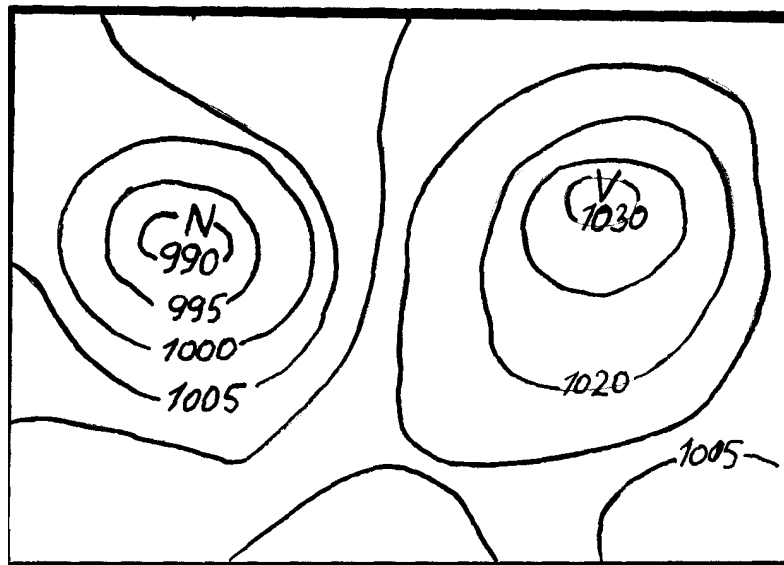
$$C = 16000 \cdot (1 + T/273)$$

kde T je průměrná teplota mezi měřeným místem a hladinou moře ve °C.

Normální tlak vzduchu je definován při hladině moře na 45° sev šířky při 0 °C a činí **1013.25 hPa**.

Rozdělení tlaku vzduchu nad povrchem Země se znázorňuje pomocí **izobar**. **Izobary** jsou čáry, spojující na synoptických mapách místa o stejném tlaku vzduchu. Hodnota tlaku na izobarách je zpravidla přepočtena na hladinu moře. Nejčastější interval mezi izobarami je 5 hPa.

obr. č. 7: Tlakové útvary, značené izobarami.



Podle hodnot tlaku vzduchu rozeznáváme tlakové útvary - **tlakové výše (anticyklony)**, v nichž je tlak vyšší než normální a **tlakové níže (cyklony)**, kde je tlak zpravidla nižší než normální.

Výše, nebo prudké změny tlaku vzduchu mohou mít přímý vliv na živé organismy. Např. u lidí mají tyto změny vliv na dýchání a krevní tlak, někdy i na psychiku. Tyto vlivy lze předpovídat. Předpovědi jsou uváděny v rámci tzv. biometeorologických předpovědí, kde je uváděn stupeň rizika pro osoby citlivé na uvedené změny.

Změny tlaku vzduchu mají i nepřímé vlivy např. na výpar vody, na transpiraci rostlin. Změna tlaku vzduchu též napomáhá výměně vzduchu v půdě.

4.3. Vlhkost vzduchu

4.3.1 Fyzikální podstata vlhkosti vzduchu

V přírodě je neustálý koloběh vody. Do vzduchu se dostává voda výparem s povrchu zemského, vodní hladiny, transpirací rostlin - porostu apod. Ze vzduchu na zemský povrch se zpětně dostává různými formami srážek.

Vodní pára je ve vzduchu přítomna prakticky vždy. Její množství, obsažené ve vzduchu je však různé a v meteorologické praxi je třeba je sledovat. Množství vodní páry, ve vzduchu obsažené se řídí následujícími principy:

1/ Vzduch může pojmout jen omezené množství vodní páry. Toto množství závisí na teplotě vzduchu a tlaku vzduchu. Se vzrůstající teplotou se zvyšuje množství vodní páry, které může vzduch pojmout.

Jestliže při určité teplotě a tlaku vzduch pojal maximum vodní páry a již více pojmout nemůže, říkáme že **vzduch je nasycen vodní parou**. Zvýšením teploty může se vzduch dále sytit vodní parou až do nového nasycení. Naopak snížením teploty přebytečná voda z nasyceného vzduchu zkondenzuje v podobě srážek. Zkondenzuje tolik vody, kolik přebývá nad stav nasycení.

2/ Jestliže teplota vzduchu odpovídá větší kapacitě a v atmosféře je vodní páry nedostatek, vzduch může zůstat **nenasycen**.

4.3.2. Vyjadřování vlhkosti vzduchu.

Vzduch, obsahující vodní páru je **vlhký**. Vlhkost vzduchu lze vyjádřit pomocí tzv. **vlhkostních charakteristik**:

1. Absolutní vlhkost **A**

Tato charakteristika vyjadřuje přímo obsah vody ve vzduchu. Zpravidla se udává v gramech vody / 1m^3 . Též je možno jej udávat v Pa jako napětí vodní páry naměřené ve vzduchu. Absolutní vlhkost se označuje jako A.

2. Napětí vodní páry obsažené ve vzduchu. **e**

Obsah vodní páry ve vzduchu se vyjadřuje napětím vodní páry. Napětím se rozumí parciální (t.j. dílčí) tlak vodní páry, podílející se s ostatními plyny vzduchu na celkovém tlaku vzduchu. Udává se v jednotkách tlaku, tedy v Pa, hPa, dříve v mbar. Označuje se jako e.

3. Relativní vlhkost vzduchu. **r**

Relativní vlhkost vzduchu udává, z kolika procent je vzduch nasycen vodní parou. Vzorcem je porovnáváno

naměřené napětí vodní páry ve vzduchu s maximálně možným napětím vodní páry ve vzduchu. Udává se v procentech. Je nejběžněji používanou vlhkostní charakteristikou. Pro výpočet lze použít vzorce:

$$r = e/E * 100 \% \quad [\%]$$

kde **e** je naměřené napětí vodní páry ve vzduchu, **E** je maximálně možné napětí vodní páry ve vzduchu (udává se tabulkově pro různé teploty). Označuje se r.

4. Sytostní doplněk. **d**

Vyjadřuje, kolik vodní páry chybí do stavu nasycení vzduchu vodní parou. Vypočte se rozdílem maximálního a naměřeného napětí vodní páry ve vzduchu. Označuje se d.

$$d = E - e \quad [\text{Pa}, \text{hPa}]$$

5. Rosný bod. **t'**

Rosný bod je teplota, při níž je vzduch právě nasycen vodní parou. Relativní vlhkost má při teplotě rosného bodu hodnotu 100% ! . 100% relativní vlhkost docílíme dvojí cestou - jednak dodáváním vodní páry tak dlouho, dokud $e=E$, nebo ochlazením dříve nenasyčeného vzduchu na teplotu rosného bodu, tedy teplotu, kdy se opět $e = E$. Při dalším ochlazení dojde k vysrážení vodní páry ze vzduchu. Proto název "rosný bod".

Teplotu rosného bodu udáváme ve stupních Celsia a určíme ji z tabulky maximálních napětí vodní páry. Teplotu rosného bodu označujeme buďto t' , nebo řeckým písmenem "tau".

5. Základní principy atmosférických dějů v přírodě.

5.1. Srážení (kondenzace) vodní páry v přírodě, produkty kondenzace.

K tomu, aby vodní pára mohla zkondenzovat, je třeba :

1. **Vzduch musí být plně nasycen vodní parou.**

2. **Ve vzduchu musí být přítomna kondenzační jádra.**

Kondenzačními jádry mohou být zrnka prachu, různé shluky velkých molekul, polymerů apod, krystalky ledu apod.

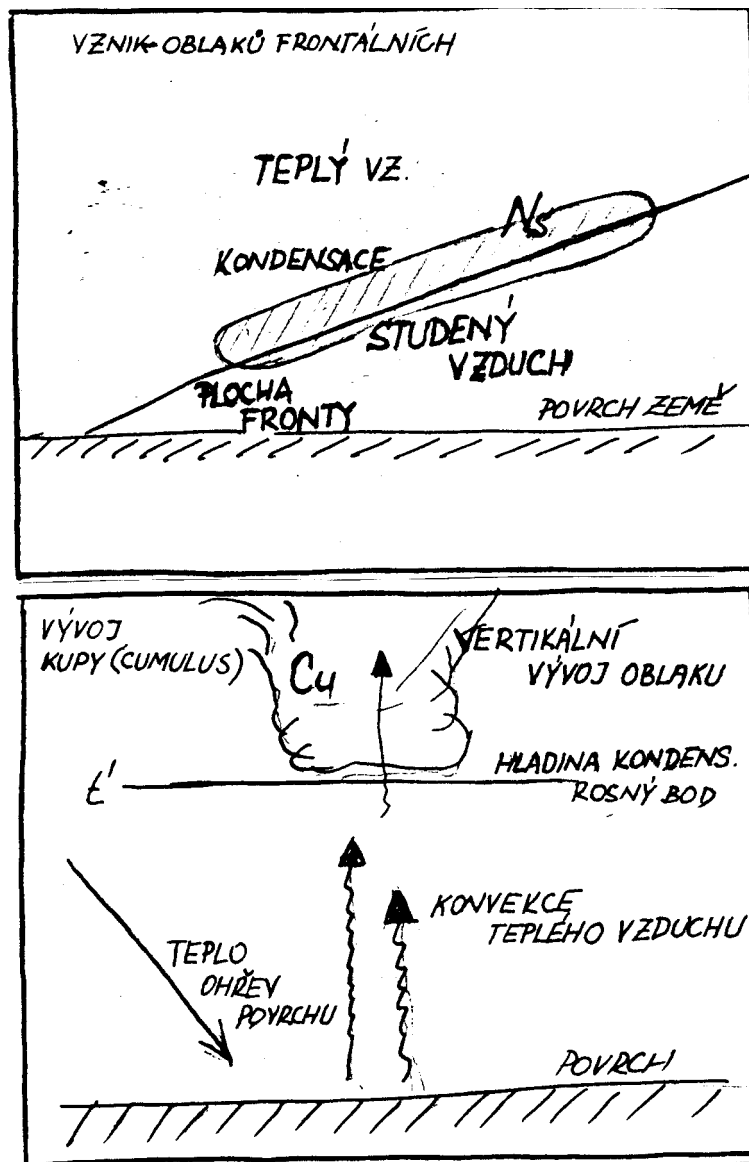
K uskutečnění kondenzace tedy musí teplota vzduchu dosáhnout teploty rosného bodu. Jestliže je teplota rosného bodu blízká 0 °C nebo vyšší, sráží se voda do tekutého skupenství - vodních kapiček. Jestliže teplota rosného bodu vykazuje teploty hluboko pod 0 °C, pak voda přechází z plynné fáze rovnou do tuhé. Tento jev se nazývá sublimace. Produkty kondenzace vodní páry v ovzduší jsou tzv. srážky - déšť (voda), sníh, kroupy, mlha, rosa, jinovatka. V atmosféře pak oblaky.

5.2. Oblaky jako produkty kondenzace vodní páry v atmosféře.

Oblaky vznikají srážením vodní páry ve volném ovzduší. Též je lze považovat za mlhu ve vyšších vrstvách troposféry.

Oblaky vznikají buďto na rozhraní dvou různě teplých a různě vlhkých vzduchových hmot (oblaky frontální), nebo výstupem vlhkého a teplého vzduchu do vyšších vrstev troposféry, kde vlivem zchlazení dojde k přesycení vzduchu a k následné kondenzaci (oblaky vertikálního vývoje).

Obr. č. 8.: Vznik oblaku frontálního a oblaku vertikálního vývoje.



5.2.1. Klasifikace oblaků a jejich stručná charakteristika.

Oblaky rozdělujeme podle těchto základních hledisek:

1. Dělení oblaků podle tvaru
2. Dělení podle výšky výskytu
3. Dělení na oblaky, ze kterých srážky vypadávají a ze kterých nevypadávají.

1. Dělení oblaků podle tvaru.

Rozoznáváme tři základní typy tvarů oblaků:

A. Kupa (Cumulus)

Samostatné oblaky, jednotlivé, vzájemně nespojené oblačné hmoty. Jde o oblaky rostoucí do výšky, sdola nahoru - tzv. **oblaky vertikálního vývoje**.

B. Sloha (Stratus)

Je oblakem, tvořícím souvislou vrstvu (desku) oblačné hmoty.

C. Řasa (Cirrus)

Jde o oblaky ležící v jedné vrstvě, tvořící vláknité nebo shlukové struktury, většinou bílé barvy. Jsou tvořeny výhradně ledovými krystalky. Jde o nejvýše položené oblaky.

