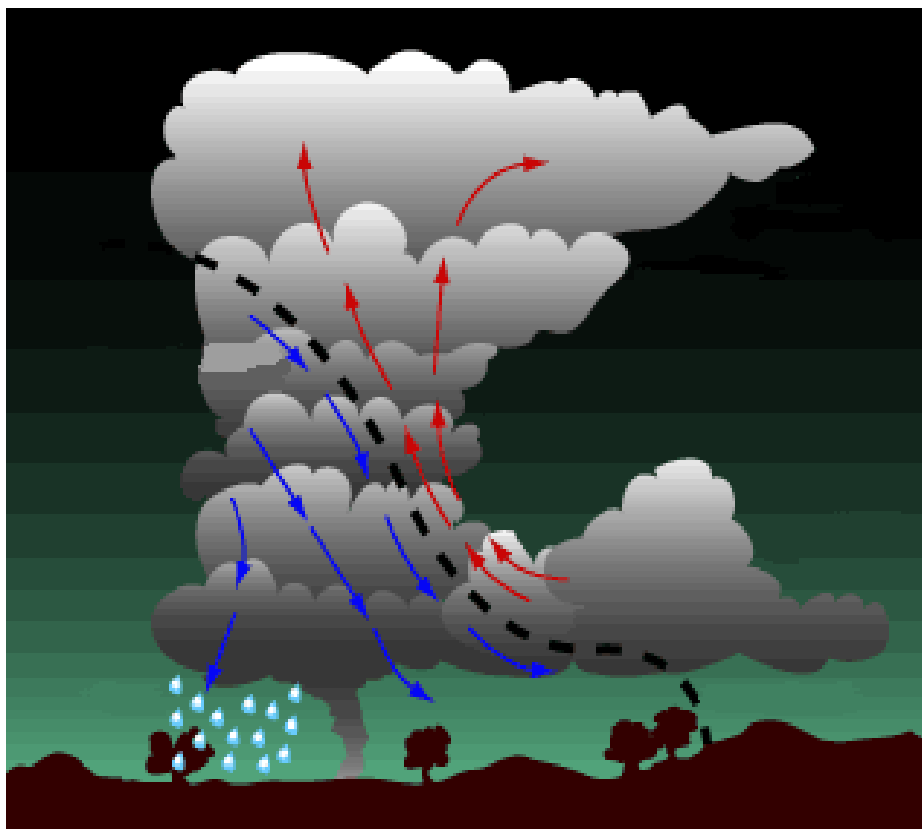


ECATERINA ION-BORDEI
GABRIELA TAULESCU

Probleme de meteorologie și climatologie pentru ecologi



Bucuresti

Cuvânt înainte

Cartea de față aduce în atenția ecologului unele dintre problemele fundamentale ale meteorologiei și climatologiei cu ajutorul cărora se pot înțelege cele mai îngrijorătoare aspecte ale mersului vremii și climei astăzi, fără a cădea în ispita angajării într-un curent sau altul din neștiință..

Și, pentru că în știință nu există de obicei o unică opinie ci mai multe curente de opinii, cartea încearcă să îl informeze asupra acestora, cât mai cuprinzător cu putință.

Fiecare temă aleasă este prezentată sau susținută prin autorii de referință care, fie au lansat-o, fie au rezolvat-o, fie au demontat-o, (la un moment dat) în așa fel încât cititorul să fie informat asupra stadiului actual de soluționare științifică sau nu, a acesteia.

Autoarele nu și-au propus un curs exhaustiv ci o carte – bază de studiu pentru ecologii de astăzi deaceia conținutul ei îmbină cunoștințele fundamentale de meteorologie cu evenimentele meteorologice concrete în care primele se aplică.

Este, prin urmare, un summum coerent de prezentări ample pe teme clasice sau recente de meteorologie și climatologie în cadrul căruia autoarele își exprimă judecățile, aprecierile, considerațiile.

Cartea este structurată în 4 părți și 10 capitole, în cadrul fiecăruia numerotarea figurilor începând de la cifra 1 urmată de numărul capitolului de care depinde figura. Această modalitate permite folosirea modulară a capitolelor și ușurează lectura de tip studiu.

Tehnoredactarea computerizată a fost asigurată de doamna Rodica Semeniuc căreia îi mulțumim călduros pentru promptitudine și calitate.

**Ecaterina Ion Bordei
Gabriela Tăulescu**

MOMENTE DIN ISTORIA METEOROLOGIEI



Pe fondul general de teamă față de stihiiile naturii, omul a fost preocupat de fenomenele atmosferei încă de la începuturile sale pe planeta Pământ.

Meteorologii de astăzi spun chiar că primele reguli empirice asupra mersului local al vremii se pierd în preistorie, dar se regăsesc, până astăzi, în folclor.

Lumea antică, prin personalitățile sale celebre a căutat și a găsit răspunsuri, adesea fascinante, cu valoare de reguli, unor probleme ale învelișului de aer cum ar fi: mișcarea aerului și producerea vântului, formarea norilor, producerea fulgerelor, etc. (în Atena antică au apărut chiar unele instrumente pentru determinarea direcției și intensității vântului).

Iată câteva nume de referință:

Herodot (484-425 î.C), marele geograf și călător al lumii antice face însemnări de finețe asupra unor fenomene de vreme, ca și mai recentul său urmaș, **Teofrast** care a trăit în perioada 372-387 î.C; și în scrierile lui **Platon** (427-347 î.C) transpar preocupări meteorologice,

Cea mai valoroasă lucrare, despre aer, din acele timpuri este “METEOROLOGIA” lui **Aristotel*** (384-322 î.C). Meteorologii o consideră ca pe un prim tratat al științei lor deoarece în cadrul ei se fac aprecieri asupra atmosferei, se descriu anumite fenomene meteorologice cărora li se încearcă explicații cauzale, se studiază originea apelor și formarea viiturilor.



Iată ce notează Aristotel în monumentală sa lucrare: *"Totdeauna vedem căzând apa care a fost ridicată. Chiar dacă nu exact aceeași cantitate de apă vine înapoi într-un an sau într-o anumită perioadă, tot ceea ce a fost ridicat se întoarce"*.

Seneca (4 î.C ... 65 d.C), oferă mai târziu interesante explicații asupra formării fulgerelor ca rezultat, citez, al “ciocnirii norilor de ploaie”, în lucrarea sa “Naturales questions”;

* Aristotel a fost profesorul și îndrumătorul lui Alexandru Macedon

Ptolemeu (în imagine), astronomul grec plasat de istorici a fi trăit în intervalul 90-168 d.C., face primele referiri asupra reflecției atmosferice, fenomen pe care îl consideră posibil numai datorită existenței învelișului gazos planetar, acesta determinând abaterea razei vizuale a unui observator, ce ar privi de pe Pământ, diverșii aștri de pe bolta cerului.



Cu asemenea contribuții, nu este de mirare că denumirea de **METEOROLOGIE**, păstrată până astăzi, este de origine greacă: meteoros însemnând “ceea ce este sus”, sau “ridicat la cer” sau “fenomene și corpuri* cerești” sau “domeniul aerului”, etc., iar logos** însemnând “cuvânt” sau “concepție” sau “gândire” sau “spirit”, etc.

Așadar, într-o formulă simplă dar valabilă în timp, putem spune că: **Meteorologia** reunește astăzi, ca și pe vremea lui Aristotel, **totalitatea cunoștințelor despre atmosferă și fenomenele sau procesele ce se produc în cuprinsul ei** (s-a modificat numai “totalitatea cunoștințelor” a cărei dinamică este impresionantă mai ales în ultimul sfert de veac).

Iată în continuare, momente cheie (după părerea autoarelor acestui curs) ale evoluției istorice a meteorologiei ca domeniu de cunoaștere:

– **Începutul secolului XIV în Anglia** – marchează efectuarea unor observații meteorologice sistematice (conform posibilităților tehnice de atunci) pe o durată de 7 ani, în localitatea Driby, de către William Merle rectorul Universității din acel oraș;

- **În jurul anului 1600 - Galileo Galilei** (în imagine) inventează termometrul cu coloană de lichid;



- În 1644 **Evangelista Torricelli**, elevul lui Galilei, inventează barometrul cu mercur. Foarte rapid urmează inventarea unor tipuri de higrometre și anemometre;

– **În 1648, Pascal** demonstrează matematic că aerul are greutate și pune bazele hidrostaticii aerului;

– **În 1659, Robert Boyle** stabilește relația între volumul și presiunea aerului impulsionând cercetările teoretice;

– **În 1665, C.Huygens** imaginează prima scală termometrică între două repere și anume: punctul de fierbere și punctul de îngheț al apei;

– **În 1673, Robert Hooke**, fizician englez, construiește primul barometru aneroid;

– Către sfârșitul acestui al 17-lea secol, **astronomul Halley** face publică teoria sa asupra formării și permanenței vânturilor alizee și a musonilor;

* după dicționarul grec,-francez al lui Bailly, 1903, Paris

** după dicționarul grec,-francez al lui Bailly, 1903, Paris

- **În 1735** același celebru Halley își prezintă teoria asupra relației incontestabile ce există între permanența, direcția și intensitatea vânturilor alizee și mișcarea de rotație a Pământului în jurul axei proprii, pune accentul cuvenit asupra devierii alizeelor de la o direcție teoretică nord-sud și respectiv sud-nord (pentru cele două emisfere) la cea reală care este NE-SV și respectiv SE-NV, deviere indusă de permanența mișcării de rotație a geoidului cu toate învelișurile sale, (deci și atmosfera) în jurul axei polilor;

– **După 1750 Benjamin Franklin** face descoperiri remarcabile asupra electricității atmosferice iar - **Lavoisier și Dalton** asupra naturii, stării și compoziției aerului.

- **H.B. Saussure** realizează în 1783 primul higrometru cu fir de păr, iar **J.Woltzmann** primul anemometru în 1796, etc.

– **În 1780** ia ființă **Societatea Meteorologică Palatină** cu sediul la Manheim, care supraviețuiește până în 1795 când Manheimul capitulează. În cadrul acestei societăți funcționa o rețea de 39 stații de observație amplasate în mai multe țări, dintre care 14 în Germania și 4 în S.U.A. Erau dotate cu instrumente comparabile* și etalonate: barometre, termometre și higrometre de tipul celor descoperite până la acea dată. Numai unele aveau însă câte o giruetă și câte un pluviograf. Este memorabil că toate cele 39 stații executau observații în același mod deci se supuneau unor instrucțiuni identice ceea ce în observarea atmosferei urma să se demonstreze a fi esențial.

– **În 1820** matematicianul german **H.V.Brandes** încearcă să stabilească într-o manieră sistematică, prima hartă meteorologică, folosind în acest scop datele reale culese cu 37 de ani în urmă de Societatea Meteorologică Palatină, pentru anul 1783. Ulterior, acest cercetător va încerca să realizeze hărțile perturbațiilor atmosferice care au afectat Europa în 1820 și 1821. Astfel **anul 1820** marchează începutul de drum al indispensabilelor hărți sinoptice.

Cam în același timp, de cealaltă parte a Oceanului Atlantic, la New York, cercetătorul W.C.Redfield realiza pentru prima dată o serie de hărți care ilustrau traiectoriile unor cicloni precum și sensul mișcării aerului în cadrul lor.

În ambele încercări ca și în multe altele care au urmat până la apariția telegrafului, redarea grafică pe hărți s-a făcut la mult timp distanță după efectuarea observațiilor în natură (uneori decenii). Hărțile realizate atunci erau deci folosite numai diagnostic, erau încercări grafice coerente de a surprinde evenimente atmosferice ce au traversat mari spații geografice în anumite intervale de timp și pe care omul dorea să le înțeleagă fie și retroactiv cu mijloacele de care dispunea cunoașterea sa la acea dată.

Așa au stat lucrurile până în 1843 ...

Anul 1843, marchează major omenirea: este anul în care Samuel Morse inventează telegraful. Imediat apare linia Washington DC - Baltimore prin intermediul căreia se face transmiterea primelor avertizări de furtună.

1850 este anul în care, la Washington DC se afișează public primele hărți de furtună realizate pe baza datelor transmise prin sistemul Morse dezvoltat rapid în numai cei 7 ani scurși de la invenția lui Morse.

* rigoare inexistentă până atunci, dar care a devenit până astăzi absolută în sistemul meteorologic de supraveghere a atmosferei

1855 este anul în care același tip de hărți dar pentru Franța este afișat public la Paris.

Legăturile din ce în ce mai strânse între bătrânul continent și statele Lumii Noi au presupus dezvoltarea rapidă a comerțului, aceasta realizându-se prin intermediul flotelor comerciale care au preluat toate rezultatele științei și tehnicii de până atunci punându-le în slujba îmbunătățirii serviciilor lor.

De aceea și primele progrese în dezvoltarea serviciilor meteorologice ale secolului XIX, marea, mai precis oceanul le-a adus. Consensul, metodologiile unificate de observare s-au dovedit indispensabile.

1853 este anul în care **locotenentul Maury** din marina S.U.A. a inițiat, la Bruxelles în Belgia, ***Prima Conferință Internațională de meteorologie***, cu adresă exactă asupra meteorologiei marine.

Au participat 10 țări (Belgia, Danemarca, SUA, Franța, Anglia, Norvegia, Olanda, Portugalia, Rusia și Suedia); au fost 12 reprezentanți ai meteorologiei din aceste țări dintre care 10 erau ofițeri de marină. Conferința a avut drept scop uniformizarea observațiilor meteorologice marine și ea marchează, în istoria meteorologiei mondiale, ***prima etapă a instituirii unei cooperări internaționale reale***.

Alte momente semnificative în istoria meteorologiei:

14 noiembrie 1854 este ziua distrugerii multor nave de război franceze angajate pe Marea Neagră, în războiul Crimeii, (în asediul de la Balaclava). Această funestă zi a devenit reper pentru o nouă etapă de dezvoltare a meteorologiei ca domeniu de cercetare cu implicații majore în societate. Este vorba despre furtuna extrem de violentă și neașteptată pentru forțele beligerante ajunse să se înfrunte în Marea Neagră pe care nu o cunoșteau de fel, furtună care a determinat catastrofa navală anunțată. Astronomul savant Le Verrier, însărcinat de Ministrul de Externe al Franței lui Napoleon al III-lea, să studieze cauzele dezastrului flotei franceze a ajuns la concluzia că “un vârtej” de furtună” traversase Peninsula Balcanică și pătrunsese în forță deasupra Mării Negre. Acest “vârtej”, cu vânturile sale și cu valurile uriașe provocate, a spulberat pur și simplu flota angajată în război, participanții neștiind nimic despre „secretele” vremii din această parte a lumii și, din păcate, nimic despre cauzele care-i determinaseră pe antici s-o numească “Marea Neagră”. Le Verrier afirmă că, dacă s-ar fi dispus de informații anticipate catastrofa ar fi putut fi evitată. Așa a apărut ca strictă, necesitatea instituirii unui sistem de veghe, bine organizat, în cadrul căruia o rețea de stații meteorologice să poată furniza informații asupra unor observații coerente și folosibile în scopuri prognostice.

...Și astfel s-a scris prima pagină a Meteorologiei Sinoptice...

La numai 19 ani după războiul Crimeii cercetătorii puseseră deja în operă colaborarea între state pentru coroborarea datelor de observație asupra aerului care nu cunoaște și nu respectă nici un fel de granițe omenești.

În **1873** la Viena avea loc Primul Congres Meteorologic Internațional la care au participat 32 reprezentanți a 20 guverne. Congresul acesta a decretat necesitatea

* în limbaj modern acesta ar echivala cu un ciclon mediteranean tânăr și rapid ajuns deasupra Mării Negre în plină forță

efectuării observațiilor meteorologice pe tot globul și constituirea unui fond pentru instalarea de stații meteorologice în punctele cele mai izolate de pe glob (pe anumite insule).

Pentru a se realiza un asemenea deziderat s-a înființat în același an 1873, Organizația Meteorologică Internațională, O.M.I. care a funcționat continuu până în 1914 și din nou, după primul război mondial începând din 1919 până în 1947. De la această dată O.M.I. s-a transformat în O.M.M., pentru că, după cel de al II-lea Război Mondial, se impunea din ce în ce mai clar, o colaborare meteorologică interstatală coordonată de o organizație interguvernamentală.

În concluzie, începând din 1854 și până în anul 2008 meteorologia s-a diversificat și superspecializat incredibil de mult, lucrul acesta fiind posibil prin folosirea tehnologiilor performante și a sistemului informațional.

În România - primele observații meteorologice nesistematice, datează din: **1770 la Iași, din 1773 la București și din 1851 la Sibiu**; ele au fost cu totul sporadice.

După **1854** lucrurile s-au precipitat, astfel că în 1859 la Sulina au început observațiile meteorologice sistematice

În **1884**, la 30 iulie, a luat ființă **Institutul Meteorologic Central** condus de eruditul inginer **Ștefan Hepites**.

În **1885** a apărut primul buletin meteorologic oficial al institutului, realizat în întregime de directorul său Ștefan Hepites.

1891 Ștefan Hepites este ales membru în Comitetul Internațional de Meteorologie la Conferința de la Munchen.

1900 La Expoziția Internațională de la Paris, Serviciul Meteorologic al României primește medalia de argint și «Diploma de onoare».

1915 Începe efectuarea sistematică a sondării atmosferei cu balon pilot, la stațiile meteorologice militare.

1922 Încep sondaje aerologice experimentale.

1925 Se organizează Serviciul sinoptic de prevedere a vremii.

1930 Se construiește (la aeroportul Băneasa) primul Observator Meteorologic, care devine și centru de formare profesională.

1936 Se organizează rețeaua de observații sinoptice de stat și începe sistematizarea sistemului meteorologic național.

1938 Herovanu Mircea inițiază primul program complex de fizica atmosferei și balneo-climatologic din Balcani.

1941 Începe activitatea de sondaj cu avionul, la București.

1942 Începe activitatea de radiosondaj pe aeroportul București Băneasa, folosindu-se radiosondele LANG.

1946 Topor Nicolae (1911 – 1987) elaborează primele prognoze pe lungă și foarte lungă durată.

1948 România ratifică Convenția de la Washington din 1947 și schimbă calitatea de membru fondator, cu aceea de membru cu drepturi depline al Organizației Meteorologice Mondiale. Se înființează la București prima Școală medie tehnică de meteorologie.

1949 Herovanu Mircea înființează (la Afumați) Observatorul de Fizica Atmosferei. Consiliul științific al Institutului Meteorologic aprobă programa analitică de specializare în domeniul meteorologiei la Facultatea de Matematică și Fizică din cadrul Universității din București

1957 Se înființează Observatorul Aerologic Constanța.

1960 Se implementează o metodă grafo-analitică de calcul numeric al hărții probabile pe 24 h pentru nivelul de 500 hPa.

1965 Beșleagă Nicolae înființează Laboratorul de meteorologie dinamică. Se realizează primele integrări numerice ale modelelor de prognoză numerică, folosind calculatorul.

1966 Stația meteorologică automată de concepție românească este prezentată în stare de funcțiune la prima Expoziție Mondială de stații meteorologice automate, de la Geneva.

1967 Se instalează la București primul radar meteorologic.

1970 Ia ființă Institutul de Meteorologie și Hidrologie, prin alipirea activităților de hidrologie celor de meteorologie.

Se organizează Oficiul de Calcul al Institutului de Meteorologie și Hidrologie.

Se înființează primele stații din rețeaua de supraveghere a poluării de fond.

1990 Meteo – France propune o colaborare cu țările din Europa Centrală și de Est (proiectul ALADIN – Air Limitée Adaptation Dynamique Développement International) în domeniul prevederii numerice a vremii, cu scopul de a dezvolta un model numeric de prevedere a vremii, care să fie integrat pe domenii mici, la rezoluții înalte.

1992 Se instalează sistemul de stocare/prelucrare a datelor climatice (CLICOM)

1997 Modelul ALADIN devine operațional la București, însemnând o schimbare semnificativă a sistemului de prevedere numerică.

1999 Se inițiază proiectul privind sistemul meteorologic național integrat (SIMIN).

Se instalează o stație de recepție și prelucrare a datelor (numerice) ale sateliților americani (NOAA) de pasaj.

Se pun în funcțiune (la București și Craiova) primele două radare meteorologice Doppler (în banda C) și se instalează primele 12 stații meteorologice automate.

Până în 2008 intraseră în funcțiune 8 radare meteorologice de mare performanță.

PARTEA I

UNELE PROBLEME ALE METEOROLOGIEI DE INTERES PENTRU ECOLOGI

CAPITOLUL 1

METEOROLOGIA ȘI ORGANIZAȚIA METEOROLOGICĂ MONDIALĂ – O.M.M.



1.1. Meteorologia și obiectul său de studiu

Meteorologia aparține grupului științelor geonomice având ca domeniu de preocupări: cercetarea, descoperirea și cunoașterea structurii, compoziției, însușirilor, proceselor și fenomenelor atmosferei precum și a legilor care o guvernează.

Grupul științelor geonomice, adoptat de Academia de Științe a României, reunește “geoștiințele” adică toate științele despre învelișurile Pământului (geologice, geofizice, geografice, etc.). Etimologia cuvântului: *geo*=pământ și *nomos*=ceea ce este “divizat prin împărțire” sau “divizare a unui teritoriu”, în limba greacă relevă sensul acestei recente denumiri în locul vechiului nume mai restrictiv de *științe geofizice*. Nu există substantivul “geonomie” cum nu există nici o știință numită Geonomie. Așadar, termenul de “științe geonomice” este generic și se referă la grupul larg de domenii științifice care studiază învelișurile Terrei

Meteorologia reunește astăzi, ca și pe vremea lui Aristotel, ***ansamblul cunoștințelor despre atmosferă și fenomenele ce se petrec în cuprinsul ei***; diferă numai cantitatea și calitatea acestora, în creștere continuă precum și dimensiunea compartimentelor prognostice (ale vremii, ale climei)

Obiectul de studiu al Meteorologiei este, așadar, aerul atmosferic adică ultimul înveliș continuu al Pământului ca și în cazul altor științe cu care însă nu se suprapune.

Metodele de lucru sunt proprii sau din domenii conexe (observația, analiza și sinteza, analogia, experimentul, simularea și modelarea matematică, etc.).

Scopul se poate cuprinde în ideea că: printr-o cât mai bună cunoaștere a atmosferei să se poată obține prognoze cât mai exacte pentru diferite intervale de timp, să se poată anticipa în timp util fenomenele calamitare, schimbările nefaste de vreme dar și eventualele variații climatice anuale, deceniale, seculare cu impact asupra întregului ansamblu de mediu.

Ecologii trebuie să perceapă atmosfera ca pe o parte a întregului, ca pe o componentă a GEOSISTEMULUI TERRA; și aceasta pentru că, deși sau tocmai pentru că, este învelișul invizibil și ultim al planetei vieții, întreține relații de o mare finețe și de o complexitate greu de descifrat, cu celelalte învelișuri superficiale din a căror interferare decurge de fapt “mediul natural” devenit “mediul înconjurător” al omului pe planeta vieții.

Numai cunoscând și înțelegând rostul și rolul fiecărei componente de mediu în dinamica geosistemului sistemului, ecologul îl poate proteja.

Atmosfera nu este așadar un simplu “mediu fizic gazos” căruia dacă-i simplificăm ipotetic complexitatea, îi putem aplica legile fizice specifice (ale gazelor, ale fluidelor) iar rezultatele, desigur în domeniul prezumțiilor de cercetare, să ne mulțumească. Există astăzi un asemenea curent puternic în lumea meteorologică deoarece folosirea explozivă a modelării matematice pentru atmosferă și mișcărilor ei nu poate fi concepută decât simplificând la maximum realitatea de mișcare a particulelor de aer din natură. Ecologul trebuie să știe de la început acest fapt precum și pe acela că ***meteorologia prognostică (indiferent de intervalul de timp prognozat) operează cu modele, cu “scenarii” de evoluție probabilistică ce decurg din calcul, operează deci cu „scheme conceptuale” bazate pe o analogie cazuistică amplă ce ține implicit de “timpul trecut”.***

Realitatea atmosferică este însă, în orice moment și în orice loc, mult mai nuanțată decât modelele imaginate și tocmai în domeniul manifestărilor atmosferice de detaliu adică punctuale (de aceea prognozele nu pot fi, în mod absolut, exacte pentru orice punct geografic!)

Invizibila atmosferă este un înveliș cât se poate de real și deosebit de complex al planetei noastre, este un dat inițial al sistemului, o componentă abiotică indispensabilă a mediului natural unic al Terrei, cu un rol structural și funcțional perfect stabilit, rol pe care omul se străduiește să-l înțeleagă, reușind deocamdată, numai parțial și nesigur să o facă.

Față de reliefosfera și hidrosfera planetei, cu care se află în raporturi de cvasi-egalitate privind menținerea condițiilor abiotice necesare vieții, atmosfera are în plus o mare libertate de mișcare a particulelor sale peste celelalte învelișuri statice; masele de aer survolează planeta după legile proprii ignorând orice granițe de stat sau naturale, orice coordonate impuse.

Prin această “libertate de survol” aerul atmosferic este cel care dă eficiență circuitului apei în natură, este cel care poartă la mari distanțe suspensii solide sau lichide de proveniență naturală, cosmică sau antropică; aerul atmosferic, constituind ultimul înveliș al planetei, este cel care filtrează radiația Soarelui reținând numai atât cât este necesar pentru perpetuarea vieții în sistem, respingând restul prin proprietățile sale, date dintru început.



1.2. Compartimentele de cercetare ale Meteorologiei

Meteorologia este adeseori definită simplu ca “Știința aerului și a prevederii mișcărilor lui” sau și mai simplu, atingând simplismul, “Știința despre vreme și schimbările ei”.

Am urmărit în “Momente din istoria Meteorologiei” preocupările omului pentru mersul vremii din copilăria omenirii și până astăzi. De aceea nu ne va surprinde larga paletă de subdomenii în care s-a divizat cercetarea meteorologică. Pe de o parte acest fapt demonstrează creșterea interesului omenirii pentru “știința aerului” în ansamblu iar pe de altă parte apare ca evidentă necesitatea disecării întregului în compartimente pentru că așa pare a fi mai ușor de studiat, de cunoscut.

Vom enumera mai jos câteva dintre disciplinele meteorologice de mare interes astăzi, unele dintre ele născându-se sub ochii ultimelor noastre două generații. Lista rămâne deschisă:

Meteorologia generală - cuprinde cunoștințele fizico-chimice de bază asupra mediului fizic gazos pe care îl reprezintă atmosfera Terrei;

Meteorologia sinoptică - știința despre prognozarea vremii, studiază legile evoluției fenomenelor și proceselor troposferice care conduc la succesiunea aspectelor diferite de vreme într-un punct fix sau într-o zonă, pentru orice interval de timp cerut de beneficiari;

Meteorologia dinamică - se ocupă cu studiul proceselor dinamice și termo-dinamice din atmosferă, implicate în mersul zilnic al vremii, prin metode fizico-matematice;

Fizica stratului limită - se ocupă cu studiul fenomenelor și proceselor de transfer energetic sol/aer în stratul de contact direct al atmosferei cu suprafața terestră (uscat și apă);

Actinometria - observă și studiază fluxurile radiante care străbat atmosfera precum și bilanțul radiativ al geosistemului;

Aerologia – observă și studiază procesele și fenomenele fizice proprii straturilor medii și înalte ale atmosferei libere (neinfluențată de scoarța terestră);

Aeronomia - se ocupă cu studiul fenomenelor și proceselor din ionosferă, exosferă și magnetosferă;

Meteorologia satelitară - se ocupă cu studierea și interpretarea imaginilor oferite de sateliții meteorologici în scopuri practice, mai ales prognostice;

Meteorologia radar - se ocupă cu studierea și interpretarea imagisticii radar;

Meteorologia aeronautică - elaborează prognoze de vreme numai pe rute aeronautice și pentru intervale scurte de timp (pentru intervalul de zbor);

Agrometeorologia – observă și cercetează influența condițiilor meteoclimatice asupra culturilor agricole în scopul de prevenire a riscurilor calamitare;

Biometeorologia - cercetează influența condițiilor meteorologice asupra organismelor în scopuri de protejare și atenționare;

Climatologia - este ramura cea mai geografică a meteorologiei, deoarece ea transformă informația observațională instantanee și punctiformă asupra aerului troposferic, în FOND DE DATE de referință, cu acoperire geografică cât mai bună și pe termen cât mai lung (din punct de vedere al timpului istoric), fond strict necesar în realizarea oricărei sinteze parametrizate (diagnostice, prezente sau prognostice) asupra comportamentului atmosferei, în imediata apropiere a suprafeței terestre.

