

METEOROLOGIE

GENERALITĂȚI

Meteorologia este știința care se ocupă cu studiul atmosferei și a fenomenelor din atmosferă.

Starea vremii influențează în mod deosebit desfășurarea întregii activități aeronautice (precum și multe alte domenii de activitate ale omului). Activitatea de cercetare meteorologică este pusă la punct pe întreg globul prin înființarea în anul 1951 a **Organizației Meteorologice Mondiale**, instituție specializată a ONU.

Pe plan intern, activitatea de cercetare meteorologică se realizează prin **Institutului Meteorologic Central** (înființat în anul 1884), care în anul 1991, prin reorganizare se va numi **Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie**.

Acest institut este organizat în țară printr-o rețea de stații meteorologice și hidrologice; acestea culeg date pe care le centralizează INMH și apoi le retransmite pe tot globul. Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie este dotat și cu o stație de urmărire și transmisie a datelor culese de sateliții meteorologici.

Atmosfera

Atmosfera este învelișul gazos al globului pământesc, cunoscut sub denumirea de aer.

Aerul este un amestec de gaze conținând în plus vapori de apă, particule microscopice, fum, praf, micrometeoriti, săruri, bacterii, etc. (acestea pot atinge 4% din atmosferă).

Compoziție și structură

Studiind aerul uscat s-a constatat că procentajul gazelor componente ale atmosferei este următorul: 78,9% azot; 20,95% oxigen; 0,93% argon; 0,03% bioxid de carbon. Restul de câteva sutimi îl formează gazele rare cum ar fi: hidrogenul, heliul, radonul, neonul, criptonul, xenonul, metanul, ozonul.

Cu toate că aceste gaze au greutatea specifice diferite, din cauza mișcărilor atmosferei nu se pot stratifica în raport cu densitatea lor așa că până la altitudini de cca. 70 km compoziția aerului este aproape omogenă.

Înălțimea atmosferei

Înălțimea maximă a atmosferei este de 2500 km, dar în mod practic se consideră ca fiind extinsă până la 800 km.

La această înălțime aerul este extrem de rarefiat, elementele (moleculele) găsindu-se, nu în stare moleculară, ci în stare atomică.

Zonele atmosferei

Zonele atmosferei au fost determinate în urma studiului făcut privind variația temperaturii cu înălțimea. Aceste zone sunt:

- troposfera;
- stratosfera;
- mezosfera;
- termosfera.

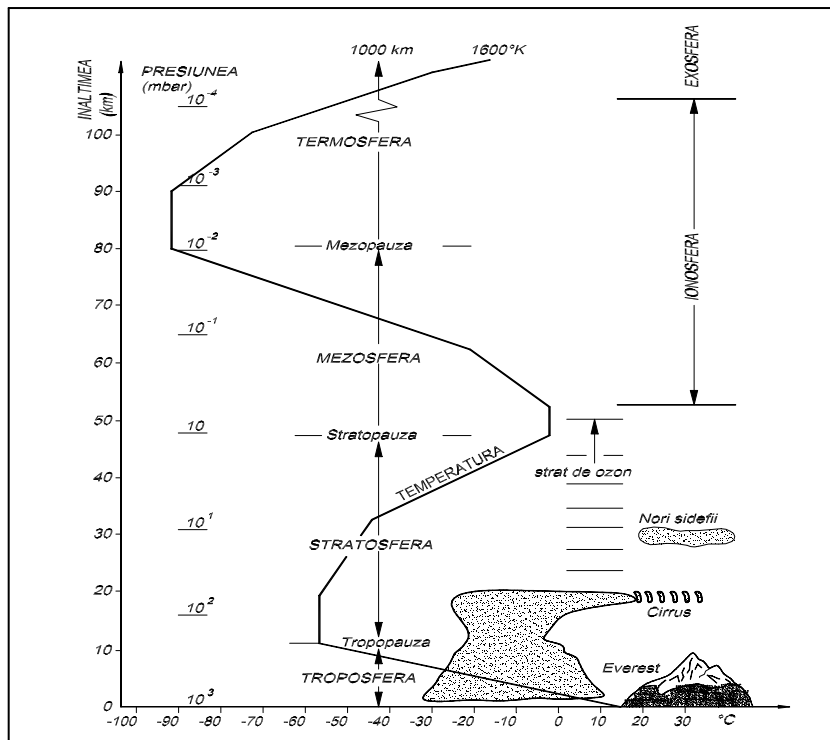


Fig. M.4.1. Zonele atmosferei

Troposfera (zonă în care au loc toate fenomenele obișnuite din natură: ploaie, fulgere, trăsnete etc.) se află cuprinsă ca înălțime între 5-8 km la pol și 15-18 km la ecuator (Fig. M.4.2.).

Tropopauza separă troposfera de stratul următor, stratosfera, prezentând un salt brusc de temperatură.

Temperaturile medii sunt de -45°C la pol și de -80°C la ecuator.

Această zonă este caracterizată prin existența unor vânturi puternice de natură termică și prezintă unele discontinuități datorate unor curenți foarte puternici numiți *curenți jet*.

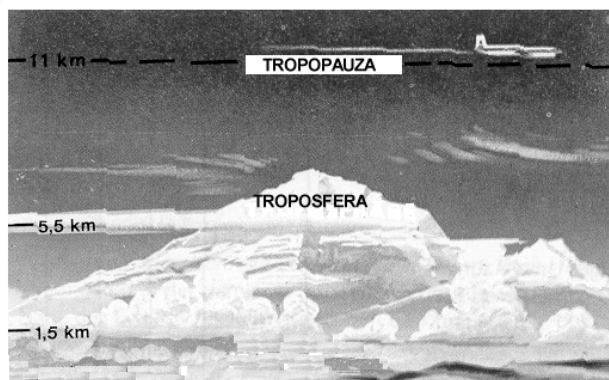
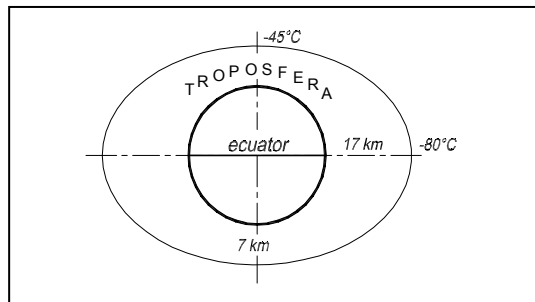


Fig M.4.2. Troposfera

Convențional, tropopauza are o altitudine de 11km și temperatura standard de $-56,5^{\circ}\text{C}$.

Stratosfera se întinde până la 35-50 km.

Temperatura, la început, are un mers staționar ca apoi să crească mult datorită ozonului care absoarbe razele ultraviolete.

Stratul de ozon se află între 20-30 km înălțime, având o grosime de câțiva metri.

Stratosfera este mai groasă la poli și mai subțire la ecuator.

Vizibilitatea este foarte bună, conținutul de vapori de apă fiind foarte redus.

Vânturile, deși sunt foarte puternice, au un caracter *laminar*. Până la 25 km predomină vânturile de vest, iar deasupra cele de est.

Stratopauza este o zonă de tranziție între stratosferă și mezosferă aflată la altitudinea de aproximativ 50 km fiind caracterizată printr-un maxim de temperatură.

Mezosfera este caracterizată prin descreșterea temperaturii cu înălțimea, atingând -70°C între 80-85 km altitudine.

Termosfera este caracterizată prin creșterea continuă a temperaturii ajungându-se temperaturi de peste 1000°C .

Ionosfera. Aici aerul este puternic ionizat (electrizat). Acest fenomen are loc datorită bombardării moleculelor gazelor rarefiate de către razele cosmice (straturile ionizate reflectă undele electromagnetice către pământ).

Exosfera este caracterizată prin aceea că aerul nu se mai găsește în stare moleculară (ci atomică) datorită bombardării moleculelor cu raze cosmice. Aici vom întâlni ziua temperaturi de aprox. $+2500^{\circ}\text{C}$, iar noaptea aproape de -273°C .

FACTORII ATMOSFERICI

Aerul atmosferic este caracterizat de 3 factori atmosferici care nu sunt legați funcțional ci sunt în *interdependență statică*.

Cei 3 factori sunt: *presiunea, temperatura și umiditatea*.

În afară de aceștia, aerul se mai caracterizează printr-o *mișcare turbulentă* în raport cu suprafața terestră.

Ansamblul *marilor mișcări permanente* și din care rezultă *circulația atmosferei* depinde de *distribuția temperaturii pe glob și de rotația pământului*.

Mișcarea aerului constituie o problemă fundamentală pentru *meteorologia sinoptică* (aceasta efectuează observații pentru prevederea de temperatură).

Presiunea atmosferică, densitatea și temperatura aerului

Datorită greutatei proprii aerul exercită asupra corpurilor o forță ce poartă denumirea de *presiune*.

Prin presiune se înțelege apăsarea exercitată de o coloană de aer având suprafața bazei de 1cm^2 și înălțimea egală cu înălțimea atmosferei.

Toricelli, prin experiența sa, dovedește existența presiunii atmosferice (Fig. M.8.6.).

Unitățile de măsură pentru măsurarea presiunii atmosferice sunt *milimetrul coloană de mercur (mmHg) și hectoPascalul (hPa)*. În anul 1986, Organizația Meteorologică Mondială a stabilit că în onoarea savantului francez Blaise Pascal (1623 - 1662) să se introducă unitatea de măsură a presiunii numită "Hectopascal", înlocuind vechea unitate de măsură, milibarul: ($1\text{hPa} = 1\text{mb}$).

Pentru măsurători se folosește *mercurul* deoarece are o densitate mare (Fig.M.8.6.) și necesită coloane relativ scurte.

$760\text{ mmHg} = 1033,6\text{ g/cm}^2$;

$1\text{ g/cm}^2 = 1\text{ dynă}$;

$1\text{ mmHg} = 1,33\text{ hPa}$.

Pentru un calcul rapid se ia $1\text{mmHg} = 4/3\text{hPa}$ și, respectiv,

$1\text{hPa} = 3/4\text{mmHg}$.

Măsurarea presiunii se face cu ajutorul:

- *barometrului* cu mercur sau cu capsulă aneroidă;

- *barografului* (aparatură înregistrator).

Funcționarea acestor aparate se analizează la capitolul "Instrumente de bord".

Pentru efectuarea măsurătorilor se face reducerea presiunii la 0°C , prin calcul sau tabele.

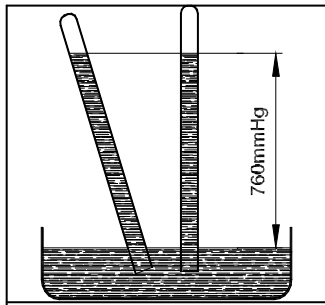


Fig. M.8.6. Experiența lui Toricelli

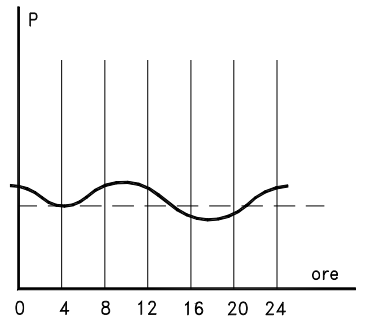


Fig. M.8.7. Variația diurnă a presiunii

Variațiile presiunii atmosferice

a. *variația diurnă* (Fig. M.8.7.) reprezintă două maxime și două minime pentru 24 de ore astfel:

- maxime în jurul orelor 10 și 24 și

- minime în jurul orelor 04 și 16.

Aceste variații diurne pot atinge un hectopascal (milibar) în zonele temperate și câțva milibari în cele tropicale.

b. În afara variațiilor diurne există și *variații sezoniere*; astfel pe continent presiunea prezintă un maxim iarna și un minim vara, iar pe oceane maximul este vara și minimul este iarna.

c. *variațiile accidentale* sunt mai importante deoarece sunt legate de caracterul timpului.

Acestea sunt produse de perturbațiile atmosferice și pot atinge 10 mb într-un timp scurt.