Uvedené základní tvary se mohou vzájemně kombinovat do různých druhotných tvarů - např. Stratocumulus (slohová kupa) nebo Cirrocumulus (řasová kupa). Předponou "Alto" označujeme oblaky středního výškového pásma např. Altopcumulus. Přídavné jméno za názvem může oblak dále specifikovat - Cumulus humilis (oblak pěkného počasí), Cumulonimbus (bouřkový oblak), Cirrus uncinus (řasa háčkovitého tvaru), Altopcumulus lenticularis (střední kupa čočkovitého tvaru) atd.

2. Klasifikace oblaků podle výšky výskytu.

1. Skupina oblaků vysokých

1. Cirrus (řasa) výška základny 7 - 10 km
Jde o oblaky jemné, vláknité struktury, bez stínů, bílé barvy s "hedvábným" leskem. Složeny výhradně z krystalků ledu.

2. Cirrocumulus (řasová kupa) výška základny 6-8 km, tvoří tzv. "beránky".

3. Cirrostratus (řasová sloha) výška základny 6 - 8 km, tvoří jako jediný oblak tzv. halové jevy - rozptyl světla (aura kolem měsíce nebo slunce). Výskyt tohoto oblaku signalizuje blížící se frontální poruchu.

2. Skupina oblaků středního výškového pásma

1. Altopcumulus (vyvýšená kupa), výška základny 3-6km, složen převážně z kapiček vody, někdy i z ledových jehliček či sloupečků. Srážky vypadávají slabé, ve srážkových pruzích.

2. Altostratus (vysoká sloha), výška základny činí 3-5 km. Složen smíšeně z kapiček vody a ledových krystalků. Výskyt i sněhových vloček. Srážky vypadávají hlavně v zimním období.

3. Skupina oblaků nízkých

1. Stratocumulus (slohová kupa) výška základny 0.2-0.8 km, složen z vodních kapek, krystalků ledu nebo sněhových vloček. Mohou z něho vypadávat slabé, krátkodobé srážky.

2. Stratus (sloha). Výška základny činí 0.1-0.7 km, vertikální mohutnost 0.2-0.8 km. Složen z kapiček vody, při teplotách pod 0°C z krystalků ledu nebo sněhových vloček. Srážky vykazuje slabé - v létě mrholení, v zimě slabé sněžení.

3. Nimbostratus (dešťová sloha). Výška základny činí 0.1-1.0 km, vertikální mohutnost dosahuje několika km. **Jde o hlavní srážkonosný oblak na frontách. Srážky v podobě vytrvalého deště nebo silného sněžení. Hlavní**

oblak teplé fronty.

4. Skupina oblaků vertikálního vývoje.

1. Cumulus humilis (Cumulus pěkného počasí). Výška základny ve výšce 0.6-1.20 km, vertikální mohutnost několika set metrů.

2. Cumulus congestus (kupa věžovitá). Základna se nalézá ve stejné výšce jako u předchozího, roste ale vertikální mohutnost. Oblak vykazuje tvary vysokých věží a dosahuje vertikální mohutnosti až několika km. V našich podmínkách z něho srážky nevypadávají. Postupným mohutněním přechází volně do dalšího stadia :

3. Cumulus castellanus (cimbuřovitý) dosahuje větší vertikální i horizontální mohutnosti často s nepravidelně "cimbuřovitým" horním okrajem. Dalším vertikálním vývojem přechází do stadia cumulonimbu.

4. Cumulonimbus (bouřková kupa). Výška základny 0.4-1.0km, vertikální mohutnost až 11 km, často dosahuje až horní hranice troposféry. **Jediný bořkonosný a krouponosný oblak.** Složen v dolní části z kapek vody, v horní části pak z ledových krup, sněhových vloček velkých ledových krystalků apod. **Vypadávají z něho většinou krátkodobé, velmi intenzivní srážky v podobě krup, přívalových dešťů, silné sněžení, často spojené s bouřkovými jevy.**

5.3. Srážky, jejich formy a měření

5.3.1. Jednotlivé formy srážek

Za atmosférické srážky považujeme vodu v kapalném i pevném skupenství, vypadávající na povrch země z oblaků. Tzv. **horizontální srážky** jsou produktem kondenzace na zemi (rosa apod.).

Podle vnějšího vzhledu mohou srážky vykazovat tyto formy: **Sníh, sněhová krupice, kroupy, zmrzlý déšť, ledové jehličky, déšť, mrholení, mokrý sníh (déšť se sněhem).**

Podle charakteru vypadávání srážky dělíme na tři typy: **mrholení, přeháňky, vytrvalé srážky.**

5.3.2. Vyjadřování množství srážek a jejich měření.

1. **Množství srážek** vyjadřujeme v **milimetrech srážek.** Jedem milimetr srážek je výška vodního sloupce, která se vytvoří množstvím jednoho litru vody na 1 m².

$$1\text{mm srážek} = 1 \text{ liter/m}^2$$

$$1\text{mm} = 10\ 000\ \text{l} / \text{ha}$$

2. Síla srážek je celkové množství srážek, spadlých během jednoho srážkového případu (během jednoho deště).

3. Trvání srážek se udává v minutách, hodinách

4. Intenzita srážek je množství srážek v mm, vypadávajících za jednu minutu.

$$i = h/t \quad [\text{mm} / \text{min}]$$

5. Srážkový normál je mnohaletý (50-letý) průměr srážek na určitém místě za určité období (rok, měsíc, dekáda, den).

6. Úhrn srážek je součet denních množství srážek za určité období (rok, měsíc, dekáda).

7. Srážkový den je den, kdy spadne alespoň 0.1mm srážek za 24 hodin.

8. Efektivní srážky tvoří srážky, které se stačily zasáknout do půdy. Neefektivní srážky tvoří např. voda, která odteče bez využití rostlinami rovnou do vodních toků.

Podle intenzity a délky trvání se intenzita srážek může slovně hodnotit takto:

Tab.č.5: Slovní hodnocení intenzity srážek

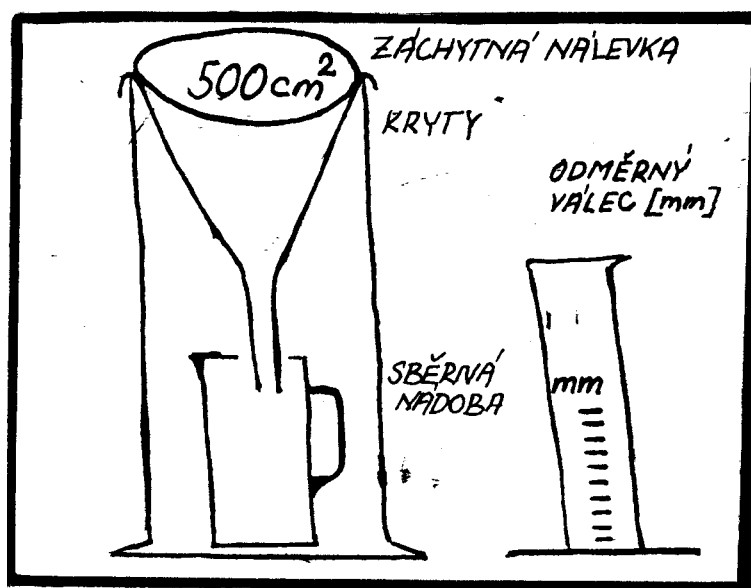
Název	Množství mm srážek za dobu trvání		
	1 hodinu	2 hodiny	3 hodiny
Slabý déšť	<1	<1.50	<2.0
Mírný déšť	1.1-5.0	1.6-7.5	2.1-9.0
Silný déšť	5.10-10.0	7.6-10.0	9.1-11.5
Velmi silný	10.1-15.0	10.1-21.0	11.6-23.5
Liják	15.1-23.0	21.1-30.5	23.6-33.0
Příval	23.1-58.0	30.6-64.0	33.1-72.0
Průtrž mračen	> 58.1	>64.1	>72.1

Množství spadlých srážek měříme srážkoměrem. Jde o velmi jednoduchý přípravek. Jeho horní část má tvar nálevky o přesně definované kruhové ploše (zpravidla 500 cm²). Ústí nálevky zasahuje do odměrného válce, kalibrovaného přímo v mm srážek, nebo do kovového

rezervoáru, odkud potom obsluha srážkovou vodu přelije do odměrného válce. Celý přípravek je uzavřen v plechovém obalu. Obsah srážkoměru t.j. množství srážek spadlých mezi jednotlivými odečty se měří ve stanovených časových intervalech.

V automatizovaných stanicích se používají tzv. **ombrografy**, t.j. přístroje se zapisovacím zařízením, které sledují množství srážek i jejich časový průběh. Výhoda je v tom, že lze vyhodnotit též intenzitu srážek.

Obr. č. 9: Princip klasického srážkoměru (ombrometru).



5.4. Proudění vzduchu v atmosféře

5.4.1. Vítr, jeho měření a hodnocení

Hodnotíme-li horizontální složku pohybu vzduchových hmot, mluvíme o tzv. **větru**. Vítr je vektorová veličina, tzn., že má směr, rychlost, nárazovitost. **Směr větru** se určuje podle světové strany, odkud vítr vane (severní, západní). Přesněji lze směr větru určit **azimutem**. Azimut větru je úhel, o který je směr větru odkloněn od směru severního.

Rychlost a síla větru se udává v kilometrech za hodinu nebo v metrech za sekundu. Platí přepočtový vztah, že rychlost v km/hod násobená 3.6 se přepočte na m/s. $V \text{ [km/hod]} \cdot 3.6 = V \text{ [m/s]}$

Pro hodnocení síly větru se používá **mezinárodní Beaufortova stupnice**, založená na pozorování účinku větru na různé předměty v přírodě a na člověka.

Tab.č.6: **Beaufortova stupnice rychlosti větru při zemi:**

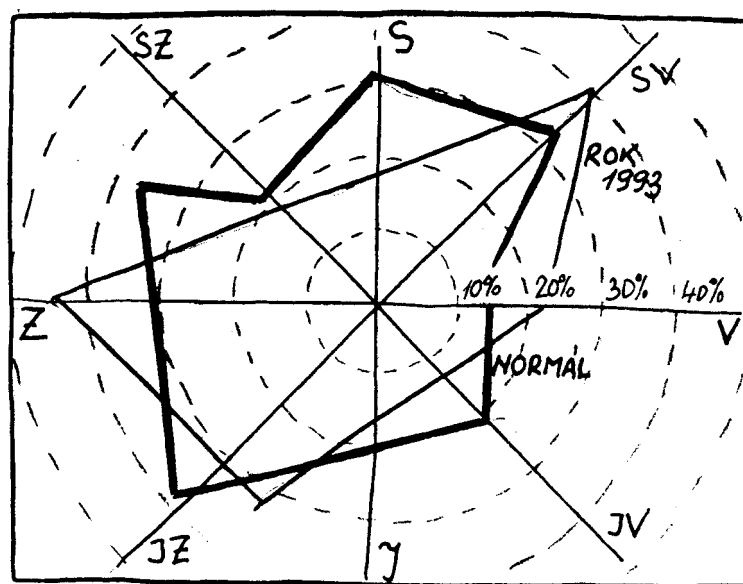
větru	stupeň	rozpoznávací	rychlost	
	Beauforta	znaky	km/hod	m/sec
0	Bezvětrí , kouř stoupá svisle vzhůru		0.0-0.2	1.0
1	Vánek , ohyb stoupajícího kouře. Neotočí korouhev		0.3-1.5	1-5
2	Slabý vítr , šelest listů stromů, je cítit ve tváři		1.6-3.3	6-11
3	Mírný vítr , listy stromů v trvalém pohybu, napíná a pohybuje praporky		3.4-5.4	12-19
4	Dost čerstvý , zdvíhá prach a kousky papírů, pohyb slabších větví		5.5-7.9	20-28
5	Čerstvý vítr , pohybují se listnaté keře, na hladině menší vlny		8.0-10.7	29-38
6	Silný vítr , sviští dráty bere deštníky		10.8-13.8	39-49
7	Prudký vítr , pohyb celých stromů, obtížná chůze proti větru		13.9-17.1	50-61
8	Bouřlivý vítr , láme větve, chůze proti nemožná		17.2-20.7	62-74
9	Vichřice , menší škody na stavbách (tašky, komíny)		20.8-24.4	75-88
10	Silná vichřice , vyvrací stromy, poškození domů		24.5-28.4	89-102
11	Mohutná vichřice , velké škody		28.5-32.6	103-111
12	Orkán , ničivé účinky nad		32.6	nad 11

Rychlost větru se měří tzv. **anemometrem**. Jeho hlavní část tvoří **Robinsonův kříž**, tvořený třemi až čtyřmi polokoulemi, do nichž se opírá vítr při měření.