Dintre multiplele definiții ale climatologiei întâlnite în cursurile sau tratatele de geografie de largă circulație o preluăm pe cea mai expresivă și anume: *“subramura meteorologiei care studiază regimul multianual al vremii în funcție de condițiile geografice specifice unei localități, zone, țări, continent sau chiar al întregului glob terestru”*. (Ciulache Sterie „Meteorologie și Climatologie” 1985, 95, etc.)

În ultimii 50 de ani climatologia s-a superspecializat, subdiviziunile apărute dovedind-o, iată câteva: „microclimatologia”, „topoclimatologia”, „paleoclimatologia”, „climatografia”, „schimbări climatice”, aceasta din urmă fiind la mare cautare mai ales în mediul politic și economic.

Climatologia pare mai apropiată de domeniul geografic al cunoașterii umane asupra naturii deoarece scopul său de bază - obținerea produselor de sinteză meteorologică pe termen lung privind trecutul, prezentul și viitorul - se sprijină esențialmente pe raportări spațiale de tip geografic, la scări diferite.

Datele observaționale concrete se numesc **date meteorologice**. Din prelucrarea lor pe șiruri lungi de ani reies **valori medii multianuale climatologice** sau valori lunare climatologice, decada, ori zilnice. Sensul de **valori climatologice** apare numai în momentul în care datele concrete observaționale asupra parametrilor meteorologici suferă rigorile sistemului de prelucrare statistică al Climatologiei, ca ramură a Meteorologiei pe care am definit-o anterior

De aceea, meteorologii sinopticieni când elaborează prognoze zilnice sau săptămânale de vreme se raportează mereu la valorile mediate de climatologi, denumite *“medii climatologice”* sau *„normalele climatologice”* – Unii autori consideră chiar Climatologia ca pe o *“geografie a tipurilor de vreme”* sau ca pe *“geografia zonelor climatice”*.

Celelalte subdiviziuni ale Meteorologiei ca știință, enumerate anterior climatologiei, par mai apropiate de fizică în marea lor majoritate, ceea ce îi face pe fizicienii teoreticieni, dar nu numai, să-și adjuce din ce în ce mai ferm meteorologia ca domeniu propriu reducându-i, după părerea noastră, obiectul de studiu la ceea ce exprimă următoarea definiție: aerul atmosferic este un amestec ideal de gaze, cărui i se pot aplica legile fizicii, ceea ce este incomplet.

Revenind la ideea de bază, cum că Meteorologia definește (desigur în mod convențional stabilit) domeniul care se ocupă cu studiul complex al atmosferei, în cadrul grupului științelor geonomice, vom insista asupra faptului că OBSERVAȚIA

* poziție pe care se va situa și cursul de față în a doua sa parte

DIRECTĂ asupra aerului atmosferic stă la baza întregului eșafodaj meteorologic și de cercetare în domeniu.

Pentru că numai OBSERVAȚIA DIRECTĂ oferă informațiile cinstite asupra atmosferei, privind declanșarea reală (nu simulată) și desfășurarea reală (nu simulată) a fenomenelor și proceselor atmosferice în relație directă prin efecte, cu celelalte componente ale mediului înconjurător (reliefosferă, hidrosferă, biosferă, antroposferă).

OBSERVAȚIILE DIRECTE, primare deci, sunt cele care intră într-un fel sau altul în caruselul schemelor conceptuale ale cercetătorilor pentru obținerea de analogii sau nonanalogii, de generalizări sau detalieri, de sinteze sau focalizări. Simulările și modelările matematice, cu scopuri de predicție, au și ele la bază datele de observație, dar într-un mod mult mai sofisticat decât metodele anterioare, calculatoarele permițând-o prin marea lor viteză de prelucrare a datelor inițiale.

Dar, pentru ca observația corectă să poată fi garantată oriunde pe glob, a trebuit să nu existe nici o disfuncționalitate de fus orar, altitudine sau preferință a omului de a efectua observații numai asupra anumitor fenomene meteo nu și asupra altora, a trebuit atinsă deci acea înlănțuire perfectă în timp, spațiu și scop, a trebuit, deci, acceptată o metodică de lucru unică pe glob.

Meritoriu pentru branșa meteorologilor este faptul ca de aproape un secol s-a ajuns la performanța simultaneității globale în observarea atmosferei și la cea a standardizării elementelor de observat și de măsurat în atmosferă. Este foarte interesant de cunoscut drumul parcurs până aici precum și importanța primordială pe care o dau meteorologii OBSERVAȚIEI METEOROLOGICE de la începuturi până astăzi, dar mai ales astăzi.



1.3. Observația meteorologică, în conformitate

cu normele Organizației Meteorologice Mondiale (O.M.M.)

Observația meteorologică constă în aprecierea caracteristicilor calitative ale fenomenelor, precum și în măsurarea valorilor numerice ale diferitelor elemente meteorologice (“Regulamentul tehnic” al O.M.M., ad.1979).

Observația meteorologică are o **importanță multiplă**, deoarece stă la baza următoarelor activități ale domeniului:

- ❖ stocarea sistematică a datelor și valorilor observaționale;
- ❖ întocmirea de anuare, atlase și alte lucrări de specialitate;
- ❖ informarea meteorologică curentă și fluentă a elaboratorilor de prognoze meteo;
- ❖ asigurarea servirii contractuale cu date a diferiților beneficiari;
- ❖ asigurarea protecției meteorologice a navigației aeriene, maritime, rutiere, etc.;
- ❖ asigurarea schimbului internațional de date meteorologice impus de OMM.

Pentru a se garanta calitatea corespunzătoare cerută de OMM a valorilor meteorologice, observațiile, măsurătorile și determinările trebuie să îndeplinească **următoarele condiții** impuse de această instituție O.N.U.:

- să fie efectuate corect și cu mare precizie, conform instrucțiunilor existente;
- să se utilizeze numai aparatură și instrumentație verificată, calibrată și etalonată;
- aparatura să fie instalată conform instrucțiunilor de amplasare în perimetrul standard observațional;
- aparatura să fie exploatată și întreținută corect;
- să se noteze numai ceea ce s-a observat sau măsurat cu adevărat;
- să fie efectuate la termenele stabilite.



1.3.1. Programul de observații

Cerințele de furnizare a datelor și informațiilor meteorologice impun efectuarea unui volum mare de observații, în așa fel încât la toate stațiile meteorologice este necesară efectuarea a cel puțin două programe: climatologic și altul sinoptic. Acestora li se adaugă alte programe speciale, cum sunt: actinometric, agrometeorologic, de supraveghere a poluării, etc.

Iată mai jos semnificația și motivația fiecărui tip de observare meteo:

1. **observația sinoptică** (conform Raportului Tehnic al O.M.M.) este observația meteorologică efectuată simultan la orele sinoptice standard (00; 06; 12; 18), la toate stațiile, în scopul obținerii unei imagini globale asupra manifestărilor atmosferice în momentul considerat*. În România, decalajul oficial față de meridianul 0⁰ este de două ore, drept pentru care orele sinoptice¹⁾ sunt 02⁰⁰, 08⁰⁰, 14⁰⁰, și 20⁰⁰

În funcție de volumul de informație pe care-l furnizează, **observația sinoptică** poate fi: simplă, intermediară și principală.

2. **observația climatologică**, spre deosebire de cea sinoptică se execută la **orele standard, calculate după timpul solar mediu local** de aceea nu coincide cu orele sinoptice de observație. Orele observației climatologice principale sunt: 01; 07; 13; 19.

* orele sinoptice standard sunt cele ale meridianului 0 Grnw., fiecare țară ajustându-și timpul de observare funcție de fusul orar, în așa fel încât fiecare stație meteo de pe glob să-și execute programul de observare sinoptică la același moment de timp standardizat

3. **observația aerologică** se execută în scopul obținerii unor parametri meteorologici din straturile înalte ale atmosferei la intervale de timp de 24 ore, 12 sau 6 ore.

La noi în țară s-au practicat 3 tipuri de observații aerologice și anume:

- *radisonajul* - cu ajutorul radiosondei pentru date de: presiune, temperatură și umezeală din troposferă și stratosfera inferioară;
 - *observații cu balonul pilot* - în scopul măsurării direcției și vitezei vântului în altitudine, precum și a stabilirii plafonului norilor;
 - *radiovântul* - cu ajutorul radioteodolitului se obțin date asupra vântului în troposferă;
 - În prezent totul este automatizat și computerizat ceea ce face ca informația să poată fi disponibilă într-un timp mult mai redus decât cu 15 ani în urmă.
4. **observația actinometrică** reprezintă un complex de măsurători și determinări asupra radiațiilor solare directe și difuze dar și asupra radiațiilor suprafeței terestre, care permit calcularea bilanțului radiativ Soare-Pământ, etc.
5. **observația cu radarul** se execută în scopul depistării norilor de la distanță și a identificării configurației, evoluției și direcției de deplasare a unor sisteme noroase față de centrul radar care efectuează observația. România are cel mai performant tip de radare: DOPPLER.
6. **observația agrometeorologică** este complexă, măsoară temperatura solului la diferite adâncimi standardizate și are scopul de a stabili interacțiunea dintre aceasta și culturile agricole dar și cu alți factori meteorologici (precipitații, umezeală relativă).
7. **observația de supraveghere a poluării mediului** constă în determinări și măsurători asupra poluării mediului cu diferiți agenți poluanți;
8. **observația asupra radioactivității mediului** constă în determinări și măsurători asupra poluării mediului cu particule radioactive.

Toate aceste observații se efectuează după metodologii proprii omologate și obligatorii prin norme OMM.



1.3.2. Cum se calculează momentul exact al efectuării observațiilor la fiecare stație meteorologică

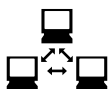
Întrucât datele rezultate în urma observațiilor se pot valorifica numai dacă sunt comparabile în timp și spațiu, această condiție se asigură, așa cum s-a mai spus anterior, prin efectuarea observațiilor în același moment; această rigoare de timp este impusă deoarece variația parametrilor atmosferici este strâns legată de radiația solară directă, adică de unghiul de incidență al razelor solare cu suprafața terestră. Cum unghiul de

incidență se modifică legic pe parcursul zilei (din cauza mișcării aparente a Soarelui pe bolta cerească*) valoarea parametrilor este în continuă schimbare; din această cauză, momentul în care se execută observațiile are o deosebită importanță.

În timp, variația elementelor meteorologice este caracterizată de modificări periodice, anotimpuale și diurne, cauzate de factori astronomici, de aceea observațiile trebuie efectuate la anumite ore caracteristice și nu altele.

Astfel, **observațiile sinoptice** fiind executate în același moment de timp de către toate stațiile meteorologice din lume, redau “fotografia” condițiilor meteorologice la acel moment, pentru întregul teritoriu observat. Ele se efectuează, așa cum se menționa anterior, după ora oficială a fusului orar în care se găsește țara respectivă, în cazul României după ora meridianului central al fusului său, adică 30°00’ log. E, ceea ce presupune un adaos de 2 ore față de meridianul 0⁰ (în orarul de vară adaosul este de 3 ore).

Spre deosebire de cele sinoptice, observațiile climatologice se execută riguros la ora locală a fiecărei stații meteorologice în parte, dând posibilitatea astfel ca unghiul de înclinare a razelor solare față de planul orizontal al locului să fie același pentru toate stațiile meteorologice din țară.



1.3.3. Rețeaua meteorologică de stații cu amplasare la sol funcționează în conformitate cu normele OMM

Rețeaua meteorologică de sol este constituită din totalitatea stațiilor și posturilor meteorologice, precum și a observatoarelor aerologice amplasate la suprafața Terrei, dotate cu aparatură de același tip și executând observații după programe și metode unice pe tot globul.

Este știut deja că obținerea unor rezultate de valoare este asigurată numai dacă observațiile sunt furnizate de o rețea de unități meteorologice, dotată cu aparatură etalonată unitar și în cadrul căreia se aplică aceeași metodologie de măsurare, determinare și prelucrare a datelor.

Stația Meteorologică este amplasată deliberat într-un anumit punct de pe suprafața terestră, ales după anumite criterii, pentru a putea să asigure reprezentativitatea datelor sale de observații și măsurători meteorologice efectuate la momente de timp standard.

Din punct de vedere material stația meteorologică clasică dispune de o platformă meteorologică standard pe care sunt instalate la distanțe riguroase, cea mai mare parte a instrumentelor precum și de o încăpere unde se află birourile și restul aparaturii de interior, plus calculatoarele.

După volumul și felul observațiilor, stațiile meteorologice se împart în diferite categorii și tipuri. Cele mai numeroase sunt stațiile sinoptice și climatologice, dar mai pot fi agrometeorologice, aerologice, actinometrice, etc.

* Știut fiind că în realitate Pământul se rotește în jurul Soarelui în decursul a 365 de zile (o rotație completă).

După zona fizico-geografică în care sunt amplasate, stațiile sunt:

– de câmpie, de deal, de munte (vârf, creastă, versant, de vale), de litoral (de larg, de coastă) și maritime (fixe, mobile).

După programul executat sunt stații cu program continuu și stații cu program redus.

După modalitatea efectuării măsurătorii: coexistă stațiile cu personal, deci neautomatizate cu cele semiautomate și automate. Cu cât țara este mai dezvoltată cu atât sunt mai numeroase stațiile automate (ex. Germania).

Observatorul aerologic este amplasamentul de la suprafața terestră, de unde se execută lansări de radiosondaje și/sau baloane aerologice pentru efectuarea de observații și măsurători în straturile medii și înalte ale troposferei și uneori până și în baza stratosferei. Lansările se fac în limitele unui orar tot atât de riguros respectat ca și în cazul stațiilor meteorologice clasice de sol numai că intervalele între momentele de lansare a radiosondelor sunt mai mari: 12 ore, 24 ore, 6 ore în cel mai fericit caz (dar acesta nu este cazul României!).

1.3.3.1. Densitatea rețelei de stații meteorologice

Informațiile meteorologice pot fi folosite cu eficiență maximă, când stațiile meteorologice au funcționat timp mai îndelungat și fără întrerupere în același loc (dând posibilitatea constituirii unor șiruri de date lungi și omogene) și când sunt repartizate armonios în cadrul natural al teritoriului unei țări, continent, glob asigurând deci o bună reprezentare a principalelor trepte de relief terestru.

De aceea repartizarea stațiilor trebuie să respecte o anumită densitate, care este stabilită în funcție de variația în timp și spațiu a principalilor parametri meteorologici dar și în funcție de gradul de precizie care se dorește în determinarea acestei variații în timp.

În general, densitatea rețelei de stații meteorologice este determinată de doi factori și anume:

- 1 - scopul căruia îi sunt destinate rezultatele observațiilor și măsurătorilor;
- 2 - caracterul morfologic al reliefului.

În cazul stațiilor amplasate în scopuri sinoptice - densitatea nu trebuie să fie prea mare având în vedere atât numărul mare de informații furnizate de rețeaua stațiilor din sistemul mondial, cât și faptul că prevederea timpului se bazează pe studiul proceselor produse în macro - și mezone geografice.

În cazul stațiilor amplasate pentru scopuri climatologice - densitatea rețelei de stații trebuie să fie mult mai mare decât la cea sinoptică.

În ceea ce privește caracterul morfologic al reliefului terestru, valorile rezultate în urma observațiilor meteorologice pot fi valabile pentru suprafețe foarte mari numai în cazul în care acestea sunt omogene. Dar de cele mai multe ori, relieful este fragmentat diferit, apărând, astfel, necesitatea îndeșirii rețelei de stații pentru a surprinde unele fenomene meteorologice ce se produc pe versanți, sau pe funduri de

vale, pe creste muntoase, pe interfluvii largi, în depresiuni, în lunci mari, etc. Cum o astfel de îndesire a rețelei la fiecare versant sau vale nu este posibilă, rezolvarea acestor probleme se realizează prin amplasarea stațiilor meteorologice pe profile morfologice, pe trepte de relief caracteristice cu alte cuvinte. În România acest lucru a fost destul de simplu (stații de câmpie, de deal și podiș și stații de munte).

1.3.3.2. Alegerea terenului pentru stațiile meteorologice de suprafață – stabilirea reprezentativității lor

Platforma meteorologică reprezintă o suprafață de teren pe care sunt instalate majoritatea instrumentelor și aparatelor, unde se execută aproape toate observațiile, măsurătorile și determinările atmosferice.

La toate stațiile dintr-o rețea se impun următoarele cerințe:

- 1 - platformele meteorologice să fie identice ca dimensiuni, împrejmuire, amplasare a aparatelor, etc;
- 2 - platformele meteorologice să fie distanțate în mod corespunzător față de orice sursă de influențare directă a măsurătorilor;
- 3 - stațiile să fie instalate în locuri tipice, reprezentative pentru zonele geografice pe care le reprezintă.

Prima cerință se rezolvă în practică, prin construcția de platforme meteorologice standard, iar celelalte două trebuie satisfăcute încă în faza de alegere a terenului.

Alegerea terenului necesar unei stații meteorologice trebuie făcută cu mult discernământ și cu multă competență.

Prima acțiune în alegerea unui teren pentru o stație constă în analiza condițiilor locale de relief, vegetație, soluri, precum și a factorilor antropici (localități, căi de comunicație, centre industriale, etc.).

A doua acțiune în alegere trebuie să fie cea referitoare la cerințele de distanțare față de sursele de influențare directă a măsurătorilor.

Diferitele obstacole existente în apropierea terenului ales, pot exercita o influență directă asupra valorilor, care se traduce prin:

- alterarea circulației naturale a aerului;
- umbrirea platformei;
- troienirea zăpezii;
- modificarea stării termice și hidrice a aerului;
- influența asupra cantității de precipitații căzute.

Protecția platformelor meteorologice la noi în țară este asigurată prin lege.

1.4. Sistemul meteorologic mondial, Organizația Meteorologică Mondială (OMM)



1.4.1. Sistemul meteorologic mondial

De la începutul meteorologiei moderne, după cum s-a prezentat anterior, s-a impus ca necesară constituirea unui sistem unitar specific de supraveghere și măsurare neîntreruptă a manifestărilor de bază sau caracteristice ale aerului în continuă mișcare. Și aceasta pentru că aerul atmosferic în mișcare nu respectă nici o graniță de stat, dar măsurătorile asupra lui trebuie să respecte acest fapt.

Astăzi există un sistem concertat de observare meteorologică și transmitere a datelor, demn de invidiat de către multe alte organisme de supraveghere și control global de pe Pământ.

Este vorba despre Sistemul Meteorologic Mondial în cadrul căruia observațiile asupra aerului (prezentate în subcapitolul anterior), se fac după norme standard și se transmit în flux continuu în toate lumea, prin intermediul unui limbaj de cod propriu, printr-o rețea de transmisiuni proprie și sub semnul unei discipline de fier. Reperele de timp privind momentele efectuării observațiilor sunt foarte riguroase și sunt calculate în funcție de fusele orare ale fiecărei țări în așa fel încât, datele observaționale odată transmise să reprezinte starea de fapt a atmosferei la o anumită și unică oră „h” pe tot globul. Fig.1, cap.1 prezintă sugestiv schema de acoperire a Sistemului Meteorologic Mondial. Așadar, Sistemul Meteorologic Mondial este un sistem informațional care realizează sarcinile de culegere, transmitere și prelucrare a informațiilor meteorologice, în conformitate cu nevoile interne ale fiecărei țări, cu reglementările și acordurile din cadrul OMM, cu acordurile bilaterale cu țările vecine și cu alte cerințe internaționale.

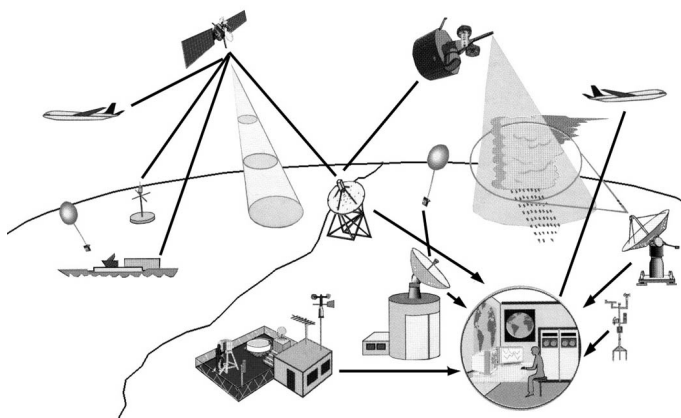


Fig. 1 cap.1. Schema circulației informației meteorologice (săgețile), de la sateliți și aparatură înregistratoare, până în biroul meteorologului, de unde este prelucrată și apoi oferită tuturor domeniilor de activitate umană.

Informațiile meteorologice care se vehiculează în sistemul informațional meteorologic vizează parametrii atmosferici măsurați precum și fenomenele meteorologice observate care redau concret manifestările atmosferice la momentul efectuării lor.

Pentru a fi eficiente, așa cum s-a mai spus, informațiile trebuie să îndeplinească anumite calități și anume: corectitudine, actualitate, comparabilitatea (care poate decurge numai din simultanitatea observațiilor). De aceea se folosește un limbaj de semne, simboluri și valori general inteligibile în lumea specialiștilor, numit „**codul meteorologic**”.

Activitatea meteorologică nu ar exista dacă nu s-ar practica schimbul rapid de informații meteorologice, deoarece procesele atmosferice implică spații geografice întinse și influențe diferențiate asupra zonelor traversate. (exemplu: unui front atmosferic cu o viteză medie de deplasare de 30km/oră, ajuns la granița de vest a României, îi vor trebui maximum 20 ore pentru a ajunge la Marea Neagră, ceea ce înseamnă că pentru o prognoză de 24 de ore, meteorologului îi sunt necesare informații prealabile de pe o rază care să depășească cu cel puțin 700km, teritoriul țării. Și aceasta, presupunând că manifestările nu se modifică, ci pur și simplu se translatează, ceea ce nu coincide niciodată cu realitatea). Cu cât intervalul de prognoză este mai mare, cu atât spațiul de pe care sunt necesare informații prealabile actului prognostic trebuie să fie mai mare.

Această necesitate a făcut din meteorologie "cea mai mondială dintre științe" și din O.M.M organizația cu cei mai mulți adepți, cu mult înaintea actualei etape istorice în care globalizarea pare a fi sloganul omenirii.

Sistemul informațional meteorologic este așadar coordonat de către O.M.M și are 3 componente interdependente:

1. Sistemul mondial de observații;
2. Sistemul mondial de transmisiuni;
3. Sistemul mondial de prelucrare a datelor.

➤ **Sistemul mondial de observații (SMO)**, cuprinde totalitatea stațiilor și mijloacelor de observare și măsurare a parametrilor și fenomenelor atmosferice. El este sistemul care coordonează toate metodologiile și mijloacele destinate să permită executarea observațiilor, la scara globului, conform normelor și în cadrul O.M.M*.

Sistemul mondial de observații, cuprindere 2 subsisteme și anume:

a. Subsistemul de bază sau de suprafață care se compune din:

- rețelele sinoptice de bază naționale și regionale (peste 9000 de stații terestre);
- stații pe mări și oceane, cu poziții fixe: (stații pe nave, nave staționare, platforme fixe)

* OMM = organizație interguvernamentală specializată a ONU.
OMM s-a constituit în 1947 iar România este membru fondator

- stații pe nave în mers (aproximativ 7000 stații maritime la bordul navelor în mers);
- stații maritime automate, geamanduri;
- aeronave speciale sau comerciale care transmit zilnic mai mult de 1500 mesaje meteorologice;
- radare (imaginea alăturată);
- stații radiometrice;
- stații de poluare;
- stații de măsurare a ozonului;
- stații climatologice;
- stații agrometeorologice;
- aproape 900 stații care fac observații aerologice.

b. Subsistemul satelitar se compune din:

- sateliți de pasaj, din seriile TIROS, NOAA, METEOR, care se deplasează pe orbite polare la altitudini de 700 până la 1000km;
 - sateliți geostaționari, care ocupă o poziție fixă deasupra Ecuatorului, la o distanță în jur de 36.000km altitudine.
- Acești sateliți pot observa întreaga suprafață a globului și funcționează atât ziua cât și noaptea (vezi Fig. 3).
- stații de recepție la sol unde se prelucrează și se descifrează datele satelitare.

➤ Sistemul mondial de telecomunicații meteorologice (SMT)

Milioanele de date de observații, reînnoite în permanență sunt vehiculate pe circuitele sistemului mondial de telecomunicații (SMT) stabilit special pentru nevoile meteorologiei și ale altor discipline conexe, legate de atmosferă și mediu. SMT cuprinde un circuit principal care leagă cele 3 centre meteorologice mondiale (Moscova, Melbourne, Washington) centre care colectează și transmit informații de pe tot globul și mai cuprinde o serie de legături regionale și naționale, care deservesc întreaga lume.

Centrele regionale de transmisiuni (CRT) colectează și transmit informații preluate de la centrele mondiale (CMT), dar pentru spații geografice mai restrânse. În Europa asemenea centre regionale funcționează la: Praga, Sofia, Bracknell, Paris și Offenbach.

Centrele naționale de transmisiuni aparțin serviciilor meteorologice din fiecare țară. O.M.M furnizează așadar serviciilor meteorologice naționale, datele care le permit să elaboreze informațiile meteorologice necesare utilizatorilor din țările lor.

➤ Sistemul mondial de prelucrare a datelor meteorologice

Prelucrarea continuă a unei imense cantități de informații se realizează de către centrele mondiale care pun în circuitul mondial, regional și național, informații deja prelucrate de tipul hărților meteorologice reale și probabile, schemelor de analiză,

imaginilor prelucrate de la sateliții meteorologici, etc; este astfel ușurată munca centrelor meteorologice naționale care se pot astfel concentra asupra detalierii prognozelor pentru zonele proprii de deservire fie pe trepte de relief fie pe zone specifice fiecărei țări.

Aceste centre mondiale alcătuiesc Sistemul mondial de tratare a datelor care pe lângă prelucrare, realizează și sarcini de arhivare a datelor meteorologice (atât a celor primare și a celor prelucrate) în băncile de date, după ce, în prealabil, au fost supuse diferitelor operațiuni de validare.

Țara noastră intră în circuitul mondial al O.M.M. prin activitatea sa de observare și studiere a atmosferei, precum și prin lucrările efectuate de meteorologii și cercetătorii din Administrația Națională de Meteorologie (fostul Institut Național de Meteorologie și Hidrologie).

1.4.2. Sistemul meteorologic național din România

Reproduce la scara țării sistemul meteorologic mondial.

Sistemul meteorologic național realizează sarcini de culegere, transmitere și prelucrare a informațiilor meteorologice, în conformitate cu nevoile interne, cu directivele și acordurile din cadrul O.M.M., cu acordurile bilaterale încheiate cu țările vecine precum și cu alte obligații internaționale.

România dispune în prezent de:

- 160 stații de observații și măsurători meteo de sol (70 stații automate MAWS).
- Dintre acestea 53 au și program agrometeorologic
- 320 puncte de observații pluviometrice
 - 2 observatoare aerologice
 - 8 radare meteorologice Doppler de ultimă generație
 - o stație de recepție satelitară
 - 7 centre meteorologice regionale

Toate sunt coordonate de Administrația Națională de Meteorologie (fostul institut național).

1.4.3. O.M.M. Organizația Meteorologică Mondială

O.M.M.-ul are meritul de a fi pus în operă și de a fi dezvoltat continuu și spectaculos Sistemul Meteorologic Mondial.

Organizația Meteorologică Mondială este o organizație interguvernamentală a ONU. Ea s-a constituit în octombrie 1947 prin Convenția de la Washington care a intrat în vigoare la 23 martie 1950 (această dată a fost aleasă pentru a celebra în fiecare an Ziua Meteorologiei Mondiale).

Înainte de octombrie 1947, mai precis din 1873, funcționase Organizația Meteorologică Internațională care era însă neguvernamentală și lipsită de fonduri;

meritul ei a fost însă enorm, deoarece a pus bazele unui sistem de schimb de date observaționale meteo între țările lumii, sistem care s-a dovedit a fi aproape perfect.

O.M.I. a funcționat fără întrerupere până în 1914; Între 1914 și 1919 și-a încetat activitatea din cauza primului război mondial.

Din 1919 și până în 1947 O.M.I. și-a dezvoltat și modernizat activitățile emițând un „regulament tehnic” pertinent, a cărui respectare era riguros urmărită.