Variația presiunii cu înălțimea

Presiunea atmosferică scade în altitudine datorită:

- scăderii densității aerului în înălțime;
- scurtării coloanei de aer odată cu creșterea înălțimii.

Savantul Laplace a stabilit *legea variației presiunii cu altitudinea*. Aceasta este o funcție logaritmică complexă. Pentru a ușura calculele a fost introdusă *treapta barică*. Aceasta reprezintă distanța pe verticală, în metri, pentru care se înregistrează o descreștere a presiunii atmosferice cu 1 milibar.

Treapta barică se calculează pe intervale pe care se poate aproxima o scădere liniară a valorii presiunii după cum urmează:

- la nivelul mării scade cu 1mb pentru 8,4 m sau cu 1 mmHg pentru fiecare 11,2 m;
- la 5000 m presiunea scade cu 1 mb la fiecare 16 m;
- la 11000 m presiunea scade cu 1 mb la fiecare 32 m.

Presiunea barometrică

Presiunea barometrică

Datorită fluidității sale aerul poate avea *mișcări orizontale, verticale sau înclinate*.

Mișcarea orizontală a aerului se numește vânt.

Mișcările verticale și înclinate se numesc curenți.

Vântul este provocat de diferența de presiune (pe orizontală) de la loc la loc. Aceste diferențe pe orizontală există atât la nivelul solului cât și la înălțime. Cauza principală a acestor diferențe o constituie încălzirea inegală a suprafeței terestre deci și a maselor de aer din vecinătatea acestora.

Astfel spre zonele mai încălzite (unde presiunea este mai mică) se îndreaptă aerul mai rece (cu o presiune mai mare).

Mărimile ce definesc vântul

Mărimile ce definesc vântul sunt *direcția și intensitatea (forța)*.

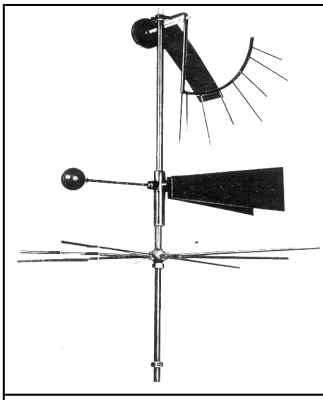


Fig. M.8.8. Girueta



Fig. M.8.9. Anemometrul cu cupe

Prin *direcție*, în meteorologie se înțelege *direcția de unde "sufală" (vine) vântul*. Ea se indică prin grade sexagesimale cu următoarea corespondență: N = 360° (0°); S = 180°; E = 90°; W = 270°.

Viteza vântului se exprimă în următoarele unități de măsură: m/s; km/h; mile marine/h (= nod (1 milă marină = 1853m)).

Transformarea din km/h în m/s se face înmulțind m/s cu 3,6 sau, aproximativ, înmulțind m/s cu 4 și scăzând din produs cifra zecilor.

Direcția vântului este indicată la sol de *giruete* (vezi Fig, M.8.8.), iar în înălțime cu ajutorul *baloanelor* sau a *radiosondelor*.

Pe aerodrom, pentru măsurarea direcției vântului, se mai folosește *mâneca de vânt și T-ul mobil*.

Pentru măsurarea *intensității vântului* se folosesc *anemometrele cu cupe sau cu palete, sau anemografele* (vezi fig M.8.9.).

Izobare

Distribuția presiunii atmosferice pe suprafața globului este indicată pe hărțile meteorologice cu ajutorul izobarelor.

Izobarele sunt liniile care unesc punctele cu aceeași presiune atmosferică.

Hărțile izobarice pot fi anuale, lunare, zilnice, etc.

Variatia pres, a densității și temperaturii cu înălțimea

Terminologia de altimetrie

Aceste probleme se întâlnesc în navigația aeriană datorită deselor situații când va trebui să urcăm cu aeronava până la o anumită înălțime. În cadrul acestor zboruri vom întâlni următoarele definiții pentru înălțimi:

Înălțimea absolută (H Abs) sau Altitudinea este distanța pe verticală măsurată de la nivelul mediu al mării până la punctul considerat unde se află aeronava.

Înălțimea relativă (H Rel) sau înălțimea, este distanța pe verticală măsurată de la suprafața de referință a aerodromului până la punctul considerat pentru măsurarea înălțimii.

Înălțimea nivelului 91 (2700m) sau nivelul de zbor (FL), este distanța pe verticală măsurată față de suprafața izobarică de 760 mm col.Hg sau 1013.25 mb (HPa).

Înălțimea reală sau adevărată (H real sau H adev) este distanța pe verticală măsurată dintre obstacolul survolat și aeronavă. Datorită neregularităților terenului această înălțime este variabilă pe tot parcursul zborului. *Cota este înălțimea obstacolului* măsurată față de nivelul mediu al mării.

În funcție de aceste înălțimi în timpul zborului, organele de trafic vor transmite la echipaje următoarele presiuni:

- QNH = presiunea redusă la nivelul mării;
- QFE = presiunea la nivelul pistei;
- QNE (Std) = presiunea de referință de 760 mm col Hg sau 1013.25Mb (HPa).

Treapta barică este distanța pe verticală dintre 2 planuri a căror diferență de presiune este egală cu un mb (Hp).

1 hPa = 8.4 m;

1 mm col Hg = 11.2 m

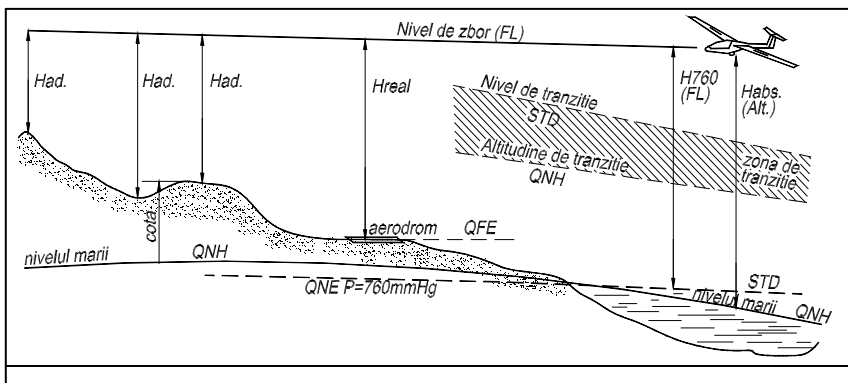


Fig. N.8.28. Înălțimi în navigația aeriană

Astfel apar situații când în cadrul problemelor se cere să se execute calcule și transformări din mmHg în mb (hPa) cât și transformări în funcție de punctele de referință față de care se fac măsurătorile.

Exemplu : O aeronavă va decola de pe un aerodrom după QFE și va trebui să urce până la un anumit nivel (FL) după Std. Cunoscând cota aerodromului și presiunea se poate calcula ce spațiu pe verticală va avea de parcurs aeronava, deci timpul necesar și respectiv consumul de combustibil (pentru avioane).

Zona de tranziție reprezintă suprafața din spațiul aerian pe verticală căreia o aeronavă în urcare sau coborâre execută proceduri de calaj altimetric, trecând pe Std la urcare pentru intrare pe nivelul de zbor FL, sau trecând altimetrul pe QFE-ul aerodromului în situația executării procedurilor de aterizare.

Calajul altimetric

În situația zborurilor de deplasare de pe un aerodrom pe altul suntem nevoiți de multe ori să aterizăm pe cel de-al doilea și altimetrul va arăta o anumită cifră (diferența de înălțime dintre cele 2 aerodroame).

Pentru a se putea executa în mod corect *elementele de apropiere pentru aterizare* (la înălțimile impuse de instrucțiunile de exploatare ale celui de-al doilea aerodrom), trebuie să executăm *calajul altimetrului*.

Această operație are rolul de a aduce altimetrul în situația ca la aterizarea pe noul aerodrom să arate "0" m înălțime.

Înainte de a decola de pe primul aerodrom, cerem de la organele de trafic sau de la meteo, presiunea din momentul respectiv la pragul pistei de decolare (QFE aerodrom decolare).

Pentru calaj în interiorul altimetrului este introdusă o scală barometrică. Aceasta este vizibilă printr-o fereastră a altimetrului și este gradată în mm Hg sau mb.

Operațiunea de calaj (după QFE) se realizează astfel:

- se aduce înainte de decolare acul altimetrului la "0";
- se desface piulița de la butonul cu cremalieră, se trage butonul spre exterior și se rotește până când presiunea indicată în fereastră este cea dată de stația meteo sau organele de trafic de pe aerodrom. După acesata se împinge butonul și se strânge piulița înapoi.

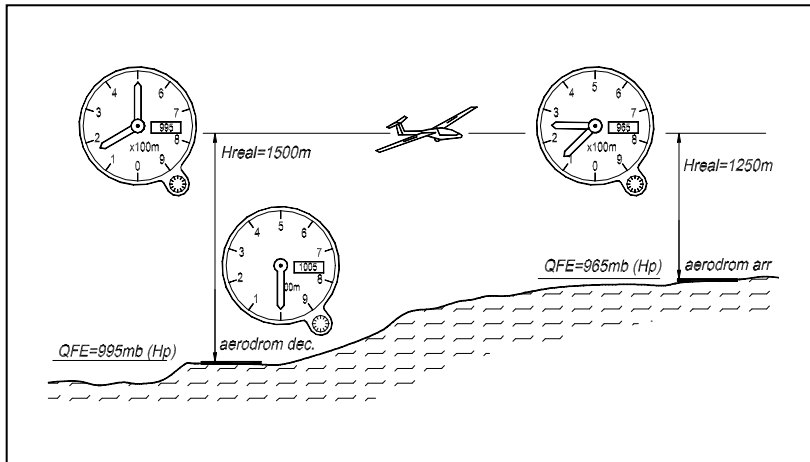


Fig. N.8.29. Calajul altimetric

Cu aceasta se poate decola.

În timpul zborului va fi suficient să cerem presiunea de la pragul pistei de la cel de-al doilea aerodrom (aerodromul de aterizare), să rotim butonul fără să mai slăbim piulița până când în fereastră apare presiunea corespunzătoare celui de-al doilea aerodrom. În timpul rotirii se vor schimba atât indicațiile presiunii din fereastră cât și indicațiile acelor altimetrului (indicațiile de înălțime).

Când am terminat operația de rotire a butonului (operația de calaj), acele altimetrului ne vor arăta la ce înălțime ne aflăm față de cel de-al doilea aerodrom.

În momentul când vom ateriza pe noul aerodrom, altimetrul va indica "0"m înălțime.

Executând calajul altimetrului, avem certitudinea că vom executa procedurile de apropiere pe noul aerodrom având înălțimile minime de siguranță la trecerea peste eventualele obstacole de pe lângă aerodrom.

TEMPERATURA AERULUI

Prin temperatură se înțelege starea de încălzire a unui corp (repectiv starea de încălzire a aerului).

Căldura este o formă de energie. Dacă un corp primește căldură el se încălzește, iar când cedează căldura el se răcește.

În natură schimbul de energie se face astfel încât corpurile mai calde cedează căldura celor mai reci.

Fiecare corp are o căldură specifică și în funcție de aceasta el se va încălzi mai ușor sau mai greu. Prin *căldură specifică* a unui corp înțelegem cantitatea de căldură necesară pentru a încălzi cu un grad Celsius un kilogram din acel corp. Unitatea de măsură este Joule/kg °C.

Corpurile având călduri specifice diferite se vor încălzi de la aceeași sursă (de exemplu soare) în mod diferit.

Energia de radiație solară și terestră, temperatura

Încălzirea atmosferei se realizează de la pământul încălzit de soare prin conducție la limita de contact cu aerul atmosferic și prin *convecție* pentru straturile îndepărtate. De la soare aerul primește o cantitate foarte mică de căldură deoarece este un mediu transparent (Fig. M.6.3.).