Jeho vlivem dojde k otáčení kříže a rychlost otáčení kříže se převádí na měřidlo, cejchované v rychlostních jednotkách (km/hod, m/sec).

Větrné poměry v určité lokalitě se vyjadřují pomocí **větrné růžice**, kde se do diagramu vyznačí směr a rychlost převládajících větrů.

Obr.č. 10: Větrná růžice



V přízemní vrstvě je směr i rychlost větru ovlivněn tvářností povrchu. Vliv mají terénní útvary, lesní enklávy, větrolamná stromořadí apod. Základní výška pro měření větrů je 10 až 12m nad povrchem země. Pro tuto výšku se rovněž udávají klimatologické údaje o větrech.

V některých územích nastávají problémy s častými vysušnými větry, které způsobují ztráty půdní vody a mohou poškozovat i polní porosty. V takových případech se větrům bráníme vysazováním větrolamných stromořadí nebo tzv. zelených kulis. To snižuje rychlost proudění a zabraňuje nadbytečnému výparu.

Podobně i v lesních porostech dochází k omezení rychlosti proudění. Vítr nad korunami stromů je silně turbulentní (vířivý) ve vrstvě vysoké 200-300m. Pronikání větrů do lesního porostu závisí na hustotě porostu.

5.4.2. Vznik proudění vzduchových hmot v atmosféře.

V prostoru atmosféry se vzduch pohybuje buďto **horizontálně** (vodorovně) nebo **vertikálně** (sdola nahoru

nebo naopak). Příčinou těchto cirkulací jsou tlakové rozdíly v různých místech atmosféry. Tlakové rozdíly mezi jednotlivými místy se vyjadřují tzv. **horizontálním barickým gradientem**. Tento gradient vyjadřuje změnu tlaku vzduchu, přepočtený na vzdálenost 111.2 km, což je délka 1° poledníku. Gradient směřuje od vyššího tlaku směrem k vyššímu. Tento gradient může nabývat hodnot až 15 - 20 hPa/111.2 km.

Analogicky k horizontálnímu barickému gradientu rozeznáváme horizontální barický stupeň, což je zvrtná hodnota barického gradientu, tedy $BS = 1:G$. Barický stupeň udává vzdálenost, na které se tlak liší o jeden hektopascal.

Na proudění má rovněž vliv rozdílnost teplot mezi oblastmi. Vzduchové hmoty proudí z místa s vyšším tlakem směrem k místům s nižším tlakem vzduchu. Je možno si představit, že v místě kde je při zemi zvýšený tlak vzduchu je nad tímto místem tlak snížený a naopak. Tak lze vysvětlit proudění opačného směru ve vyšších vrstvách atmosféry oproti proudu vzduchu v přízemní vrstvě.

Směr proudění vzduchu ovlivňují některé globálně účinkující síly. Jednou z nich je tzv. **Coriolisova síla**, vyplývající ze směru zemské rotace. Na severní polokouli odchyluje směr proudění doprava od směru daného původně silou horizontálního barického gradientu. Naopak na jižní polokouli odklání tento proud doleva. Na směr proudění má vliv i odstředivá síla a síla tření vzduchových hmot.

Kromě horizontálního proudění vykazují vzduchové hmoty i vertikální pohyby. K těmto pohybům patří např. výstupný sloupec vzduchu uprostřed tlakové níže (cyklony), nebo sestupný proud v centru anticyklony. K vertikálnímu typu proudění patří též **konvekční** (tepelné) výstupy vzduchu. (Teplý vzduch je lehčí než chladný a stoupá vzhůru).

5.5. Tlakové útvary, jejich druhy, vznik, vývoj.

5.5.1. Rozlišení tlakových útvarů

Na **synoptických** mapách se setkáme se zakreslenými **tlakovými útvary**. Tlakové útvary se na mapy zakreslují pomocí systému čar, které spojují na mapě místa se stejným tlakem vzduchu. Tyto čáry (křivky) se nazývají **izobary** a mají podobnou výstavbu jako vrstevnice na mapách terénu. Na synoptických mapách je mezi dvěma izobarami nejčastěji rozdíl 5 hPa. Izobary vždy ohraničují uzavřenou plochu, mohou se však uzavírat i mimo mapu.

Rozeznáváme tyto základní tlakové útvary:

1/ Tlaková níže (cyklona)

2/ Tlaková výše (anticyklona)

3/ Hřeben vysokého tlaku (tl.výše mezi dvěma cyklonami)

4/ Brázda nízkého tlaku (tl. níže mezi dvěma anticyklonami)

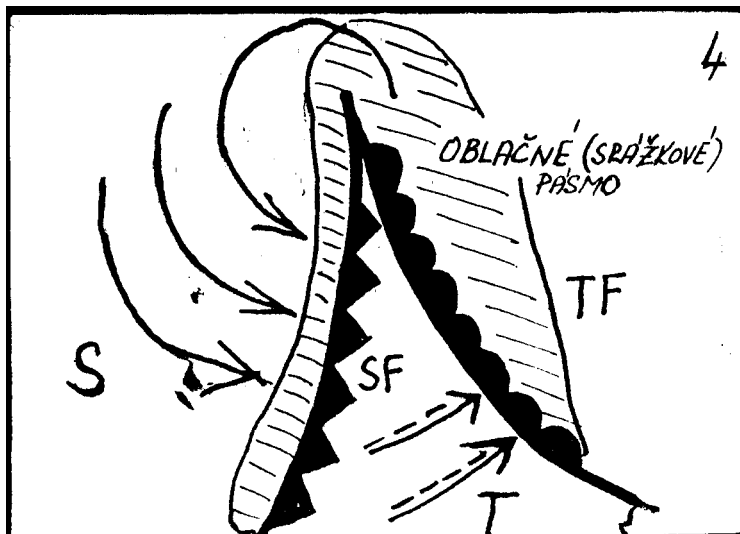
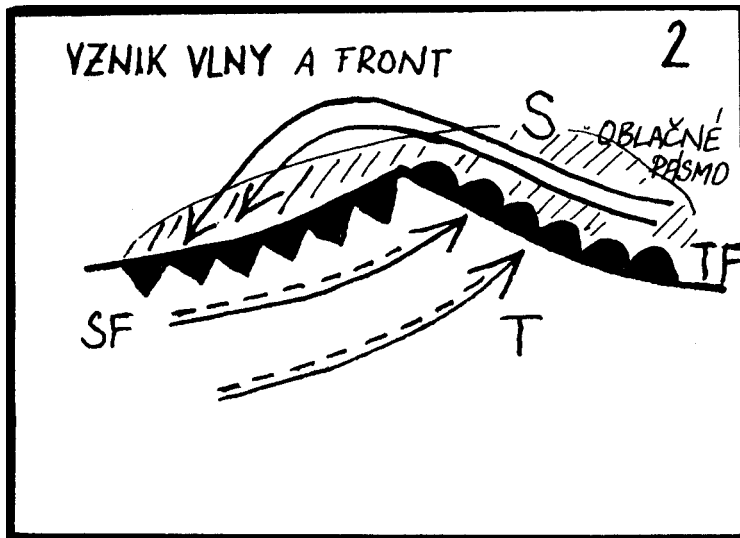
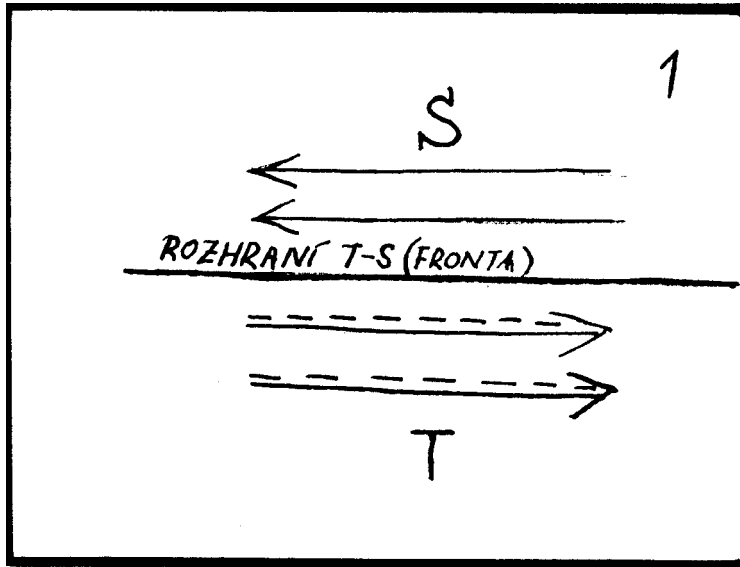
5.5.2. Tlaková níže (cyklona)

Cyklonou se rozumí oblast nízkého tlaku vzduchu (nižšího tlaku než normálního, t.j. 1013.25 hPa). Pro pochopení jejího vzniku si představme dva proudy vzduchových hmot proti sobě. První vzduchová masa je tvořena studeným vzduchem, druhá vzduchem teplým. Vlivem nerovnoměrnosti hustoty teplého a studeného vzduchu, nerovnoměrnosti terénu, dojde k odchýlení směrů proudění těchto vzduchových hmot a studený vzduch začne pronikat do oblasti s teplým vzduchem a naopak vzduch teplý proniká do oblasti se vzduchem studeným. Toto stadium se nazývá **vznik vlny** nebo též **zrod mladé cyklony**.

Zrod mladé cyklony je spojen se vznikem **atmosférických front**. Rozeznáváme dvě základní fronty: **frontu teplou a frontu studenou**.

Na levé (západní) straně záhybu proudění se stává aktivním vzduch studený a vniká pod vzduch teplý. Teplý vzduch je nucen vystupovat nad studený. Na opačné (východní) straně naopak je aktivní teplá vzduchová hmota a ta klínovitě vystupuje po studeném vzduchu vzhůru. Obě fronty vykazují pohyb, který jim udává vznikající proudění v cykloně. Existence front je spojena se vznikem rozsáhlé oblačnosti. **Proudění v cykloně má směr proti směru hodinových ručiček** (na severní polokouli). Období vývoje front a počátek zatočení front do víru nazýváme **období mladé cyklony**. Později se proudění v cykloně zintenzivňuje, prohlubuje se tlaková níže v jejím středu. Toto stadium se nazývá **cyklona v plném rozvoji**. Poslední stadium cyklony se nazývá **okluze**. K okluzi dojde v okamžiku, kdy rychleji se pohybující studená fronta dohoní frontu teplou za současného vzniku **okluzní fronty**. Pozdní období okluze je spojeno s obdobím vyplňování cyklony, t.j. obdobím. Od zrodu do vyplnění cyklony uplyne 7 až 14 dní. Během svého vývoje cyklona postupuje po dráze, dané rozložením ostatních tlakových útvarů.

Obr.č. 11: Vznik a vývoj cyklony:



5.6. Atmosférické fronty

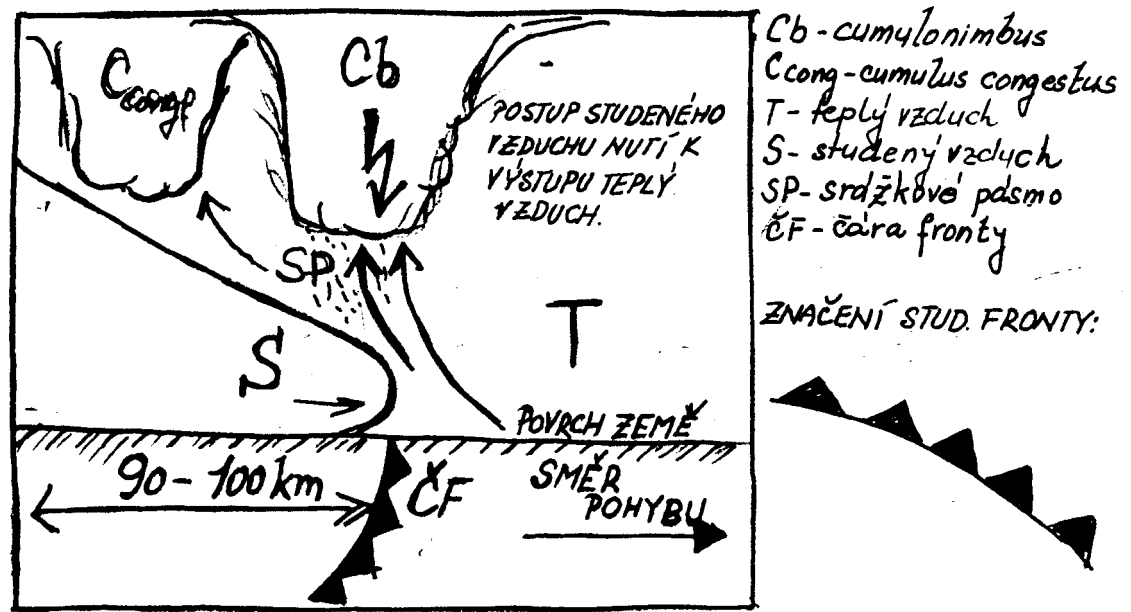
S cyklonální činností je spojen i pohyb atmosférických front. Fronta, která se pohybuje od studeného vzduchu směrem k teplému se nazývá **studená fronta**. Naopak, fronta pohybující se směrem od teplého ke studenému vzduchu se nazývá **teplá fronta**. Oba druhy front vznikají tedy na rozhraní dvou různě teplých a různě vlhkých vzduchových hmot.