Tot O.M.I. a elaborat primul atlas internațional al tipurilor de nori. A fost permanent receptivă (O.M.I.) la noutățile tehnice, radioul și aviația contribuind substanțial, fiecare în felul său, la dezvoltarea cercetărilor asupra aerului atmosferic.

În ultimul deceniu de existență O.M.I.-ul a pregătit de fapt statutul de funcționare și comisiile principale de lucru pentru ceea ce urma să devină Organizația Meteorologică Mondială (O.M.M.) ca instituție specializată a O.N.U. cu fonduri proprii și deci cu alte posibilități de decizie și control în domeniu, la scară mondială.

În 1996 O.M.M.-ul avea 185 de membrii dintre care 179 state (din 192 state) și 6 teritorii.

Rețeaua sa de observații însuma: 10.000 stații meteorologice de sol, 700 stații meteorologice fixe sau mobile amplasate pe vapoare, 60 stații montate pe balize mamă, 900 stații aerologice, 350 avioane, 5 sateliți geostaționari (de tip Meteo Sat) și 4 sateliți pe orbită polară (Meteor, Tiros), numeroase radare meteorologice și alte dotări tehnice.

În sistemul informațional O.M.M., în același an, 1996 (cifră depășită probabil în prezent) intrau:

- 183 centre meteo naționale;
- 35 centre meteo regionale;
- 3 centre meteo mondiale: Washington; Moscova; Melbourne

Pentru o bună comunicare intercontinentală în coduri meteorologice O.M.M. practică următoarea regiune meteorologică convențională a planetei: regiunea 1 – Africa; regiunea 2 – Asia; regiunea 3 – America de Sud; regiunea 4 – America Centrală și de Nord; regiunea 5 – Sud-Vestul Oc.Pacific și Australia; regiunea 6 – Europa

Simbolistica oricărui cod meteorologic începe cu amplasarea geografică într-una dintre aceste 6 regiuni.

În prezent O.M.M. este un organism al O.N.U. de mare implicare, foarte valoroasă din punct de vedere științific, tehnic și practic fără de care societatea modernă nu ar putea funcționa și nu ar putea face proiecte de dezvoltare viitoare în domenii ca aeronautica, astronautică, agricultura, pescuitul, turismul, construcțiile, serviciile de asigurare, de protecție a mediului, etc.

CAPITOLUL 2

ATMOSFERA, ULTIMUL ÎNVELIȘ AL PLANETEI PĂMÂNT



2.1. Atmosfera - identitate, formă și dimensiuni (scurtă trecere în revistă)

2.1.1. Definirea atmosferei

Atmosfera este învelișul gazos al Pământului și ultimul din geosistem de aceea este considerat *interfața* dintre corpul planetar și spațiul interplanetar.

Din punct de vedere fizic, atmosfera este constituită dintr-un amestec de gaze, purtând în suspensie particule solide, lichide sau gazoase suplimentare, de origine terestră sau cosmică, naturală sau antropică. Particulele solide sau lichide în suspensie în aerul atmosferic constituie ansamblul fizic numit *aerosolul atmosferic*.

Aerul atmosferic pur, adică amestecul de gaze dat, luat în discuție fără *aerosolul atmosferic*, este cunoscut în Fizica atmosferei și sub denumirea de *aer uscat* și i se atribuie următoarele proprietăți: este incolor, inodor, insipid, este compresibil și extensibil, are masă și exercită presiune, este în mișcare continuă atât în plan vertical cât și în plan orizontal, după legi proprii, dar în afara oricăror granițe convenționale, omenești.

Ca mediu fizic gazos, teoretic aerul atmosferic este considerat drept un *gaz ideal* și atunci poate fi asimilat cu oricare alt fluid, aplicându-i-se legile fizicii și în particular cele ale mecanicii fluidelor.

Atmosfera este considerată a fi un *sistem termodinamic deschis* (fig. 1, cap.2) deoarece:

- *se intercondiționează determinant la limita sa inferioară* cu litosfera, hidrosfera, criosfera* și biosfera prin schimburi termice, mecanice și chiar de constituenți (cum ar fi cenușa vulcanică, spori, fracțiuni de polen și nu în ultimul rând vapori de apă respectiv componenta atmosferică a circuitului apei în natură);
- *interacționează radiativ la limita sa superioară* cu Soarele și spațiul extra-atmosferic ca în fig.2,cap.2.

* înțelegând prin aceasta calotele de gheață polare și ghețarii pereni continentali

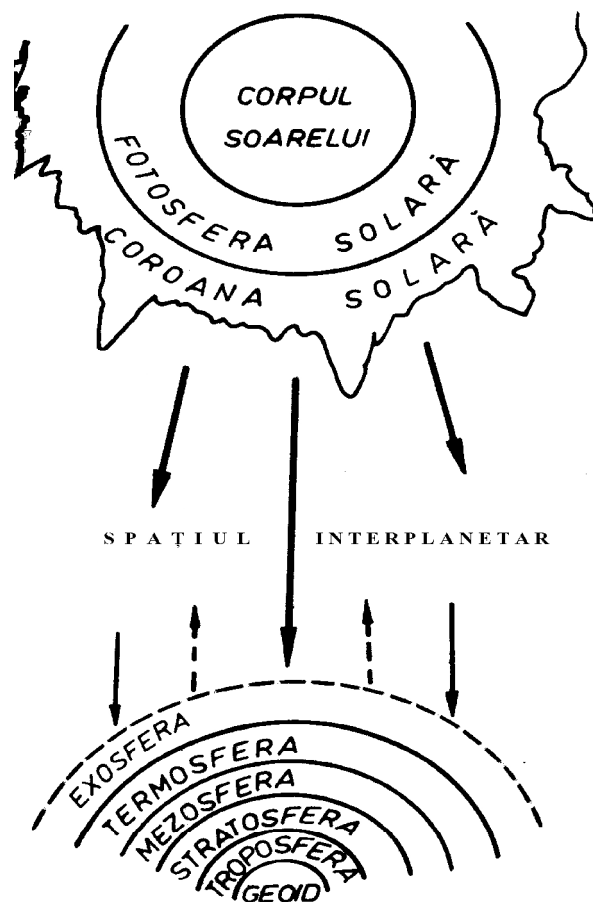


Fig. 1, cap.2. Raportul de poziție între Pământ, atmosfera terestră și Soare prin intermediul spațiului interplanetar

Astfel, prin intermediul *filtrului* impus de atmosferă, *Planeta Vieții* primește de la SOARE numai energia strict necesară perpetuării vieții (infinț mai mică decât ceea ce oferă sursa!) și totodată radiază la rândul său, spre cosmos, numai energia care-i prisosește, într-un echilibru, de bilanț, dat. Cu alte cuvinte, învelișul atmosferic “lasă să treacă”, este deci “transparent” numai pentru acea cantitate și calitate de radiații care să fie folositoare, nu distrugătoare vieții pe Pământ; pentru restul radiațiilor solare sau cosmice, atmosfera este un filtru de netrecut, prin structura-i dată și prin *funcțiunile* atribuite numai ei în *geosistem*.

Trebuie reținută deci ideea că activitatea de filtraj radiativ a atmosferei este pe cât de radicală pe atât de fin potențată la diverse înălțimi ale învelișului fig.2, cap.2; *grila optimă* se obține prin diverse modalități, toate fiind posibile numai prin datele inițiale de structură și funcționalitate impuse atmosferei actuale încă de la constituirea ei ca PARTE a ÎNTREGULUI GEOSISTEM TERRA.

Așadar, atmosfera ca înveliș, adică interfața între geoidul Terra și cosmos, este indispensabilă vieții pe Planeta Albastră, prin compoziție, structură și funcțiuni

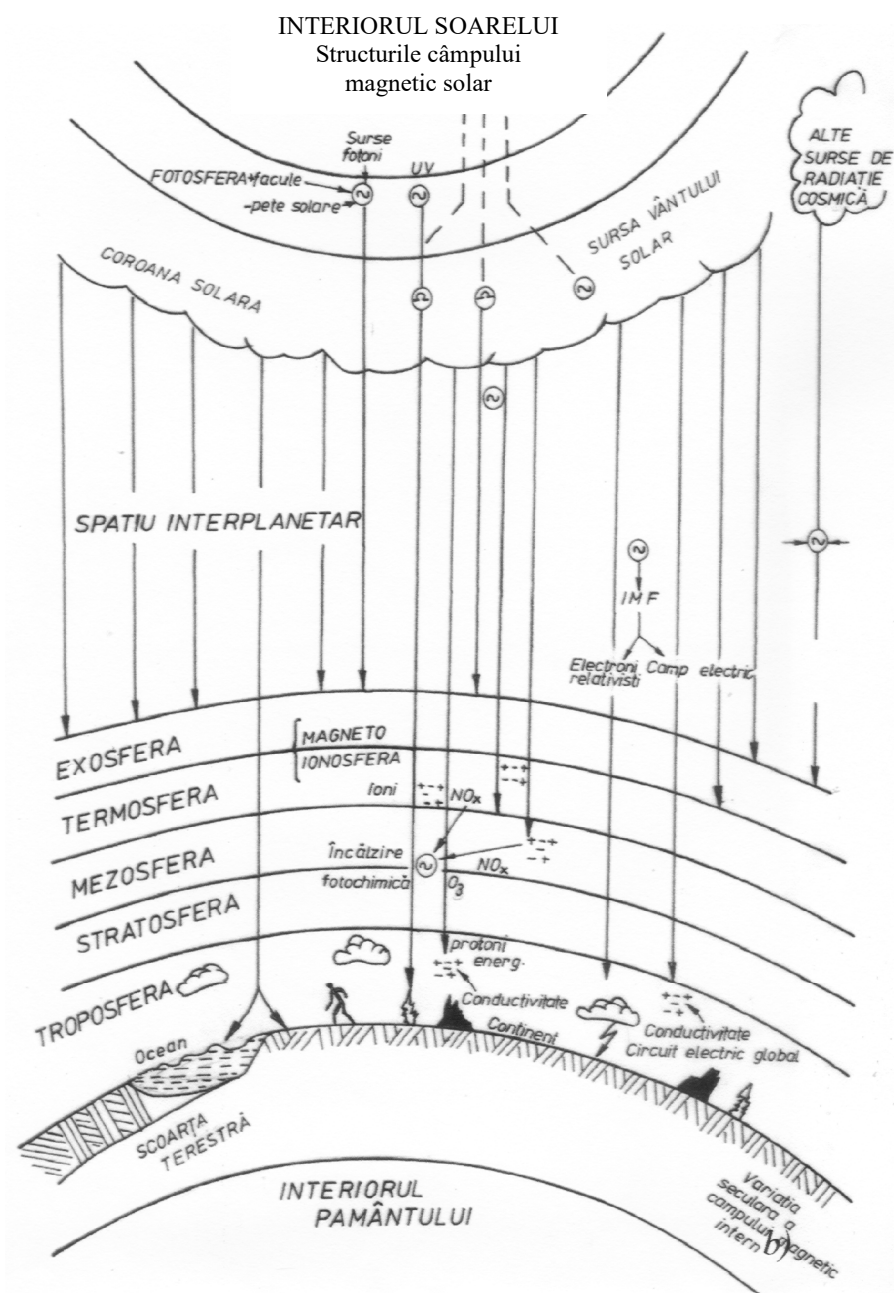


Fig.2, cap.2. Raportul de poziție între Pământ, atmosfera terestră și Soare prin intermediul spațiului interplanetar

2.1.2. Opinii asupra originii atmosferei

O primă categorie de ipoteze asupra apariției învelișului atmosferic consideră că atmosfera de astăzi este o reminiscență a masei gazoase incandescente, primordiale, din care s-a constituit însăși Pământul, la momentul său „0” de formare.

O a doua categorie de ipoteze o neagă pe prima, susținând că gazele constitutive ale atmosferei actuale au apărut în cadrul unei “atmosfera secundare” (ca moment de geneză), rezultând în urma unor erupții vulcanice la scară spațio-temporală foarte largă sau/și a emanațiilor unor izvoare termale, a descompunerilor chimice iar mai târziu a contribuțiilor vegetale.

Unii autori din acest spectru teoretic susțin că începuturile structurale ale atmosferei actuale s-ar afla în Cambrian (cu 580 milioane de ani în urmă). Ulterior aceluși moment, prin interacțiunea permanentă cu celelalte geosfere, atmosfera s-ar fi desăvârșit până la forma și compoziția actuală.

O a treia categorie de ipoteze este de orientare creaționistă și nu acordă atmosferei o vârstă mai mare de 30.000* de ani cât acordă, de fapt, actualului ansamblu de mediu pe Terra, pe care îl consideră apărut odată cu omul și pentru acesta, printr-un act unic de creație divină.

2.1.3. Forma și dimensiunile de bază ale atmosferei

Forma atmosferei

Întrucât efectuează, împreună cu Pământul (sub aceeași viteză unghiulară $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$), cunoscuta mișcare de rotație în jurul axei Polilor, atmosfera are forma elipsoidului de rotație; este deci bombată la Ecuator și turtită la Poli; gradul ei de turtire este mult mai accentuat decât al corpului solid al planetei, a cărui rază polară este cu numai 21 km mai scurtă decât raza ecuatorială (fig. 3, cap.2).

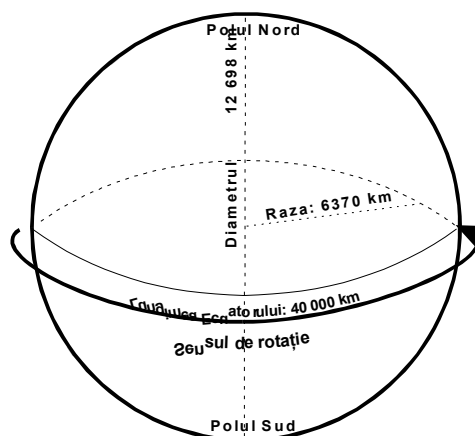


Fig.3, cap.2. Forma și dimensiunile geoidului Terra

* între 10.000 și 30.000 ani

Masa atmosferei

Masa atmosferei este de aproximativ $5,16 \cdot 10^{15}$ t, reprezentând numai o milionime din masa Pământului, care este de $5,98 \cdot 10^{21}$ t. Masa atmosferei scade spectaculos de rapid cu altitudinea la fel și densitatea sa și implicit presiunea pe care o exercită acest înveliș la diferite nivele atmosferice. Tabelul 1. prezintă greutatea pe care o are 1m^3 de aer recoltat la diverse înălțimi atmosferice.

Tabelul 1. Masa aerului conținută într-o unitate de volum, la diferite înălțimi în atmosferă



Înălțimea, h (km)	Volum (m^3 aer)	masă (g)
40	1	4
25	1	43
12	1	319
0	1	1293

Se apreciază că jumătate din masa atmosferei este concentrată într-un prim strat, aderent la planetă, a cărui grosime este de numai 5 km. Continuând ideea, se mai afirmă că 75% din masa atmosferică totală se află cantonată în stratul cuprins între nivelul 0 al mării și nivelul altitudinal de 10km al învelișului și că până la nivelul de 36km sau 50km (după diverși autori) ar încăpea aproape 99% din totalul de masă al învelișului atmosferic.

Nu este de neglijat faptul, că pentru restul învelișului, cuprins între înălțimea de 36km sau 50km și înălțimea de 1000km, 2000km, 3000km, 10000km (depinzând de autor) rămâne numai 1% masă atmosferică, infimă deci și tocmai de aceea “diasporată” la distanțe uriașe de până la 100km între particulele participante.

Grosimea atmosferei

Grosimea atmosferei nu poate fi încă măsurată direct deoarece mijloacele tehnice ale omului nu au ajuns la nivelul unei asemenea performanțe. Se poate însă calcula această dimensiune, pornind de la anumite date inițiale, dar tocmai de aceea sunt mai multe propuneri (ca și în cazul limitei superioare a atmosferei: 1000km, 2000km, 3000km, 10000km...

Limitele atmosferei

“Anvelopa” gazoasă a planetei noastre se sprijină pe scoarța terestră și se desfășoară ca înveliș, în jurul acesteia, până la înălțimi măsurate, deduse, sau calculate, variind în funcție de autor și de sensul dat de acesta noțiunii de limită. Vom afla aici și răspunsul multiplu la paragraful anterior (grosimea atmosferei).

Ecologul trebuie să rețină următoarele:

-Limita inferioară nu este peliculară și netă, ci este, mai degrabă, considerată a fi însăși suprafața activă a planetei, adică suprafața continentelor, a oceanelor și a calotelor polare deoarece aerul le penetrează superficial pe acestea, se întrepătrunde cu ele.

-Limita superioară a atmosferei, generic vorbind, nu este nici ea peliculară, ci este imaginată ca un ultim strat de tranziție către spațiul interplanetar. Acest strat s-ar afla teoretic fie la nivelul la care forța centrifugă tinde să echilibreze forța atracției gravitaționale a Pământului - după unii autori, fie la nivelul la care câmpul magnetic al planetei noastre își mai exercită atracția asupra particulelor alcătuitoare ale atmosferei îndepărtate, după alți autori (cam la „de 6 ori raza Pământului”, ca distanță)



2.1.4. Aerul atmosferic – compoziție și proprietăți fizico-chimice

După cum s-a precizat anterior, între suprafața terestră și înălțimea medie de 80–100km, sau, după unii autori mai riguroși, până la pragul altitudinal de 85km, compoziția atmosferei este considerată, teoretic, uniformă. În acest strat, tocmai de aceea numit **omosferă**, proporțiile constituenților gazoși, deși sunt diferite, se mențin mereu aceleași. În schimb, la înălțimi mai mari de 85km sau, după alți autori, mai mari de 100km, adică în **eterosferă**, compoziția atmosferei se modifică semnificativ. Cauzele acestei modificări sunt, pe de o parte, diminuarea gravitației terestre care are rol major în separarea gravitațională aici, a constituenților chimici, și, pe de altă parte, amplificarea radiației solare, care disociază anumiți constituenți și stimulează formarea de noi specii chimice la înălțimi mai mari decât pragul considerat.

Constituenții gazoși ai atmosferei; compoziția atmosferei standard

Organizația Meteorologică Mondială a pus în circulație lista componentelor aerului uscat (prelevat din orice punct aflat între sol și înălțimea de 25 km) care conține gaze distincte după cum indică tabelul 1. Având în vedere că înălțimea maximă de prelevare este de 25 km, foarte apropiată de limita superioară a **atmosferei ecologice** (adică cea în care se pot întâlni forme de viață) este important pentru ecolog să ia notă de lista acestor constituenți.

Din tabelul 1, numai primele 4 gaze componente au reprezentativitate în volum și greutate și anume: azotul care reprezintă 78,09 %; oxigenul cu 20,94 %; argonul cu 0,93 % și dioxidul de carbon cu 0,93 % din amestecul de gaze dat.

Tabel 1. Compoziția chimică a aerului uscat conform datelor O.M.M

Nr. Crt	Gazul	Simbol	Proporția în volum %
1	azot	N ₂	78,088
2	oxigen	O ₂	20,949
3	argon	Ar	0,930
4	dioxid de carbon	CO ₂	0,030
5	neon	Ne	1,8.10 ⁻³
6	heliu	He	5,2.10 ⁻⁴
7	kripton	Kr	1,0.10 ⁻⁴
8	hidrogen	H ₂	5,2.10 ⁻⁵
9	xenon	Xe	8,0.10 ⁻⁶
10	ozon	O ₃	1,0.10 ⁻⁶
11	radon	Rd	6,0.10 ⁻¹⁸
12	iod	I ₂	0,3-0,4.10 ⁻⁸
13	metan	CH ₄	2,2.10 ⁻⁴
14	oxid de azot	N ₂ O	5,0.10 ⁻⁵
15	apa oxigenată	H ₂ O ₂	4,0.10 ⁻⁶
16	dioxid de sulf	SO ₂	0,0- 2,0.10 ⁻⁴
17	dioxid de azot	NO ₂	0,0- 2,0.10 ⁻⁶
18	oxid de carbon	CO	urme
19	clorură de sodiu	NaCl	10 ⁻³
20	amoniac	NH ₃	10 ⁻³

Componentele constante ale atmosferei sunt în număr de două și anume Oxigenul și Azotul.

Oxigenul molecular, O₂, este indispensabil vieții, întreține arderile și apare numai în atmosfera Terrei. Deține 20,94% din totalul amestecului de gaze al atmosferei. La înălțimi mai mari de 80–100km se disociază.

Azotul molecular, N₂, poate fi considerat, din punct de vedere al implicării, ca o stranie dominantă chimică (pentru că deține 78,9% din totalul amestecului gazos) în atmosfera terestră pentru că NU participă nici direct și nici evident sau masiv (cum o fac O₂ sau CO₂) la perpetuarea vieții pe planetă. Dar nu este deloc neglijabil rolul

indirect pe care îl joacă N_2 în amestecul său cu O_2 , temperându-i acestuia mult, acțiunea oxidantă și făcând indirect posibilă dezvoltarea formelor de viață pe planetă.

În relație simplă cu biosfera, azotul molecular este sursă de hrană vegetală directă sau prin compușii săi atmosferici ajunși la sol prin intermediul ploilor.

Componentele variabile ale atmosferei

Vaporii de apă alături de **dioxidul de carbon** și **de ozon**, reprezintă variabilele atmosferei pe care omul încearcă să le evalueze corect.

Studiul lor a fost stimulat inițial de nevoia de cunoaștere a rolului jucat în perpetuarea formelor de viață, ulterior realizându-se ideea că reprezintă de asemenea, constituenți utili în circulația atmosferică, în procesele de schimb de substanță și în alte direcții pe cale de descifrare.

◆ Vaporii de apă din atmosferă

Vaporii de apă ajung în atmosferă în urma proceselor de evaporare a apei de la suprafața atât de complexă a planetei Pământ. Ei provin însă și în urma proceselor fiziologice (de respirație sau transpirație) specifice lumii vii și, mai puțin, în urma unor erupții vulcanice. Vaporii de apă sunt considerați drept componenta atmosferică cu cea mai ridicată variabilitate cantitativă, spațială și temporală dintre toate componentele variabile ale acestui înveliș gazos.

Se apreciază că *în plan vertical* vaporii de apă se concentrează masiv în stratul sol – 5km al troposferei; ei ajung însă pe cale naturală uneori și până la 10 km - 12 km înălțime adică până la baza stratosferei (în cazul norilor Cumulonimbus înalți de 10-12 km)

În plan orizontal distribuția vaporilor de apă depinde de: prezența și dimensiunile surselor terestre de evaporare, de temperatura aerului de deasupra surselor de evaporare dar și de intensitatea și direcția dominantă a circulației aerului troposferic în zona de interes.

Două dintre procesele fizice pe care le suferă apa atmosferică sunt: *evaporarea* care se desfășoară cu consum de energie calorică și *condensarea* care are loc cu eliberarea căldurii latente de evaporare.

Ambele procese asigură circuitul apei în natură și se derulează atât în atmosferă cât și pe suprafața terestră; de aceea putem spune că, vaporii de apă ajunși în aer, influențează, într-o bună măsură, bilanțul caloric Pământ-atmosferă, cu adresă exactă la menținerea efectului de seră natural al planetei.

Astfel, cu mult mai mult decât blamatul înaintea dioxidului de carbon formațiunile noroase (care reprezintă marile concentrații atmosferice de vapori* de apă) absorb radiația calorică de undă lungă inversă adică pe cea reflectată sau, mai corect spus, pe cea retransmisă de suprafața planetară aerului atmosferic din apropierea sa, nelăsând-o să se piardă în restul atmosferei libere de deasupra plafonului de nori. Cu alte cuvinte efectul natural de seră se bazează în primul rând pe funcția vaporilor de apă și apoi pe CO_2 , etc.

* norii nu conțin numai apă în stare de vapori ci și în stare de picături, de cristale și de greloane de gheață

Astfel, stratul noros deși discontinuu la nivel planetar, joacă cel mai convingător rolul geamurilor unei sere artificiale care nu lasă să iasă în afară căldura primită de la radiația directă a Soarelui pe care a lăsat-o însă să pătrundă în seră, nestingherită.

Deci, stratul de nori, după ce a absorbit radiația calorică reflectată, adică venită dinspre suprafața Pământului (suprafața încălzită direct de către Soare) o retransmite, o difuzează în jur, mai generos, aerului interpus între „vălul” noros și suprafața terestră, exact ca în interiorul unei sere (acest subiect se va relua).

◆ Dioxidul de Carbon

Dioxidul de carbon, cu numai cele 0,030% ale sale joacă rolul său bine stabilit în cadrul stratului de interfață, între Pământ și Cosmos, care este atmosfera.

Acest gaz este implicat și el în absorbția radiației de undă lungă (infraroșie) care provine dinspre scoarța terestră dar și dinspre anumite componente ale atmosferei, participând astfel la exercitarea efectului de seră natural sau „suplimentat” al atmosferei apropiate scoarței.

Dioxidul de carbon dispăre la înălțimi mai mari de 20–30 km în atmosferă.

Se prezintă în continuare un material științific de informare detaliată pentru cei interesați.



Dacă vrei să știi și altceva...

Vom prezenta mai jos dioxidul de carbon în interpretările recente ale cercetătorilor preocupați de rolul și relațiile acestui gaz cu restul ansamblului de mediu terestru (**figurile și o parte din text ne-au fost puse la dispoziție – în manuscris - de prof.Sabina Ștefan, Univ București, căreia îi mulțumim**).

Toate procesele în care este implicat dioxidul de carbon atmosferic au loc în apropierea suprafeței Pământului, adică în troposfera joasă. Atmosfera acționează, deci, numai ca un rezervor tampon, pasiv, cu o capacitate mare dar limitată. Viteza de schimb a atmosferei cu oceanul planetar și biosfera în ceea ce privește dioxidul de carbon este relativ mică, oceanul planetar fiind un rezervor uriaș de CO₂ al planetei. Echilibrul dintre aceste două rezervoare este foarte sensibil la variațiile mici ale valorilor temperaturii și pH-ul apei oceanului și de asemenea la fluctuațiile biosferei marine. Echilibrul poate să nu fie stabil și poate fi cauză unor variații seculare de amplitudini necunoscute.

La rândul său, omul generează în mod curent mari cantități de dioxid de carbon în mediul înconjurător. Întrucât acest gaz joacă un rol important în bilanțul radiativ al atmosferei, efectele asupra climatului sunt considerate deosebit de importante.

Este știut că dioxidul de carbon este sursa majoră de carbon organic și are rol în viața plantelor. Cantitatea folosită anual de către biosferă arată că viața plantelor, cu ritmurile ei, are un efect evident asupra concentrației de dioxid de carbon la nivelul suprafeței Pământului. Asimilarea dioxidului de carbon de către plante este controlată puternic de către radiația solară, pentru aceeași cantitate de lumină ea (asimilarea) fiind proporțională cu presiunea parțială a dioxidului de carbon din aer.

Captarea dioxidului de carbon din atmosferă de către plante este contrabalansată printr-o anumită producție de dioxid de carbon din partea componentei organice din sol în cadrul unor procese cu degajare de CO₂ care au loc sub acțiunea bacteriilor.

Eliberarea dioxidului de carbon de către sol depinde de tipul de sol, de structura, umezeala și temperatura acestuia. De aceea concentrația de dioxid de carbon a aerului prezent în stratul de sol poate fi de până la 100 de ori mai ridicată decât în aerul de deasupra nivelului solului.

În cazul analizei profilelor verticale ale dioxidului de carbon pentru două forme tipice de vegetație, pădure și culturi, se observă amplitudinea aproximativă a fluctuațiilor implicate precum și direcția fluxurilor verticale.

Astfel ziua, fluxurile sunt mai mari în comparație cu noaptea. Grosimea stratului de aer de deasupra vegetației, este implicat în ciclul dioxidului de carbon și depinde de intensitatea fluxului acestuia, de starea de turbulență a atmosferei ca și de extinderea orizontală a ariei active.

Trebuie reținut faptul că, acolo unde solul și vegetația sunt foarte apropiate o parte a ciclului dioxidului de carbon este scurtcircuitată și de aceea include numai cele mai joase straturi ale atmosferei.

Variația zilnică a concentrației acestui gaz este controlată prin ritmul de absorbție și difuzia turbulentă. Specialiștii au demonstrat că cele mai scăzute valori sunt atinse înainte de apus, iar cele mai ridicate la răsăritul soarelui. Descreșterea mică a dioxidului de carbon cu înălțimea în timpul zilei și creșterea mare în timpul nopții nu reflectă fluxurile de dioxid de carbon, ci mai degrabă difuzia turbulentă diferită diurn. Înregistrările sunt și ele diferite pe vreme frumoasă față de zilele noroase și aceasta datorită reducerii absorbției și variației mai mici a curenților de difuzie.