Suprafața terestră se încălzește de la soare prin *radiație* și datorită structurii diferite a acestuia (orașe, lacuri, câmpii, munți, păduri) se va încălzi în mod diferit. Aerul din imediata vecinătate a solului se va încălzi prin contact de la sol, va deveni mai ușor (mai puțin dens) și va urca în altitudine dând naștere *curenților de convecție* care vor încălzi la rândul lor atmosfera până la mari înălțimi.

Curenții turbulenți (starea de agitare dezordonată și transportul *adectiv* al unor mase de aer contribuie de asemenea la încălzirea atmosferei. *Comprimarea* sau *dilatarea* aerului produce de asemenea *efecte termice* (încălzire, răcire).

Noaptea solul se răcește treptat și prin contact se va răci și aerul din apropierea solului (*răcire nocturnă*). Atmosfera terestră se comportă ca un *termostat* moderându-și cîldura ziua și întărziind pierderea acesteia noaptea.

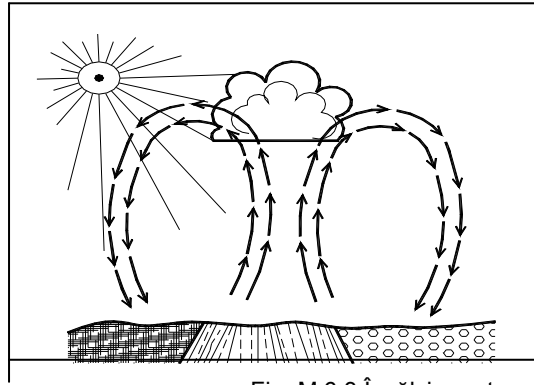


Fig. M.6.3 Încălzirea atmosferei

Variațiile temperaturii aerului

A. Considerând *același loc* de pe glob vom avea următoarele *variații de temperatură*:

a. *periodice*: diurnă și sezonieră;

În cazul variației *diurne* temperatura prezintă un *maxim* la cca. 2-3 ore după ce soarele a trecut la meridian (la verticala locului) și un *minim* după ce a răsărit soarele.

În cadrul variației *sezoniere* temperatura prezintă un *maxim* vara și un *minim* iarna;

b. *neperiodice* (accidentale) ale temperaturii sunt produse de *perturbații atmosferice* ca de exemplu invazii de aer (cald sau rece).

B. Variația temperaturii *de la loc la loc* se prezintă astfel:

- mergând *pe meridian* temperatura scade de la *ecuator spre poli*;

- *invaziile de mase de aer* (cald sau rece) fac ca *pentru aceeași oră* să avem *pe locuri relativ apropiate diferențe de temperaturi* destul de mari.

Privind distribuția temperaturii pe sol (deci pe orizontală), pe *hărțile sinoptice* se trasează *izotermele* din 5 în 5°C. (*Izotermele reprezintă liniile ce unesc toate punctele cu aceeași temperatură*).

C. *Variația temperaturii în înălțime*.

Temperatura în general scade cu înălțimea datorită faptului că aerul este un mediu rău conducător termic. Uneori între sol și 10 m pot fi variații de temperatură de 5°C până la 10°C. În înălțime temperatura scade în general ca în Fig. M.6.1. Totuși, până la 5 km (în troposferă), nu întotdeauna temperatura va scădea cu înălțimea. Peste 5 km, temperatura scade cu 6.5°C/km până la tropopauză (-45°C la pol și -80°C la ecuator).

În atmosferă *aerul care urcă se destinde și ca urmare se răcește* (în mod *adiabatic*) iar *la mișcările descendente se încălzește*.

variația diurnă a temperaturii

procese adiabactice

Gradientul temperaturii

Gradientul termic vertical reprezintă variația temperaturii pentru o diferență de nivel de 100 m. În meteorologie pentru întocmirea *diagramelor aerologice* (obținute în urma *sondajelor radio în altitudine*), se folosește, pentru *aerul uscat*, valoarea de 1°C/100 m (*gradientul adiabatic uscat*), iar pentru *aerul umed saturat*, valoarea de 0,5°C/100 m (*gradientul adiabatic umed*).

În aviație s-a adoptat ca *gradient mediu* valoarea de 0,65°C/100m.

Stabilitate și instabilitate

Procesele fizice și fenomenele meteo din atmosferă sunt în strânsă legătură cu stabilitatea atmosferei.

Atmosfera este *instabilă* atunci când mișcările verticale care se produc se propagă de la un nivel la altul (curenții ascendenți tind să-și continue mișcarea impulsionați de o accelerație nouă).

Atmosfera este *stabilă* atunci când mișcările verticale produse la un moment dat, nu pot să se dezvolte și deci încetează (curenții ascendenți formați în urma unui impuls oarecare se vor opri din mișcarea ascensională).

Pentru a explica mai bine ce se întâmplă în cazul unei atmosfere stabile sau instabile, trebuie să arătăm că în cadrul radiosondajelor care se execută la anumite ore din zi se urmărește și scăderea temperaturii cu înălțimea. Această scădere se trasează pe o diagramă aerologică. Totodată, trebuie specificat faptul că în interiorul unei mase de aer care urcă, scăderea de temperatură se realizează după gradientul adiabatic uscat (temperatura scade cu $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), iar după condensare, scăderea se produce după gradientul adiabatic saturat (temperatura scade cu $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

Considerând o particulă de aer la nivelul solului în echilibru prin ridicare ea va suferi unele schimbări (scade temperatura). În funcție de temperatura particulei și a mediului vom întâlni următoarele situații:

- temperatura aerului înconjurător este mai mare decât temperatura particulei ridicate de la sol. În acest caz particula este antrenată într-o mișcare descendentă, revenind în poziția inițială. Este cazul *echilibrului stabil*;

- temperatura aerului înconjurător este mai mică decât temperatura particulei. În acest caz particula este antrenată într-o mișcare ascendentă, tinzând să se depărteze de la poziția inițială de echilibru (nivelul solului). Este cazul *echilibrului instabil*;

- temperatura aerului înconjurător este egală cu temperatura particulei. În acest caz nefiind supusă unei forțe (diferența de presiune, respectiv temperatură), particula rămâne în echilibru la nivelul egalității temperaturii. Este cazul *echilibrului indiferent*.

În urma sondajului se determină gradientul termic vertical al mediului și trăsându-se pe o diagramă aerologică vom găsi următoarele situații:

- gradientul termic vertical real este mai mare decât gradientul adiabatic uscat (gradientul termic real se află la stânga adiabatei uscate); Este cazul *echilibrului instabil uscat*;

- gradientul termic vertical real este mai mic decât gradientul adiabatic saturat (gradientul termic real se află la dreapta adiabatei saturate); Este cazul *echilibrului stabil saturat*;

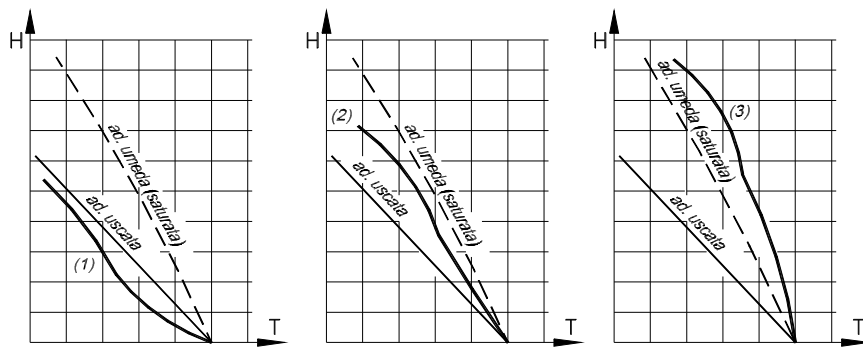


Fig. M.11.30 Diagrame aerologice

- când gradientul termic vertical real este egal cu gradientul adiabatic uscat, echilibrul este *indiferent în aer uscat*.

- gradientul termic vertical real este mai mic decât gradientul adiabatic saturat (gradientul termic real se află la dreapta adiabatei saturate); Este cazul *echilibrului stabil saturat*;

- când gradientul termic vertical real este egal cu gradientul adiabatic uscat, echilibrul este *indiferent în aer uscat*.

Inversiune, izotermie

Zona în care temperatura crește odată cu creșterea de înălțime se numește zonă de inversiune sau, simplu, inversiune.

Izotermia este reprezentată de zona în care temperatura este staționară cu creșterea de înălțime.

Cauzele care produc inversiunile și izotermiile sunt multiple:

- radiația nocturnă în nopțile senine;
- invazii de aer rece care produc inversiuni la sol;
- comprimarea aerului, invazii de aer pe diferite straturi, pături de nori, căldura de condensare a vaporilor de apă;
- fronturile meteorologice care produc inversiuni sau izotermii în altitudine.

În situația inversiunilor la sol se produce *ceața* ce are ca efect micșorarea vizibilității.

Efectele radiației, advecției subsidenței și convergenței

După cauzele care le determină se cunosc trei feluri de mișcări ascendente și anume:

a. *Mișcări ascendente și descendente convective*, datorate încălzirii neuniforme a pământului. În situația când insolația este puternică și solul este omogen apar mișcări de convecție.

Aceste mișcări se caracterizează prin faptul că au o zonă centrală ascendentă, o zonă descendentă la exteriorul curentului și o zonă convergentă la baza descendenței. Curenții ascendenți se mai numesc și *curenți termici*. Aceștia se mai caracterizează și prin faptul că în zona divergentă de la vârful mișcării iau naștere norii Cu de apă, datorită răcirii adiabatice a masei de aer ascendentă.

b. *Mișcările ascendente produse prin alunecare* apar atunci când masa de aer în deplasare este obligată să urce panta unui deal sau munte.

Se întâlnesc următoarele situații:

- o masă de aer cald urcă peste o masă de aer rece (front cald);
- o masă de aer rece în mișcare dislocă o masă de aer cald pe care o obligă să urce (frontul rece);
- o masă de aer urcă pe o pantă orografică, curentul ascendent încetează odată cu atingerea vârfului pantei.

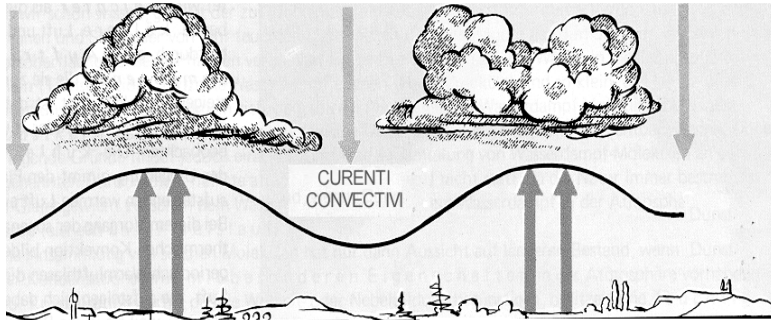


Fig. M.12.31. Curenți convectivi

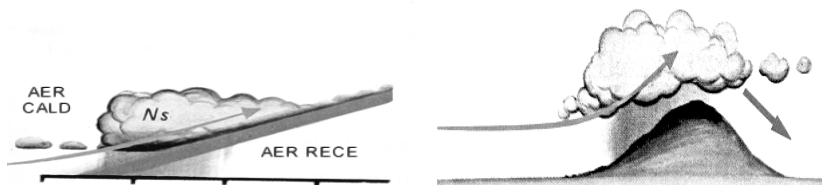


Fig. M.12.32. Curent ascendent prin alunecare

c. *Mișcări ascendente produse de turbulența dinamică;*

O masă de aer în mișcare urcă panta unui obstacol ajungând astfel deasupra stratului stabil de la sol. Datorită impulsului de mișcare și datorită faptului că stratificarea atmosferei spre vârful obstacolului este instabilă, masa de aer continuă să urce dând naștere unui *curent ascendent termic*.

Masele de aer fiind rău conductoare de căldură, în urcare se vor destinde în mod adiabetic (fără schimb de căldură cu exteriorul) datorită scăderii presiunii atmosferice și din această cauză se vor răci.