5.6.1. Studená fronta

Studená fronta je rozhraní oddělující klín studeného vzduchu, vnikajícího pod vzduch teplý. Studený vzduch postupuje rychleji než teplý, proniká do teplého v podobě tupého klínu a teplý vzduch je nucen prudce vystupovat vzhůru. Výstupný proud se v určité výšce ochlazuje a ve výšce, kde se schladí na teplotu rosného bodu (**tzv. hladina kondenzace**) se začne tvořit základna oblaků vertikálního vývoje. Podle síly výstupných proudů, zejména v jarním a letním období dosahuje vývoj kupovité oblačnosti až do stadia bouřkových oblaků typu **cumulonimbus**. Proto je přechod letních studených front často spojen s bouřkovou činností. Přechod fronty tedy začíná jakousi "hradbou cumulonimbů", na zadní frontální ploše se už vytváří kombinovaná oblačnost, včetně nimbostratu. Hlavní oblačností studené fronty je ale oblačnost vertikálního vývoje. Z toho vyplývá i charakter srážek na studené frontě. Jde většinou o srážky **krátkodobé, ale velmi intenzivní, přívalové deště, krupobití**, v zimním období přeháňky deště, sněhu nebo sněhové krupice.

Oblačné pásmo studené fronty je užší než u teplé fronty a dosahuje šířky 90-100 km. Studené fronty postupují velkou rychlostí, dosahující 50-60 km za hodinu. Fronta (zejména v letním období) přichází náhle, projeví se zesílením větru, prudkými, krátkodobými srážkami, vzestupem relativní vlhkosti, silným poklesem teploty a mírným vzestupem tlaku po průchodu fronty.

Obr.č.13: Studená fronta:



5.6.2. Teplá fronta

5.6.2. Teplá fronta

Na teplé frontě teplý vzduch aktivně vystupuje po mírně skloněném rozhraní tvaru klínu, pod nímž je studený vzduch. Teplý vzduch se zde pohybuje mírně rychleji než vzduch studený, takže jakoby vykluzuje po klínovitém frontálním rozhraní, které co do vertikální mohutnosti často dosahuje až horní hranice troposféry. Podél celé fronty se tvoří mohutná oblačnost v pruhu širokém 700 - 900 km. Na frontálním rozhraní je možno vysledovat plynulý přechod od oblaků typu **cirrus**, které jsou v nejvyšších vrstvách. Objevení cirru na obloze signalizuje blížící se teplou frontu. Následuje přechod střední oblačnosti **altostratus** až po hlavní oblačnost teplé fronty - **nimbostratus** - **dešťovou slohu**. Z nimbostratu vypadávají vytrvalé a méně intenzivní srážky, pokrývající velké plochy. Tento typ srážek se někdy nazývá **krajinný déšť**.

Teplé fronty se pohybují pomaleji než studené fronty. Rychlost postupu teplých front činí 30-40 km za hodinu.

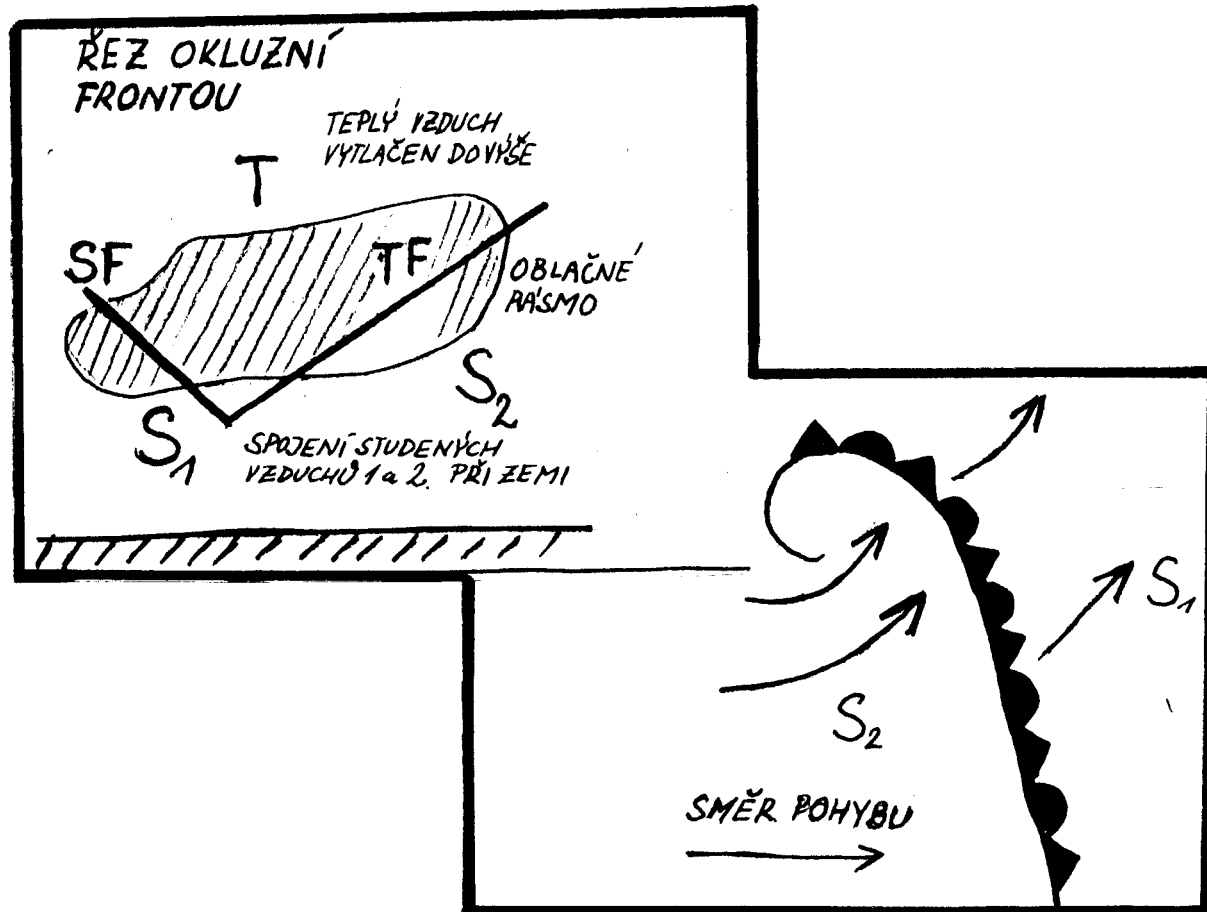
Příchod fronty je pozvolný. Nejprve je signalizován cirrem nebo cirrostratem /halové jevy - aura kolem slunce a měsíce/ přes altostratus až po stratus a nimbostratus. Stoupá relativní vlhkost. Vítr je slabý, mírně se stáčí doleva. Tlak zvolna až rychle klesá.

5.6.3. Okluzní fronta

Okluzní fronta vznikne spojením teplé a studené fronty. Studená fronta, původně postavená západně za frontou teplou (na sev polokouli), vykazuje rychlejší pohyb než teplá fronta, takže dojde ke spojení obou front za vzniku **okluzní fronty**. Rychle postupující studená fronta vytlačí všechny teplý vzduch, nalézající se mezi frontami do výšky a splyne s teplou frontou. I na okluzní frontě se teploty studených vzduchových hmot liší, postupným promícháváním však tyto rozdíly mizí a frontální činnost slábne. Cyklona ztrácí energii a oblast nízkého tlaku se vyplňuje. Oblačné formace se

pozvolna rozpadají.

Obr.č. 15: Řez okluzní frontou



5.6.4. Anticyklona

Anticyklonou se rozumí oblast vysokého tlaku vzduchu (vyššího tlaku než normálního, tedy vyššího než 1013.25 hPa). Vzduch v anticykloně vykazuje proudění **ve smyslu otáčení hodinových ručiček** za současného sestupného pohybu. Při zemi vzduch pomalu proudí směrem od středu anticyklony pravotočivě k okrajům. Sestupné

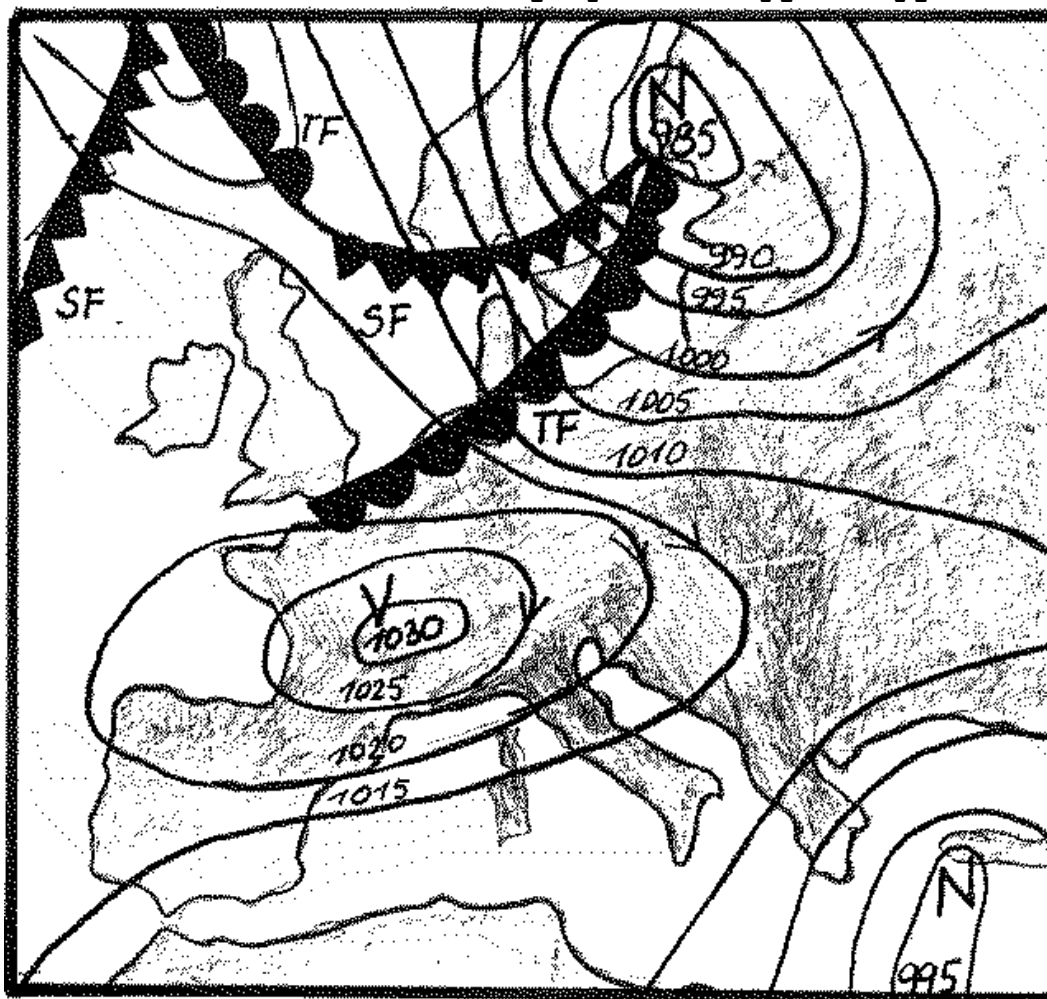
proudění způsobuje též adiabatické stlačení vzduchu, jeho mírné ohřátí, které působí proti vzniku oblačnosti nebo vede k rozpouštění oblačnosti již vzniklé. Ohřevem se tedy může vzduch dále sytit vodní parou a tím je zablokováno srážení oblaků. Proto je oblast anticyklon bezoblačná. V letním období se může vlivem termických výstupů vzduchu tvořit oblačnost vertikálního vývoje, především cumulus humilis (tzv. cumulus pěkného počasí).