În altă ordine de idei, pentru atmosferă omul a devenit un furnizor de CO_2 "în plin avânt", prin tot mai extinsele sale platforme industriale sau zone rezidențiale de tip megalopolis.

Acum deasupra Oceanului Planetar, arii întinse acționează fie ca un puț absorbant, fie ca o sursă de CO_2 impunând o influență serioasă asupra conținutului de CO_2 al aerului ce se află în pasaj sau stagnează deasupra sa.

Concentrația de CO_2 în aerul de deasupra suprafeței oceanice poate fi controlată prin concentrația de H_2CO_3 din aer, a CO_2 sau H_2CO_3

din în apă, pentru că acestea, la rândul lor sunt în echilibru cu ionii de bicarbonat HCO_3^- și CO_3^{2-} .

Concentrația la echilibru $[\text{CO}_2]$ în aer este proporțională numai cu $[\text{H}_2\text{CO}_3]$:

$$[\text{CO}_2] = \beta_1 [\text{H}_2\text{CO}_3].$$

Sistemul acesta de ecuații arată că la o creștere a $[\text{CO}_2]$ și corespunzător a $[\text{H}_2\text{CO}_3]$, trebuie să crească, de asemenea și $[\text{H}^+]$. Efectul modificării valorii pH-ului implică o creștere de 1% a conținutului de CO_2 în apa oceanică pentru fiecare creștere de 12,5% a concentrației de CO_2 .

Cantitatea totală de CO_2 dizolvată în apa oceanului este puternic dependentă de valoarea pH-ului, de temperatura și de salinitatea acesteia.

Oceanele intertropicale acționează ca o sursă permanentă, dar apele oceanice de la latitudinile temperate și reci acționează ca un puț uriaș absorbant pentru dioxidul de carbon atmosferic.

Fluxul de dioxid de carbon din atmosferă care se deplasează dinspre latitudinile tropicale spre cele polare trebuie să fie echilibrat de fluxul invers, corespunzător celui din ocean în cadrul căruia apele arctice sunt vehiculate și dirijate spre latitudinile calde, intertropicale. Rolul abundenței sau distrugerii planctonului oceanic este studiat intens în legătură cu fluctuațiile naturale ale CO_2 din apa oceanică.

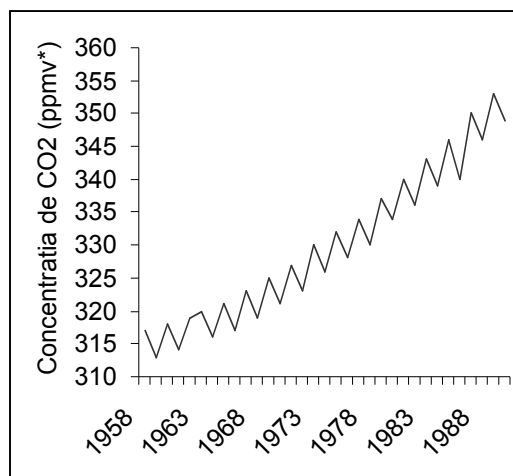


Fig. 4, cap.2. Concentrația de CO_2 conținută din analiza bulelor de aer din interiorul ghețarilor (exprimată în ppmv- părți per un milion dintr-un volum).

Există scenarii triste asupra modificării majore a climei planetare la nivelul anilor 2030–2050 în care eventuala dispariție masivă a planctonului oceanic ar putea modifica foarte grav bilanțul CO₂ atrăgând după sine un șir de reacții de răspuns, în lanț, distructive pentru mediu.

Distribuția dioxidului de carbon în atmosferă

Începând din 1957 concentrațiile de CO₂ au fost monitorizate, astăzi existând o rețea de peste 40 de stații fixe sponsorizate de mai mult de 10 state membre ale O.M.M. Cea mai reprezentativă este cea din Hawaii deoarece are înregistrări continue de concentrații ale dioxid de carbon.

Integrând rezultatele acestor măsurători sistematice cercetătorii atmosferei fac următoarele evaluări: nivelurile concentrației de CO₂ din atmosferă au crescut începând cu perioada industrială* de la aproximativ 280ppmv** în 1958 la aproximativ 356 ppmv, în 1990 (Fig.4 cap.2). La obținerea acestor rezultate au contribuit și analizele asupra bulelor de aer găsite în interiorul ghețarilor.

Fig.4 cap.2 evidențiază creșterea observată a concentrațiilor de CO₂, ea fiind atribuită activității antropice, deoarece:

- Creșterea pe termen lung a dioxidului de carbon din atmosferă urmează îndeaproape creșterea în emisiile de CO₂ către aceasta. •Deși CO₂ este bine amestecat în atmosferă, concentrațiile măsurate apar ușor mai ridicate în emisfera nordică, datorită surselor de emisie antropică mult mai numeroase aici.

Creșterea diferenței de temperatură a aerului între cele două emisfere ale Terrei s-a produs odată cu creșterea emisiilor de CO₂ către aceasta.

–Ratele medii ale concentrației de CO₂ au crescut în timpul anului 1980 având valori de 0,4% sau astfel spus, de 1,5 ppmv/ an. Ori acest raport este echivalent cu aproximativ 3,2 Gtc/an, sau astfel spus cu 50% din emisiile antropice totale de CO₂.

Referindu-se la o perioadă de timp decenială, fig. 5, cap.2 arată că proporția de emisii de CO₂ din atmosferă a rămas aproximativ constantă (~ 50%). Pentru perioada 1981–1990 rata globală medie crește cu aproape 1,4ppmv/an, fiind mai mică decât în anii 1980 când era de aproximativ 1,5ppmv/an.

Variabilitatea din fig. 6 cap.2 este considerată de către cercetători ca fiind legată de fenomenul oscilației sudice, ENSO (El Niño-Southern Oscillation Index), deși mecanismul cauză–efect nu este perfect cunoscut.

O explicație ar putea fi schimbul dintre ocean - care este un uriaș rezervor de CO₂ - și atmosferă

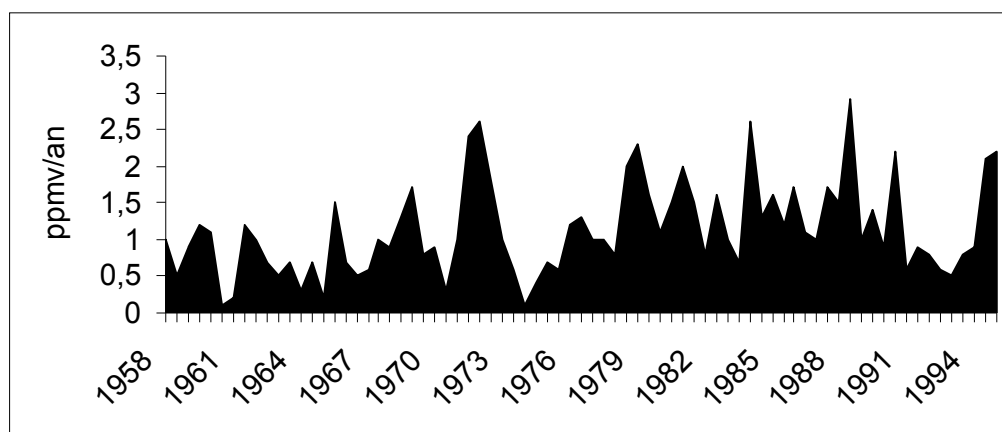


Fig.5, cap.2. Rata de creștere a concentrației de CO₂ începând cu anul 1958 la stația Mauna Loa

* precedată de perioada preindustrială care este definită drept media mai multor secole dinaintea de 1750

** părți per milion dintr-un volum

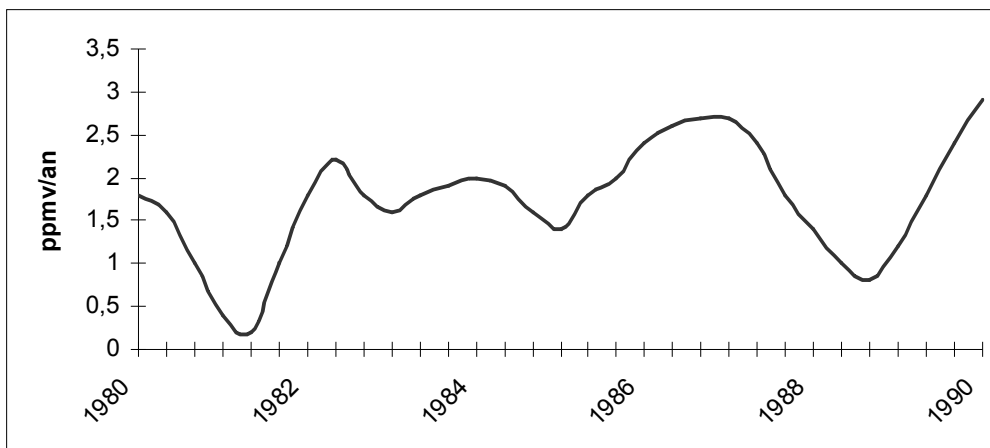


Fig.6, cap.2. Rata de creștere a cantității de CO₂ în perioada 1981-1990, obținută prin rețeaua de 30 de stații NOAA (după Conway, 1988)

◆ Ozonul

Revenind la succesiunea cărții de față aducem în discuție mult invocatul OZON.

Ozonul (O₃) constituie o stare alotropică* a oxigenului. Ozonul**, exprimat cifric, reprezintă $1,0 \cdot 10^{-6}$ în amestecul de gaze pe care îl reprezintă aerul atmosferic, adică ceva mai mult decât „o părere” sau decât „o urmă”...

Cu alte cuvinte, dacă am comprima la un moment dat toate moleculele de ozon din atmosferă, abia am putea obține o peliculă a cărei consistență ar fi de numai 2 – 4mm grosime; așadar mult mediatizatului “STRAT DE OZON” este mai mult “funcție” decât “materie”!.

Despre imaterialul dar superfuncționalul *strat de ozon* se scrie și se vorbește mult ca despre un “parasolar” dat al geosistemului pe care omul, înconștient, îl “găurește” pe căi diferite care țin de supertehnologizarea activităților sale. De aceea este bine ca ecologul să se informeze atent pentru a ști ulterior să deceleze informația mediocră de presă, de realitatea științifică în domeniu, destul de puțin mediatizată, din păcate.

Într-o primă aproximare, moleculele de ozon se întâlnesc ca și cum ar fi presărate în stratul larg al atmosferei cuprins între 10 și 60 km înălțime; există însă niveluri de concentrație ceva mai crescută și anume între: 20 și 25 km și respectiv între 45 și 50 km. Astfel, se poate spune că așa-zisul strat de ozon (care nu e strat!) se află în *zona superioară a stratosferei și în cea inferioară a mezosferei*.

În deceniile precedente se vehiculau alte limite altitudinale pentru această entitate funcțională, limite deduse, presupuse sau calculate de diferiți autori după cum se poate întâlni în bibliografia de specialitate.

* alotropie – proprietatea elementelor chimice de a se prezenta sub mai multe forme cu proprietăți fizice diferite

** ozon – în grecește înseamnă mirositor

Ozonul din atmosfera medie și înaltă adică ozonul strato–mezosferic ia naștere sau dispare în urma unor procese fotochimice complexe, datorate acțiunii radiațiilor ultraviolete emise de Soare asupra moleculelor normale de oxigen prezente acolo.

Absorbind radiațiile ultraviolete, moleculele de oxigen se disociază și, prin combinații libere, generează ozon (fig.7, cap.2).

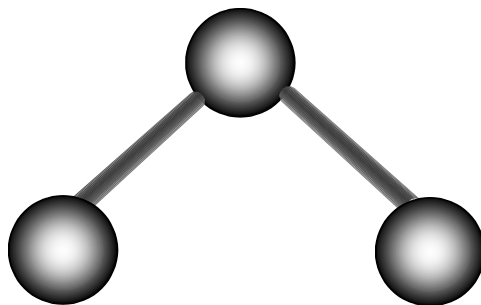


Fig. 7, cap.2. Molecula de ozon este formată din trei atomi de oxigen

În ceea ce privește geneza ozonului din imediata apropiere a suprafeței terestre putem spune că acesta apare accidental sub acțiunea descărcărilor electrice sau ca produs fotochimic de poluare în marile orașe cu climă caldă sau temperată (aici însă în perioada de vară).

Ozonul de lângă sol NU face parte din învelișul de ozon strato–mezosferic cu funcții date, de protecție radiativă a vieții pe Pământ. El este generat de activitatea antropică, în special (de emanațiile eșapamentelor) și este considerat un poluant periculos.

Să revenim la învelișul funcțional de ozon, cel strato–mezosferic, menționăm din nou că nu este continuu, nu este nici prezent la o anumită înălțime standard și nici nu are consistența materială proprie unui strat. Moleculele de ozon sunt prezente între înălțimile amintite, dar la distanțe foarte mari unele de altele și mereu dispuse să–și schimbe starea, fapt ce determină fluctuațiile de consistență ale așa-zisului „strat de ozon” atât de greșit mediatizate.

Există teorii care susțin că activitățile umane distrug ireversibil stratul de ozon, dar și alte teorii care susțin că stratul de ozon funcțional strato–mezosferic se naște, se distruge și se renaște mereu acolo, în loc, din cauze cosmice, independente de om, activitățile acestuia subsumându–se, având deci efecte punctuale pe termen scurt și corectabile. În opinia noastră omul nu și–ar putea distruge singur ”parasolarul” de ozon dat, deoarece el și activitățile sale desfășurate mai ales în baza troposferei ar fi disproporționat prea mici pentru a o putea face. Timpul și știința vor descoperi unde este adevărul...

Iată în continuare informații științifice mai detaliate despre O₃, pentru cei interesați în mod particular.



Dacă vrei să știi și altceva...

Iată o prezentare a ozonului în lumina interpretărilor recente ale cercetătorilor preocupați de geneza și rolul acestui gaz în atmosferă **(materialul ne-a fost pus la dispoziție de prof. Sabina Ștefan, Univ. București, căreia îi mulțumim)**.

Ozonul, spre deosebire de celelalte două componente atmosferice variabile: vaporii de apă și dioxidul de carbon este format și distrus chimic numai în interiorul atmosferei. Procesele complicate de formare și distrugere a ozonului în interiorul atmosferei sunt de mare importanță pentru radiația terestră din domeniul ultraviolet și pentru bilanțul energetic la nivelul mezosferei.

Ozonul, să ne reamintim, este constituent minor al atmosferei, cu concentrație medie de aproximativ $2-3 \times 10^{-6}$ ppm (părți per milion dintr-un volum) dacă ar fi uniform distribuit.

Unitățile de măsură practicate pentru exprimarea cantității totale de ozon din atmosferă sunt înălțimi ale unei coloane echivalente de ozon la temperaturi și presiuni standard. Astfel, cantitatea totală de ozon ar varia aproximativ între 0,16 la 0,4 cm.

Explicarea distribuției verticale a ozonului a început în anii '30 și în paralel cu aceasta s-au dezvoltat teoriile legate de formarea și distrugerea ozonului.

Pentru profilul vertical al ozonului se folosește ca unitate 10^{-3} cm STP per km de altitudine. Unitatea Dobson (DU) reprezintă 10^{-3} cm de O_3 sedimentat.

În anii '20, Dobson și asociații săi au investigat distribuția orizontală a ozonului, folosind o rețea de 6 stații în Europa. Mai târziu, această rețea a fost extinsă la nivelul planetei.

Formarea și distrugerea ozonului

Primele considerații teoretice legate de formarea ozonului au apărut în lucrarea lui Chapman (1930) și aveau în vedere fotochimia.

Între 1933–1937, Wulf, (parțial în asociație cu Deming) a publicat mai multe lucrări în care a dezvoltat această teorie și prin simplificări succesive a calculat distribuția verticală a ozonului pentru echilibrul fotochimic. Aceste rezultate au fost confirmate de observațiile la acea vreme.

Considerațiile teoretice au ca interes:

- să se calculeze distribuția verticală a ozonului în condițiile echilibrului fotochimic;
- să determine extinderea la care el depinde de diferenții parametri implicați;
- să calculeze viteza de revenire la echilibru după o perturbație.

Numărul de reacții în care este implicat ozonul într-o atmosferă pură, dar radiativă, este considerabil. Din fericire, numai 4 sunt foarte importante pentru considerații cantitative:



Aceste două reacții duc la formarea oxigenului și ozonului; M este un al treilea reactant neutru, care, pentru scopuri practice în general, este o moleculă de N_2 și O_2 ; f și k sunt viteze constante.

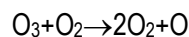
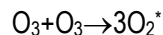
Distrugerea ozonului este controlată prin următoarele reacții:



Ozonul absoarbe în banda ultravioletă Hartley (200–320 nm), între 450–700 nm în banda Chappins în vizibil și foarte puțin în infraroșu.

Banda cea mai importantă este Hartley.

Reacția $O + O + M \rightarrow O_2 + M$ este importantă din cauza concentrațiilor foarte coborâte de oxigen în straturile de interes, iar distrugerea termică a ozonului este descrisă de reacția



care este prea lentă la temperaturile întâlnite în atmosferă.

Reacțiile posibile care rezultă din O_2^* excitat sunt neglijabile pentru concentrațiile de ozon observate.

Pentru condițiile de echilibru este așadar, necesar să considerăm numai primele 4 reacții.

$$d[O_3]/dt = 0 = k_1[O_2][O][M] - k_2[O_3][O] - f_2[O_3]$$

și

$$d[O]/dt = 0 = k_1[O_2] - k_2[O_3][O].$$

Substituirea lui $[O]$ obținut din ultima ecuație în prima conduce la :

$$f_2[O_3]^2 + f_1[O_3][O_2] - f_1k_2[O_2]^2[M] = 0; k = k_1/k_2$$

$[M]$ este proporțional cu $[N_2] + [O_2]$, adică

$$[M] = s[O_2] \text{ cu } s \text{ constant.}$$

Aceasta dă:

$$[O_3] = [O_2] \left\{ -f_1 \pm \sqrt{f_1^2 + 4f_1f_2sk[O_2]} \right\} / 2f_2$$

$$\text{Sau pentru că : } f_1^2 \ll 4f_1f_2sk[O_2];$$

$$[O_3] = s^{1/2}[O_2]^{3/2} (kf_1/f_2)^{1/2}.$$

În această ecuație de bază pentru distribuția verticală a ozonului, $[O_2]$ este binecunoscută, k este dependent și descrește printr-un factor de aproximativ 1,5 pentru o creștere de temperatură de 10°C . De importanță deosebită este raportul dintre lumina absorbită pentru formarea oxigenului și cea pentru distrugerea ozonului. Acest raport se modifică în mod complex când radiația penetrează straturile atmosferei. Deoarece f_1 este dependent de înălțime într-un mod foarte complicat, este imposibil de obținut o expresie analitică pentru $[O_3]$. Astfel, concentrația trebuie calculată numeric prin pași, pornind de la o altitudine maximă cu estimarea intensității radiației spectrului solar.

Dutsch (1946) a arătat că expresia:

$$\tau = \frac{1}{4} (k[M]/f_1f_2)^{1/2}$$

este o bună aproximație a timpului necesar pentru o abatere a concentrației de la echilibru, adică timpul în care concentrația scade la $1/e$ din valoarea sa.

Întrucât atât f_1 cât și f_2 descresc în straturile joase datorită absorbției, timpul de viață al ozonului crește rapid în straturile de sub nivelul de maxim al ozonului. Valorile mai reduse ale energiei disponibile pentru reacțiile fotochimice la latitudini joase reprezintă principala rațiune pentru această variație a timpului de viață.

Valoarea lui τ nu este foarte sensibilă la fluctuațiile diferiților parametri fizici implicați, exceptând altitudinile de peste 40 km.

Paetzold (1953) a obținut pentru τ valorile din tabelul următor.

Înălțimea (km)	15	20	25	30	35	40
τ (zile)	10^4	10^3	10^2	16	2,2	0,6

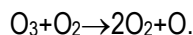
În mod clar aceste cifre arată cum condițiile de echilibru fotochimic sunt menținute la peste 30km și că ozonul este o proprietate quasiconservativă pentru masele de aer sub nivelul de 25km. Acest rezultat este important pentru interpretarea datelor legate de concentrația de ozon.

Deasupra înălțimii de 30 km, observațiile legate de ozon sunt în acord cu teoria fotochimică și pot fi folosite pentru a verifica această teorie.

Variațiile pe termen scurt ale radiației solare ultraviolete ar putea avea un efect redus sub altitudinea de 40 km. Pe de altă parte, variațiile lente, în special ciclul solar de 11 ani, ar putea afecta părți mari din stratul de ozon, dar modificările pot fi compensate prin fluctuațiile simultane ale circulației atmosferice.

Dacă radiația solară nu este prezentă, de exemplu noaptea (la latitudini medii și mici) sau în timpul nopții polare, echilibru nu va mai exista și formula pentru timpul de viață nu mai poate fi aplicată.

În aceste condiții, cea mai importantă reacție care se poate obține este:



Această reacție care este lentă formează de asemenea, oxigenul atomic din nori, care la rândul lui formează ozonul din nori.

Afel, în întuneric distrugerea ozonului este foarte lentă.

a. Distribuția ozonului total

Ozonul total este măsurat de la sol cu spectrometre speciale realizate de Dobson. Valorile concentrațiilor de ozon variază între 0,16 și 0,4 cm STP. Cele mai coborâte valori au fost găsite în regiunile tropicale unde concentrația variază foarte puțin timp de un an.

Valorile și variația lor sezonieră cresc lent cu latitudinea. La latitudini înalte există un maxim pronunțat primăvara și un minim în timpul toamnei (Fig. 8, cap.2)

Valorile concentrației apar coborâte din timpul iernii polare de aceea curba de valori este maximă la aproximativ 60° latitudine, pentru cea mai mare parte a anului. La pol, valorile tind să crească pe toate direcțiile, numai în timpul primăverii.

Această distribuție a valorilor nu este în acord cu teoria fotochimică care prognoza cele mai ridicate valori de concentrație la ecuator cu un maxim în timpul verii. Destul de repede a devenit clar că fluctuațiile zilnice sunt foarte pronunțate și deseori depășesc amplitudinile anuale și latitudinale.

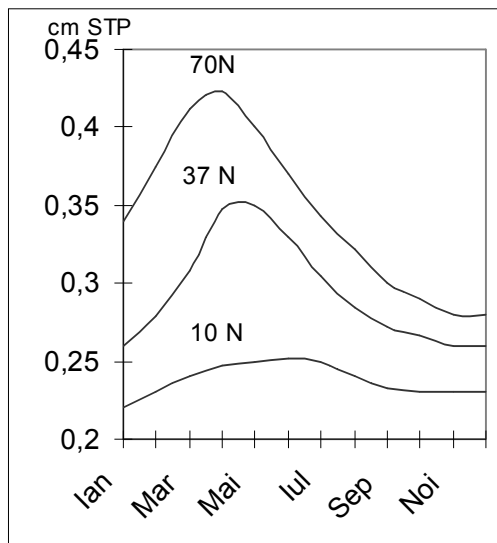


Fig. 8, cap.2. Variația anuală a ozonului total la diferite latitudini (Brewer, 1960)

S-a observat o corelație puternică între concentrația de ozon și vreme: valori ridicate în partea posterioară a unui ciclon și valori coborâte în partea posterioară a unui anticiclon sau în fața cicloului. Aceste variații sunt sugerate de distribuția latitudinală a ozonului și studiul traiectoriilor formațiunilor barice în atmosfera joasă arată că valorile mai ridicate ale concentrației de ozon se obțin odată cu advecția maselor de aer polar și invers.

Totuși, analize mai detaliate sugerează că, doar prin advecție, nu se pot explica complet aceste

variații ale concentrației de ozon dependente de vreme. De exemplu, s-a observat că, ozonul din spatele unui ciclon la 200–300 de mile de centrul său sinoptic se află în cantitate mai ridicată decât la orice altă latitudine. O altă observație este că variația sezonieră a fluctuațiilor de zi cu zi nu este foarte pronunțată, deși gradientul latitudinal al concentrației la latitudini medii este de aproximativ 4 ori mai mare decât toamna.

Mișcările verticale în stratosferă sunt în mod cert implicate în aceste fluctuații ale concentrației ozonului, dar ele pot fi numai parțial responsabile pentru fenomen.

Viteza de formare sau distrugere a ozonului, indicată prin valorile lui τ este prea lentă în atmosfera de sub nivelul altitudinal de 35 km unde este localizată cea mai mare parte a ozonului, față de variația rapidă a cantității de ozon total.

Mișcările verticale din stratosferă sunt asociate cu divergențe sau convergențe de masă. În talvegurile superioare, care sunt deplasate către vest față de ciclonele de la sol, aerul se mișcă descendent și convergent pe orizontală.

Calculul arată că această mișcare contează pentru aproximativ jumătate din creșterea de ozon total, observată. Restul este rezultatul advecției și/sau subsidenței. De-a lungul dorsalelor, în spatele anticiclonului în deplasare, lucrurile stau exact invers. Alte studii legate de mișcările verticale din stratosferă sunt conforme cu această interpretare.

S-a mai observat, de asemenea, că nivelurile de ozon troposferic deasupra latitudinilor medii din emisfera nordică (30°–60°N) detectate prin monitorizare cu spectrometre Dobson, au scăzut din 1970 (OMM, 1990). Pierderile cele mai mari au fost iarna și primăvara.

Global, cea mai evidentă trăsătură este apariția anuală a „găurii de ozon” antarctice în septembrie și octombrie. Valorile medii din octombrie sunt cu 50–70% mai coborâte decât cele observate în anii 1960.

Pierderea de ozon observată la latitudini înalte între înălțimile de 14 și 20 km este în mod clar cauzată de compușii clorați și bromati eliberați din descompunerea halocarburilor stratosferice (clorofluorcarburilor-CFC-, etc.).

Din măsurătorile pentru perioada 1960–1991 s-au observat următoarele:

- La tropice (25°N–25°S) nu s-a detectat nici o schimbare substanțială în ozonul troposferic.
- La latitudini medii (35°–64°N și S) s-a observat o descreștere medie de aproximativ 2,5% per deceniu într-o coloană de ozon total. Cea mai mare descreștere a avut loc în sezonul iarnă–primăvară și valoarea sa mediată a fost de 1% per decadă pentru perioada de vară, mediere considerată semnificativă statistic.
- În regiunile polare nordice și sudice s-a observat o descreștere de aproximativ 3 și respectiv 20% per deceniu, cu cea mai mare variație în timpul sezoanelor iarnă–primăvară. Descreșterea, mai mare în emisfera sudică, a fost puternic influențată de extinderea găurii de ozon antarctice care s-a observat pentru prima dată la sfârșitul anilor '70.

Valorile medii ale ozonului total la Polul Sud, în perioada 15–31 octombrie sunt prezentate în fig.9, cap.2. Pondere experimentală (laborator, date din sol și din oceane) și dovezile teoretice arată că clorurile și bromurile, sunt în primul rând responsabile pentru gaura de ozon.

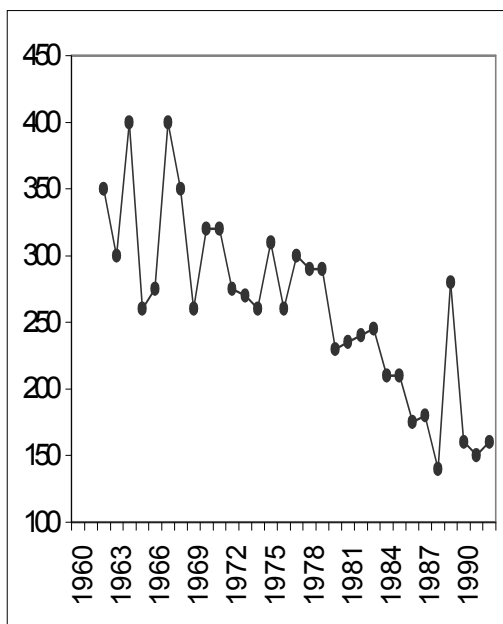


Fig. 9, cap.2.. Variația valorilor medii ale ozonului total măsurat la Polul Sud, Antarctica, în perioada 15-30 octombrie a fiecărui an din 1962 până în 1991

- Norii stratosferici polari (PSC) care se formează la temperaturi de sub -80°C , ușurează reacțiile chimice heterogene care inițiază distrugerea ozonului.