Scăderea temperaturii în interiorul masei ascendente se produce după gradientul termic uscat până la *nivelul de condensare* și apoi scăderea temperaturii, în interiorul norului, se produce după gradientul umed.

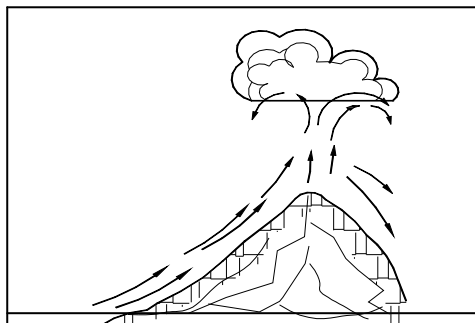


Fig. M.12.33. Curentul ascendent termodinamic

Condițiile de formare a ascendențelor

Condițiile de formare a ascendențelor depind de starea de echilibru a atmosferei (vezi Fig. M.12.34.)

După cum am văzut, *ascendențele se pot forma numai în situația unei atmosfere instabile*, când un rezervor de aer cald (cu o diferență de 2-3°C față de mediul ambiant) primește un impuls și începe să urce.

Scăderea temperaturii se produce urmărind adiabata uscată (iar după condensare, urmărind adiabata umedă) și ascensiunea va continua până când particula de aer întâlnește un strat stabil (inversiune sau izotermie). În acest moment, se spune că am atins *nivelul de echilibru*.

Dacă totuși instabilitatea continuă și în interiorul norului dezvoltarea acestuia se va face până la înălțimi mari.

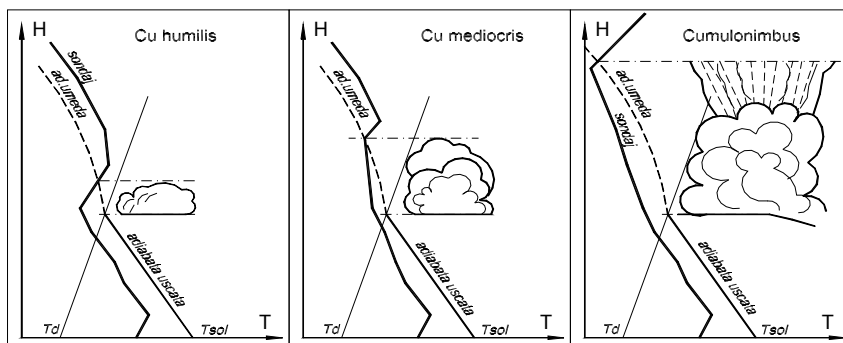


Fig. M.12.34 Formarea curentului ascendent

Măsurarea temperaturii

Se realizează cu ajutorul termometrelor (cu alcool sau cu mercur).

Mai există termometre de maximă și de minimă temperatură (vezi Fig. M.6.4.), precum și termometre înregistratoare numite *termografe*.

Unități de măsură pentru temperatură:

- gradul *Celsius* ($^{\circ}\text{C}$); se consideră 0°C *punctul de îngheț al apei* și 100°C *punctul de fierbere a apei*;

- gradul *Kelvin* ($^{\circ}\text{K}$); ca valoare $1^{\circ}\text{K}=1^{\circ}\text{C}$, dar 0°K este *zero absolut*, rezultând:

$0^{\circ}\text{K} = -273.15^{\circ}\text{C}$;

$0^{\circ}\text{C} = 273.15^{\circ}\text{K}$;

$100^{\circ}\text{C} = 373.15^{\circ}\text{K}$;

- gradul *Fahrenheit* (folosit în țările anglo-saxone); $-32^{\circ}\text{F} = \text{punctul de îngheț al apei}$ și $212^{\circ}\text{F} = \text{punctul de fierbere a apei}$;

$1^{\circ}\text{C} = 9/5^{\circ}\text{F}$;

$1^{\circ}\text{F} = 5/9^{\circ}\text{C}$.

În mod obișnuit temperaturile mai mari de 0°C se notează cu "+" (de exemplu $+15^{\circ}\text{C}$), iar cele mai mici de 0°C se notează cu "-" (de exemplu -25°C).

Temperatura standard în aviație este de $+15^{\circ}\text{C}$ la 760 mm Hg.

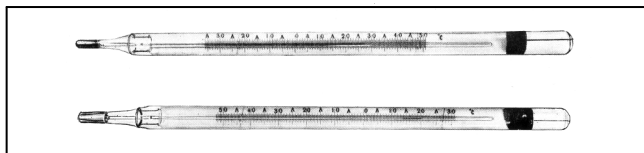


Fig. M.6.4. Măsurarea temperaturii

UMIDITATE ȘI PRECIPITAȚII

După cum am văzut la structura atmosferei, în aer vom găsi, în afară de elementele chimice, apa. Aceasta se poate afla sub cele 3 stări de agregare pe care le cunoaștem: *gazoasă, lichidă și solidă*, după cum urmează:

- starea gazoasă – vapori de apă, este invizibilă;

- starea lichidă - sub forma picăturilor fine de apă care formează ceața, burnița, ploaia, norii, etc.;

- starea solidă - zăpada, gheața, grindina, etc.

Vaporii de apă în atmosferă

Conținutul în apă al atmosferei este variabil și provine din evaporarea apelor de suprafață (oceane, lacuri, râuri, transpirația plantelor, etc.). Evaporarea are loc până când aerul devine saturat, adică el conține cantitatea maximă de vapori, surplusul condensându-se. Procesul de evaporare depinde de temperatură; astfel dacă temperatura este mai mare și cantitatea de vapori poate fi mai mare.

Tensiunea vaporilor

Punctul de rouă, raport de amestec, umiditatea absolută, relativă și specifică

Dacă luăm o cantitate de aer și îi micșorăm temperatura, se ajunge la un moment când aerul se va satura, producându-se condensarea.

Temperatura la care aerul devine saturat se numește temperatura punctului de rouă.

Umezeala absolută (U_a) exprimă cantitatea de vapori de apă în grame conținută de $1m^3$ de aer (în momentul determinării). Se determină astfel: se ia un tub cu o substanță higroscopică care se cântărește. Se aspiră prin tub $1m^3$ de aer și se cântărește din nou tubul. Diferența de greutate reprezintă tocmai cantitatea de vapori de apă. Umezeala absolută este direct proporțională cu temperatura. Astfel iarna umezeala absolută nu depășește $5gr/m^3$, iar vara este peste $10-15gr/m^3$.

T (°C)	-30	-20	-10	0	10	20	30
U_{am} (g/m ³)	0.3	1,1	2,3	4,9	9,4	17,3	30,4

Din tabelul de mai sus se observă că umezeala absolută maximă crește odată cu creșterea temperaturii aerului.

Umezeala relativă (U_r) exprimă raportul dintre umezeala absolută și umezeala absolută maximă, în procente U_r .

$$U_r = U_a/U_{am} \cdot 100 (\%)$$

Umezeala relativă variază invers proporțional cu temperatura; astfel în zilele călduroase de vară ea este mai mică, decât noaptea (când temperatura este mai mică). Altfel spus umezeala relativă este raportul dintre tensiunea elastică a vaporilor de apă în momentul respectiv și tensiunea maximă ce o poate avea aerul la temperatura din momentul respectiv.

Condensare și evaporare

În înălțime datorită scăderii presiunii (se tratează la pct. M.8.1.), aerul se dilată (își mărește volumul). Deoarece pentru masa de aer care urcă, cantitatea de apă rămâne aceeași (dar volumul se mărește), umezeala absolută se micșorează astfel că U_a ajunge la înălțimea de 5.000 m să aibă doar o zecime din valoarea de la sol.

Umezeala relativă crește până la nivelul de condensare, atinge cele mai mari valori în nori iar deasupra scade brusc, deoarece aerul devine foarte uscat.

Nivelul de condensare reprezintă înălțimea la care umezeala relativă devine 100% (vaporii de apă condensează). În acest moment apar norii.

Precipitații

Prin precipitație se înțelege apa care cade din nori, indiferent de formă (starea sub care se prezintă). Precipitațiile fac parte din hidrometeori.

Cauzele formării:

Vaporii de apă condensați sub formă de picături fine (având diametrul cuprins între 0,01 mm și 0,05 mm) sau cristalele de gheață, de asemenea foarte fine, care intră în componența norilor, pentru a da naștere hidrometelor (mii de picături fine) se unesc și, datorită greutății, cad pe pământ.

Ploaia este formată din picături de apă cu un diametru mai mare de 0,5 mm. Picăturile sunt dispersate și au o viteză de cădere de 2-5 m/s. În mod obișnuit, ploaia cade din Nimbostratus, Stratus și Stratocumulus.

Este periculoasă pentru aviație, întrucât micșorează vizibilitatea, înfundă conductele instrumentelor de bord, se depune pe aeronavă și îngheață uneori.

Lapovița este o formă de precipitație formată dintr-un amestec de picături de ploaie și fulgi de zăpadă, care cade din norii Nimbostratus.

Zăpada (ninsura) este constituită din cristale ramificate, uneori sub formă de steluțe. Se produce din aceiași nori ca și ploaia.

Burnița este o formă lichidă de precipitație (picături mici și dese de apă cu diametrul sub 0,5 mm). Poate să cadă din norii Stratus, Nimbostratus și uneori din norii Stratocumulus. **Aceasta este periculoasă când îngheață deoarece formează polei.**

Măzăricea este formată din grăunțe de gheață cu diametrul de aproximativ 0,2-0,5 mm.

Grindina este constituită din particule sau bucăți de gheață cu diametrul între 5-50 mm. Uneori poate fi sub formă de blocuri-plăci. Este produsă de norii Cumulonimbus (Cb). **Și aceasta este foarte periculoasă pentru aviație.**

Aversa este o precipitație lichidă sau solidă (cade din Cb sau din Cu con) și se caracterizează prin cantitatea mare de apă în timp mic.

Ca precipitații, se mai pot exemplifica: *păcla, ceața, etc.*

Măsurarea umezelii

Dintre mărimile fizice ale umezelii aerului singura care se poate măsura direct este umezeala relativă. Instrumentul cu care se face măsurarea se numește *higrometru* (vezi Fig. M.7.5).

Acesta se construiește cu un fir de păr (blond și degresat), care este foarte sensibil la umezeală (adică se întinde foarte mult la umezeală).

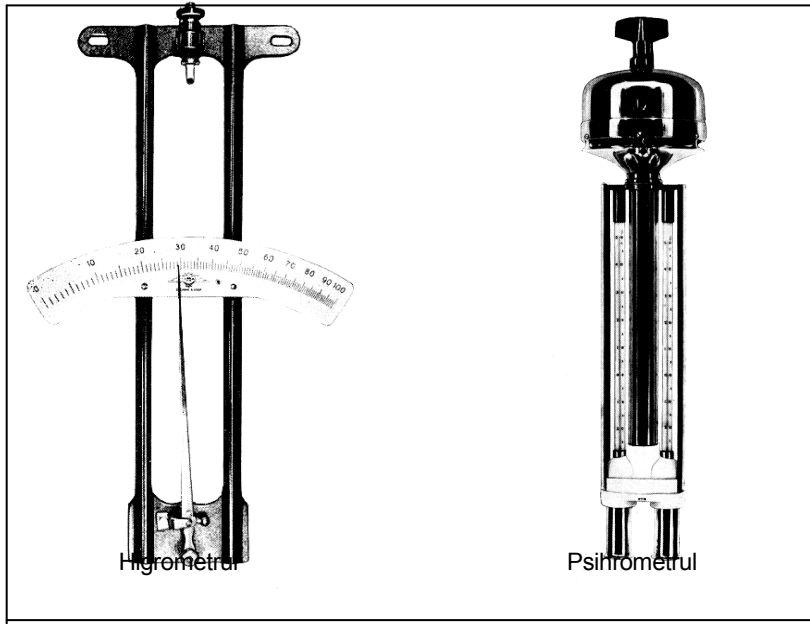


Fig. M.7.5. Instrumente de măsurare a umezelii

Pentru măsurarea temperaturii punctului de rouă și a umezelii relative (se scoate din tabele) se folosește *psihrometrul* (vezi Fig. M.7.5).