Někdy, zvláště v podzimním, zimním a předjarním období je anticyklona často spojena se vznikem **inverze**. Inverze vzniká na styku stojatého vzduchu v nízkých polohách a studeného vzduchu, proudícího anticyklonou. V určité výšce se vytvoří oblačnost typu stratus a tak je "uzavřeno" provětrávání mezi přízemní vrstvou a vyššími vrstvami vzduchu. V oblasti inverze je často mlhavé počasí, mrholení z nízké oblačnosti, zatímco na horách, nad oblačnou vrstvou je bezoblačné čerstvé počasí.

5.6.5. Synoptická mapa

K zakreslení polohy atmosférických front a rozložení tlakových útvarů se používá **synoptická mapa** jako základní pomůcka pro analýzu a předpověď počasí. Příklad synoptické mapy zobrazuje obr. č.

Obr.č. 16.: Příklad synoptické mapy Evropy



5.6.5. Bouřky

Vznik bouřek je vždy spojen s mohutnými výstupnými proudy teplého vzduchu do horních vrstev troposféry. Podle způsobu výstupu vzduchu rozeznáváme dva základní typy bouřek:

1/ **Bouřky frontální / tažné bouřky /**

2/ **Bouřky insolační (místní) / bouřky z tepla /**

Pro vznik bouřky je nevyhnutelné :

1/ existence dostatečně silných výstupných proudů vzduchu (konvekce), schopných dopravit vzduch vysoko nad hladinu kondensace

2/ existence mohutné (vlhkolabilní) vrstvy nad kondensační hladinou. Jde o vrstvu, která umožňuje konvekční výstupy do vyšších vrstev troposféry (až 15 km).

Pro oba druhy bouřek je společné, že se odehrávají v bouřkovém oblaku, **cumulonimbu**. Jde o jediný typ oblaku, v němž může docházet ke kumulaci elektrických nábojů a ke vzniku krup. Na vznik elektrického náboje bylo vypracováno několik teorií. Nejznámější jsou teorie precipitační a konvekční.

Nejstarší je teorie precipitační. Byla předložena roku

1885 německými autory Elsterem a Geitelem. Vyšli ze skutečnosti, že v bouřkovém oblaku jsou jednak mikroskopické kapičky vody (aerosol), které se vznášejí ve vzduchu a jednak velké kapky, ledová krupice a kroupy. Velké částičky padají k zemi a nárazy na malé se vzájemně nabíjejí. Výsledkem je, že spodní část oblaku je nabitá záporně, horní kladně, takže vzniká tzv. pozitivní dipól.

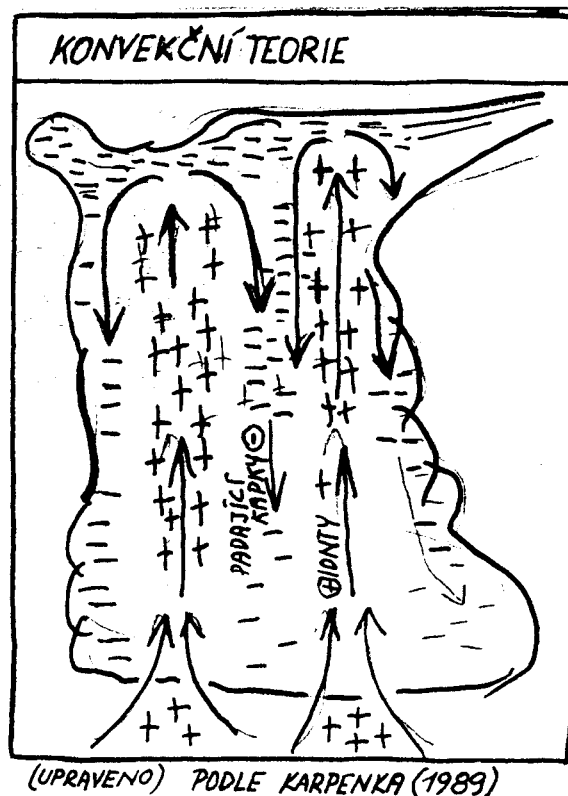
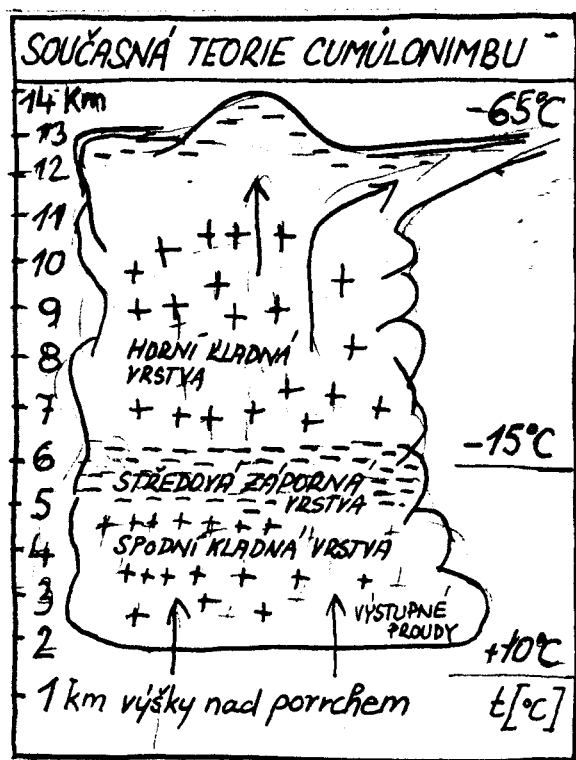
Konvekční teorii vyslovil Francouz Grenet (1947) a Američan Vonnegut (1953). Předpokládá dva zdroje el. náboje. Jednak kosmické krátkovlnné záření ionizuje molekuly plynů v horní části oblaku, čímž tvoří kladné i záporně nabité částice. Druhým zdrojem jsou zašpičatělé nebo vyčnívající objekty na povrchu země. Na nich dochází ke koronovému výboji, který produkuje kladné ionty. Tyto kladné ionty jsou unášeny konvekcí vzhůru do hmoty oblaku. V oblaku (v horní části) už ale jsou přítomny též záporné ionty, vzniklé ionizací plynů.

Tyto záporné ionty se zachytávají na vodních kapičkách, nabíjejí je záporně, čímž vzniká na horním povrchu oblaku jakási záporná ochranná vrstva. Záporné kapičky se spojují, rostou, padají k zemi, unášejí záporný náboj do dolních vrstev oblaku. Opět by podle této teorie vznikal pozitivní dipól.

Nejnovější pohled přináší tzv. **teorie tripolární struktury bouřkových oblaků**. (Nejhořejší tenká záporná vrstvička se nezapočítává.) Podle této teorie zde hraje klíčovou roli existence statické elektřiny, jejíž podstata není dodnes úplně jasná. V oblaku je významné

teplotní rozhraní $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, kolem něhož se tvoří stacionární "deska" záporně nabitých iontů. To je vysvětlováno tak, že (v souladu s precipitační teorií) ledová krupice, padající oblakem naráží na drobné ledové krystalky a oba typy částic se vzájemně nabíjejí. Ve velkých výškách (kde je tplota pod $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$) se ledová krupice nabíjí záporně, zatímco níže, kde je teplota vyšší než $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ získává náboj kladný a drobné částičky náboj záporný. Tuto skutečnost se podařilo laboratorně ověřit, zatím však jev nebyl vysvětlen. K nevysvětleným jevům patří například existence stálé střední záporně nabitě vrstvy. Viz obr. č. 17. (Karpenko, 1989)

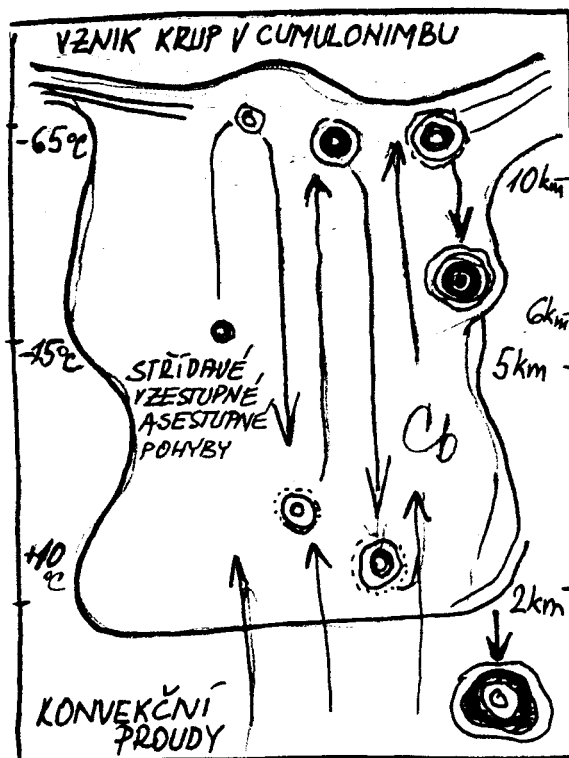
Obr. č. 17: Teorie struktury bouřkových oblaků.



Vyvrcholením výše naznačených elektrických jevů je elektrický výboj - **blesk**. Dojde k němu, když náboj dosáhne tak vysoké hodnoty, že už nestačí izolační vlastnosti prostředí a dojde k přeskočení jiskry - blesku. V tomto okamžiku činí intenzita elektrického

pole až 1000 000 V na 1 metr !, takže typický blesk představuje výboj o napětí několika set milionů voltů. Silný akustický doprovodný jev blesku - hřmění je způsobeno prudkým ohřevem vzduchu na dráze blesku, jeho roztažením dojde k tvorbě zvukových vln. Bouřky obou typů jsou často spojeny s krupobitím. Kroupy se liší od ledové krupice svojí vrstevnatou strukturou. Její vznik se vysvětluje tím, že kroupa padající dolů je znovu vynesena výstupným proudem vzhůru, dalším pádem do spodních vrstev roztaje její povrchová vrstvička, znovu je vynesena výstupným proudem, atd. Tím se kroupa postupně zvětšuje až do velikosti holubího vejce. Běžná velikost je však 8-12 mm. Na bouřkách též dochází k silným přívalovým deštům, často způsobujícím značné škody v zemědělství. Proto je vhodné podle vývoje oblačnosti během dne příchod bouřek předvídat a tomu přizpůsobit např. svoz sena, chod žní a pod.

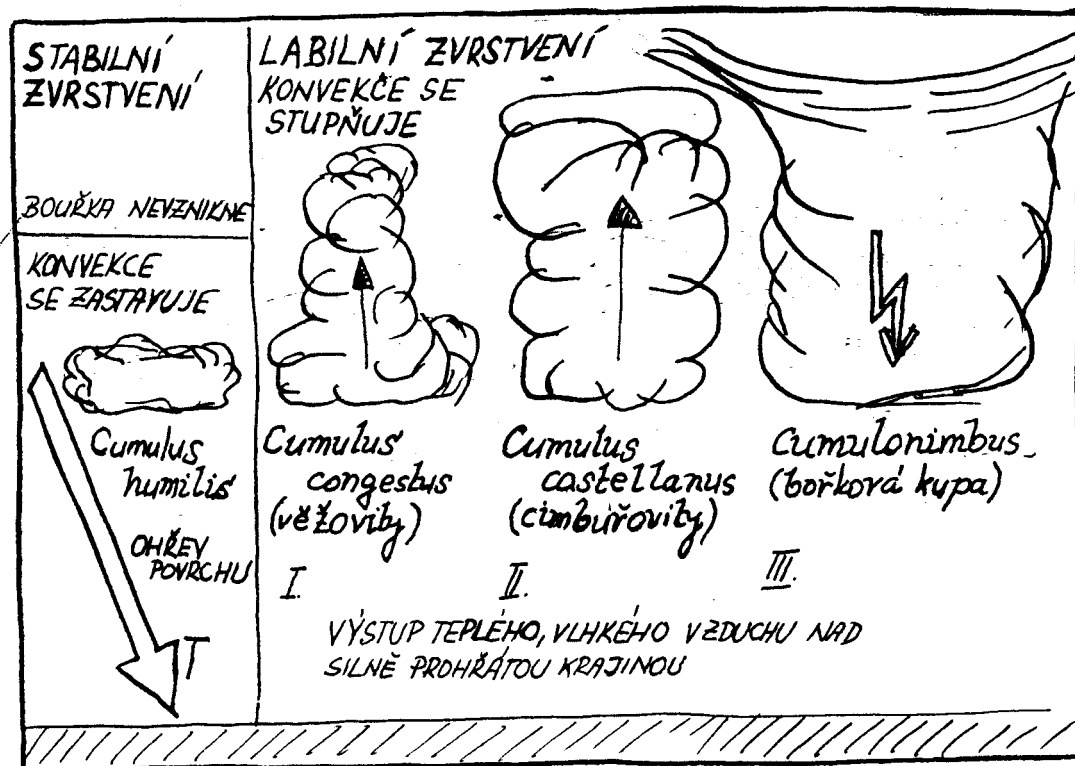
Obr.č. 18: Struktura a vznik krup.