- Concentrațiile de ozon stratosferic sunt modulate de variabilitatea ciclului solar de 11 ani și asociate radiației ultraviolete.

În timpul perioadei analizate, radiația solară a fost în apropierea maximului său.

Sulfur gazos stratosferic și particulele de la erupțiile vulcanice contribuie, de asemenea, la procesul de distrugere a ozonului prin interacțiile chimice și reducerea radiației ultraviolete incidente.

În perioada 1989–1991, cantitățile de aerosoli stratosferici au fost foarte coborâte. Înregistrarea de la Mauna Loa din Hawaii arată o revenire completă față de momentul erupției vulcanului El Chichon, din 1982. În iunie 1991, totuși, erupția Mt. Pinatubo din Filipine a ejectat în stratosferă gaze și particule în cantități egale sau poate mai mari decât în cazul vulcanului El Chichon.

Este interesant de analizat observațiile din perioada 1991–1994.

Cele mai evidente trăsături în înregistrările acestei perioade sunt valorile coborâte observate în perioada 1991–1993. Astfel de efecte s-au observat regional, cu deviații mari (15% sub nivelurile istorice) la latitudinile medii din emisfera nordică în primăverile anilor 1992 și 1993.

Valorile medii globale de ozon au fost cu 1–2% mai coborâte decât ar fi fost de așteptat din extrapolarea tendinței dinainte de 1991, dacă se ținea seama de fluctuațiile naturale care rezultă din ciclul solar și oscilația cvasibienală.

- Între 1992–1993 au fost observate, la latitudini medii, cele mai mari anomalii în concentrațiile de ozon. Descreșterea de ozon atât pe termen lung cât și în perioada 1992–1993 s-a observat în stratosfera joasă, la înălțimi între 15 și 25 km (London și Liu, 1992, Keer și alții 1993, Sagan 1994).

- La latitudini medii în emisfera nordică tendința este plasată în domeniul cuprins între -5 și -15% per deceniu.

- Tendința în evoluția concentrației de ozon la tropice este aproximativ zero, dar monitorizarea de la sol nu este similară cu datele de la sateliți. Aceste măsurători arată tendințe negative de – 18% per deceniu la înălțime de 16–17km.

Valorile concentrațiilor de ozon deasupra latitudinilor medii sudice începând cu 1991 nu au fost foarte diferite față de cele de dinainte de 1991.

Prin contrast, distrugerea ozonului în timpul primăverii antarctice din 1992–1993 a fost mai mare decât în anii precedenți.

Rațiunile pentru comportarea anormală a concentrației de ozon în ultimii trei ani nu sunt cunoscute exact, deși au fost sugerate o mulțime de mecanisme. Este posibil ca o influență majoră să fi avut-o erupția Mt. Pinatubo din Filipine în iunie 1991 care a ejectat cantități mari de SO₂ în atmosferă, ce au fost transformate chimic în picături de acid sulfuric (aerosoli).

Prezența aerosolilor în stratosferă poate schimba local vitezele de încălzire, care la rândul lor afectează dinamica atmosferei și distribuția ozonului.

De exemplu, temperaturile stratosferice tropicale au crescut în a doua parte a anului 1991 cu maxim 2–3° la 30–50 kPa (Sabitze și Mc Connie 1992).

În același timp, au fost observate anomalii negative de ozon (de aproximativ 6% din valorile de fond) (Chandea 1992, Schoebert și alții 1992). Prezența aerosolilor afectează, de asemenea, bilanțul chimic prin furnizarea suprafețelor pe care pot continua reacțiile care implică compuși clorați și bromati cu efect care este intensificat la temperaturi mai joase.

Ozonul troposferic

Cunoașterea tendinței concentrației de ozon în troposferă, în special în troposfera liberă, nu este așa de bună ca în stratosferă.

Există un număr limitat de stații de sondaj pentru ozon cu înregistrări pentru analiza tendinței pe termen lung și chiar la aceste stații se pune problema calității datelor. Stațiile sunt în principal în Europa, America de Nord și Japonia.

În ultimii 20–30 ani s-au observat cele mai mari variații în ozonul troposferic deasupra Europei cu o creștere de aproximativ 50% la sfârșitul anilor '60. Variația cantității de ozon troposferic deasupra Americii este mai mică, probabil de 10–17%, iar deasupra Japoniei se apropie de cea de deasupra Europei.

Informația este conținută în măsurătorile de ozon făcute la suprafața Pământului. Și alți cercetători au revăzut măsurătorile de ozon făcute în zonele muntoase din Europa din anii 1930, 1950 pe care le-au comparat apoi cu cele din zilele noastre. Ei au ajuns la concluzia următoare: concentrațiile de ozon troposferic deasupra Europei erau de maxim două ori mai ridicate atunci față de zilele noastre.

Toate stațiile situate la nord de paralelă de 20°N arată o tendință pozitivă a ozonului, tendință care este statistic nesemnificativă pentru întreaga perioadă. Tendințe pozitive mari au fost observate și la stații de mare altitudine ale Europei.

Măsurătorile din emisfera sudică reflectă, în schimb, o tendință descrescătoare în ultimii 10–20 de ani, exceptând anii '80 când a existat o stagnare.

Diferențele regionale în tendințele ozonului troposferic nu sunt încă foarte bine înțelese.

Aceasta este o problemă deschisă mai ales pentru modelele de transport chimic.

Suspensiile în atmosferă

Ne amintim că definiția fizică a aerului atmosferic drept: *amestec de gaze ce poate fi asimilat unui gaz perfect, unic*, ideal, excludea **suspensiile solide, lichide și gazoase** (acestea din urmă reprezentând alte gaze decât cele care intră în compoziția naturală a aerului pur).

Ele, suspensiile, sunt totuși omniprezente în atmosfera joasă și chiar medie și de aceea, practic, *amestecul atmosferic de gaze împreună cu suspensiile alcătuiesc un sistem coloidal în care aerul este mediul de dispersie, iar suspensiile reprezintă faza dispersă*.

Totalitatea suspensiilor solide și lichide precum și apa atmosferică constituie un tot numit de fizicieni *“aerosolul atmosferic”*.

Suspensiile solide sau pulberile atmosferice

Sub această denumire intră *toate particulele de dimensiuni micro, submicro sau macroscopice care plutesc în atmosferă sau care cad liber, cu viteze reduse, spre suprafața terestră*.

O primă consecință a prezenței lor este *creșterea coeficientului de opalescență* (de opacizare a atmosferei), o a doua este diminuarea intensității radiației solare globale și o a treia consecință este asigurarea nucleelor de condensare necesare formării norilor și precipitațiilor.

Proveniența suspensiilor solide este cosmică sau terestră:

Suspensiile cosmice: se formează în urma dezagregării și a pulverizării meteoriților intrați în atmosfera superioară, medie și uneori inferioară a Terrei. Suspensiile terestre provin din antrenarea unor pulberi minerale sau a unor particule organice în cadrul circulației generale a aerului troposferic. Este vorba despre: particule fine sol, de rocă, cenușă vulcanică, fum, săruri marine, substanțe radioactive, dar și de microorganisme, fermenți, alge, viruși, bacili, etc. Acestea din urmă sunt fixate de cele mai multe ori pe pulberile minerale granulometric mai mari, ajunse în aer. Se mai întâlnesc particule de polen, spori, mușgaiuri, semințe foarte fine, fragmente de natură vegetală și animală.

Cauzele care conduc la apariția acestora în atmosferă sunt naturale și antropice.

➤ Dintre cauzele naturale menționăm:

- vânturile permanente (alizee și musoni);
- furtunile ocazionale asociate cu mișcări convective puternice;
- erupțiile mecanice;
- incendiile, cutremurele.

Iată câteva exemple celebre: în aprilie 1964 și februarie 1979 particule de praf antrenate tocmai din stepele ruse au ajuns la București după numai 2-3 zile în care vântul a suflat susținut din sector estic în toată troposfera.

- Celebrul vânt “Sirocco” aduce adeseori particule fine de nisip tocmai din Sahara la Napoli sau chiar la Roma;
 - În 1883 un vulcan din Indonezia a proiectat cenușă fină până la înălțimea de 80 km;
 - Sau exemplul mult invocatei “ploi de sânge” căzută la Palermo pe 10 martie 1901, în care picături de ploaie conținând pulberi bogate în oxizi de fier aduse din Sahara au fost comparate cu picături de sânge, forțând nota destul de mult, desigur;
 - În 30 octombrie 1926, în departamentul francez Yonne a căzut o ploaie roșie, picăturile de apă conținând particule fine de alge roșii numite “*protococcus fluviales*”.
- Printre cauzele antropice cele mai “productive” în acest sens sunt:
- platformele industriale, mijloacele de transport, lucrările agrotehnice incorecte, incendierile voite, experimentele atomice, accidentele atomice, demolările din marile orașe, încălzirea așezărilor umane cu combustibili clasici.

Suspensiile lichide și gazoase

Sunt particule lichide extrem de fine sau gaze în concentrații variabile, altele decât cele care intră în compoziția naturală a aerului pur.

Proveniența acestora este exclusiv terestră. Ele ajung în atmosferă din cauze naturale, dar mai ales din cauze antropice. Multe dintre suspensiile lichide (acid clorhidric, sulfuri) și gazoase (dioxid de sulf, hidrogen sulfurat, hidrocarburi, aldehide) sunt elemente de impurificare, supranumite “poluanți atmosferici”, produse de tehnologiile moderne.

*
* * *

2.1.5. Stratificarea verticală a atmosferei cu privire specială asupra troposferei și tropopauzei

În decursul ultimilor 90 de ani, numeroase au fost încercările cercetătorilor de a surprinde cât mai exact modul de structurare a învelișului aerian de la suprafața terestră până la limita sa superioară.

– Până în 1951 se adunaseră multe variante dar nu se realizase o punere de acord care să tindă către o singură soluție. De aceea O.M.M.-ul a *supus discuției* forurilor sale științifice și *apoi a impus* ca o unică soluție de referință în domeniu: *stratificarea atmosferei după criteriul termic*, valabilă și astăzi.

Așadar, conform normelor OMM, atmosfera terestră are următoarele subdiviziuni sau etaje sau straturi, fig.10 cap.2 care au fost departajate după criteriul variației temperaturii aerului cu înălțimea și anume:

1– Troposfera este situată între suprafața terestră și înălțimea medie de 11km (care în realitate poate fi de 18 km la Ecuator și 8-9 la Poli); ea este limitată superior, de către *tropopauză*.

2 – Stratosfera este situată între înălțimile medii de 11 km și 32 km; ea este limitată de *tropopauză* în bază și de *stratopauză* la partea superioară; înălțimile reale între care se desfășoară sunt foarte diferite latitudinal și temporal față de cele mediate.

3 – Mezosfera este situată între înălțimile medii, de 32 km și 80 km; ea este limitată de către *stratopauză* în bază și de către *mezopauză* la partea superioară.

4 – Termosfera este situată între înălțimile medii de 80, 100 km și 1000 km, ea este limitată de către *mezopauză* în bază și de către *termopauză* la partea superioară.

5 – Exosfera este calculată a fi situată la înălțimi mai mari de 1000 km și mergând până la zeci de mii km, depinzând de autor.

Fig.10, cap.2 redă corect din punct de vedere al O.M.M.-ului, succesiunea altitudinală a celor 5 straturi termice diferite ale atmosferei, separate de “pauzele” corespunzătoare în mersul temperaturii care fac mai ușoară însăși delimitarea lor (tropopauza, strato și mezopauza) având în vedere că citirea se face de jos în sus, deci de la suprafața Terrei spre Cosmos.

În literatura științifică se mențin însă și denumiri ale altor tipuri de stratificare decât cea termică și de asemeni, apar alte valori ale înălțimilor de referință; ele trebuie integrate de noi acesteia din urmă.

În aceeași figura se poate urmări mersul aproximativ al temperaturii cu înălțimea, până la nivelul de 10.000 km, distribuția radiației solare și terestre, circuitul apei, procesele actuale externe, interne, etc.

Din această foarte cuprinzătoare schemă vom alege numai subdiviziunile atmosferei stabilite după criteriul termic pe care le vom caracteriza:

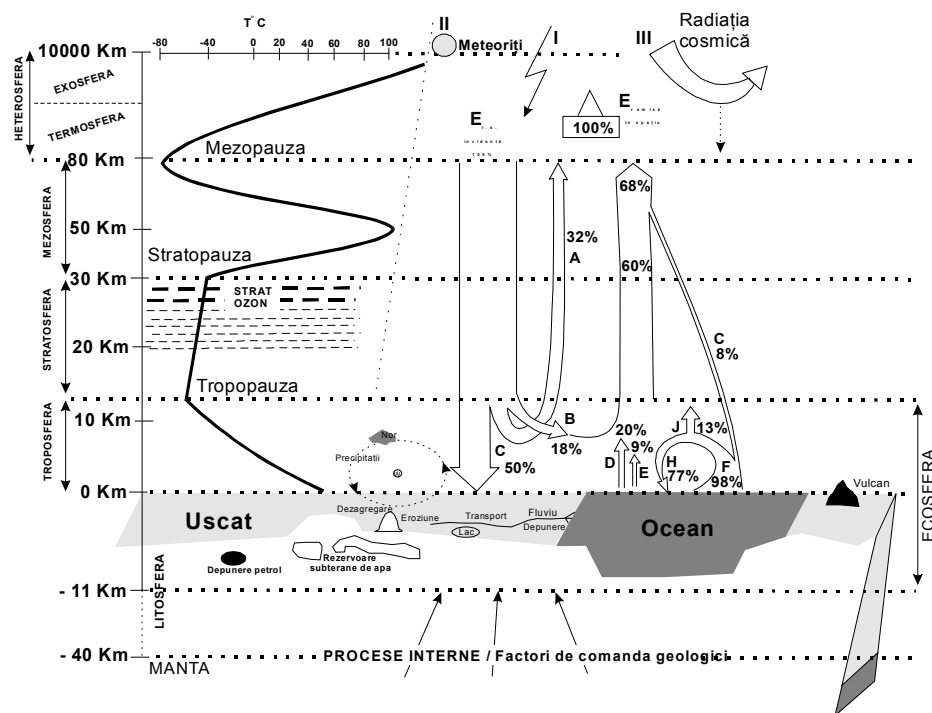


Fig. 10, cap.2. Succesiunea schematică a celor 5 etaje termice ale atmosferei. (Nu s-a respectat raportul dimensional între corpul planetar și învelișul atmosferic pentru a se putea exprima sugestiv grosimea fiecărui strat atmosferic) Vădineanu 1998

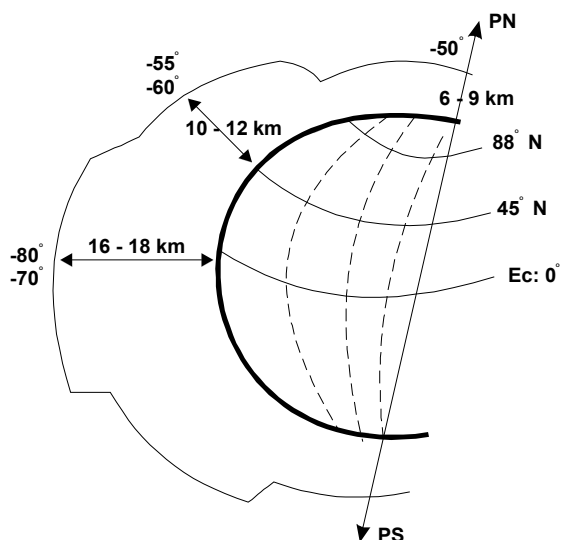


TROPOSFERA este stratul din baza atmosferei fig.11, cap.2, cel care aderă strâns la suprafața planetară și care, deși este cel mai subțire (având numai 11km ca înălțime medie) concentrează cea mai mare parte a masei atmosferice. Aici au loc cele mai importante fenomene și procese meteorologice („tropos” însemnând în limba greacă, agitat, turbulent).

– În troposferă se află cantonată aproape întreaga masă a vaporilor de apă întâlniți în atmosferă (peste 90%).

– Grosimea reală a troposferei este foarte diferită* la Ecuator, la latitudini temperate sau la Poli și anume: la Ecuator este de 16–18 km, la paralela 45° nord și sud grosimea troposferei este de 10–12 km iar la Poli poate fi și mai mică de 6–8 km (fig 11, cap.2).

Fig.11, cap. 2 Grosimea aproximativă a Troposferei la diferite latitudini ale Pământului



– Explicația grosimii diferite a troposferei, pe lângă efectul forței centrifuge, care îi impune și forma de elipsoid de rotație, constă și în încălzirea latitudinal diferențiată a aerului troposferic la nivelul suprafeței terestre în funcție de care îi variază densitatea pe coloană. Această diferențiere favorizează mișcări termoconvective intense la Ecuator și aproape nule la Poli.

Presiunea aerului descrește rapid cu creșterea altitudinii astfel că la nivelul de 10 km în atmosferă ea este de 4 ori mai mică decât cea măsurată la nivelul mării în oricare punct geografic al globului.

Trăsăturile de bază ale troposferei sunt:

- a) scăderea clară și rapidă a temperaturii aerului cu înălțimea și implicit scăderea densității acestuia în același sens.
- b) mișcarea neîncetată a particulelor de aer în cadrul stratului.

* față de valoarea ei mediată care este 11 km

a) Scăderea temperaturii în strat, cu altitudinea: se face în medie cu $6,4^{\circ}\text{C}/\text{km}$, gradient considerat cvasiconstant. Din această cauză la limita superioară a troposferei (Fig.11, cap.2), deci în imediata vecinătate a tropopauzei, deasupra brâului ecuatorial se pot atinge -70°C , în timp ce deasupra României (situată la paralela 45° latitudine nordică) se ating numai $-50^{\circ}\dots-60^{\circ}\text{C}$, iar deasupra Polului Nord se ating $-45^{\circ}\dots-50^{\circ}\text{C}$ (deci cu $20^{\circ}\dots 25^{\circ}\text{C}$ mai mult decât deasupra Ecuatorului!).

Iarna sunt cazuri concrete în care, deasupra Siberiei Centrale, la nivelul solului datorită suprarăcirii lui radiative, se înregistrează -70°C în timp ce la limita superioară a troposferei, deci aproape de tropopauză, numai -45°C sau -50°C (iarna, în context anticiclonic).

b) Mișcarea neîncetată a particulelor de aer în cadrul stratului

Aerul troposferic este mereu în mișcare atât în plan vertical cât și în plan orizontal. Este vorba de mișcări proprii, dirijate de legi fizice. Ele sunt cauzate de încălzirea diferențiată a aerului, prin intermediul suprafeței planetare, încălzire foarte consistentă în spațiul intertropical și ca și inexistentă la Poli.

Devierea traiectoriilor de mișcare sau variațiile de intensitate care apar sunt induse troposferei de mișcările planetei drept corp cosmic în cadrul sistemului solar (rotație și revoluție). Din aceste două cauze, troposfera prezintă un mecanism activ de circulație a aerului la scară planetară, cu turbioane ciclonice și anticiclonice în conjugare latitudinală și longitudinală, care favorizează schimburi de masă, de energie, de umezeală și de impuls între Ecuator și Poli, cu efecte tipice sau atipice în timp și spațiu între aceste două extremități termice terestre.

– Mișcările termoconvective ascendente dar și mișcările descendente, care reprezintă mișcările în plan vertical ale particulelor încălzite diferențiat de către suprafața terestră peste care s-au aflat, constituie, de asemenea, o parte componentă a circulației generale a aerului troposferic.

– În troposferă se pot distinge următoarele trei substraturi* cu însușiri specifice:

1) **Substratul limită planetar sau “stratul de frecare”**, cu o grosime cuprinsă între **1 și 3 km**, este cel în care are loc un schimb activ de căldură, de impuls, de masă, de vapori de apă, etc. între Pământ și atmosferă. În acest substrat se generează centrii barici și fronturile atmosferice și au loc toate fenomenele asociate acestora. Aici se mai distinge așa numitul **strat atmosferic adiacent** (adiacent la suprafața subiacentă) adică, **partea inferioară a ceea ce înseamnă stratul limită planetar**; stratul adiacent are o **grosime de numai 50-100 m**. În această peliculă de aer gradientul vertical de temperatură și de umiditate precum și viteza vântului sunt deosebit de mari. În cadrul său, pe primii 2 m începând de la sol, gradientul termic este cel mai puternic din toată troposfera (ex. vara temperatura pe sol poate fi de 68°C , în timp ce la înălțimea de 0,50m poate fi de 55°C , iar la 2 m distanță de sol, în adăpostul meteorologic poate fi de

* deși taxonomic, acestea sunt “substraturi” troposferice (adică subdiviziuni ale stratului) ele se întâlnesc frecvent în literatură și în practica sinoptică sub denumirea de **straturi**.

38°C). Din aceste considerente, **substratul sol -2 m înălțime se mai numește și „substratul microclimatic”**.

2) **Substratul mijlociu sau „troposfera liberă”** se plasează între 3-6 km; nu este influențat decât în mică măsură de mișcările turbulente din substratul precedent; aici domină advecția, adică deplasarea particulelor de aer în plan orizontal, și tot aici formațiunile noroase se dezvoltă.

3) **Substratul numit „troposfera înaltă”** sau, impropriu, numit în practică „**atmosfera înaltă**” este identificată la înălțimi de peste 6 km și până la tropopauză; în acest substrat temperatura aerului este permanent negativă, vaporii de apă sunt în cantități reduse și se întâlnesc numai nori formați din cristale de gheață (norii cirrus sau partea înaltă a norilor cumulonimbus).

*

* *

Sintetizând acum cele prezentate, se poate spune că, principalele particularități ale structurilor sistemice ale troposferei se materializează prin:

– Abateri de la caracteristicile unui înveliș omogen, datorat gravitației, impuse de următoarele “intervenții” energetice:

- * impactul fluxurilor de energie care prin distribuția inegală a temperaturii pe verticală și orizontală generează deformări ale peliculei troposferice prin îngroșări în zonele calde tropical-ecuatoriale și subțieri în zonele polare;

- * interferența cu forța centrifugă care determină dilatări ecuatoriale și aglomerări ale maselor de aer în zonele tropicale, urmare a raporturilor contradictorii puternice dintre forța gravitațională și forța centrifugă;

- * interferența cu energia rotației Pământului “responsabilă” de deviațiile fluxurilor de aer către dreapta în emisfera nordică și către stânga în emisfera sudică (forța Coriolis);

- * încărcătura mare de ioni, “cărăușii” energiei electrice în straturile inferioare troposferice, stimulatorii schimburilor locale cu suprafața geografică ceea ce perturbă “decantarea” peliculară, gravitațională.



TROPOPAUZA desemnează stratul izoterm sau cu un gradient inversat (față de troposferă) care constituie practic limita de sus sau “plafonul” până la care se desfășoară troposfera (troposferă în cadrul căreia, așa cum am văzut, temperatura aerului scade cu 6,4°C/km, prin definiție).

Tropopauza este așadar un strat pelicular de separație cu o grosime cuprinsă între 0,4 km și 1,5 km, maximum 2 km, în care temperatura aerului nu mai scade sau chiar crește ușor; dincolo de această peliculă începe stratosfera cu alte reguli ale mersului temperaturii.

În fig.12, cap.2 se observă diferența de înălțime a tropopauzei deasupra Ecuatorului, a latitudinilor temperate și a Polilor și implicit nivelurile termice diferite atinse de troposfera înaltă înainte de momentul încetării scăderii temperaturii cu înălțimea.

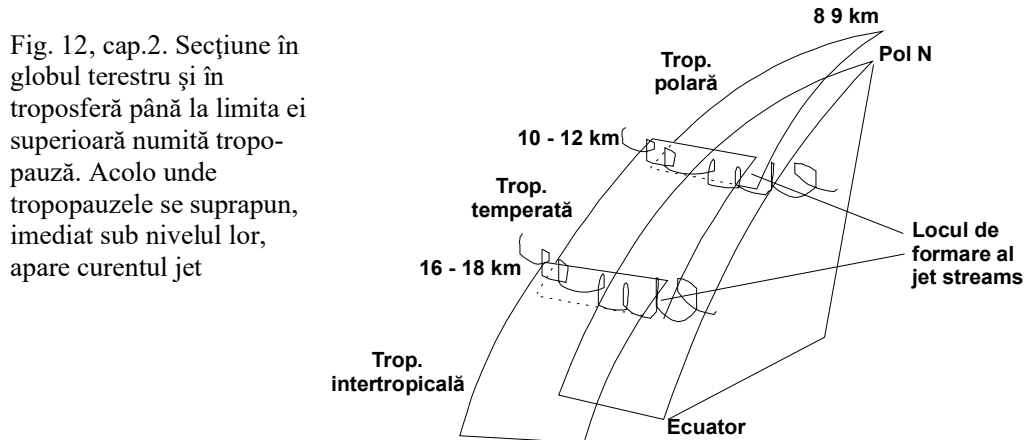


Fig.12, cap.2 sugerează dispunerea în trepte a tropopauzei dinspre Ecuator spre Poli, precum și locul de apariție frecventă a curenților vestici rapizi de înălțime numiți “jetstreams”. Aceștia, foarte periculoși pentru aviație, au fost identificați imediat sub baza tropopauzei, în zonele de cădere în trepte a acesteia.

Jetstream sau “curentul jet” (denumire folosită la noi) are aspectul unor benzi, unor cordoane cu circumferință elipsoidală, cu largi ondulații, care, deși pot fi discontinui, înconjoară planeta simetric, în cele două emisfere. Au dimensiuni simbolice, dar vitezele vântului sunt impresionante și anume: cca 200 km/h la marginea jetului și 500→1000km/h în axul jetului (fig.13, cap.2).

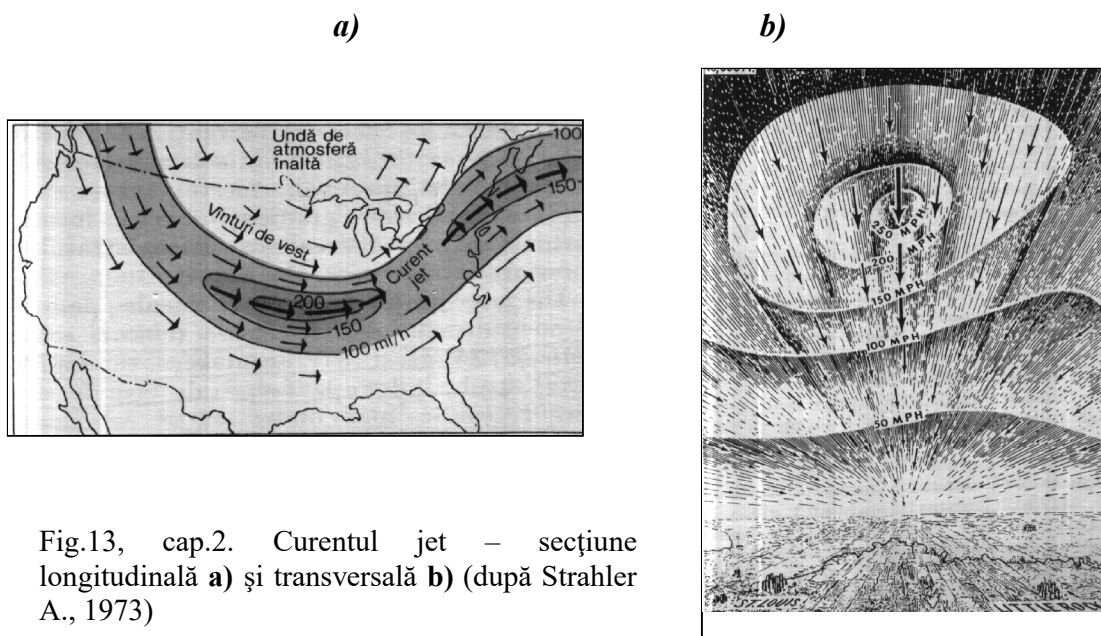


Fig.13, cap.2. Curentul jet – secțiune longitudinală a) și transversală b) (după Strahler A., 1973)



STRATOSFERA sau “casa ozonului” este a doua subdiviziune termică a atmosferei, stabilită convențional de meteorologi a cărei poziționare altitudinală variază de la autor la autor. Cea mai corectă este cea dată de O.M.M. și vizibilă în fig.10, cap.2. Situată între tropopauză și înălțimea medie de 32 km, ea a fost descoperită între 1899 și 1902 de Bart și Assman; se caracterizează prin izotermie în partea inferioară a sa unde se înregistrează $-55^{\circ} \div -60^{\circ}$ (adică de la 9-11 km până pe la 25 km), apoi prin creșterea substanțială a temperaturii până la valoarea de 0°C , “pe zone” sau „insule” fapt ce, în mod aparent, pare inexplicabil. Cercetările recente au confirmat că izotermia verticală din stratosfera inferioară nu se regăsește și în restul stratosferei. Au fost surprinse perturbații spectaculoase adică unele creșteri punctiforme de temperatură în locuri și la înălțimi foarte diferite. Iată câteva exemple: deasupra orașului Berlin în 1952 când s-a înregistrat un strat de aer cald stratosferic de câțiva kilometri care a persistat câteva zile, aparent fără nici o explicație; în februarie 1963, când meteorologii americani au surprins deasupra Polului Nord, timp de 6 zile, la peste 25 km înălțime în stratosferă, saltul temperaturii aerului de la -75° la 0°C , **aparent inexplicabil. Aceste strate se numesc „de alertă” sau „strate calde”. Astăzi explicația există: geneza O_3 prin reacții fotochimice, din cauze cosmice, concentrația de O_3 poate crește cvasiinstantaneu din aceste cauze cosmice și atunci:**

* însuși procesul formării de O_3 , prin disocierea moleculelor O_2 sub efectul radiației ultraviolete degajă căldură, conducând la creșterea bruscă a temperaturii aerului în strat, în zonă.