Acesta este format din două termometre din care unul are *bulbul umed* și unul bulbul uscat.

Prin intermediul unei turbine se suflă peste aceste termometre (asupra bulbului) un metru cub de aer. La sfârșitul operației se citește diferența de temperatură.

În funcție de temperatura ambiantă și de diferența respectivă din tabele se va scoate umezeala relativă și temperatura punctului de rouă.

Variația umezelii

Ca și la temperatură vom avea variații periodice și accidentale:

Variații periodice (regulate)

- a. diurnă și
- b. sezonieră;

Variația diurnă

- U_{am} crește ziua, iar noaptea scade;
- U_a crește ziua, scade noaptea (ziua evaporarea este mai intensă datorită temperaturii mai mari);
- U_r este mai mare noaptea și mai mică ziua (ziua apa se evaporă și noaptea cantitatea evaporată duce la creșterea U_r datorită scăderii temperaturii și respectiv a U_{am} ;

Variația sezonieră

- U_{am} crește vara și scade iarna;
- U_a este mai mică vara față de iarna, când temperaturile sunt mai mici;

- U, ca și umezeala absolută este mică vara față de iarna.

Variația accidentală a umezelii se produce datorită mișcărilor maselor de aer, mișcări datorate anumitor cauze (de exemplu diferența de temperatură de la un loc la altul).

Presiunea și vântul

Câmp de presiune înaltă și joasă

Dacă izobarele formează o serie de cercuri concentrice în jurul unui punct, această zonă se numește *centru de presiune*.

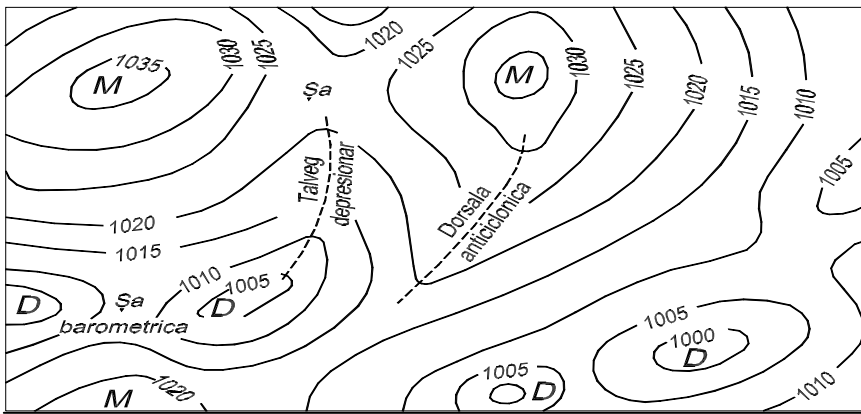


Fig. M.8.10. Formațiuni barice

Cicloul

Se mai numește *centru de minimă presiune* și este o formă barică caracterizată prin descreșterea presiunii către centrul sistemului.

Izobara exterioară de referință este de obicei 1010 mb.

Vântul are o mișcare de la exterior spre centru sau în sens invers acelor de ceasornic (pentru emisfera noastră).

Făcând o paralelă între izobare și curbele de nivel putem asemăna cicloul cu o *depresiune orografică* sau o *căldare* (vezi fig. M.8.10.).

Anticicloul

Se mai numește *centru de maximă presiune* și este o formă barică caracterizată prin creșterea presiunii de la exterior spre centrul sistemului.

De obicei izobara exterioară care delimitează sistemul este de 1020mb.

În anticiclou vântul bate de la centru spre exterior în sensul acelor de ceasornic rotindu-se totodată în jurul său (vezi fig. M.8.10)

Comparându-l cu formele de relief, anticicloul ar fi analog munților izolați sau mameloanelor. Acest lucru este posibil deoarece în reprezentarea topografică și valoarea curbelor de nivel crește spre centrul reprezentării. Pe hărțile sinoptice, cicloul se notează cu D iar anticicloul cu MB sau M.

Talvegul baric (T) este analog unei văi topografice și se caracterizează prin izobare în formă de "V". Cotele izobarice descresc din exterior spre valea talvegului.

Dorsala anticiclonică este o prelungire a anticicloului și are izobarele în formă de "U", ale căror cote cresc de la margine spre axa mediană a dorsalei.

Șaua barică este analogă șei ce leagă două masive muntoase. Izobarele cresc din exterior spre axa șei.

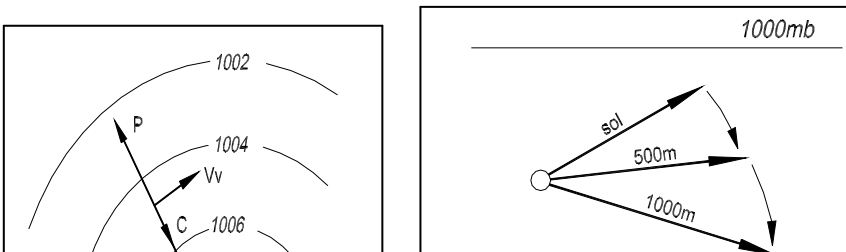


Fig. M.8.11. Vânt de gradient

Fig. M.8.12 Rotirea vântului în altitudine

Mișcarea atmosferei, gradient baric

Știm că vântul reprezintă mișcarea orizontală a aerului față de suprafața terestră. Ca să se producă această mișcare, este necesară o forță.

În cazul aerului, forța care produce mișcarea orizontală este diferența de presiune. Această diferență, raportată la o unitate de lungime (se ia ca unitate de lungime un grad de latitudine care este echivalent cu 111km) se numește gradient baric.

Mișcarea aerului produsă de forța de gradient a presiunii este perpendiculară la izobare (sau izohipse în altitudine).

Datorită mișcării de rotație a pământului intră în funcțiune forța lui Coriolis, aerul fiind deviat, în emisfera nordică, spre dreapta direcției sale de mișcare (vezi Fig. M.8.11.).

În mișcarea maselor de aer la sol intervine și forța de frecare care va avea ca efect schimbări de direcție și de viteză datorate neuniformității solului.

Forța Coriolis se combină cu forța de frecare pentru a echilibra forța de presiune.

Datorită forțelor menționate mai sus, dacă privim o hartă sinoptică, vom vedea că la sol vântul face un unghi de 30° față de izobare, izohipse la înălțime (vezi Fig.M.8.12.).

Având în vedere ca odată cu creșterea înălțimii forța de frecare scade (la 1000 m devine neglijabilă), vântul apare paralel cu izohipsele datorită mișcării aerului spre dreapta în emisfera nordică (forța Coriolis). În același timp viteza crește.

Ținând seama de efectul de deviere și rotire a vântului se poate spune (în timpul zborului, pentru emisfera nordică) că atunci când vântul este de spate (la sol și în altitudine), presiunea joasă este în stânga (vezi Fig. M.8.10.).

Mișcarea orizontală și verticală, convergență și divergență

vântul de suprafață și geostrofic

efectul gradientului și al forfecării vântului asupra decolării și aterizării

relații de dependență între izobare și vânt; legea Buy Ballot

turbulență și rafale

Vânturi locale, foenu, briza de uscat și briza marină

A. În funcție de structură vom avea: vânt laminar și vânt turbulent;

a. vânt laminar;

În situația când vântul are o mișcare uniformă, atât în ce privește viteza cât și direcția, scurgerea aerului făcându-se în straturi paralele, spunem că avem vânt laminar.

b. vânt turbulent;

În cazul când întâlnește obstacole, vântul suferă variații în ceea ce privește direcția și intensitatea, devenind vânt turbulent.

Uneori, față de viteza medie vântul poate prezenta creșteri bruște de viteză sau salturi ce poartă denumirea de rafale. Pentru ca vântul să fie considerat rafalos este necesar ca durata unei rafale să nu depășească două minute. Peste 12m/s, vântul devine supărător pentru navigația aeriană, mai ales atunci când are caracter de vijelie.

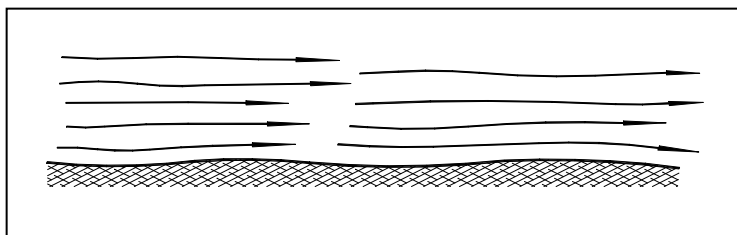


Fig. M.8.13. Vânt laminar

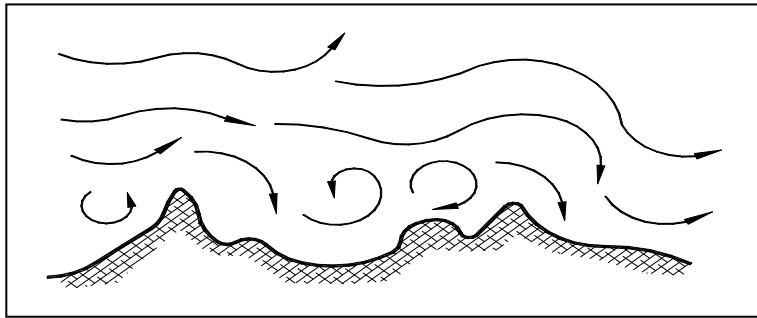


Fig. M.8.14. Vânt turbulent

B. Vânturi periodice și regulate;

Din observațiile și studiile făcute s-a văzut că, în anumite zone ale globului, vântul are un caracter *permanent și regulat*. Astfel în zonele dintre ecuator și tropice, suflă *vânturile alizee*. În zona asiatică și Oceanul Indian se produc *vânturi sezoniere numite musoni* (de ex: musonul indian).

C. Vânturi locale;

Datorită configurației solului foarte diferită, care determină încălziri diferite, iau naștere vânturi locale, cum ar fi: brizele marine sau de uscat, efectul de feohn.

Brizele marine, care sunt mișcări ale aerului pe orizontală determinate de încălzirea diferită a uscatului față de mare (vezi Fig, M.8.15).

Aceste mișcări sunt ziua de la mare spre uscat (*briza de mare*) iar noaptea de la uscat spre mare (*briza de uscat*).

Acest lucru se datorează faptului că uscatul se încălzește mai repede ziua și se răcește mai repede noaptea.

Brizele de mare se simt pe continent până la cca. 10-15 km distanță de apă și au o viteză de aproximativ 5 km/h.

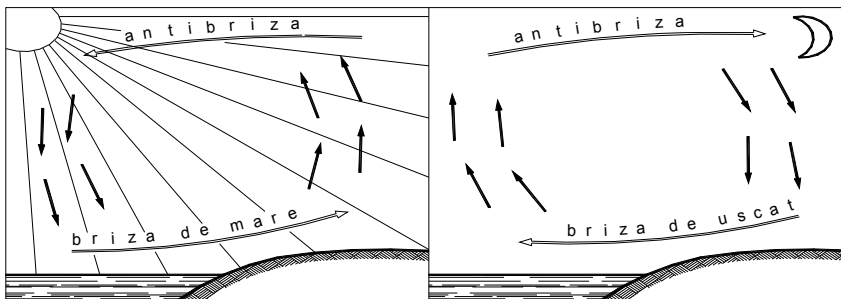


Fig. M.8.15. Briza de mare

Briza de munte (*vântul catabatic*) ia naștere în zonele muntoase și este determinată de răcirea mai rapidă a creștelor noaptea; aerul rece coboară pe pantă la vale, iar ziua în condiții de insolație, creștele se încălzesc, aerul devenind mai puțin dens fiind înlocuit de aerul mai rece de pe vale care urcă spre creste. Astfel ia naștere briza de vale.