5.6.5.1. Bouřky insolační

Vznikají jako důsledek silného ohřevu zemského povrchu v letním období. Vytvářejí se hlavně na okrajích anticyklon a v nevýrazných tlakových polích, kdy dochází k tzv. **labilnímu zvrstvení atmosféry**, při němž konvekce vystupuje do značných výšek za vzniku cumulonimbu. Bouřky snadno vznikají nad členitou krajinou s dostatkem vodních ploch a kopcovitým terénem.

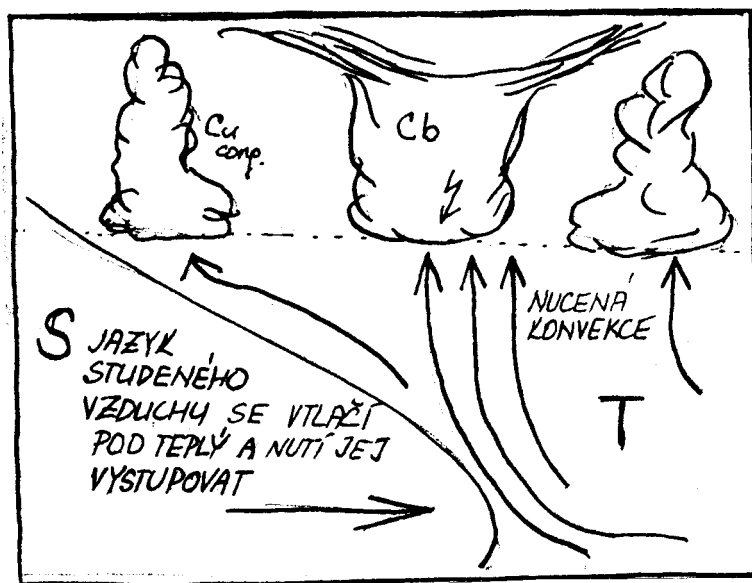
Insolační bouřky nevznikají při vysokém tlaku vzduchu v centrech anticyklon, kde je tzv. **stabilní zvrstvení atmosféry**. Stabilita je dána sestupnými proudy vzduchu a ty zabraňují pokračování konvekce do vyšších vrstev. Obr.č. 19: Vznik insolační bouřky (b.z tepla)



5.6.5.2. Frontální (tažné bouřky)

Vznikají většinou na studených frontách jako důsledek silných nuceně výstupných proudů teplého vzduchu. Studený vzduch se pohybuje směrem k teplému, nutí jej vystupovat do výše. Dochází ke vzniku bouřkové oblačnosti. Tažné bouřky zahajují průchod studené fronty. Podle délky front tak zasahují značná území.

Obr. č. 20.: Vznik frontální (tažné bouřky)



5.7. Předpovědi počasí

Předpovědi počasí vydává jako oficiální výsledek své práce Státní hydrometeorologický ústav v Praze. Současně pro speciální účely je vypracovává i vojenská meteorologická služba nebo letištní meteorologické služby.

Předpovědi počasí se vydávají jako:

- a/ **krátkodobé**, na 1 až 2 dny
- b/ **středně dlouhodobé** na 3 až 5 dnů
- c/ **dlouhodobé** na dekádu až jeden měsíc, sezonu
- d/ **speciální meteorologické předpovědi** pro určité obory (agrometeorologické předpovědi apod.)

Dlouhodobější předpovědi mají jen rámcový charakter, neboť zvláště na našem území jsou podmínky pro předpovědi velmi komplikované. Předpovídání komplikují tyto vlivy: a/ relativně malá plocha našeho území ve srovnání s rozměry tlakových útvarů, front apod.

b/ poloha území ve střední Evropě a protáhlý tvar ve směru postupu front

c/ velká orografická pestrost terénu (existence horstev, vrchovin jako častých terénních překážek pro postu front).

Vzhledem k uvedeným komplikacím se pro některá území vydávají tzv. **regionální předpovědi**.

Krátkodobá předpověď většinou obsahuje údaje o rozložení tlakových útvarů, o postupu a druhu atmosférických front. Dále obsahuje údaje o předpokládaných teplotách, o možnosti a druhu srážek, o směru a rychlosti větru. Její součástí může být i biometeorologická předpověď, analyzující vliv vývoje počasí na citlivé osoby (kardiaky, astmatiky, revmatiky, alergiky apod.).

Významné zkvalitnění předpovědi počasí přináší využití orbitálních meteorologických družic, snímajících zemský povrch v pravidelných časových intervalech. Animací těchto snímků se pak získají údaje o rychlosti pohybu front, výšce a typu oblačnosti, pomocí infračervených čidel lze určit i teplotu povrchu apod. Animované snímky družic je možno spatřit při televizních předpovědích počasí. Naše meteorologická služba dnes používá údajů geostacionární družice METEOSAT 2, vysílaných v půlhodinových intervalech. Geostacionární družice jsou umístěny ve výšce 36000km, obíhají současně se smyslem otáčení Země, takže se jejich plocha pozorování nemění.

6. Základní pojmy klimatologie.

Pojmem **klima** rozumíme dlouhodobý režim počasí. Pro hodnocení klimatu jsou směrodatné tzv. **normály** meteorologických hodnot. Jde o 50 leté průměry (teplot,

srážek, směru a četností větrů apod).

Klasická klimatologie přistupuje ke klimatu jako průměrnému stavu ovzduší. Pracuje s úhrny a průměrnými hodnotami klimatických prvků, např. za jeden, pět (pentádu), deset (dekádu) dní, měsíc, rok, dlouholeté průměry (normály).

Komplexní klimatologie vyhodnocuje pro daná území tzv. typy počasí, jejichž četnosti se pak zanášejí do komplexních grafů, vyhodnocuje se jejich rozložení během roku apod.

6.1. Faktory, utvářející klima

Klima (podnebí) je dáno:

- a/ energií slunečního záření na horní hranici troposféry
- b/ složením atmosféry, které ovlivňuje množství energie, dodávané na povrch
- c/ fyzikálně geografickými vlastnosti zemského povrchu, které ovlivňují jeho chladnutí, ohřívání, vypařování vody apod.

Klima nezávisí jen na zeměpisné šířce, ale mohou jej velmi široce ovlivňovat následující činitelé:

- a/ rozdělení pevnin a oceánů
- b/ všeobecná cirkulace vzduchu a mořské proudy
- c/ orientace kontinentů ke světovým stranám a základní rysy jejich reliéfu.

Na tvorbě klimatu v měřítku regionálním (místním, krajovém) se mohou podílet činitelé"

- a/ vody menších rozměrů (řeky, přehrady, jezera)
- b/ relief terénu / tvary, nadmořské výšky, orientace horských pásem vůči pohybu front/
- c/ vlastnosti půdy, typ vegetace.

6.2. Typy klimatu

Rozeznáváme tyto **typy** klimatu:

- a/ **kontinentální a maritimní (přímořské) klima**
- b/ **aridní, humidní a nivální klima**

Mezi typy nelze dělat ostré hranice. Ve většině případů jde o typy přechodné.

Pro klima **kontinentální** jsou typické velké výkyvy teplot mezi dnem a nocí, mezi létem a zimou. Rovněž vykazuje větší suchost vzduchu a prašnost oproti maritimnímu klimatu. Ostře vyhraněné kontinentální klima se vyznačuje tvorbou kupovité i bouřkové oblačnosti, vznikající hlavně z konvekčních příčin. Největší oblačnost je vázána na časné odpolední hodiny, nejmenší je v noci. Typické oblasti tohoto klimatu nalezneme na Sahaře, ve střední Asii (Mongolsko).

Maritimní (přímořské) klima je charakteristické vyrovnanějšími teplotami mezi dnem a nocí, mezi létem a zimou, menší četností extrémních teplot. Maximální teploty jsou většinou v srpnu, minimální v únoru. Při velké vlhkosti oceánského vzduchu vznikají často mlhy. V přímořském klimatu je nejčastější vrstevnatá oblačnost

(stratus). Vyznačuje se chladným létem a mírnou, srážkově bohatou zimou. Nejsilnější vliv oceánu na klima je na ostrově Newfoundland (sev. Amerika).

Pozoruhodné je postupné vyhodnocení a srovnávání uvedených vlivů mezi Velkou Británií, Holandskem, Bavorskem, Českou republikou, Slovenskem, Ukrajinou, až po Kazachstán. (Od východu na západ po 50 rovnoběžce), zejména s ohledem na roční úhrny srážek, průměrných ročních teplot, chodů teplot mezi létem a zimou, četností extrémních hodnot klimatických činitelů.

Pro určité oblasti se vyjadřuje **stupeň oceanity** nebo **kontinentality v %**. Např. oceanita České republiky činí 55%, oceanita Slovenska 50%.

Tab. č. 7: Hodnocení kontinentality (dle Ivanova)

<i>Typ klimatu</i>	<i>číslo</i>
<i>kontinentality v %</i>	
1. extrémně oceánský	nad 47%
2. oceánský	48-56 %
3. mírně oceánský	57-68 %
4. maritimní (přímořský)	69-82 %
5. slabě maritimní	83-100%
6. slabě kontinentální	101-121%
7. mírně kontinentální	122-146%
8. kontinentální	147-177%
9. silně kontinentální	178-214%
10. extrémně kontinentální	nad214%

Jiné hodnocení typů klimatu navrhl **Penck (1910)**.

Podle něho se rozděluje do typů **humidní, aridní a nivální** klima.

V klimatu **humidním** převažují srážky nad výparem, v klimatu **aridním** naopak převažuje výpar nad srážkami.

Nivalita klimatu se týká oblastí s věčným ledem. Pevné srážky (sníh, ledové krupice) zde převažují nad výparem z vrstvy ledu či sněhu.

Podle tohoto hodnocení leží většina našeho území v mírně humidním klimatu, pouze malá část vykazuje ariditu (zejména oblast Palavy).

6.3. Druhy klimatu

Rozeznáváme tři základní druhy klimatu:

a/ **makroklima**

b/ **mezoklima**

c/ **mikroklima**

Pojmem **makroklima** rozumíme většinou klimatické poměry zjištěné v optimální vzdálenosti od povrchu země, t.j. mimo vrstvu největších a nejrychlejších změn klimatických prvků, především teploty, vlhkosti a proudění vzduchu. Pro teplotu a vlhkost je výška měření 2m nad zemí, pro vítr 12-16m nad zemí.

Klimatické poměry jsou vyhodnocovány podle údajů reprezentativních meteorologických stanic, které jsou směrodatné pro určité územní celky. **Makroklima je směrodatné pro poměrně velká území mnoha km².**

Pro popis makroklimatu se většinou vyhodnocují tyto klimatické charakteristiky:

- 1/ průměrné hodnoty klimatických prvků
- 2/ extrémní hodnoty klimatických prvků
- 3/ četnosti výskytu určitých jevů či hodnot

(bouřek, větrů atd.)

Makroklima se někdy popisuje i prvky **fenologickými**, popisujícími vztah k vegetaci jednotlivých rostlin (plodin) nebo vztah k chodu života živočichů.

Mezoklima vytváří přechod mezi makro a mikroklimatem. Zatímco makroklima zachycuje území mnoha km², mezoklima popisuje jen určitý výsek terénu. Jde tedy o tzv. **terénní klima nebo místní klima**. Mezoklima se utváří hlavně pod vlivem těchto faktorů:

- 1/ tvar terénu (údolí, vrchol, rovina, svah)
- 2/ porost (les, travina, polní plodiny)
- 3/ zástavba (město, vesnice, volné prostranství)
- 4/ druh půdy, její barva, vlhkost, stav)
- 5/ blízkost vodní plochy (rybník, jezero, přehrada, řeka)

Mezoklima se sleduje pomocí **terénních stanic**, a současně se vychází z údajů empirického pozorování v daném místě.