* O_3 odată format absoarbe radiațiile ultraviolete de la Soare și le transformăm în căldură de “strat” sau de “loc”.

Acesta este un exemplu concret privind rolul **dublu** jucat de atmosferă în ansamblul de mediu al Terrei: prin structura dată și prin funcții precise.

Este știut că în stratosferă nu sunt vapori de apă veniți din troposferă, totuși când acest fapt accidental se întâmplă la înălțimi de 20-25 km apar nori cu irizații sidefii vizibili înainte de răsărit, așa- numiții “nori sidefii”.

Stratopauza este stratul pelicular de tranziție spre mezosferă, se desfășoară între 32 și 35 km înălțime și este considerat a fi o peliculă izotermică sau în foarte ușoară încălzire.



MEZOSFERA este situată între stratopauză și înălțimea medie de 80 km; se caracterizează printr-o variație spectaculoasă a temperaturii cu înălțimea după cum urmează: de la 32 la 55 km înălțime se impune o alternanță a izotermiei cu

nivele de creștere brutală a temperaturii care poate ajunge până la $0^{\circ}\text{--}5^{\circ}\text{C}$ datorită și aici generării ozonului. De la 55 km până la 80...100 km înălțime temperatura scade spectaculos ajungând la -75°C apoi la -100°C și chiar -110°C în numai 20-30 km înălțime.

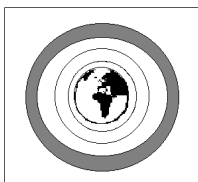
În mezosfera superioară supranumită și “mezosfera rece” apar norii argintii sau norii luminoși nocturni care nu au nimic comun din punct de vedere genetic cu prezența vaporilor de apă înălțați cumva de la sol (ca și în stratosferă), deoarece aceștia nu ajung niciodată la asemenea înălțimi. Astăzi se apreciază că ei, „norii mezosferici” sunt formați din pulberi de origine cosmică acoperite cu un strat ultrasubțire de gheață rezultat din sublimarea infimelor cantități de apă care decurg din combinarea H liber cu O_2 liber prezent acolo, combinație posibilă numai prin intermediul sodiului.

De reținut că mezosfera inferioară conține și ea ca și stratosfera o parte din așa numita „pătură” sau „strat” generator de O_3 al atmosferei Pământului.

Este din nou locul să precizăm că astăzi spre deosebire de deceniile trecute cercetătorii plasează așa-zisul strat de O_3 strato-mezosferic între 20* km și 60 km înălțime, având două nivele altitudinale de maximă concentrație și anume: între 20 și 30 km înălțime și, respectiv, între 40 și 55 km.

Revenim asupra raportului de proporționalitate dimensională greu de imaginat corect, precizăm că, dacă s-ar comprima întreaga cantitate de O_3 la presiunea normală de la nivelul mării și la temperatura 0°C **ar reieși o peliculă de numai 2–4 mm grosime**, infimă față de grosimea medie de circa 80-90 km a atmosferei omogene (dacă și aceasta ar fi redusă la t° de 0°C și presiunea de 760mmHg).

Mezopauza este situată la înălțimea medie de 80 km, dar concret ea s-a întâlnit și la înălțimea de 100 km. Deși a fost presupusă de multă vreme, identificată a fost numai atunci când sateliții și rachetele meteorologice prin mijloace indirecte au dedus că temperatura aerului la nivelul ei este de $-100^{\circ} \div -110^{\circ}\text{C}$.



TERMOSFERA, fig.2 cap.2 și fig.10 cap.2, cea de a patra subdiviziune a atmosferei, este situată între nivelele medii de 80 km și 1000 km înălțime. Cei ce o studiază apreciază ca pe o caracteristică faptul că temperatura în strat crește de la -110°C la bază, până la 3000°C spre limita exterioară, de unde și denumirea acordată.

Determinarea temperaturii în termosferă se face numai prin metode indirecte. Valorile extrem de ridicate care se presupun s-au pus pe seama absorbției radiației solare de undă scurtă precum și pe seama interacțiunii electronilor liberi cu câmpul geomagnetic.

* chiar de la 10 km la 60 km

Bombardamentul la care radiațiile solare supun moleculele și atomii gazelor atmosferice de la acest nivel determină pierderea de către acestea a unor electroni și deci transformarea lor în ioni pozitivi. Electronii rezultați pot rămâne liberi un timp dar se pot și atașa unor molecule sau atomi neutri dând naștere ionilor negativi. Intensitatea ionizării* este mare în primul substrat al termosferei, adică între înălțimile de 80 și 300km.

Baza termosferei este un veritabil laborator fizic dar natural, însușirea cea mai importantă fiind reflectarea undelor radio fără de care propagarea lor în interesul omului ar fi imposibilă.

Termosfera era numită înainte de 1951 IONOSFERĂ, pentru această trăsătură fizică a ei. Cei ce o studiază, precizează că ionosfera trebuie considerată drept o singură unitate ionizată deci nediscontinuu deși sunt cunoscute cele 4 strate ionizate de intensitate maximă: D, E, F₁ și F₂ (fig.6).

Baza termosferei numită și astăzi de mulți „ionosferă” poate fi studiată și de la sol prin undele radio în domeniul de frecvențe 1-20 Mhz (lungimi de undă între 300 și 15 μ). Rezultatele obținute cu diverse tehnici de investigare au precizat prezența reală a patru regiuni: D, E, F₁ și F₂; înălțimea la care se află fiecare dintre ele, precum și concentrațiile de electroni sunt prezentate în tabelul 1.

Tabel nr.1. Regiunile ionosferei

Regiunea	Înălțimea (km)	Concentrația de electroni (cm ⁻³)
D	< 90	10 ³ – 10 ⁴
E	90 – 140	10 ⁵
F ₁ F ₂	> 140	Maximum 10 ⁶ în regiunea de la 350 la 500 km

Regiunea D este observată numai în timpul zilei iar regiunile F₁ și F₂ devin noaptea o singură regiune.

*
* *

Aurorele polare sunt fenomene luminoase produse în urma ionizării aerului rarefiat din termosferă prin bombardarea moleculelor și atomilor atmosferici de către corpusculii elektrizați, de mare energie, care alcătuiesc vântul solar. Fenomenul este asemănător cu cel ce se produce în tubul de descărcări electrice în gaze rare. Aurorele polare se produc la diverse înălțimi între 80 și 150 km, sau între 300 și 500 km, dar și la 800 km și chiar la 1200 km înălțime.

* Ionizarea - procesul de formare a ionilor (particule încărcate electric, de dimensiuni subatomice) posibil datorită radiațiilor ultraviolete și corpusculare de la Soare și din spațiul cosmic

Cele mai multe aurore polare sunt observate într-o bandă în jurul polului geomagnetic între 15° și 30° față de el, frecvența maximă fiind la aproximativ 22,5°. Ele apar într-o varietate de forme. Apariția tipică este pentru durata de aproximativ o jumătate de oră sau o oră dar activitatea maximă este de numai câteva minute. Ele se dezvoltă rapid și uneori, aparent se deplasează cu viteze foarte mari.



EXOSFERA, al cincilea și ultimul strat al atmosferei este considerat a fi situat la înălțimi mai mari de 1000 km fi.10 cap.2. Limita ei superioară a fost stabilită pe criteriul egalizării densității aerului cu densitatea materiei din spațiul interplanetar și poate merge până la zeci de mii de km, funcție de autor. Este dificilă aprecierea temperaturii în cadrul ei din lipsă de date. Dar cei ce o studiază apreciază că exosfera, ultimul strat al atmosferei este caracterizată de temperaturi superioare celor din termosferă.

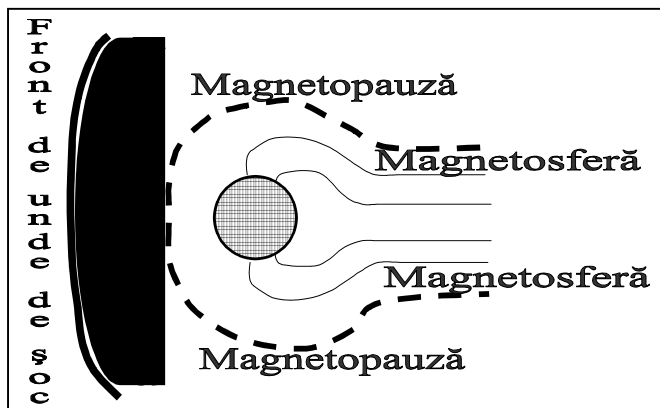
La limita superioară, stabilită pe criteriul egalizării densității aerului cu densitatea materiei din spațiul interplanetar, are loc împrăștierea atomilor și moleculelor gazelor componente, în spațiul cosmic.

Această ultimă subdiviziune a atmosferei Pământului este legată de proprietățile magnetice ale corpului planetar și de interacția acestora cu fluxul continuu de radiații solare corpusculare, numitul “*vânt solar*”.

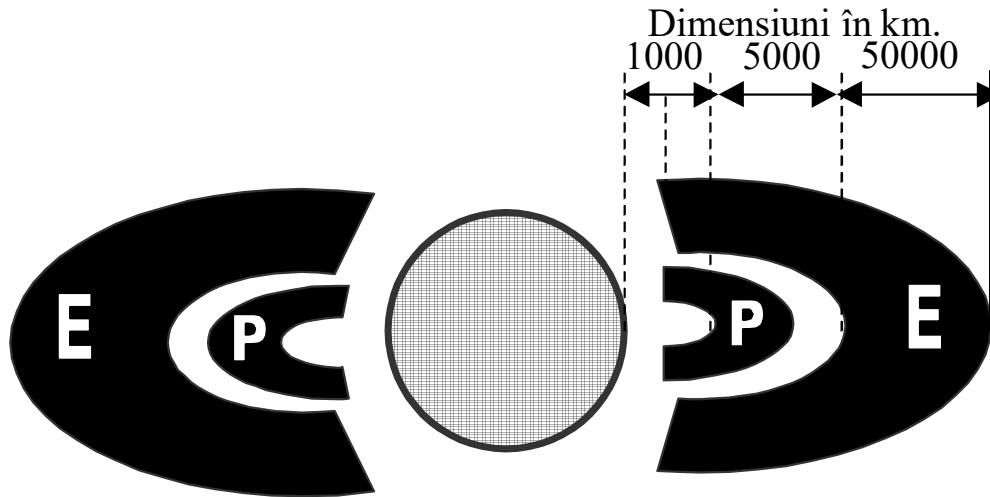
Fig.14, cap.2 arată câmpul magnetic din jurul Pământului ca și când Pământul ar fi izolat în spațiu. Particulele încărcate (electronii sau particulele încărcate pozitiv) din vântul solar (un flux neîncetat de plasmă coronară) sunt reflectate de câmpul magnetic al Pământului datorită acțiunii forței Lorenz: $f = qv\chi B$, unde f este forța care acționează asupra particulei, q sarcina ei, v viteza iar B inducția câmpului magnetic.

La o distanță de 10-15 raze Pământești ($R \approx 6300$ km) câmpul magnetic scade până la o valoare neglijabilă. Această limită se numește **magnetopauză**, iar regiunile din interiorul ei **magnetosferă**.

Fig.14, cap.2. Câmpul magnetic terestru – prezentare schematică (magnetopauza, ca și magnetosfera și frontul de șoc au o formă ușor turtită către Soare)



Centurile de radiație ale câmpului magnetic și el stratificat al Terrei, sunt situate între înălțimi de 5000 km și 50000 km și au fost descoperite prin sateliții americani Explorer. Se numesc centurile Van Allen (Fig.15, cap.2) și se compun din particule electrizate venind de la Soare dar captate de câmpul magnetic terestru la 3 nivele maxime și dirijate pe traiectorii spiralate de-a lungul unora dintre liniile lui de forță.



P – centură cu protoni și electroni (periculoasă pentru viața cosmonauților)

E – centură cu electroni și neutroni captați de liniile de forță ale câmpului magnetic terestru din emisia corpusculară solară.

Fig.15, cap.2. Două centuri de radiații principale, situate în planul ecuatorial magnetic ce înconjoară Pământul ca două inele (centurile Van Allen)
– prelucrare după Atlasul Geografic General, 1974

Vântul solar este cel care aduce corpusculii solari spre atmosfera Pământului și pe care centurile le captează. Nu are nimic comun cu noțiunea meteorologică de vânt, este un flux neîncetat de plasmă coronară, de particule elementare de H_2 și He, adică nuclee de atomi izolați având viteza supersonică de 300-700km/sec.

CAPITOLUL 3

RADIAȚIA SOLARĂ, TERESTRĂ ȘI ATMOSFERICĂ; BILANȚUL RADIATIV



3.1. Soarele, sursa cosmică radiativă

Soarele este *sursa energiei* primite de geosistemul Terra *numai* în acea *cantitate* și numai în acea *calitate* care să asigure existența și perpetuarea formelor de viață cu care această unică planetă a fost dăruită.

Radiația solară se propagă în linie dreaptă cu o viteză de 300.000km/sec.

Energia radiantă care provine de la Soare (în proporție de 99% fiind emisă în domeniul undelor scurte) permite declanșarea și desfășurarea marilor sau intinelor procese care stau la baza funcționării “*interactive*” sau “*în angrenaj*” a tuturor componentelor ansamblului de mediu al vieții, pe planeta noastră.

Steaua numită Soare este o imensă sferă incandescentă al cărui diametru* este de peste 54 ori mai mare decât al Pământului. În jurul Soarelui (fig.1, cap.3) gravitează, pe orbite proprii, cele 9 planete ale sistemului nostru solar. Pământul este a treia ca apropiere, între el și Soare calculându-se o distanță mediată de 149.500.000km (știut fiind că în realitate, ea este minimă la periheliu (2 ianuarie) și maximă la afeliu (4 iulie)).

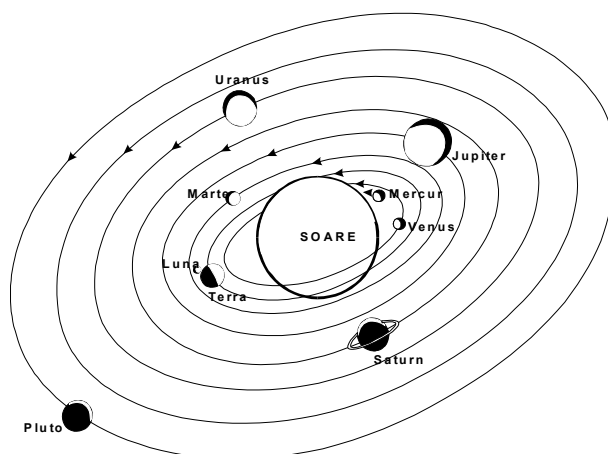


Fig.1, cap.3. Sistemul nostru solar

* Diametrul Soarelui este de 695.300 km iar diametrul mediu al Pământului este de 12.740 km

În mișcarea sa regulată în jurul Soarelui (Fig.2. cap.3) numită *mișcare de revoluție* care astronomic durează 365 zile, 6 ore, 9 minute și 9 secunde, Pământul descrie o traiectorie eliptică, Soarele fiind situat într-unul dintre focarele elipsei. În afara acestei mișcări anuale, Pământul mai are o mișcare regulată în jurul axei Polilor proprii, numită *mișcare de rotație* care se desfășoară în cicluri succesive de câte: 23 ore, 56 minute și 4 secunde (sau mai simplu spus în 24 ore).

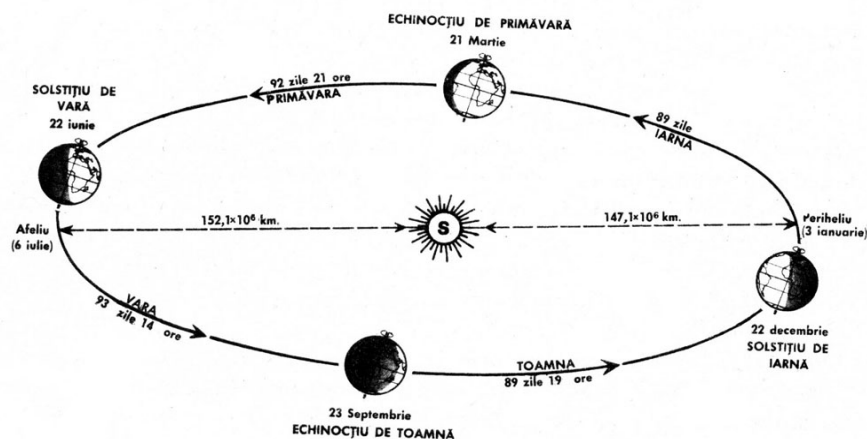


Fig.2, cap.3. Mișcarea de revoluție a Pământului

Axa Polilor Pământului are o înclinație de $66^{\circ}33'$ față de planul eclipticii. Această înclinare a axei Polilor este cea care determină alternanța anotimpurilor în cele două emisfere, de Nord și de Sud ale Pământului, etc.

În bilanțul global, deși energia primită de geosistemul Terra de la Soare este mereu aceeași, ea este distribuită diferențiat ca intensitate și alternativ: când unei emisfere când alteia, vara față de iarnă, pentru că așa o impun legile fizice care guvernează cele două mișcări ale Pământului drept corp cosmic: cea de revoluție și cea de rotație*.

Din imensa cantitate de energie pe care Soarele o emite, radiind-o în spațiul cosmic (sub forma radiațiilor electromagnetice dar și corpusculare), geosistemul Terra primește numai a doua miliardă parte, adică $1,37 \cdot 10^{24}$ calorii** în timp de un an. Și cu toate acestea, energia solară recepționată de geosistem numai într-o zi și jumătate echivalează cu întreaga energie pe care ar produce-o toate centralele electrice ale lumii într-un an!

După această comparație se poate percepe mai ușor de ce alte surse de radiație (căci există!) care emit și asupra Terrei se consideră neglijabile cum este cazul:

1) stelelor, altele decât Soarele, care contribuie cu doar a suta milionă parte din ceea ce oferă Soarele;

* pentru detalii poate fi studiată o amplă bibliografie în domeniu

** caloria = unitatea de măsură în meteorologie, radiometrie, calorimetrie care echivalează cu 4,1868 J

2) radiației cosmice care contribuie cu numai a 2 miliardă parte din energia solară primită de Pământ;

3) fluxului teluric, caloric orientat dinspre nucleul incandescent al planetei noastre spre suprafață, flux care este de numai 54 cal/cm²/an, deci cel mai neglijabil, scoarța terestră dovedindu-se un foarte bun izolator termic pentru “focul” interior *al casei noastre Terra* *.

Exprimând cifric într-o altă manieră această “a doua miliardă parte” (egală cu $0,45 \times 10^{-9}$) din energia Soarelui, pe care o receptează geosistemul nostru, reiese că fiecărui cm² de suprafață orizontală, considerat perpendicular pe direcția razelor solare, la limita superioară a atmosferei, îi revin 1,95 cal/min/cm² sau 0,00014 Kw/min/cm² (din totalul radiat de Soare care ar fi $5,2 \times 10^{24}$ kilocalorii/min/cm² sau altfel exprimat, ar fi de 6,15 Kw/min/cm²).

Întrucât în cazul de față Pământul poate fi considerat, într-o primă aproximație, drept o sferă ce se rotește în jurul propriei axe, energia ajunsă la limita superioară a atmosferei sale și denumită **CONSTANTA SOLARĂ**, se repartizează pe întreaga suprafață a sferei admise ($4\pi r^2$) care este egală matematic cu “*de patru ori suprafața secțiunii sale* (πr^2). În urma acestui calcul, fiecare cm² de suprafață orizontală, considerată la limita superioară a atmosferei terestre, primește în medie 0,5 cal/min/cm² adică 720 cal/24 h. În meteorologie ca unitate de măsură pentru exprimarea cantității de energie calorică primită de la Soare per unitatea de suprafață, se utilizează *langley-ul* [Ly], 1Ly = 1 cal/cm².

Spectrul solar

*Ansamblul radiațiilor electromagnetice emise de Soare, ordonat în funcție de lungimea de undă și înregistrat pe cale fotografică sau fotoelectrică poartă denumirea de **spectru solar**.*

Există trei domenii sau zone spectrale caracteristice în cadrul cărora proprietățile fizice fundamentale sunt aceleași și anume:

- domeniul invizibil:** sau domeniul radiațiilor ultraviolete unde lungimile de undă sunt mici (între 2900 și 3600 Å**) și au un pronunțat efect chimic fapt pentru care se mai numesc în literatură și “radiații chimice”;
- domeniul vizibil:** sau “lumina” percepută de ochiul omenesc; aici lungimile de undă sunt cuprinse între 3600 și 7600 Å specifice celor 7 culori principale care, în amestec compun lumina albă;
- domeniul caloric:** sau al radiațiilor infraroșii, cu lungimi de undă mari cuprinse între 7600 Å și 3000000 Å. Radiațiile infraroșii au un pronunțat efect caloric dar sunt invizibile.

* Marcel Leroux propune alte repere valorice de comparat și anume: Soarele are un flux de căldură emanat de 342 W/mp/24 h, la limita superioară a atmosferei în timp ce Pământul are numai 0,06 W/mp, deci de 5700 de ori mai mic.

** 1Å = 1ångström = 10^{-10} m

Este important de reținut că radiațiile Soarelui, cu lungimi de undă mai mici de 2900 Å intră în categoria radiațiilor X (Röntgen) iar cele de peste 3.000.000 Å sunt unde hertziene sau radiofonice. Aceste două categorii nu dețin mai mult de 1% din totalul spectrului Solar dar importanța lor pentru buna funcționare a geosistemului este la fel de mare ca a celorlalte 99% radiații din spectru.

Radiația solară directă (S')

*Fluxul radiațiilor ce provine direct de la Soare și care poate ajunge nemodificat prin difuzie, reflexie, refracție, etc., la nivelul suprafeței terestre poartă denumirea de **radiație solară directă (S')**.*

Fluxul radiației directe care cade pe o suprafață orizontală mai poartă și denumirea de **insolație (I')**.

Unghiul sub care cade fluxul radiativ poate fi diferit ca în fig.3a,b, cap.3, funcție de latitudine, moment al zilei, al anului, etc. Astfel, unghiul de incidență sub care cad razele Soarelui pe suprafața rugoasă a planetei sunt foarte diversificate și constituie unul dintre motivele cheie ale procesului de încălzire diferențiată a Scoarței terestre de către Soare.

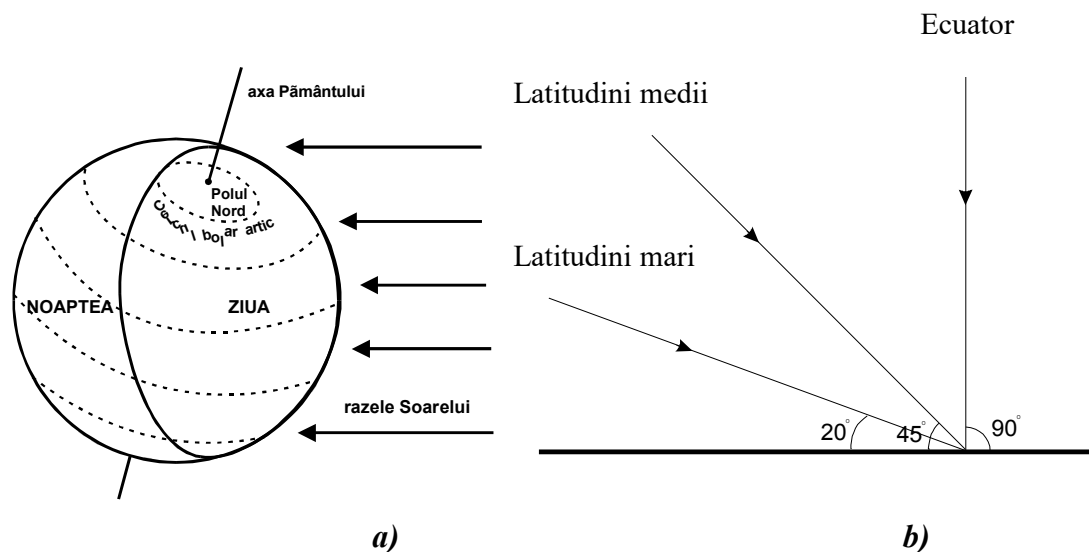


Fig.3, cap.3. Intensitatea insolației **a)** este direct proporțională cu mărimea unghiului sub care cad razele solare directe pe suprafața orizontală expusă **b)**

Radiația solară difuză (D)

Radiația solară, odată pătrunsă în atmosferă suferă modificări spectrale și de intensitate demne de menționat, astfel:

– o parte din radiații este *absorbită*, o alta este *difuzată* și numai o parte, care este și cea mai importantă, ajunge direct la suprafața Pământului.

Procesul *absorbției* spectrale este complex, aici îl vom menționa numai, spunând că: Ozonul atmosferic joacă rol major în absorbția razelor ultraviolete cu lungimi de undă între 2900 și 3200 Å, în timp ce oxigenul și azotul le absorb pe cele cu lungimi de undă mai mici de 2200 Å, iar dioxidul de carbon și vaporii de apă absorb radiațiile infraroșii.

Procesul *difuziei* presupune dispersia sau împrăștierea neuniformă a radiației solare directe intrate în atmosferă, de către moleculele gazelor componente ca și de particulele solide și lichide prezente în atmosfera străbătută; este un proces simultan cu cel de absorbție. Difuzia se referă mai ales la zona spectrului vizibil pe care-l slăbește mult. Așadar, radiația solară intrată, lovindu-se de materialitatea, de consistența unor particule atmosferice sau a unor molecule, se abate de la direcția rectilinie de propagare și se dispersează neuniform, în toate direcțiile. Fiecare particulă sau moleculă devine astfel sursa unei noi radiații dar cu însușiri modificate numită: ***radiația difuză a atmosferei***.

Radiația aceasta difuză preia 25% din fluxul radiației solare prezente inițial la intrarea în atmosferă, modificându-i major direcția de propagare; și atunci, emițând în toate direcțiile emite și spre exteriorul atmosferei unde, cam 1/3 din radiația difuză se pierde. Însă o parte însemnată a aceleiași radiații difuze se orientează favorabil, deci spre suprafața Pământului, compesând acolo parțial, pierderile de cca. 2-5% suferite de radiația solară directă, prin procese de difuzie induse la partea inferioară a atmosferei (în troposferă).

Radiația solară directă împreună cu radiația solară difuză care ajunge la suprafața terestră, constituie împreună ceea ce meteorologii denumesc: ***radiația globală Q*** sau ***totală*** în unele lucrări.

Radiația globală (Q)

Aici mai trebuie precizat că, prin radiație globală, notată Q, specialiștii înțeleg *însumarea radiației solare directe (S') și a celei difuze (D) ajunse simultan la suprafața terestră și raportarea sumei lor la unitatea de suprafață orizontală*. I se mai spune și “radiație totală” sau “insolație” uneori, pentru că redă unitar aportul radiativ al Soarelui, măsurat la nivelul suprafeței terestre.

Regimul diurn al radiației globale are un maximum la amiază și două minime la răsăritul și apusul Soarelui; regimul anual, pentru emisfera nordică prezintă un maximum în iulie și un minimum valoric în decembrie.

Reflexia radiației solare; albedoul

Radiația solară *directă* (S') împreună cu radiația *difuză* (D) formează *radiația globală* (Q) sau *totală* cum se mai numește ea, care, atingând suprafața terestră, este parțial absorbită și parțial reflectată, conform unor legi fizice stricte.