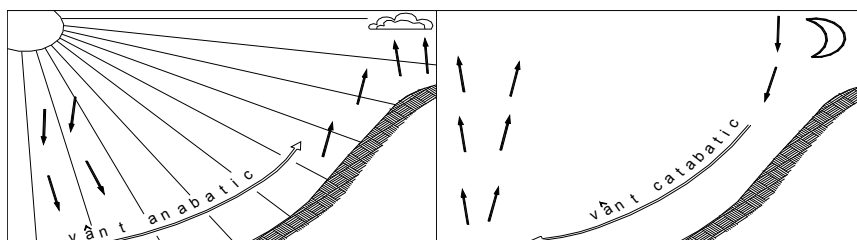
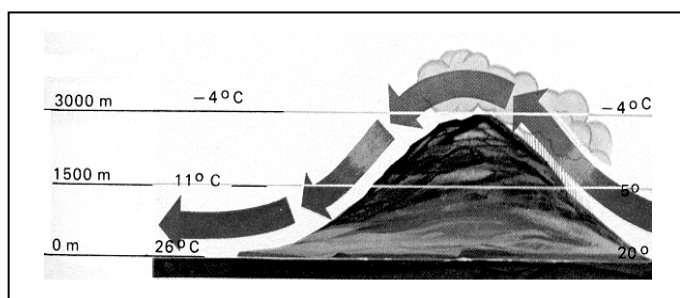


Fig. M.8.16. Briza de munte

c. *efectul de fohn* se produce atunci când, din diferite cauze, pe doi versanți ai unui munte avem diferență de presiune (pe unul maxim și pe altul minim), aerul mai dens urcă pe munte și coboară pe partea cealaltă a acestuia (vezi Fig. M.8.17).

Aerul antrenat pe panta ascendentă se răcește după adiabata uscată (se răcește cu $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), până la saturație, când, prin condensare, eliberându-se căldura latentă, se va răci după adiabata umedă ($0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Pe creastă norul se precipită sau își urmează calea pe orizontală, iar un fileu de aer uscat coboară cu panta. La coborâre, prin comprimare aerul se încălzește și fiind uscat, se va încălzi după adiabata uscată ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). *Vântul cald și uscat care coboară pe panta unui munte reprezintă efectul de fohn.*



Efectul de fohn

Astfel, în urma acestui efect, la piciorul pantei, în partea de sub vânt aerul este mai cald decât cel de la piciorul pantei din vânt.

La noi în țară există multe zone în care se resimte efectul de fohn cum ar fi: vântul mare din Făgăraș (mâncătorul de zăpadă), în Podișul Mehedinți, zona Caransebeș, etc.

d. *undele orografice.*

În timp ce la efectul de fohn aerul urcă și apoi coboară pe celălalt versant, aici coborârea este rareori laminară (urmărind profilul reliefului), frecvent însă devine turbionară. Din acest motiv scurgerea este perturbată, perturbare ce se resimte până la de 3-4 ori înălțimea obstacolului în funcție de următorii factori:

- vântul suflă dinspre munte dintr-o direcție de până la 30° față de perpendiculara la sistemul noros, direcție care se menține constantă până la creastă;
- existența unui sistem noros cu înălțimi apreciable și pante accidentate;
- intensitatea vântului la piciorul pantei este de peste 8m/s și se mărește spre creastă;
- existența unei atmosfere cu stratificare termică stabilă (existența unei zone de izotermie sau inversiune);
- perturbarea atmosferei (deformarea curentului aerian) nu se limitează la straturile de aer învecinate creștelor, ci se resimte până la distanțe mari față de creștele muntoase, în partea de sub vânt.

Sub aceste *mișcări ondulatorii ale maselor de aer deformate*, apar deseori *zone turbionare* pe axa orizontală față de creste, turbioane numite *rotori*.

Turbulența în cadrul acestor zone este deosebit de intensă, curenții verticali, în vecinătatea rotorilor și mai ales în interiorul lor poate depăși 8m/s (vezi Fig. M.8.18.).

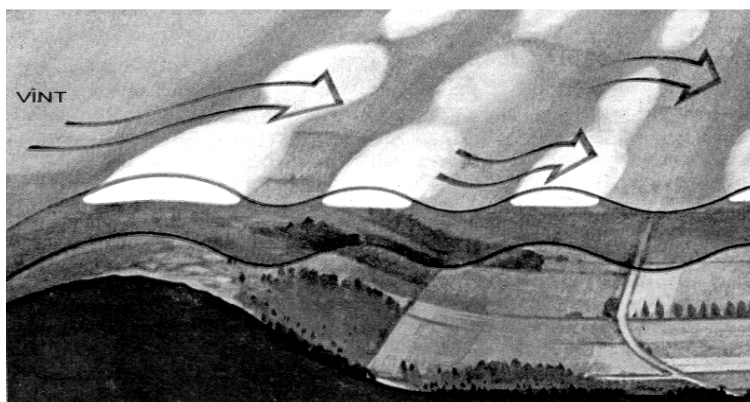


Fig. M. 8.18. Undele orografice

La noi în țară din cauza influențelor climatice din Europa Centrală și Bazinul Mediteranei, întâlnim o gamă variată a vânturilor locale:

- *Crivățul* este vântul cel mai specific în Moldova, Dobrogea, sudul și estul Munteniei și suflă în special iarna;
- *Austrul* suflă dinspre sud în zona Olteniei, Banatului, Crișanei, ajungând în Moldova ca un vânt cald, uscat, aducând geruri mari;
- *Nemirul* suflă în depresiunile din estul Transilvaniei și a Brașovului fiind considerat ca o prelungire a crivățului care se strecoară prin trecătorile Carpaților Orientali.

Circulația generală a aerului

După cum am văzut, mișcarea aerului este cauzată de repartitia inegală a presiunii atmosferice, *aerul deplasându-se din regiunile anticiclonice către cele ciclonice în straturile inferioare și invers în păturile mai înalte*.

Cauza principală care provoacă o distribuție inegală a presiunii pe glob este încălzirea neuniformă a suprafeței terestre. Pe glob există un focar permanent de căldură (zonă intertropicală) și două focare de frig (calotele polare).

Circulația generală a atmosferei este prezentată în Fig. M.8.19. unde se observă că aerul rece de la poli se îndreaptă spre zonele tropicale, iar pentru înălțime o importanță deosebită o au *curenții jet*.

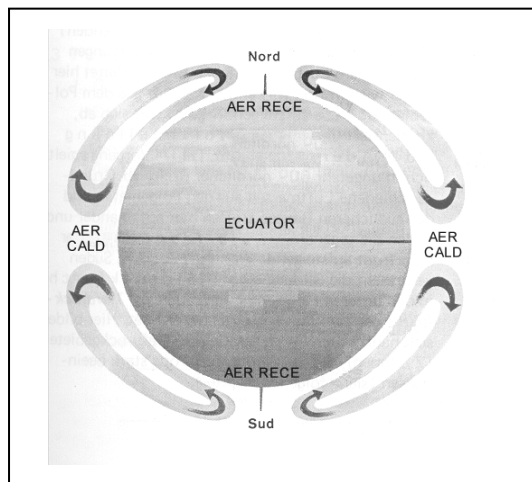


Fig. M.8.19. Circulația atmosferei

Formarea norilor

Sunt constituiți din picături fine de apă sau cristale de gheață suspendate în atmosferă.

Norii au forme și mărimi diferite foarte variate iar culoarea și strălucirea se datoresc difuzării razelor soarelui în mod diferit.

Condițiile pentru formarea norilor sunt condensarea și sublimarea vaporilor de apă care trebuie să aibă un stadiu de saturație avansat și să conțină nucleele de condensare (sublimare). Condensarea și sublimarea se realizează în natură prin:

- radiație (radiația nocturnă);
- convecție și mișcare ascendentă;

Radiația solului în timpul nopții produce răcirea aerului în urma căreia se va produce condensarea care va da norii cu plafon jos sau ceața.

Mișcările de convecție pot fi termice (datorită încălzirii neuniforme a solului) sau dinamice (când aerul urcă pe panta unui munte sau când aerul rece în deplasare întâlnește o masă de aer cald pe care îl silește să se ridice brusc).

- răcire prin advecție, radiație și destindere adiabatică

Tipuri de nori

Norii se clasifică după cum urmează:

a. *după componența particulelor* se clasifică în:

- nori de apă;
- nori de gheață (zăpadă);
- nori micști.

b. *după geneză* se clasifică în:

- nori *stratificați* formați în condiții de atmosferă stabilă (cum sunt: Ci, Cs, As, Ns, St), în cazul frontului cald sau condiții anticiclonice;
- nori *ondulați* formați în condiții de turbulență pe o anumită grosime (redușă) a atmosferei : Ci, As, St;
- nori *convectivi* formați prin convecție termică sau dinamică (Cu, Cb).

c. *după înălțimea bazei față de sol* vom avea 3 etaje:

- *etajul inferior* cu baza între 0-2km: St, Ns, Sc, Cu, Cb. Norii Nimbostratus au baza în etajul inferior, iar masa predominantă în etajul mijlociu. Norii Cumulus și Cumulonimbus (Cu și Cb) au baza la nivelul inferior, dar vârful pot atinge nivelul mijlociu sau chiar superior;
- *etajul mijlociu* cu baza norilor între 2-5 km (Ac, As, Ns);
- *etajul superior* cu baza între 5-13 km (Ci, Cs, Cc);

d. *după forma* pe care o pot avea se clasifică în:

- nori sub *formă de val-strat continuu și uniform* mai mult sau mai puțin dens;
- nori *fragmentați* în: lamele, filamente, lespezi, grămăjoare.

Nori convectivi

Norii *convectivi* sunt norii formați prin convecție termică sau dinamică (Cu, Cb).

Cumulus (Cu) sunt *nori cu un contur bine determinat asemănători unor grămăjoare de vată*. Au culoarea albă, cu partea superioară strălucitoare, iar baza sumbră. Se dezvoltă pe verticală sub formă de *domuri și turnuri*. Norii Cu se dezvoltă în cursul zilei sub acțiunea curenților termici convectivi. De aceea, *norii Cu au o variație diurnă, apar dimineața, se dezvoltă în cursul zilei și se resorb seara*. În cazul unei atmosfere instabile norii Cu se dezvoltă în continuare sub următoarele forme:

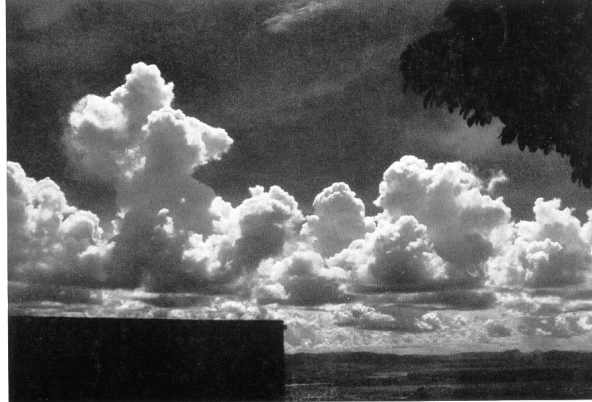


Fig. M.9.27. Norii Cumulus congestus

- Cumulus *humilis* (Cu hum) sunt *nori de timp frumos, totdeauna albi și subțiri, dispuși în petece cu spații largi între ei*;

- Cumulus *mediocris* (Cu med) cu o dezvoltare mai mare pe verticală, albi strălucitori. Nu dau precipitații;

- Cumulus *congestus* (Cu con) cu o dezvoltare apreciabilă pe verticală, cu părți albe și cenușii. Dau precipitații sub formă de averse;

Cumulonimbus (Cb) sunt nori denși și dezvoltați cu extindere mare pe verticală, cu forme de munte sau turnuri enorme. Baza și mijlocul norului sunt întunecoase și sumbre, vârful vizibil, fibros, sub formă de creneluri, nicovală. La latitudini medii vârful poate depăși nivelul tropopauzei (12-15 km). Norii Cb dau averse de ploaie, lapoviță, ninsoare sau grindină. În acești nori, apa se găsește în cele trei stări de agregare: lichidă (picături de apă), vapori și cristale de gheață. Aversele care cad din acești nori sunt însoțite de *fenomene orajoase* (descărcări electrice).