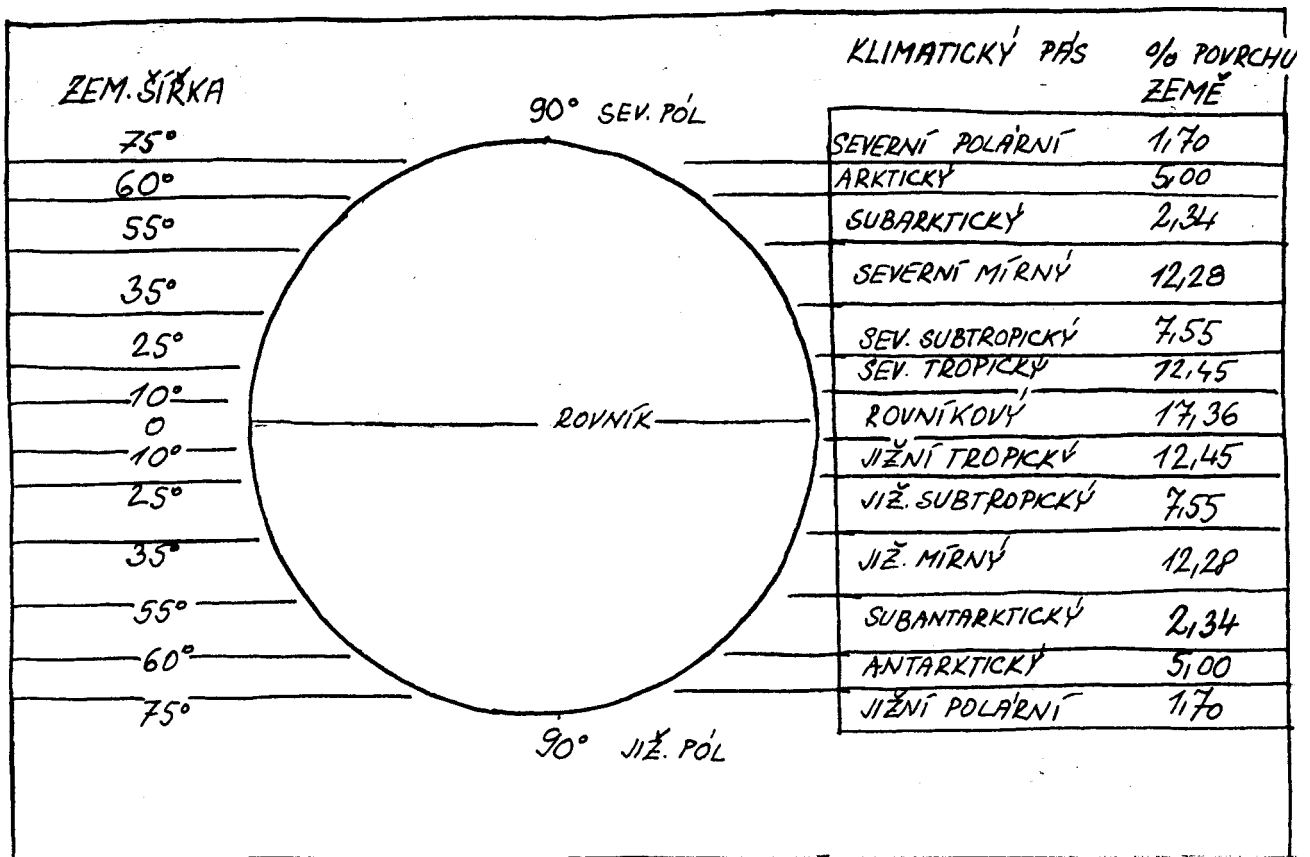
Mikroklimatem rozumíme "klima přízemní vrstvy vzduchu" t.j. 2m nad zemí. Při existenci porostu mluvíme o tzv. **fytoklimatu**, t.j. klimatu porostu. (např. mikroklima lesa, pole, luk, též půdní mikroklima apod. Mikroklima se vyhodnocuje pro malé výseky terénu (od

několika metrů čtverečních). Proměnlivost mikroklimatických prvků je velká v různých místech terénu. Měření se provádí nejcitlivějšími, většinou registrčními přístroji, předávajícími údaje měření na dálku.

6.4. Světová klimatická pásma

Povrch naší planety je rozdělen do 13 různých klimatických pásem. Dělení je provedeno na základě celého komplexu charakteristik: geobotanické, tepelné, energetické, vlhkostní.

Obr.č. 21.: Rozdělení plochy Země do 13 klimatických pásem



6.5. Některé klimatické údaje o atmosféře

Země

Podle údajů Kopáčka (1987) činí průměrná teplota celé vrstvy atmosféry $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$, což odpovídá průměrné teplotě vzduchu asi ve výšce 5.5 km.

Průměrná vlhkost atmosféry činí $1.24 \cdot 10^{19}$ g vodní páry, což odpovídá vrstvě vody po celé ploše Země do výše 22mm. Roční množství srážek na Zemi činí $5.26 \cdot 10^{20}$ g vody, z čehož $4.12 \cdot 10^{20}$ g spadne na oceán a $1.14 \cdot 10^{20}$ g na plochu kontinentů.

Severní polokoule je o něco teplejší než jižní. Na severní polokouli je prům. roční teplota $15.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, na jižní $13.30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Průměrná oblačnost se hodnotí v procentech. V každém okamžiku je povrch Země zakryt oblačností z 55%.

Podle Karpenka (1989) na celé planetě dochází každý den průměrně ke 44000 bouřkám, při nichž se vytvoří 9 mil. blesků.

6.6. Charakter podnebí Evropy

Evropské podnebí ovlivňují oceány a asijské pevnina, takže od západu k východu je patrný plynulý přechod od přímořského klimatu k pevninskému. Chladnější ráz vyšších zeměpisných šířek je zmírněn teplým Golským proudem (Skandinávský poloostrov). Převládá západní proudění vzduchu, což minimalizuje četnost extrémních meteorologických hodnot. Vliv mají rovněž horská pásma - Alpy, Karpaty, Pyreneje, tvořící klimatické přehradu. Celkově se klima Evropy dělí do pěti klimatických oblastí.

1. Oblast středozevní je chráněna od severu Alpami. Vyznačuje se suchým a horkým létem, srážky připadají hlavně na podzimní, zimní a jarní období. Teplotní rozdíly jsou menší než ve střední Evropě. Průměrná lednová teplota bývá $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$, červencová $22-26\text{ }^{\circ}\text{C}$. Oblast zaujímá jihoevropské poloostrovy, Itálii, Adrijské pobřeží, Řecko, Španělsko.

2. Oblast atlantická je pod vlivem Atlantického oceánu. Jde o klima rázu oceánského. Vyznačuje se vysokou relativní vlhkostí vzduchu, vysokou oblačností a krátkým slunečním svitem. Roční úhrn srážek všude převyšuje 750mm, v horách 2000-4000mm. Roční výkyvy teplot jsou malé. Patří sem západní pobřeží Francie a Pyrenejského poloostrova, Velká Británie, Irsko.

Západní části Francie, Belgie, Holandsko, západní část Německa a část Skandinávie patří do obvodu oceánem

ovládaného klimatu. Výkyvy teplot v roce jsou poněkud vyšší než u výše uvedených zemí, nejvyšší srážky jsou v létě. Léto chladné, zima mírná.

3. Oblast přechodného klimatu středoevropského. Sem spadá i území České republiky. Podnebí lze charakterizovat jako nevyhraněné. Je plynulým přechodem od oceánského ke kontinentálnímu klimatu Východní Evropy. Vlivy oceánu a pevniny se často střídají. Značně se zde uplatňují rozdíly nadmořské výšky. Horská pásma vyvolávají četné orografické jevy. Převládá západní proudění, způsobující často mírné zimy. Maximum srážek je v letním období.

4. Oblast kontinentálního podnebí východoevropského. Ustává zde vliv oceánu. Vyznačuje se dlouhými, studenými zimami. Léta jsou dosti teplá a krátká. Roční výkyvy teplot jsou veliké. Mírné srážky rozděleny do celého období roku.

5. Polární klima severoevropské se vyznačuje krátkým, asi dvouměsíčním létem. Průměrná letní teplota přesahuje 10°C. Teploty pod nulou trvají 6-8 měsíců v roce. Ve spodině zůstává půda " věčně zmrzlá ". Srážky padají jako sníh a jejich úhrn nepřesahuje 300 mm za rok.

6.7. Charakter podnebí České republiky

Území naší republiky leží v oblasti přechodného klimatu středoevropského. V západní části území se více projevuje vliv oceánu. Oceanita Čech činí asi 55%, na rozhraní Moravy a Slovenska asi 50% ve srovnání se 100% oceanitou Atlantiku. To se odráží ve sledování klimatických prvků západo-východním směrem.

Klimaticky je naše území značně rozmanité. Nejvíce se uplatňují výškové poměry a členitost terénu.

Horská pásma tvoří tzv. **klimatické přehradu**, ovlivňující klima přilehlých krajů. Např. pásmo Krušných hor je příčinou tzv. dešťového stínu. Podrobněji je území České republiky rozděleno do třech klimatických oblastí:

1. Teplá oblast je vymezena linií 50 a více dnů v roce s maximem teploty nad 25 °C. V těchto oblastech se daří tabáku, paprice, kukuřici a ostatním na teplotu náročným plodinám.)

2. Mírně teplá oblast je vymezena linií 30 a více dnů s maximem teploty nad 25 °C a červencovou izotermou 15°C. Současně jde o oblast rentabilního pěstování pšenice.

3. Chladná oblast je v místech, kde červencové teploty vykazují průměr pod 15 °C. (převážně horské oblasti)

6.7.1. Teplotní poměry ČR

Největší vliv na teplotu má nadmořská výška. Průměrná roční teplota se pohybuje od 0 do +10°C. Jižní

Morava vykazuje průměrnou roční teplotu 9-10°C, Polabská nížina 8-9 °C, Krkonoše- Sněžka +0.1 °C.

Hlavní vegetační období začíná ve středních Čechách 21-26 dubna, končí do 6.října. Na jižní Moravě přichází 21-26 dubna a končí po 11.říjnu. Na každých 100m nadm. výšky se zkracuje vegetační období o 8-9 dnů až do 1000m n.m.

Vegetační léto (období s prům. teplotou nad 15°C) začíná na jižní Moravě před 21.květnem a končí po 11.září.

V Čechách začíná v době od 21.5-1.6 a trvá do 21.8-1.9

Nejchladnější měsíc je leden, každý třetí až čtvrtý rok únor. Jaro je často přerušováno návraty zimy. V zemědělství se škodlivě projevuje období tzv. ledových mužů mezi 11-15. květnem. V druhé dekádě června opět klesá teplota, ne však pod nulu. To je spojeno s obdobím kolem 8.června - "Medarda". Toto období se vyznačuje zvýšenou srážkovou aktivitou.

Nejteplejší měsíc je červenec, zvláště jeho druhá polovina. Na většině území přesahují průměrné teploty v červenci pohybují mezi 13-18.5 °C. Ve třetí dekádě září přichází období se slunnými dny a vysokým tlakem vzduchu - tzv. "babí léto". Někdy zasahuje až do října. V září se počínají vyskytovat noční mrazíky, které jsou již v říjnu pravidelné. V listopadu silně klesá teplota, počasí je mlhavé a deštivé, často spojené s inverzními situacemi.

6.7.2. Srážkové poměry ČR

Roční srážkový úhrn kolísá na území republiky mezi 450mm (Žatecko, Slánsko -deštový stín) až po 1500mm (Beskydy).

Z celého území ČR připadá asi 60% na oblast se srážkovým úhrnem 600-800mm, 22% nad 800mm, 16% pod 600mm. Rozložení srážek na území ČR zobrazuje mapka č. 22.