Partea reflectată constituie, pentru meteorologi, segmentul numit “**radiația reflexă**” sau “**radiația reflectată**” cu un rol foarte important în bilanțul radiativ global.

Fenomenul reflexiei presupune reîntoarcerea parțială a radiației globale Q în mediul atmosferic atunci când aceasta întâlnește o suprafață de separare între două medii fizice.

În natură predomină reflexia difuză deoarece suprafețele de reflexie întâlnite sunt fie mate fie cu structură rugoasă, prezentând multe fațete diferit orientate (față de radiația incidentă), radiațiile reflectate îndreptându-se, tocmai de aceea, în toate direcțiile. Radiațiile spectrului solar suferă fenomenul de reflexie în mod egal (nu sunt deci preferate anumite lungimi de undă).

Intensitatea reflexiei radiației solare se exprimă în calorii per centimetrul pătrat de suprafață orizontală, orientată spre suprafața terestră, timp de un minut ($\text{cal/cm}^2/\text{min}$).

ALBEDOUL, notat cu A , *reprezintă capacitatea de reflexie a radiației solare de către diferite suprafețe, aceasta rezultând din raportul între fluxul radiației reflectate în toate direcțiile notat cu R și fluxul radiației globale Q care este incidentă pe o suprafață dată (luată în calcul).*

$$A = \frac{R}{Q} \quad \text{sau, în procente} \quad A = \frac{R}{Q} \cdot 100\%$$

Diferența până la 1 sau până la 100% a rezultatului obținut cu date concrete este atribuit tocmai radiației absorbite de către suprafața al cărui albedou s-a calculat.

Astfel, mărimea $a = 1 - A$ desemnează “**coeficientul de absorbție**”. Intensitatea absorbției se poate exprima procentual astfel: $a = (1 - A) \cdot 100\%$

Albedoul suprafeței terestre foarte important în studiile de mediu, în agricultură etc., depinde de natura suprafeței reflectante, de gradul de rugozitate și de culoarea componentelor acesteia.

Astfel, suprafețele plane, uscate sau lucioase sau deschise la culoare, reflectă mai puternic radiația solară, decât cele denivelate, închise la culoare sau umede. Iată câteva valori procentuale preluate de la diverși autori consacrați:

Natura suprafeței	Albedo în %
zăpadă proaspătă, ușoară	84-95
zăpadă învechită	46-60
nisipuri deșertice	28-30
pajiște verde	26
pajiște uscată	19
nori	50-80

Natura suprafeței	Albedo în %
luciul apelor	2-70
lanuri de cereale	10-25
ogor uscat	8-12
pădure de foioase	15-20
pădure de conifere	10-18
tundră	15-20
humus	26
cernoziom uscat	14
arături umede	5-15

Iluminarea și luminozitatea

În termeni meteorologici, lumina planetei noastre se explică astfel: *fluxul luminii solare incidente, care produce **iluminarea** suprafeței terestre, este asigurat de radiațiile din spațiul numit “vizibil” al spectrului radiațiilor solare, adică, cu lungimi de undă cuprinse între 4000 Å și 7600 Å.*

*Intensitatea iluminării este evaluată de raportul dintre fluxul de lumină și unitatea de suprafață pe care aceasta cade. Unitatea de măsură este *luxul* (lx) egal cu iluminarea unei suprafețe care primește un flux luminos de 1 lumen* (lm), uniform repartizat pe 1m² suprafață.*

Iluminarea determină **luminanța** sau **strălucirea luminoasă** a suprafeței corpurilor.

*Raportul între iluminare și luminanță constituie **luminozitatea** suprafeței corpurilor din natură respectiv a suprafeței planetare. Iluminarea ca și luminozitatea sunt avantajate de transparența, de puritatea aerului atmosferic și atenuate de opacitatea acestuia, de prezența poluanților atmosferici cu rol important în procesele de absorbție a luminii.*

* lumenul = fluxul luminos emis, într-un unghi spațial egal cu unitatea, de către o sursă a cărei intensitate este de o *candelă* .

Candela (cd) este unitatea de măsură a intensității luminoase și reprezintă.

1cd = intensitatea luminii, în direcție normală, la temperatura de solidificare a platinei (2043K) și presiune atmosferică normală, a unei suprafețe « radiator integral », cu aria de 1/60 cm² (« radiatorul integral » este un *corp negru* – corp ce poate să absoarbă întreg fluxul incident pentru toate frecvențele și toate temperaturile și are absorbția spectrală $\alpha_{T,\nu}=1$)

3.2. Radiația terestră (E_t)



Suprafața terestră, după cum s-a prezentat anterior, absoarbe o importantă parte a radiației solare directe și difuze pe care o convertește în energie calorică încălzindu-se ea însăși, până la o anumită adâncime (care variază funcție de mai mulți factori dați).

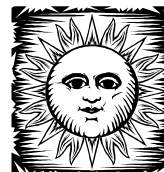
Ori, scoarța superficială a Pământului, ca orice alt corp din natura lui, are o temperatură cu mult mai mare decât 0° absolut, grade Kelvin (K) cum se mai numește; în aceste condiții scoarța terestră emite* un flux de radiații către în afara sa care poartă denumirea de “*radiația proprie*” a suprafeței terestre sau simplu, “*radiația terestră*”, notată în fizică cu E_t și calculabilă prin intermediul legii lui Stefan-Boltzman**.

Radiația terestră, în totalitatea sa este alcătuită din radiații de undă lungă aparținând domeniului infraroșu al spectrului, cu pronunțat efect caloric, situate între $40.000 \text{ \AA}$ și $800000 \text{ \AA}$.

Intensitatea radiației terestre depinde esențial de temperatura absolută a suprafeței emise iar aceasta, în mod natural, este comandată de intensitatea radiației solare totale (globale). De aceea valorile radiației terestre vor fi maxime ziua și minime noaptea (cu puțin înaintea răsăririi Soarelui), vor fi maxime vara pe suprafețele terestre cu sol uscat și minime în nopțile de iarnă cu strat proaspăt depus de zăpadă.

Valoarea de referință a radiației terestre, calculată pentru anumite condiții standard***, ar fi egală cu $0,57 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$.

3.3. Radiația atmosferei (E_a) sau contraradiația atmosferei (Cr) ****



Radiația terestră (E_t) emisă de suprafața planetară este absorbită de învelișul atmosferic la a cărui încălzire contribuie major. Absorbția de către atmosferă a acestei radiații terestre, care este de undă lungă se face selectiv și este operată la diverse nivele de către: vaporii de apă, particulele lichide de apă, de către dioxidul de carbon și de ozon.

* emisia energetică de tipul aceste NU este dictată de interiorul incandescent al planetei noastre
** nu intră în limitele cărții de față dar poate fi studiată în cărți de specialitate ale Facultății de Fizică sau Geografie, din cadrul Universității București.
*** 15°C temperatura suprafeței terestre care este asimilat (din punct de vedere al emisiei de radiații calorice) cu un corp negru
**** cei doi termeni sunt sinonimi

Numai astfel deci, pentru că este încălzită de către suprafața terestră prin fluxuri de radiații calorice (și pentru care aerul are mecanisme rafinate de absorbție), atmosfera este capabilă, la rândul ei, să emită neîncetat și în toate direcțiile energie radiantă.

Acea parte a radiațiilor atmosferice care se orientează înapoi spre suprafața terestră care a emis-o constituie **radiația atmosferei (E_a)** sau cum se mai numește ea: **contraradiația atmosferei (C_r)**.

Evaluarea contraradiației se ridică la numai $0,42 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$ (dacă se consideră atmosfera echivalentă radiativ cu un corp negru, la o temperatură medie de 10°C).

Radiația efectivă (E_{ef})

Iată-ne în situația de a constata că, de fapt, atmosfera este străbătută simultan, dar din două direcții opuse, de două fluxuri de unde lungi, nici o dată egale și anume:

- radiația terestră E_t dinspre Pământ spre atmosferă;
- contraradiația (C_r) sau radiația atmosferei (E_a) dinspre atmosferă spre suprafața terestră.

Între ele există o diferență valorică care dă sens **radiației efective E_{ef}** .

Suprafața terestră este de cele mai multe ori mai caldă, deci mai radiativă în infraroșu decât aerul atmosferic de aceea E_t este mai mare decât E_a și atunci:

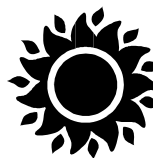
$$E_{ef} = E_t - E_a$$

Dacă luăm în considerare și quantumul radiației de undă lungă reflectată, notată de obicei cu R_l , pe care trebuie să o scădem din E_a atunci radiația efectivă devine:

$$E_{ef} = E_t - (E_a - R_l)$$

În aceste condiții radiația efectivă E_{ef} exprimă o pierdere de căldură pentru suprafața terestră.

Sunt în natură și situații inverse când suprafața terestră se îmbogățește caloric de la aportul E_a , al radiației atmosferice. Din diversitatea acestor situații la scara geosistemului este asigurat în cele din urmă un bilanț energetic echilibrat. Exprimarea valorică situează E_{ef} între $0,10$ și $0,30 \text{ cal/cm}^2/\text{minut}$.



3.4. Bilanțul radiativ

În decursul anilor săi de pregătire, ecologul se întâlnește direct sau indirect cu toate componentele de bilanț energetic ale geosistemului Terra de aceea, bilanțul radiativ trebuie înțeles ca un instrument de lucru valoros și de bază, pentru un bun profesionist.

*Într-un sens global, prin **Bilanț radiativ** înțelegem diferența dintre suma tuturor fluxurilor radiative primite și suma tuturor fluxurilor radiative cedate de o anume suprafață.*

În cadrul geosistemului Terra, bilanțul radiativ global presupune diferența între fluxurile radiative intrate și cele ieșite din sistem. Acest bilanț global se calculează la limita superioară a atmosferei, astăzi sateliții meteorologici măsurându-i direct componentele cu o precizie de 0,3% (Leroux M., 1996).

Teoretic și pentru a exemplifica, diferența se poate face între media anuală per 24 de ore a radiației solare incidente care este de 342 W/m^2 și contraradiația planetară valorând 240 W/m^2 plus 102 W/m^2 cât reprezintă fluxul solar reflectat de albedoul planetar.

Reiese că: $342 \text{ W/m}^2 - (240+102) = 0$ deci bilanțul este teoretic echilibrat, adică ceea ce a intrat este egal cu ceea ce a ieșit din sistemul energetic planetar.

În meteorologie studiul bilanțului radiativ energetic are două componente și anume:

- 1 - bilanțul radiativ al suprafeței planetare;
- 2 - bilanțul radiativ al Sistemului Pământ – Atmosferă (prin Pământ înțelegându-se, însă, numai suprafața acestuia nu și interiorul).

Ecologul trebuie să înțeleagă sensul și cauzele acestei duble tratări.

Bilanțul radiativ al suprafeței terestre

Să ne reamintim că suprafața terestră sau planetară, indiferent că este oceanică sau continentală, plană sau muntoasă, *receptează* următoarele segmente radiative dintre cele prezentate anterior:

- 1 - radiația solară directă (S')
- 2 - radiația difuză (D)
- 3- contraradiația atmosferică (C_r) sau cum se mai numește ea radiația atmosferică (E_a).

La rândul ei, suprafața terestră, atât de variată din punct de vedere geografic, *cedează* următoarele segmente radiative:

- 1 - radiația reflectată, de undă scurtă (R_s)
- 2 - radiația reflectată, de undă lungă (R_l) (neglijabilă cantitativ)
- 3 - radiația terestră (E_t), alta decât cea provenind din interiorul său.

Echilibrul dintre aceste fluxuri, antagonice ca sens, se realizează într-un prim ciclu de 24 de ore, ziua având un rol diferit de cel al nopții din punct de vedere radiativ (după cum reiese din Fig.4 și Fig.5 ale acestui capitol).

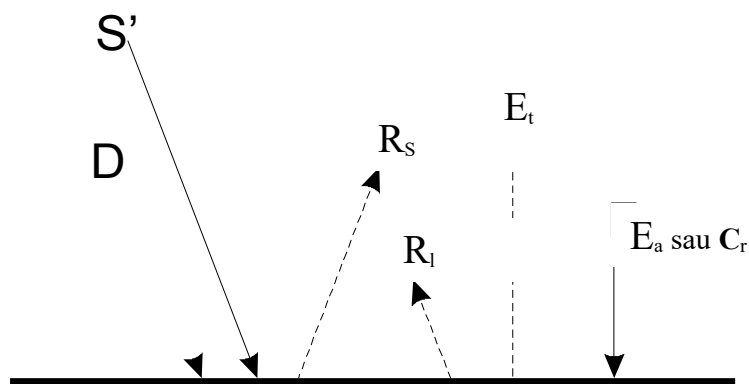


Fig.3, cap.3. Fluxuri de radiație care intră în calculul bilanțului radiativ de ZI

Din fig.4, cap.3 desprindem componentele bilanțului de ZI astfel că:

$$B = S' + D - R_s + E_a - E_t - R_l$$

Sau altfel scris: $B = Q - R_s + E_a - R_l$ [în care $Q = S' + D$].

Așadar, bilanțul radiativ este pozitiv ziua când căldura primită o depășește pe cea cedată.

O particularizare a formulei de bilanț ar interveni în situațiile în care ziua cerul ar fi acoperit de nori iar radiația solară directă nu i-ar penetra, astfel:

$$B = D - R_s + E_a - E_t - R_l$$

Din fig.5, cap.3 desprindem care sunt componentele bilanțului de NOAPTE când, de obicei acesta este negativ, căldura cedată depășind-o pe cea primită:

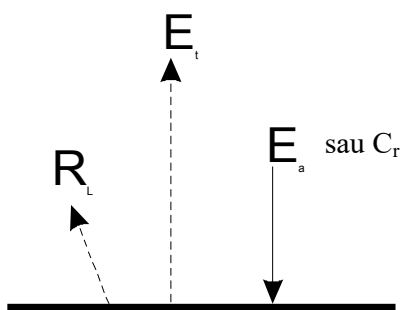


Fig.5, cap.3. Fluxuri radiative ale bilanțului nocturn al suprafeței terestre

$$B = E_a - E_t - R_l \text{ deoarece } Q = 0 \text{ și } R_s = 0$$

sau altfel scris: $B = B_s - B_l$ (diferența dintre bilanțul radiațiilor de undă scurtă și respectiv al celor de undă lungă).

Sintetizând acum cele expuse anterior, prezentăm următoarea formulă consacrată a bilanțului radiativ, al scoarței terestre*.

$$B = Q(1-A) - E_{ef}$$

în care: Q = radiația globală; A = albedoul exprimat de relația $A = \frac{R_s}{Q}$;

E_{ef} = radiația efectivă exprimată de relația: $E_{ef} = E_t - (E_a - R_l)$.

Este important să nu uităm că omul** are rolul său în cadrul modificărilor de bilanț, deocamdată cu incomodări mici și la scară locală, datorită impurificării atmosferei cu reziduurile tehnologiilor sale înalte sau cu cele ale aglomerărilor urbane de conurbații, megalopolisuri, etc., care sunt tot mai numeroase.

Bilanțul radiativ al sistemului Pământ-atmosferă

Bilanțul radiativ Pământ-atmosferă a fost imaginat, calculat și ulterior modelat de numeroși autori de renume.

Cel mai clar pentru ecolog pare a fi modelul unitar propus de H.J.Critchfield și oglindit de Fig.6, cap.3.

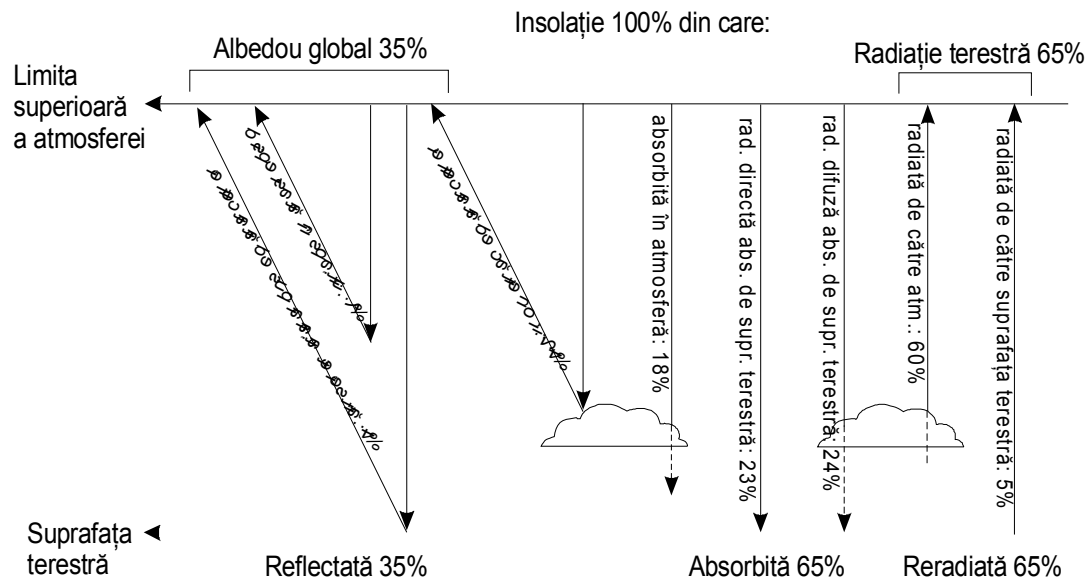


Fig.6, cap.3. Schema bilanțului radiativ al sistemului Pământ-atmosferă;
(prelucrare după H.J.Critchfield)

* Media anuală în cifre a bilanțului radiativ al suprafeței planetei este de 68 kcal/cm²; el ajunge la -7 -8 kcal/cm² în Antarctica și la 120-140 kcal/cm² în zonele intertropicale.

** Cartea de față nu se ocupă de poluarea atmosferică deoarece altele fac aceasta pe larg și în amănunt, dar ține seama de ea oriunde se cere.

Acest autor arată (ca și alții) că suma radiațiilor primite de sistemul Pământ-atmosferă este egală cu cea a radiațiilor cedate dar în următoarele condiții procentuale:

- din totalul de 100% al radiației solare* primite la limita superioară a atmosferei se întâmplă că:

- **35%** este reflectată de către nori (24%), de către moleculele aerului atmosferic (7%) și de însăși suprafața terestră (4%);
- **18%** este absorbită de învelișul atmosferic luat în ansamblul său;
- **47%** este absorbită de suprafața planetară după ce a traversat atmosfera sub forma radiației solare directe (23%) și respectiv a celei difuze (24%).

Rezultă că sistemul Pământ-atmosferă reflectă 35% din radiația solară primită și absoarbe 65% (această componentă este reemisă astfel: 60% de către atmosferă și 5% de către suprafața planetară).

Un alt celebru om de știință H.FLOHN a conceput bilanțul radiativ al sistemului Pământ-atmosferă pornind de la constanta solară, ca întreg (100%) și operând apoi următoarea descompunere procentuală pentru radiațiile de undă scurtă (exprimată în fig.7, cap.3, prelucrată după H. Flohn):

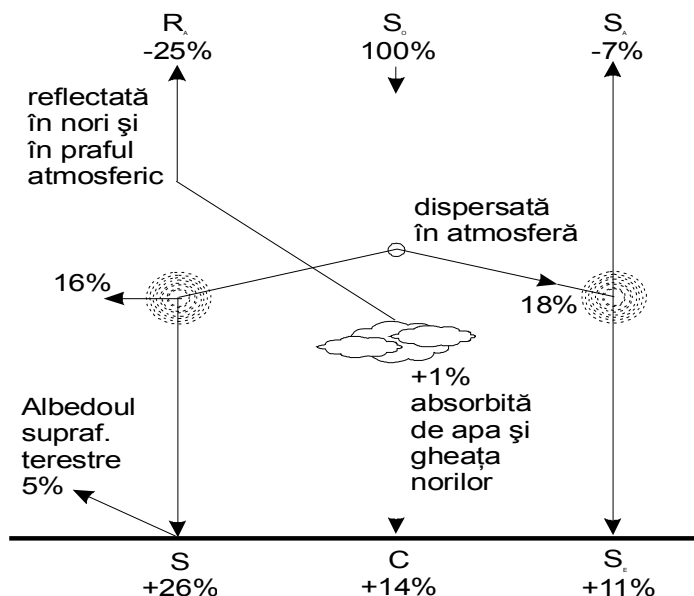


Fig.7, cap.3. Bilanțul radiațiilor de undă scurtă al sistemului Pământ-atmosferă

- **16%** radiații absorbite direct de către moleculele gazelor din atmosfera.
- **18%** radiații dispersate de atmosferă, dintre acestea:

* deci de toate lungimile de undă care vor intra în atmosferă.

- 11% ajung la suprafața scoarței terestre iar
- 7% sunt reorientate și deci redade spațiului interplanetar.
- **40%** întâlnesc stratul noros global al planetei și atunci:
 - 25% sunt reflectate de fațetele cristalelor de gheață sau de picăturile de apă care constituie norii;
 - 1% reprezintă absorbția exercitată de aceste componente;
 - 14% ajung la nivelul suprafeței terestre sub forma radiației difuze.
- **26%** ajung la suprafața Pământului sub forma radiației solare directe din care 5% sunt redade din nou atmosferei în urma reflexiei lor de către suprafețele capabile să provoace acest fenomen.

Același celebru autor H. Flohn propune și un bilanț secundar al sistemului în discuție, respectiv cel al radiațiilor de undă lungă (fig.8, cap.3).

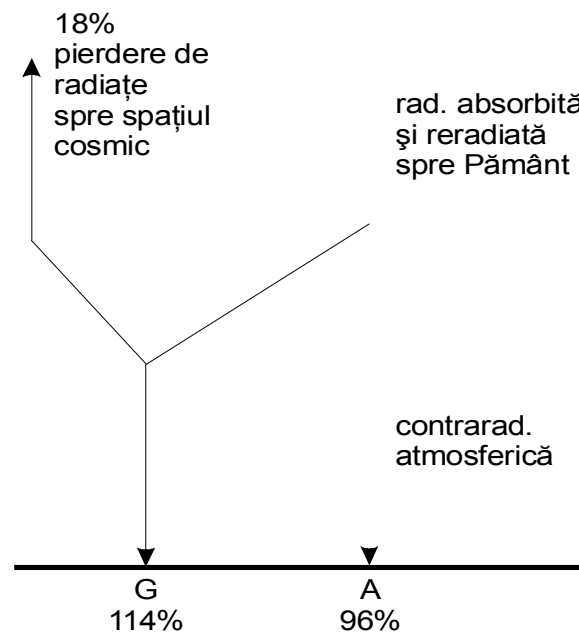


Fig.8, cap.3 Bilanțul radiațiilor de undă lungă al sistemului Pământ-atmosferă
(prelucrare după H. Flohn)

În cadrul acestuia intră:

- **114%** - fluxul radiației terestre* (unitatea care intră în calculul de bilanț și care se consideră a fi de fapt 114% față de constanta solară admisă ca 100%) din care:
 - **96%** - reprezintă partea *absorbită* de atmosferă și apoi reemisă către suprafața terestră (care în fapt a emis-o) sub forma contraradiației atmosferice (C_r) iar

* flux care noaptea este major

- **18%** - reprezintă partea ce *se pierde* în spațiul extraatmosferic.

Revenind în final **asupra bilanțului global al geosistemului Terra**, al cărui ultim înveliș este atmosfera, reiese că: la limita superioară a atmosferei bilanțul radiativ se compune din *primiri* și *pierderi* după cum urmează:

primiri: constanta solară considerată 100%;

pierderi: 65% fluxul radiațiilor terestre de undă lungă și 35% fluxul planetar de undă scurtă al radiației reflectate sau “*albedoul*” planetar.

Dacă se consideră corecte* evaluările procentuale de 35% ale albedoului planetar, atunci radiația de undă lungă a sistemului Pământ-atmosferă către spațiul extraatmosferic, în valoare de 65%, corespunde (conform legii Stephan-Boltzman) emisiei de care este capabil un corp a cărui temperatură, la suprafața de radiație, este de **-23°C**. Ori, tocmai aceasta este temperatura medie a atmosferei Pământului la nivelul înălțimii de 6 km.

Iată un bun motiv pentru care este foarte îndrăgită, în fizica aerului, comparația funcționării atmosferei ca o mașină termodinamică uriașă.

În cazul subiectului nostru se afirmă că, majoritatea radiațiilor de undă lungă (deci calorice), ale geosistemului Terra, sunt emise de vaporii de apă și de suprafața superioară a norilor (formați și din vaporii de apă) prezenți în troposfera medie**, căreia îi este propriu și nivelul altitudinal de 6 km.

Astfel, atmosfera, în ansamblul ei, spun energeticienii, funcționează ca o mașină cu aburi a cărei sursă caldă este suprafața terestră, iar sursa rece este troposfera mijlocie.

* au fost verificate de sateliții meteo de tip Tiroș și Nimbus.

** a se vedea capitolul “Stratificarea termică a atmosferei” subpunctul TROPOSFERA

CAPITOLUL 4

CIRCULAȚIA GENERALĂ A AERULUI ÎN TROPOSFERĂ; PUNCTE DE VEDERE

În capitolul 2.1.5 au fost prezentate subdiviziunile standard ale atmosferei, impuse de O.M.M. pe plan mondial și motivația care se află la baza unei asemenea împărțiri.

În capitolul 3 au fost prezentate cunoștințele minime necesare pentru a înțelege rolul radiațiilor solare, atmosferice și a celor retransmise de suprafața terestră în menținerea permanentă a unui echilibru de bilanț energetic între Pământ și Soare.

Numai dacă acele cunoștințe au fost bine însușite se va putea înțelege corect de ce meteorologii acordă o importanță atât de mare primului strat atmosferic, adică TROPOSFEREI (care se întrepătrunde intim cu suprafața continentală sau oceanică a planetei noastre).

Capitolul de față ca și următorul se vor ocupa numai de mișcările la macroscară^{*} sau la scară sinoptică^{**} ale aerului troposferic și de formațiunile termobarice care le întrețin, deoarece acestea sunt implicate direct în mersul vremii de la o zi la alta, de la un loc la altul^{***}, marcând continuu și peste tot, mediul de viață al planetei.

Iată ce înțeleg meteorologii prin circulația generală a aerului troposferic:

Ansamblul mișcărilor pe care le execută particulele de aer troposferic, în cadrul neîncetatei schimburi de CĂLDURĂ, de MASĂ, de UMEZEALĂ și de IMPULS, dintr-o zonă geografică în alta, în scopul* echilibrării termice și barice a atmosferei la scară planetară, constituie CIRCULAȚIA GENERALĂ A AERULUI.***

Mecanismele acestei circulații globale nu sunt nici astăzi complet descifrate pentru că nu pot fi în totalitate experimentate în laborator (tocmai dată fiind scara la care ele se angrenează) și nici nu au putut fi încă observate și măsurate simultan (cu o anume continuitate metodică) în natură. Demonstrarea lor este bazată așadar pe informații, observații și măsurători secvențiale din natură, restul până la modelele de circulație globală propuse astăzi, fiind produsul unor ipoteze de lucru, al unor “scenarii” presupuse și mult simplificate față de realitatea din natură.

^{*} *macroscara* cere ca spațiul geografic de referință să fie mai mare decât în cazul scării sinoptice mergând până la întregul glob

^{**} *scara sinoptică* cere ca spațiul geografic de referință să fie cel puțin egal cu suprafața unui continent (de cele mai multe ori este mai mare decât un continent).

^{***} *mezoscara* cere ca spațiul geografic de referință să nu depășească o rază de 100 km.

^{****} scop către care se tinde, dar care, dacă s-ar atinge, ar conduce la stingerea activității atmosferice în cadrul geosistemului Terra

De aceea și soluțiile date de autori, începând din 1686(!) și până astăzi sunt foarte variate. Dintre acestea considerăm că cel puțin 12 au făcut istorie și au câștigat adepți la momente de timp diferite după cum se poate urmări în lucrarea: “Circulația generală a aerului, după diverși autori”, de Viorica Dima, editată de I.N.M.H., București, în 1997 și prezentă în biblioteca Universității Ecologice.