Norii Cb sunt foarte periculoși zborului datorită turbulenței și a curenților ascendenți-descendenți foarte puternici (15-35 m/s).

Nori orografici

Nori stratiformi și cumuliformi

Nori *stratificați* sunt norii formați în condiții de atmosferă stabilă (cum sunt: Ci, Cs, As, Ns, St), în cazul frontului cald sau condiții anticicloneice;

A. Cirrus (Ci) sunt nori separați cu aspect de filamente sau fibre albe și subțiri, bezi transparente și sunt formați din cristale albe de gheață;

B. Cirrocumulus (Cc) sunt nori sub formă de pături sau bancuri subțiri, dând cerului un aspect vălurit (nori sub formă de valuri, asemănători unei plaje cu nisip). Ei apar și dispar rapid. Sunt transparentți și sunt formați din cristale fine de gheață.

C. Cirrostratus (Cs) au un aspect văluros, mult mai albicios și pot ocupa parțial sau total bolta cerească, sunt constituiți din cristale fine de gheață. Uneori sunt atât de subțiri încât pe cer trec aproape neobservați, dând acestuia un aspect alb-lptos. Generează fenomenul de *hallo* (un cerc sau un semicerc colorat în violet slab spre exterior și roșu spre interior).

D. Altocumulus (Ac) sunt grupări de nori albi sau cenușii cu aspect vălurit sau sub formă de rulouri, șiruri sau benzi de culoare albă până la cenușiu deschis. Sunt constituiți din picături de apă sau picături și cristale fine de gheață. La răsăritul și apusul soarelui se colorează în roșu aprins. Nu produc precipitații.



Fig. M.9.20. Norii Cirrus



Fig. M.9.21. Norii Cirrostratus

E. Altostratus (As) formează pânze albastrii sau cenușii cu aspect valurit, striat, fibros sau uniform, acoperind parțial sau total cerul. Sunt constituiți din picături sau picături și cristale fine de gheață. Produc rar precipitații slabe, care iarna ajung la sol sub formă de fulguală slabă, iar vara acestea se evaporă în atmosferă.



Fig. M.9.22. Norii Altocumulus



Fig. M.9.23. Norii Cirrocumulus

F. Nimbostratus (Ns) *apar sub formă de pânze în strat gros de nori cenușii, sumbri, cu aspect vaporos.* Acești nori produc precipitații continue sub formă de ploaie sau ninsoare. Au baza la nivelul inferior iar partea superioară la peste 5-7 km. Datorită acestei grosimi, apa se găsește aici în toate stările ei. Vizibilitatea în norii Ns este scăzută datorită picăturilor mari și dense.

G. Stratocumulus (Sc) *sunt nori sub formă de pături sau bancuri (benzi) cenușii sau albicioase cu aspect ondulat.* Ei se formează dimineața și seara. Ziua se resorb. Din acești nori pot să cadă precipitații slabe sub formă de ploaie sau ninsori cu fulgi mici și rari.

H. Stratus (St) *nori sub formă de pânză continuă, pături destul de dense* cu o bază uniformă și joasă uneori atingând solul. Sunt constituiți din picături fine de apă iar iarna pot fi formați din cristale fine de gheață. Dau precipitații sub formă de burniță (ace de gheață).



Fig. M.9.24. Norii Nimbostratus

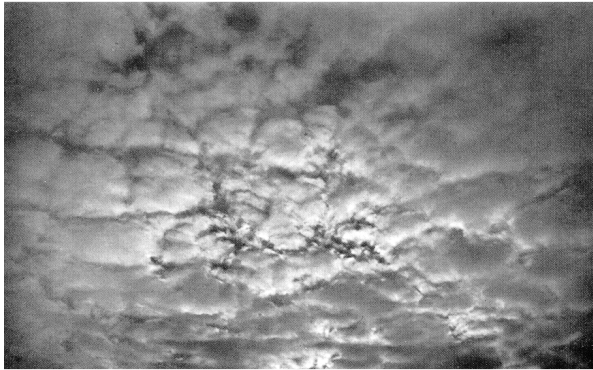


Fig. M.9.25. Norii Stratocumulus



Fig. M.9.26. Norii stratus

Condițiile de zbor în fiecare tip de nori

Ceață, aer cețos, pâclă uscată

radiația și ceața: formare și dispariție

reducerea vizibilității din cauza aerului cețos, fumului, prafului, nisipului și zăpezii
asigurarea privind probabilitatea de reducere a vizibilității
riscurile de zbor cauzate de vizibilitatea redusă, verticală și orizontală

Mase de aer

descriere, factori care afectează proprietățile maselor de aer
clasificarea maselor de aer, zone de origine
dezvoltarea sistemelor de joasă și înaltă presiune
vremea asociată cu sistemele de presiune

Fronturi atmosferice

Atmosfera, după câte s-a văzut, nu este omogenă fiind împărțită în mase de aer calde sau reci.

De la o masă de aer la alta se trece printr-o zonă de tranziție lentă și continuă. Alteori, când aceste mase nu s-au amestecat în zona lor de contact, trecerea este bruscă. În acest caz, *regiunea care separă cele 2 mase de aer este subțire și poate fi considerată ca o suprafață de contact numită și suprafață frontală.*

Această suprafață frontală nu este verticală, ci prezintă o înclinare din cauza aerului mai cald care, fiind mai ușor, urcă peste aerul rece, mai greu. *Linia, sau banda de la sol aflată la intersecția suprafeței frontale cu suprafața solului se numește linia frontului.*

Formarea fronturilor atmosferice reci și calde

Granițe între masele de aer

Frontul rece

Este frontul în lungul căruia aerul rece în deplasare înlocuiește aerul cald. Panta suprafeței frontale dintre cele 2 mase de aer este de ordinul 1/10-1/200.

Pe hărțile sinoptice, fronturile reci sunt trasate cu culoarea albastră sau cu linii negre având triunghiuri pe partea înspre care se deplasează linia frontului.

Dezvoltarea frontului rece

Nrii asociați și vremea

Frontul este însoțit uneori de sisteme noroase stabile, dar cel mai frecvent de sisteme noroase instabile cum ar fi : Cc, Ac, Cu, Cu con, Cb.

După tipul sistemului noros precipitațiile pot fi continue când aerul din față este stabil și cel mai frecvent sub formă de averse când aerul este instabil.

Banda de precipitații este de cca. 70 km.

Temperaturile sunt ridicate în fața frontului și mai scăzute în spatele frontului cu cel puțin 4-5°C.

Presiunea înaintea frontului prezintă o scădere (sau cel mult staționează), iar după trecerea frontului crește mult.

Vântul: înaintea frontului suflă din W, iar după trecerea lui suflă din NW, intensificându-se. Când frontul este însoțit de nori Cb, se înregistrează vânt în rafale.
 Umezeala relativă crește la maximum în momentul trecerii frontului și scade în spatele lui.

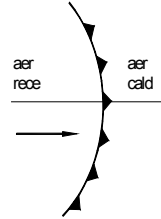
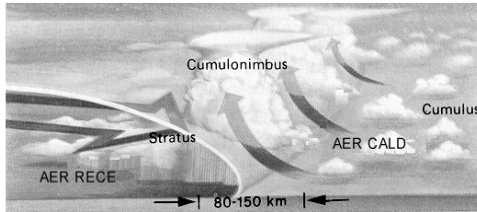


Fig. M.13.36. Frontul rece

Frontul cald

Este frontul în lungul căruia aerul cald în deplasare înlocuiește aerul rece.
 Suprafața frontală dintre cele 2 mase de aer are o pantă de ordinul 1/200-1/1000.

Dezvoltarea frontului cald

Norii asociați și vremea

Apropierea frontului cald este marcată în primul rând de apariția pe cer a sistemelor noroase care sunt dispuse în următoarea succesiune: Ci, Cs, As, Ns. Fronturile calde apar cu precădere în zonele depresionare.
 Dacă *cicloul* este în destrămare, atunci pe cer predomină nori Ac.

Vremea în sectorul cald

Din norii As, Ns, Ac, cad, de regulă, precipitații continue, banda acestora întinzându-se între 80-300 km.
 Temperatura în urma frontului este cu cel puțin 2°C mai ridicată decât în fața frontului.

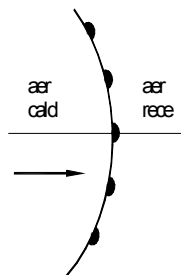


Fig. M.13.35. Frontul cald

Presiunea suferă o scădere înaintea frontului și o scădere ușoară sau staționară în urma frontului.
 Vântul suflă în fața frontului din sectorul SSV, iar după trecerea frontului, suflă din W.
 Fronturile calde sunt însemnate pe hărțile sinoptice cu culoare roșie sau cu linii negre cu semicercuri trasate pe partea de înaintare a frontului. În timpul iernii, în fața frontului cald, pe o lățime de 150-200 km, va apărea ceața.

Ocluziuni

Frontul oclus

Datorită vitezei de deplasare diferită a fronturilor amintite mai sus (frontul rece se deplasează cu viteză mult mai mare față de frontul cald), în partea centrală sau mai des în sectorul posterior depresiunii, frontul rece se va uni cu cel cald.

Din această joncțiune va lua naștere frontul oclus în care aerul cald existent între cele două fronturi principale va fi aruncat în altitudine, iar la sol se va produce contopirea celor două mase de aer rece (din fața frontului cald și din spatele frontului rece).

Nrii asociați și vremea

Dacă aerul din fața frontului cald este mai rece decât cel din spatele frontului va lua naștere *frontul oclus cu caracter de front cald* (vezi Fig. M.13.37.), caracterizat prin prezența norilor stratiformi și cumuliformi care acoperă cerul pe vaste întinderi și dau precipitații de lungă durată care au și caracter de ploi torențiale.

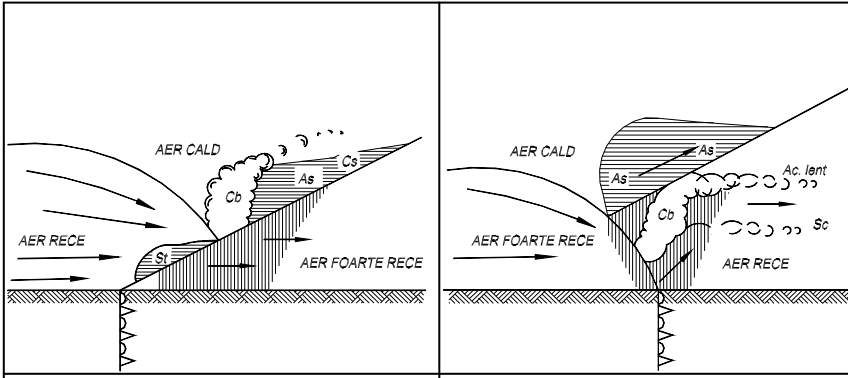


Fig. M.13.37 Frontul oclus cald

Fig. M.13.38. Frontul oclus rece

După trecerea acestui front cerul rămâne noros cu nori stratocumulus, iar temperatura staționară.

Dacă aerul din fața frontului cald este mai cald decât aerul din spatele frontului rece va lua naștere *frontul oclus cu caracter de front rece* (vezi Fig. M.13.38.). Și în acest caz nebulozitatea este mare, dar pe lângă norii stratiformi apar norii Cb care urcă până la 5000-6000m, determinând precipitații abundente deseori cu caracter de averse.

După trecerea frontului cerul devine variabil, cu înseninări accentuate, iar temperatura scade.

Frontul oclus cu caracter neutru este frontul care se produce mai rar și numai în cazul când aerul rece anterior și cel posterior au aceeași temperatură.

Aceste fronturi au o durată mult mai mică.

Fronturile ocluse apar pe harta sinoptică colorate în violet sau prin linii negre cu semicercuri și triunghiuri spre partea în care se deplasează.