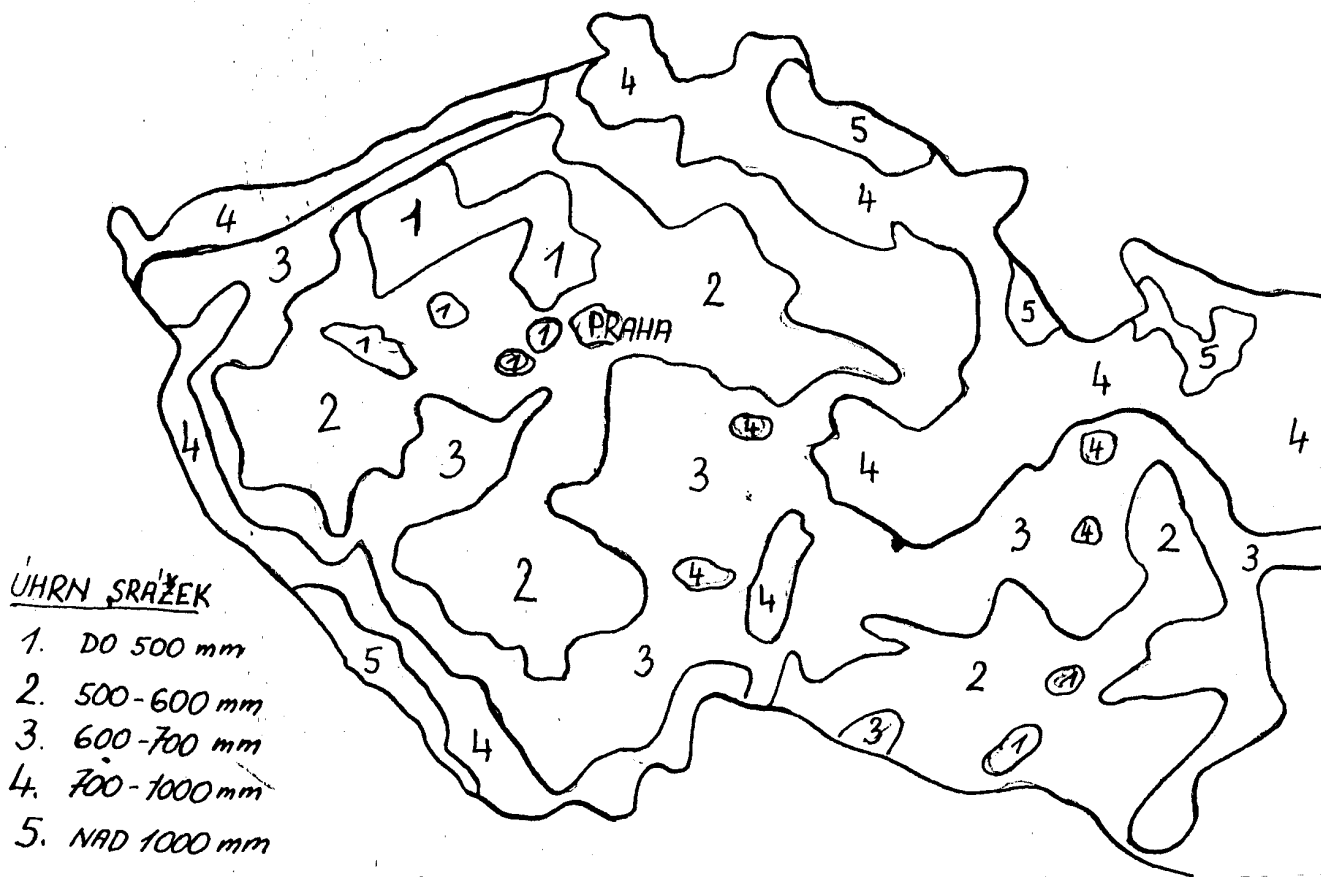
Obvyklé rozdělení ročních srážek mezi roční období

:

léto 40%
jaro 25%
podzim 20%
zima 15%

V jednotlivých letech mohou kolísat srážkové roční úhrny až 1+- 40%.

Obr.č. 22: Mapa ročních úhrnů srážek na území ČR (podle Uhlíře 1961)



6.7.3. Vláhové poměry

Za nejsušší oblast považujeme jižní Moravu, kde je

velký výpar vlivem vysokých letních teplot (mírná aridita). V Čechách se počítají k suchým oblastem území s menším úhrnem srážek než 550mm.

6.8. Fenologie

Fenologie je nauka o životních projevech rostlin a živočichů v souvislosti s klimatem či změnami povětrnostních situací v průběhu roku. Pracovní metodou fenologie je pozorování (data nástupu a konce) snadno pozorovatelných příznaků v průběhu vegetace rostlin nebo životního cyklu živočichů.

Např. u obilnin se pozorováním určí nástup těchto fází: 1: počátek setí, počátek vzcházení, odnožování, sloupkování, metání, květu, doba kvetení, nástup jednotlivých zralostí, plná zralost, nástup žní.

Pozorování zoofenologická se týkají např. stěhovavého ptactva (doba odletu, příletu) nebo životních projevů včel.

Jako příklad fenologických údajů je uveden nástup některých fenologických fází pro oblast Polabí (Podle Kešnera (1977)).

Tab. č. 8: Některé fenologické údaje pro Polabí:

fáze	doba nástupu
jarní polní práce	11-20. března
setí jarního ječmene	21-25. března
setí ovsa	26-30. března
sázení pozdních brambor	do 10. dubna
senoseč do 5.června	
rozkvět ozim. žita	1.-5. června
žně jarního ječmene	16.-20. července
žně ozim. žita	11.-15. července

7. Otázky, úkoly a početní příklady

kapitola 1

1. Vysvětlete, čím se zabývá předmět "meteorologie" a "klimatologie". Jsou tyto předměty v něčem příbuzné?

2. Vysvětlete pojmy "počasí" a "podnebí". Uveďte

příklady.

kapitola 2

1. Vysvětlete pojem " světlo", jeho fyzikální princip a vymezte jeho vlnové délky.
2. Vysvětlete pojem "fotosynteticky aktivní radiace".
3. Proč je zelenými rostlinami nejvíce pohlcována červená část spektra ?
4. K čemu slouží zeleným rostlinám světlo ?
5. Uveďte druhy zdrojů světla a jejich charakter.
6. Vysvětlete jakým způsobem rostliny reagují na délku dne.
7. Uveďte příklady krátko a dlouhodobých rostlin.
8. Jak roste dlouhodobní rostlina při krátkém dni ?
9. Které měřitelné příznaky a jakými přístroji měříme u světla?
10. Vysvětlete princip luxmetru a heliografu.

kapitola 3

1. Vysvětlete pojem "teplo" a vymezte jeho fyzikální podstatu.
2. Uveďte vlnové délky tepelného záření.
3. Vysvětlete globální bilanci tepla na Zemi.
4. Uveďte bilanci tepla ve dne a v noci. Proč latentní teplo ve dne teplo odvádí a v noci je jeho zdrojem ?
5. Uveďte měřitelné příznaky pro teplo a jejich fyzikální podstatu.
6. Vysvětlete pojem "teplota", jak ji měříme a v jakých jednotkách udáváme.
7. Definujte Celsiovu a Kelvinovu stupnici pro měření teplot.
8. Co je to "teplota vzduchu" ?. Jak se měří ?

9. Přepočtete teploty ze stupňů Celsia na Kelviny : 25, 31, -15, 110, 0

10. Přepočtete teploty z Kelvinů na stupně Celsia: 273.15, 289, 158, 251, 0

11. Vysvětlete pojmy " jarovizace, tepelná vegetační konstatnta, mrazová kotlina " Uvedte příklady tepelné veget. konst. pro různé plodiny.

kapitola 4

1. Uvedte složení atmosféry a zastoupení jejích složek.

2. Vysvětlete zvrstvení atmosféry

3. Charakterizujte troposféru.

4. Před čím nás chrání ozonoféra a čím je ohrožována ?

5. Jak se liší složení atmosférického a půdního vzduchu ?

6. Vysvětlete princip Toricelliho pokusu.

7. Uvedte, v jakých jednotkách měříme tlak vzduchu a definujte je.

8. Na jakých veličinách závisí tlak vzduchu.

9. Definujte normální tlak vzduchu.

10. Proč přepočítáváme tlak vzduchu na hladinu moře ?

11. V nadmořské výšce 280 m.n.m. byl naměřen při teplotě 21°C tlak vzduchu 1010 hPa. Přepočtete tlak vzduchu na hladinu moře podle definice.

12. Nalezněte ve starší literatuře jednotky, dříve používané pro tlak vzduchu a nalezněte převodní vztah vůči Pa, resp. hPa.

13. V nadmořské výšce 500m byl naměřen tlak vzduchu 995 hPa při teplotě 12 °C. Přepočtete tlak na hladinu moře, jestliže na moři uvažujeme teplotu 0 °C.

14. Vysvětlete princip aneroidu a barografu.
15. Jaké znáš tlakové útvary a čím se tyto vymezují na meteorologických (synoptických) mapách ?
16. Vysvětlete podstatu vlhkosti vzduchu. Na čem vlhkost závisí ?
17. Vyjmenuj a definuj vlhkostní charakteristiky.
18. Relativní vlhkost vzduchu při teplotě 5°C činí 50%. Určete: tlak páry, sytostní doplněk, teplotu rosného bodu.

kapitola 5

1. Kdy nastane kondensace vodní páry ?
2. Vyjmenujte produkty kondenzace vodní páry v přírodě a vysvětlete jejich fyzikální podstatu.
3. Vysvětlete pojem "oblaky" a popište způsoby, jakými mohou vznikat.
4. Rozdělte oblaky podle tvaru, výšky, charakteru vzniku.
5. Vysvětlete vznik oblaků vertikálního vývoje. Jak působí konvekce?. Kde se nalézají hladina kondenzace? Jaké výšky může nabývat nejvyšší oblak vertikálního vývoje?
6. Vyjmenujte a popište druhy srážek.
7. Popište způsob měření srážek. Definujte jednotku "1mm srážek"
8. Na ploše 12 ha spadlo při bouřce 32mm srážek. Kolik na tuto plochu napršelo m³vody?
9. Vysvětlete pojem "vítr" a uveďte, co je příčinou větru.
10. Na meteorologické stanici byla naměřena rychlost větru 18 m /s. Jaká je rychlost v km/hod ?

11. Vítr vane rychlostí 100km za hodinu. Klasifikujte jej dle Beaufortovy stupnice. Jaký lze očekávat účinek takového větru na přírodu ?
12. Nakresli nad slepou mapou Evropy pomocí izobar tlakové útvary tak, jak jsi je sledoval včera při TV předpovědi počasí.
13. Popište vznik a vývoj cyklony.
14. Popište vznik, profil a činnost atmosférických front.
15. Popište okluzní frontu, čím je pozoruhodná, s jakým vývojovým stadiem cyklony je spojena?
16. Popište anticyklonu, charakter proudění v ní a zdůvodněte, proč je tlaková výše spojena s bezoblačným počasím.
17. Podle sledování TV předpovědi počasí (animovaných snímků z družice) nakresli povětrnostní situaci ze včerejška a pokus se o předpověď charakteru počasí na dva dny dopředu.
18. Uveď rozdílnost vzniku dvou druhů bouřek. V čem je rozdílnost jejich vzniku ?
19. Podle jakých příznaků lze očekávat příchod bouřky z tepla ?
20. Popište vznik krup v cumulonimbu. Čím mohou být kroupy nebezpečné?
21. Popište moderní metody předpovídání počasí.
22. Jak na synoptických mapách značíme teplou, studenou a okluzní frontu ?

kapitola 6.

1. Čím je dáno klima ?
2. Popište rozdíly mezi jednotlivými typy klimatu.
3. Popište, jak se získávají údaje pro hodnocení makro, mezo a mikroklimatu.
4. Uveďte charakteristiku jednotlivých podnebných pásů na Zemi.
5. Popište členění klimatu Evropy. Jaké rozdíly

klímatu lze očekávat postupným vzdalováním od západního pobřeží Evropy směrem do vnitrozemí ?

6. Popište klima České republiky (klimat. oblasti, srážkové a vláhové poměry, teplotní poměry apod.)

8. Seznam použité literatury

Astapenko, P., D.; Kopáček, J.: JAKÉ BUDE POČASÍ.
Lidové nakladatelství Praha 1987

Coufal, V.: PŘEDNÁŠKY Z AGROMETEOROLOGIE. (poznámky autora těchto skript). VŠZ Praha 1982

Černý, V., a kol.: ZÁKLADY INTENZÍVNÍ ROSTLINNÉ VÝROBY. SZN Praha 1982

Karpenko, V.: ZÁHADY BOUŘKOVÝCH OBLAKU. VTM č. 22, roč. 1989

Kešner, B.: AGROMETEOROLOGIE, Skripta VŠZ Praha,
SZN Praha 1977

**Kohout, V.; Škoda, V.; Zitta, M.: OBECNÁ PRODUKCE
ROSTLINNÁ**
skripta VŠZ Praha, 1992

Seifert, V.: ROZUMÍME POČASÍ ?, Artia Praha 1987

**Striegl, M.: ROSTLINNÁ VÝROBA I. (Biologie polních
plodin)**. Skripta VŠZ Praha, 1984

**Uhlíř, P.: METEOROLOGIE A KLIMATOLOGIE V
ZEMĚDĚLSTVÍ**, ČSAZ Praha 1961