Fonturi staționare

Nrii asociați și vremea

Givrajul

.Depunerea gheții pe anumite porțiuni a unei aeronave poartă denumirea de givraj.

.Givrajul poate afecta: bordul de atac al aripilor, elicele, parbrizul, antenele radio și radar, tubul Pitot, carburatorul sau reactorul.

Givrajul afectează aeronavele prin:

- reducerea coeficientului aerodinamic al avionului
 - reducerea portanței
 - creșterea vitezei de angajare
 - creșterea consumului de carburant
 - reducerea posibilităților de manevrare.

Deși orice avion este prevăzut cu echipament de degivrare, totuși trebuie să se evite zborul în condiții de givraj.

.Tipuri de givraj:

- givrajul transparent este o depunere de gheață dură, netedă, compactă, transparentă și foarte aderentă la părțile exterioare ale avionului. Se formează la trecerea avionului prin nori Ns, Cb sau în zonele cu temperaturi între 0°C și 15°C.
- givrajul opac este o depunere albă, mai puțin densă și mai puțin aderentă față de avion, deci se poate desprinde mai ușor de acesta. Se formează la temperaturi mai scăzute decât givrajul transparent.
-
- condiții care duc la formarea gheței
- givrajul transparent este o depunere de gheață dură, netedă, compactă, transparentă și foarte aderentă la părțile exterioare ale avionului. Se formează la trecerea avionului prin nori Ns, Cb sau în zonele cu temperaturi între 0°C și 15°C.

- efectele gheței poroase, chiciurei și gheței compacte
depuneri sub formă de conglomerate (givraj mixt) este o combinație de gheață opacă și transparentă. Givrajul mixt dă depuneri neregulate, depunându-se sub formă de jgheab. Din această cauză este deosebit de periculos pentru zbor.

- efectele givrajului asupra performanțelor aeronavei
- precauții și evitarea condițiilor de givraj
- givrajul grupului motopropulsor

- precauții, prevenirea și degivrarea carburatorului

13 Furtuni

- formare - mase de aer, frontale și orografice
- condiții necesare
- dezvoltarea proceselor
- recunoașterea condițiilor favorabile de formare
- riscul pentru aeronave
- efectul descărcărilor electrice și al turbulenței
- evitarea zborului în apropierea furtunilor

14 Zborul în zonele muntoase

- riscuri
- influența terenului asupra proceselor din atmosferă
- unde orografice, forfecarea vântului, mișcări verticale, efectul rotor, vânturi de coastă

15 Climatologie

- circulație generală sezonală în troposfera deasupra Europei
- vremea și vânturi sezonale locale

16 Altimetrie

- aspecte operaționale privind calarea altimetrului
- presiunea în altitudine, altitudinea densimetrică
- înălțime, altitudine, nivel de zbor
- atmosfera standard ICAO
- calări standard, QNH, QFE
- altitudinea de tranziție, strat și nivel

Organizarea meteorologică

- centre meteorologice de aerodrom
- stații meteorologice aeronautice
- serviciul de prognoze
- servicii meteorologice la aerodromuri
- disponibilitatea prognozelor periodice de vreme

AMC FCL 1.125 (continuare)

17 Analiza de vreme și prognoza

- hărți de vreme, simboluri, semne
- hărți de vreme semnificativă
- hărți de prognoză pentru aviația generală

Informarea meteorologică pentru planificarea zborului

Planoriștii sunt foarte interesați să știe ce condiții meteo vor avea în ziua respectivă încă de dimineață. Acest lucru îl vor afla atât din observațiile directe cât și din buletinele meteo pe care le vor obține de la televiziune, radio sau de la stațiile meteo din rețeaua meteorologică națională.

Schimbările de timp le vom observa în mod direct după aspectul cerului, tipul de nori prezenți, direcția și intensitatea vântului, modificările de temperatură, presiune și umezeală. Totodată toate ființele ne vor furniza informații privind schimbările de timp, știind că acestea sunt sensibile la aceste modificări.

Astfel:

- oamenii bolnavi de reumatism vor avea de suportat dureri la încheieturi când se apropie ploaia (scade presiunea și crește umezeala);
- muscuțiile și țânțarii vor căuta să intre în casă când se apropie ploaia;
- albinele când simt apropierea ploii se vor agita în jurul orificiilor de intrare în stup;
- furnicile se întorc grăbite la furnicar, intră înăuntru și blochează intrarea;
- când rândunelele zboară aproape de pământ înseamnă că ploaia va veni în curând (acest lucru se întâmplă datorită faptului că atunci când crește umezeala, aripile muscuțelor cu care se hrănesc se umezesc, zborul lor devine greoi și rândunelele le vor vâna în apropierea solului);
- vara, când observăm că vrăbiile sau turturlele se scaldă în praf știm că se apropie ploaia (umezeala pătrunde între pene și le îngreunează zborul, fapt care le determină să se arunce în praf pentru a-și usca penele);
- la sate animalele se întorc singure de la pășunat pentru a se adăposti când se strică timpul.

Întrucât planoriștii depind zilnic de această condiție meteorologică este necesar să știe cum să interpreteze un buletin meteo sau alte informații de specialitate.

Totuși înainte de a prezenta cele mai cunoscute buletine meteo utilizate în aviație vom prezenta câteva fenomene care ne anunță cum va fi vremea în intervalul de timp ce urmează:

- norii Cirrus (Ci) când apar ne arată că timpul se va înrăutăți și funcție de viteza cu care acoperă cerul, ploaia sau ninsoarea se va instala după 1-3 zile;
- când se înseninează seara după o zi în care cerul a fost acoperit, a doua zi va ploua mai mult ca sigur;
- când vântul suflă relativ liniștit, iar deodată își sporește puterea și își schimbă direcția este semn de apropiere a unei depresiuni, deci ploaia va veni în curând;
- după o perioadă mai lungă sau mai scurtă de secetă, dacă dimineața și seara se așează roua, atunci va ploua (a crescut umezeala aerului);
- dacă observăm umezirea sării din solniță sau ascultând emisiunile radiofonice suntem deranjați de radioparații produși prin descărcările electrice din atmosferă, nu suntem departe de o ploaie violentă de multe ori cu caracter de aversă;
- când observăm ziua în jurul soarelui sau seara în jurul lunii fenomenele de *coroană* sau *hallo* sub forma unor cercuri, în cel mult 2 zile va ploua sau va ninge.

Ameliorarea vremii o vom observa după următoarele semne:

- dacă răsăritul soarelui se produce pe un cer portocaliu, ziua va fi frumos;
- când vântul împrăștie norii care au produs o ploaie puternică vor urma zile senine și frumoase;

- apariția curcubeului după ploaie reprezintă un semn de îndreptare a vremii.

Pentru informarea meteorologică în aviație se folosesc următoarele mesaje:

- a. METAR;
- b. SPECI;
- c. meteoare sinoptice;
- d. prevederi de zonă;
- e. emisiunea VOLMET;
- f. buletinul meteo de zbor;
- g. mesajul TAF;

METAR-ul reprezintă mesaj de observație meteorologică regulată pentru aviație (cu sau fără prognoză de tendință) în limbaj clar abreviat. El se emite oral de către stațiile meteo aflate pe aerodromuri și cuprinde date reale privind situația meteo observată în zona de aerodrom. Decodificarea acestui mesaj va fi prezentată în încheierea capitolului.

SPECI este mesaj selecționat de observație meteorologică specială pentru aviație (cu sau fără prognoză de tendință), în limbaj clar abreviat, care se emite ori de câte ori se constată producerea, apariția sau ameliorarea unor fenomene periculoase zborului.

Meteoarele sinoptice (vizuale) se emit la intervale de 3 ore de către stațiile sinoptice teritoriale și cuprind date reale privind situația meteo observată în jurul stației.

Rpoarte și prognoze pentru aeroporturi de decolare, pe rută, de destinație și de rezervă

d) **Prevederile de zonă** se emit în clar de către centrele meteo aeronautice, la intervale de 3 ore și conțin informații cu privire la situația meteo în zonă, precum și informații cu privire la modificările de timp ce pot surveni în cele 3 ore.

f) **Buletinul de zbor** se întocmește la cererea pilotului înainte de plecarea în zbor pe ruta care o dorește. Acest buletin face parte din documentele obligatorii la bordul aeronavei și cuprinde atât date reale privind situația meteo pe ruta de deplasare, cât și date privind evoluția vremii pe rută.

Iterpretarea informației codificate METAR,TAF,GAFOR

Mesajul METAR (Meteorologică | Aerodrome Report)

Irop 181015 24003MPS 9999 BKN030 27/22 Q1017 NOSIG

În continuare prezentăm descifrarea mesajului METAR prezentat mai sus:

Prima grupă (Irop) reprezintă codul stației de aerodrom (aeroport) care l-a emis (Irop: I reprezintă Europa; r reprezintă România și op este aeroportul Otopeni).

Grupa a doua indică ziua, ora și minutul când a fost efectuată observația meteorologică.

În exemplul prezentat, ziua este 18, ora este 10 și minutul este 15.

Grupa a treia (24003) reprezintă codificarea direcției și intensității vântului. Primele trei cifre indică direcția magnetică a vântului (din 10^0 în 10^0), iar ultimele două intensitatea vântului în m/s.

În exemplul prezentat vântul suflă din 240^0 cu 3m/s.

Grupa a patra se referă la vizibilitatea orizontală pe aerodrom. Este codificată cu 4 cifre și ne dă direct valoarea vizibilității în metri. (Exemplu: 7500 reprezintă o vizibilitate de 7500 de metri).

În exemplul prezentat grupa 9999 este codificarea vizibilităților mai mari de 10 km.

Grupa a cincea codifică *nebulozitatea (gradul de acoperire cu nori)*, tipul norilor și plafonul (baza) acestora. Nebulozitatea poate avea următoarele coduri:

FEW	1-2/8
SCT	3-4/8
BKN	5-7/8
OVC	8/8

În exemplul nostru avem o acoperire de 5/8 cu nori alții decât CB sau Cu congestus (TCU).

Ultimile trei cifre ale grupei indică înălțimea bazei în *picioare* (feet).

În situația prezentată, norii se află la o înălțime de 900m.

În grupa a șasea ni se dau indicații privind temperatura aerului la pragul pistei și temperatura punctului de rouă.

În exemplul prezentat, temperatura aerului este de 27°C , iar cea a punctului de rouă, de 22°C .

Grupa a șaptea ne dă presiunea QNH (vezi Cap.Navigație) în hPa.

Ultima grupă ne avertizează despre evoluția situației meteo la aerodrom.

În exemplul nostru, *NOSIG* înseamnă că nu se prevăd modificări ale situației meteo pentru următorul interval (NO SIGNificant).

Deoarece o decodificare completă (pentru toate variantele posibile) a unui mesaj METAR necesită cunoștințe care depășesc nivelul de pregătire urmărit în această lucrare, considerăm suficiente informațiile prezentate.

Pentru mai multe informații vă rugăm să vă adresați serviciilor meteo și/sau trafic aerian, ***obligăția acestor servicii fiind de a decodifica și transmite acest mesaj în clar piloților.***

Disponibilitatea rapoartelor de la sol pentru vântul de suprafață, forfecarea vântului, vizibilitate

Mesajul TAF, asemănător cu mesajul metar, este emis de stațiile meteo de aerodrom și cuprinde informații privind evoluția condiției meteo pe un interval de timp de 9 ore. Mesajul TAF se transmite, ca și mesajul metar, în mod cifrat, folosind același cod, cu diferența că la mesajul TAF se specifică între ce ore este valabil, în timp ce la mesajul metar se specifică ora la care s-a efectuat observația meteo (citirea datelor).

Emisiuni radio meteorologice pentru aviație

- VOLMET, ATIS, SIGMET

Emisiunea Volmet poate fi recepționată pe frecvența de 126,8 MHz fiind transmisă în clar de către centrul meteo Otopeni.