Pentru ecologul interesat este important să știe că: din noianul de “scenarii” științifice propuse în decursul timpului privind circulația generală a aerului troposferic se pot distinge trei orientări și anume:

- 1) prima și cea mai veche, care are la bază **concepția unicelulară** a schimburilor de aer între Ecuator și Poli;
- 2) a doua și cea mai subjugantă, care are la bază **concepția trichelulară** a acelorași schimburi de aer;
- 3) a treia și cea mai recentă, care înlocuiește rolul cheie al “hornului ecuatorial” sau pe cel al “brăului anticilonic tropical” din primele două, cu cel al “AMP”-urilor succesive adică al Nucleelor Anticiclone Mobile plecate dinspre cei doi **Poli**, spre **Tropice**; alunecarea meridianală a AMP-urilor s-a putut urmări concret, pe traiectorii vizibil deformate de acțiunea forței Coriolis ca și de prezența marilor blocuri continentale, mai ales în emisfera nordică. Noi am numit această cu totul nouă punere în discuție a unei atât de vechi probleme: “**TEORIA LEROUX**”, care va fi prezentată ulterior.



Primul cercetător care a propus un scenariu, complet teoretic, al circulației aerului, între Ecuator și Polii diferit încălzii de către Soare (care se întrepătrunde intim cu suprafața continentală sau oceanică a planetei noastre), a fost Halley în 1689 când nici nu putea fi vorba de bază observațională sau de metodică de lucru într-o știință care nu se născuse încă!

Pășind din secol în secol aflăm că în 1735 se remarcă Hadley, iar în 1856 Ferrel (urmat de O’Berbeck în 1886) nume conservate în domeniu după cum se va vedea în continuare.

Propunerile acestor savanți vizionari au ajuns până astăzi; ele se bazaseră pe concepția mișcării particulelor în cadrul unui circuit meridianal vertical, cu o ramură ascendentă la Ecuator și două ramuri descendente deasupra fiecărei calote polare; aceste ramuri ar fi determinate de fenomene cu cauze termice specifice și anume: ascendența (aerul troposferic nu se încălzește direct de la Soare, ci indirect, prin intermediul suprafeței terestre) deasupra sursei terestre calde, ecuatoriale și descendența deasupra sursei reci, mai precis, calotele de gheață polară.

Este vorba despre celebra teorie a “HORNULUI ECUTORIAL” destul de vie și astăzi când multe aspecte noi puse în evidență de cercetători ar fi trebuit să-i pună pe gânduri pe meteorologi cu privire la funcția “hornului” în discuție.

Iată în continuare prezentarea pe scurt a celor trei direcții de abordare teoretică a problemei:



4.1. Circulația unicelulară a aerului troposferic

Are la bază celebra teorie a “HORNULUI ECUATORIAL” (Fig.1, cap.4) și anume: aerul se înalță, se ridică deci, prin convecție termică, de la suprafață din zona calmului ecuatorial al planetei, cea mai puternic * încălzită de Soare; ascendența maximă și neîntreruptă de aici ar fi cea care determină un “tiraj” continuu, iar acesta ar fi cel care declanșează și menține circuitul vânturilor ALIZEE la suprafața oceanelor și continentelor și pe cel al CONTRAAALIZEELOR de sens invers, la înălțimi adică în troposfera liberă, până spre limita ei superioară, tropopauza.

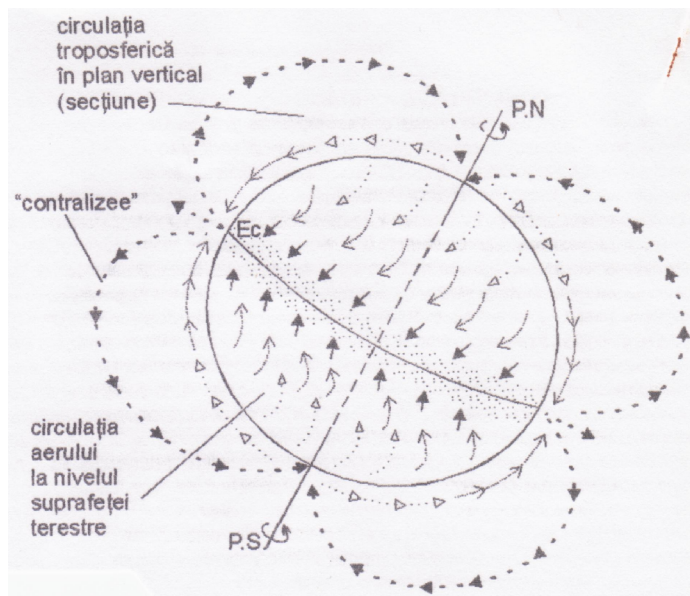


Fig.1, cap.4. Schema circulației troposferice unicelulare

În fapt, forța Coriolis deviază aceste mișcări în lungul meridianelor (mișcări numite de aceea și “meridionale”) și de aceea alizeele au în natură direcția dinspre NE spre SV pentru emisfera nordică și dinspre SE spre NV în cea de sud. Aceiași deviație dar de sens contrar ar trebui să o aibă și contraalizeele **, adică vânturile de la înălțime, presupuse a fi prezente obligatoriu de această teorie (ca să închidă inelul meridianal al mișcării).

Celebrul Hadley credea chiar că există schimburi directe între Ecuator și Poli.

* conform autorilor teoriei unicelulare

** numai că aceste vânturi “pereche” și de sens invers introduse de teorie nu au fost certificate de către cercetările moderne ca manifestându-se în realitate.

Cu alte cuvinte am putea prezenta concepția unicelulară și astfel: aerul de deasupra zonei ecuatoriale și subecuatoriale mult mai încălzit decât cel aflat la latitudini temperate sau polare, dobândește energia necesară să poată ascensiona în cadrul troposferic până la 15-18 km înălțime deasupra zonei date. Odată ajuns în troposfera ecuatorială înaltă ca nivel de referință, el începe să se efileze, să se îndrepte, laminar și cvasimeridianal spre cele două calote polare deasupra cărora se sedimentează (creând anticiclone de calotă polară). În retur, deci dinspre Poli spre Ecuator, dar de data aceasta prin troposfera inferioară (adică prin straturile din imediata apropiere a suprafeței terestre) și tot cvasimeridianal, particule răcite de aer (pentru că au staționat un timp deasupra calotelor de gheață polare) se întorc spre Ecuator închizând astfel „inelul” propus de teorie. Totul s-ar face într-un flux continuu ca în fig.1, cap.4.



4.2. Circulația tricelulară a aerului troposferic

Cea de a doua orientare a cercetătorilor are la bază concepția tricelulară a schimburilor energetice de masă, de umezeală, etc. între Ecuator și Poli în cadrul troposferei sau altfel spus compartimentarea în „trei celule” trei inele înlanțuite a teoriei unicelulare anterior descrise.

Fig.2, cap.4 sugerează, în secțiune troposferică verticală dar și în proiecție la nivelul suprafeței terestre, cum se închid cele trei celule, care sunt vânturile permanente la sol ce fac legătura între celule, dar și între ciclonii și anticiclonii care facilitează, în fond, toate transferurile troposferice, posibile.

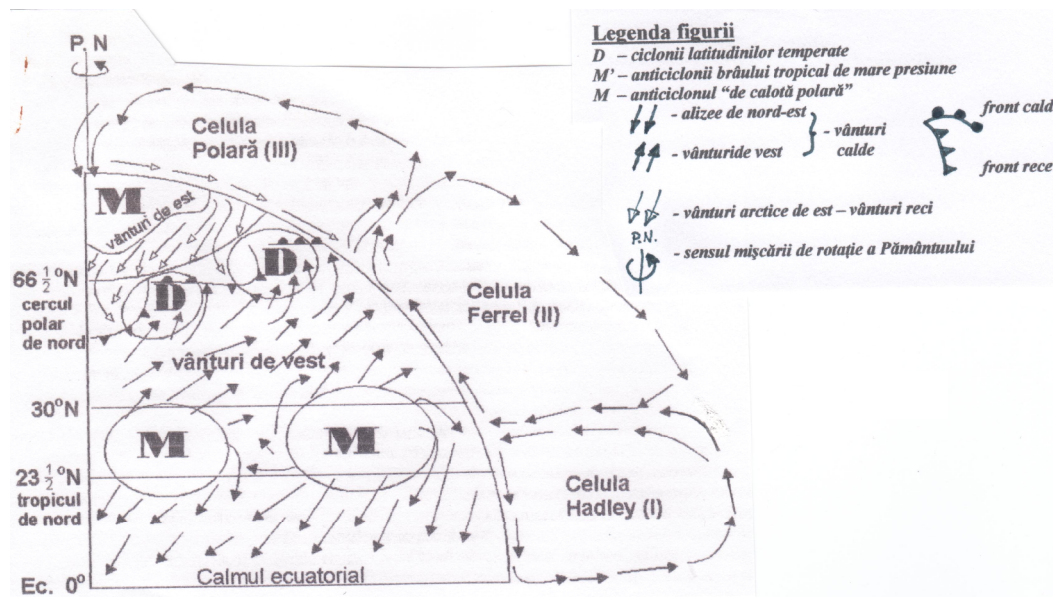


Fig.2, cap.4. Schema circulației troposferice tricelulare considerând Pământul în mișcare de

rotație (sinteză a schemelor clasice întocmită de Ecaterina Ion Bordei în 2000).

Fig. 3, cap.4 aleasă de noi se adresează ecologilor fiind preluată din cartea “TERRA-geosistemul vieții”, de Al.Roșu, (1987), are însă două inadvertențe față de fig.2, cap.4 și anume: nu închide cea de a doua celulă (numită Ferrel) în altitudine și nu dă un nume corect “*latitudinii cailor*” adică “brăului anticilonic de calm tropical” catalogându-l drept “subtropical”, așa cum face, din păcate, și Rossby sau alți autori, de altfel meteorologi reputați, de la care Al.Roșu a preluat figura în discuție*.

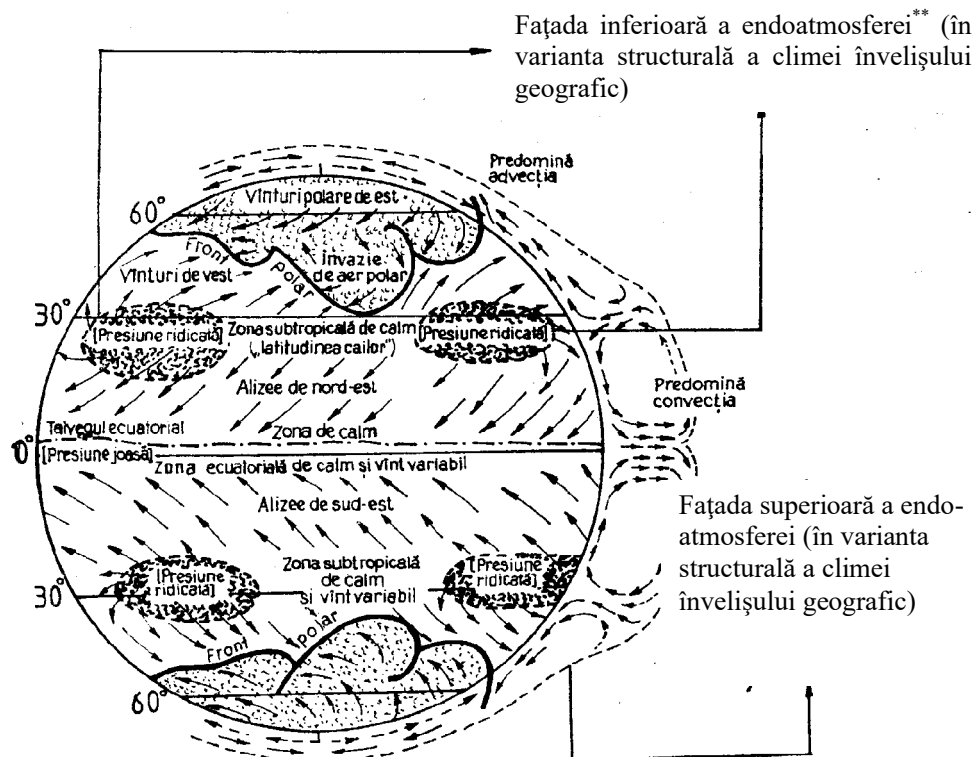


Fig.3, cap.4. Circulația troposferică tricelulară (după Roșu Al., 1987)

* majoritatea autorilor folosesc denumirea de “anticlони subtropicali” în loc de “anticlони calzi de brău tropical” cum ar fi corect din punct de vedere climato-sinoptic
 ** endoatmosfera aici reprezintă troposfera.



Trebuie să accentuăm că brâul anticlonic tropical poate avea prelungiri, adică trimiteri în exteriorul paralelei 30° lat N sau S mergând (vezi fig. 2) până în inima zonei temperate. Din punct de vedere al dinamicii teoriei tricelulare a schimbului troposferic între Ecuator și Poli, el nu poate fi însă centrat decât la o adresă exactă și anume: la nord și la sud de Ecuator și numai între latitudinea Tropicelor, (cca. 23°30') și cea subtropicală de 30° nord și sud, altfel intrăm în alte componente ale schemei din figura 2, ori, tocmai această rigoare spațială a brâului anticlonic tropical ar reprezenta „ineditul” teoriei tricelulare față de cea care a precedat-o din punct de vedere istoric !

Fig. 4a și b, cap.4 aparține celui ce a impus teoria tricelulară și anume lui C.G.Rossby și datează din 1941 (prezentăm schițele sale în original*).

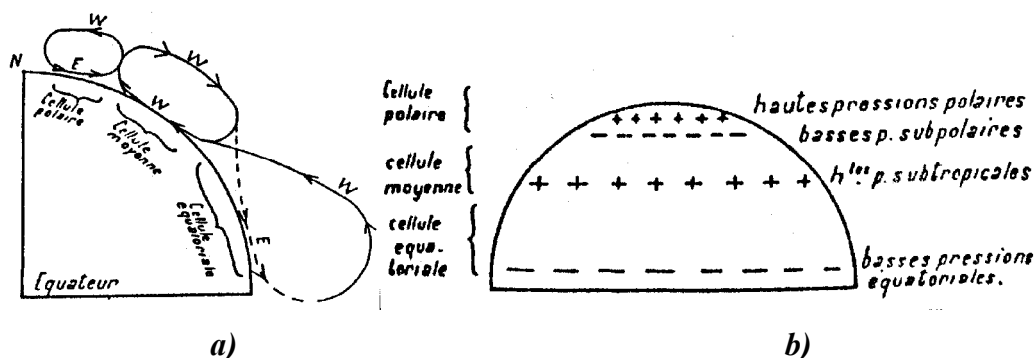


Fig.4, cap.4. Circulația tricelulară aparținând lui C.G.Rossby (1941)
a) Sistemul vânturilor b) Presiunea la sol și cele trei celule

– C.G.Rossby (1941) a fost și rămâne cel ce a dat putere de convingere orientării teoriei tricelulare, fundamentând-o fizico-matematic (chiar și experimental dar la scară infimă).

Palmen în 1951 i-a găsit sensul și suportul aerosinoptic și a făcut-o accesibilă practicienilor din domeniul meteorologic de cercetare a învelișului atmosferic.

Ecologul, având la dispoziție schemele originale sau sintetizate ale circulației tricelulare după autori de referință, poate lua acum în discuție “schema medie tricelulară” propusă în fig.2, cap.4 și expunerea de mai jos:

Concepția tricelulară a schimburilor energetice, de masă, de umezeală și de impuls în cadrul Troposferei presupune existența a trei celule închise de circulație între Ecuator și Poli, după urmează:

* În figura 4 b, unde se expune sistemul global al presiunii la nivelul suprafeței terestre pentru emisfera nordică, Rossby folosește incorect din punct de vedere geografic, termenul “presiune înaltă SUBtropicală” în loc de presiune înaltă tropicală cum ar fi fost corect geografic; sursa greșelii deci este el, iar toți cei care l-au urmat i-au preluat teoria și greșeala geografică, pentru că toți erau fizicieni sau matematicieni iar geografilor care au recunoscut și preluat schemele maestrului Rossby nu și-au propus intervenții de specialitate geografică pe schițele lui celebre.

[I]. **Celula Hadley:** se formează între *zona calmului ecuatorial* sau “*talvegul ecuatorial*” unde dominante sunt mișcările ascendent-convective, (adică de îndepărtare a particulelor față de sol) și *zona brâului anticiclonic tropical*, unde dominante sunt mișcările descendente, deci de revenire a particulelor de aer spre sol dinspre troposfera înaltă. În fig.2, cap.4 celula Hadley este notată cu [I].

În plan orizontal, pentru celula [I] aceeași figură ne arată cum de la periferia sudică a anticilonilor de brâu tropical (notați cu M), se desprind vânturile permanente de nord-est pentru emisfera nordică numite alizee (devierea este indusă de forța Coriolis direcției teoretic- meridianale). La “vârful” celulei deci în troposfera foarte înaltă, autorii acestei teorii au calculat că ar trebui să existe *contraalizeele* adică “vânturi pereche” dar de sens invers care să asigure derularea mișcării inelare în mod cursiv, permanent. Numai că, reluăm ideea promovată la teoria unicelulară, în realitate contraalizeele nu prea se întâlnesc așa de clar și permanent în “fază” cu alizeele de la sol, ceea ce atrage după sine unele semne de întrebare asupra funcționării celulei Hadley și altfel decât în teorie. Constatarea aceasta aparține ultimelor decenii și se datorează tehnologiei satelitare.

[II]. **Celula lui Ferrel:** se realizează (vezi celula [II] din fig.2, cap.4) între partea extratropicală* a anticilonilor de brâu tropical și sectorul cald al ciclonilor de latitudini temperate (ciclonele Islandez cu derivațiile atlantice și mediteraneene sau ciclonele Aleutine cu derivațiile sale). Această a doua celulă presupune deplasarea extratropicală a particulelor de aer cald (care se acumulează constant, printr-o descendență continuă la Tropice) expulzate de brâul anticiclonic cald al planetei prin intermediul mișcărilor centrifuge în plan orizontal și în sensul acelor de ceasornic, proprii anticilonilor ca forme barice.

Aceste particule expulzate vor ajunge la un moment dat, în zone geografice mai puțin încălzite de Soare, unde se vor “simți” cu mult mai “calde” decât particulele de aer între care au ajuns. Vor deveni astfel capabile energetic să ascensioneze deasupra noilor spații cu atât mai mult cu cât legile de mișcare ale anticilonului-macă (respectiv mișcări descendente în plan vertical și centrifuge în plan orizontal) nu mai subjugă particulele “emigrate”, mai precis “expulzate” chiar de el până la limita ieșirii de pe “orbita” de aplicabilitate a legilor respectiv (până la 45 chiar 60 φN uneori).

Ascendența particulelor de aer cald provenind dinspre tropice și ajunse la latitudini temperate poate fi completată și cu ascendența particulelor locale încălzite deasupra solului conform coordonatelor locului în care primele au ajuns. Aceste mișcări ascendente sumate vor constitui *sectoarele calde* ale ciclonilor “*extratropicali*” sau cum se mai numesc ei “*subpolari*” sau “*de latitudini temperate*”, ciclone care se nasc, evoluează și mor în cicluri succesive în lungul paralelor de 50° – 60° latitudine nordică și sudică (cum se va vedea în capitolul dedicat lor).

În troposfera superioară celula Ferrel (fig.2 cap.de față) se încheie printr-o ramură nord-sud (cu devierea impusă de forța Coriolis) care parțial își va aduce aportul la buna funcționare a celulei [I] Hadley (alimentând sectorul descendent al acesteia). Și totuși celula Ferrel rămâne deschisă în troposfera înaltă pentru cuplarea următoare și anume la

* care poate fi extinsă mult în domeniul latitudinilor temperate

celula a [III]-a, de care ne vom ocupa imediat. **Este de remarcat că, în existența celulei Ferrel, rolul major îl joacă factorul dinamic și nu factorul termic ca în cazul primei celule, cea ecuatorială, a lui Hadley.**

[III]. **Celula polară** cuplează anticicloul rece de calotă polară cu sectorul cald al ciclonilor extratropicali care la rândul lui este asigurat de pulsațiile calde ce vin de la periferia anticilonilor de brâu tropical. Celula polară e notată cu cifra romană [III], ea asigură echilibrul baric al latitudinilor temperate astfel: particulele de aer rece expulzate centrifug în imediata apropiere a solului de către periferia anticicloului de calotă polară iau locul, pe căi advective (transport de aer în plan orizontal), particulelor de aer cald (din sectorul ciclonic cald) care au ca dominantă de mișcare ascensionarea, deci părăsirea suprafeței terestre.

Dacă aruncăm o privire de ansamblu asupra acestei scheme mediate din fig.2, cap.4 constatăm că, din punct de vedere al circulației generale a aerului, de fapt, la latitudinile temperate (considerate de meteorologi ca fiind cuprinse între 30° și 60° φ nordică și sudică) are loc întâlnirea unor mase de aer cu proprietăți termice opuse. Aceste mase de aer sunt formate din particulele expulzate marginal de către așa numiții anticicloni calzi de brâu tropical pe de o parte și de către anticiclonii de calotă polară pe de altă parte. În emisfera nordică din întâlnirea și cuplarea lor se nasc marii cicloni ai latitudinii temperate cu suitele lor frontale și fenomenologice. În emisfera sudică se nasc cicloni modești dimensional dar înșiruiți cu regularitate asupra apelor oceanice predominante la latitudinile de referință.

Revenind în spațiul intertropical precizăm că ascendența continuă a aerului la Ecuator este compensată cu descendența continuă a particulelor deasupra Tropicilor, circuitul fiind demonstrat spune Rossby de permanența alizeelor la sol și a ipoteticelor (spun alți autori) contraalizee spre limita superioară a troposferei.

Adeptii teoriei trichelulare consideră celulele Hadley (I) și polare (III) de origine mixtă, deci termică și mecanică în timp ce veriga intermediară, celula Ferrel (II), ar fi provocată numai de fenomene pur mecanice. Drept urmare, primele două celule sunt considerate directe, iar a treia indirectă.

4.3. Teoria „Leroux” sau „Teoria AMP-urilor”



Foarte recent (1993, 1996, 2000, 2007) profesorul Marcel Leroux de la Universitatea Lyon 3, a lansat și a susținut o nouă orientare teoretică asupra circulației troposferice globale care a făcut ocolul lumii “tulburând” liniștea meteorologilor mulțumiți, de multe decenii, cu ceea ce Rossby, Palmen, etc. avuseseră de spus.

Fără a nega rolul încălzirii diferențiate a suprafeței terestre de către Soare și implicit a aerului de deasupra acesteia, profesorul Leroux mută centrul de greutate al responsabilităților majore în circulația generală a aerului de la „Ecuatorul - horn termic” (a toate declanșator) la cei doi Poli, la calotele lor de

gheață veșnică și bine înțeles, la dinamica aerului cantonat deasupra acestor rezervoare de energie termică negativă.

Fig.5, cap.4 exprimă schematic teoria Leroux și anume: circulația generală a aerului în straturile inferioare ale atmosferei este o consecință a radiației solare diferențiate pe Terra. Distribuția inegală a acesteia pe suprafața planetară antrenează schimburi meridianale de aer care pornesc (în plan orizontal) de la două surse reci (Calotele Polare) către o sursă caldă în centrul căreia este situat Ecuatorul Meteorologic, acesta fiind de fapt și axa de simetrie a circulației atmosferice planetare.

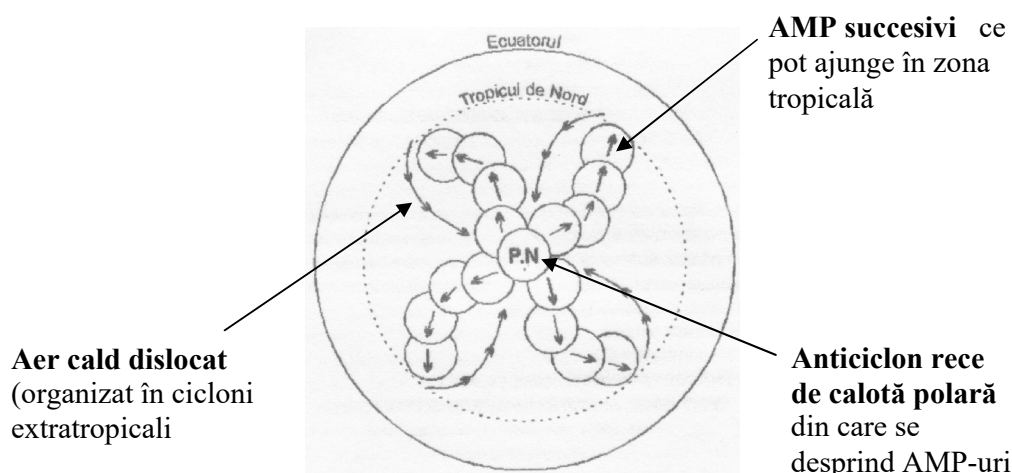


Fig.5, cap.4. Schema pulsațiilor succesive de aer rece polar, sub forma AMP-urilor, care alimentează anticlonii „calzi” de brâu tropical (după Ecat.Ion Bordei 2000)

Cu alte cuvinte, după Leroux, circulația aerului în straturile atmosferice inferioare este întreținută nu numai de excedentul termic intertropical ci și de către deficitul termic al aerului de deasupra calotelor de gheață de la cei doi Poli tereștri. Acest deficit angajează de fapt în sistem așa numiții, de către Leroux, Anticloni Mobili Polari* și le conferă rolul principal.

Figurile 5 și 6 a,b din acest capitol exprimă faptul că acești AMP revarsă aerul rece polar către Tropice provocând “*en retour*”, dislocarea aerului cald din spațiul intertropical în plan vertical, ascensional precum și orientarea lui spre Poli pe traiectorii marginale celor ale AMP-urilor.

Comparând acum „a” și „b” din fig.6 constatăm cum distribuția blocurilor continentale cu relieful lor major-orografic, adeseori de înălțimi aproape egale cu grosimea troposferei latitudinilor medii și înalte, (vezi Himalaya și Anzii) impun AMP-urilor individuale din emisfera nordică mai ales anumite traiectorii și nu altele; impun de asemenea și „aglutinarea”, adică aglomerarea la un moment dat, a unor AMP-uri succesive, la mare distanță în timp și spațiu de locul și de momentul desprinderii lor din

* prescurtarea lor folosită uzual este “A.M.P.”

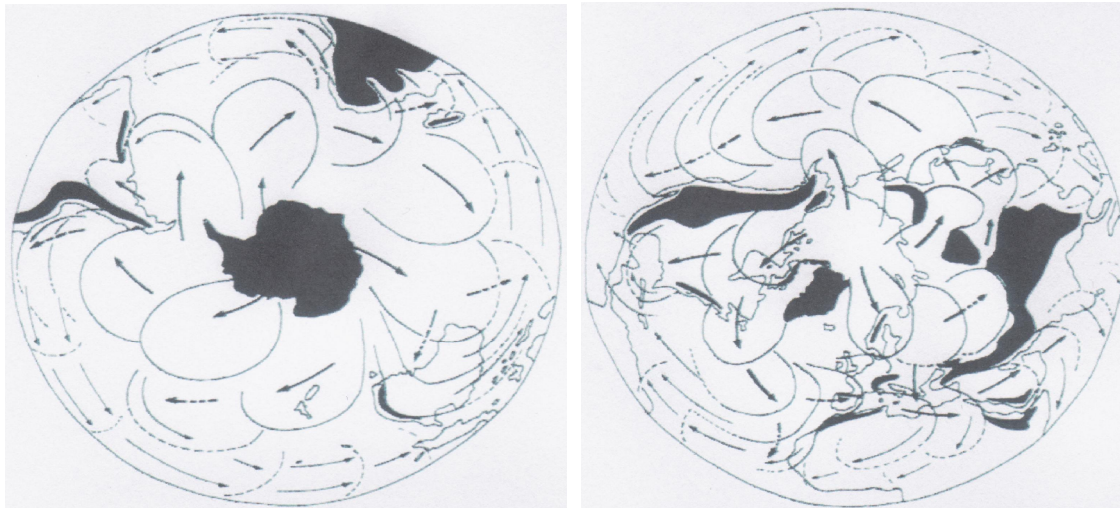
anticiclonul de calotă polară. Și aceasta pentru că viteza de alunecare a fiecărui AMP către Tropice a fost diferită.

În emisfera sudică, preponderent oceanică, AMP-urile au o desprindere ritmică, algoritmică chiar ceea ce face ca acolo teoria Leroux să fie foarte clar exprimată.

Aglutinarea AMP-urilor la distanță de sursa de desprindere presupune asocierea prin alipire și nu prin amestec turbulent de masă, a unor nuclee anticiclonale bine definite prin datele lor inițiale termice și de dinamică proprie și chiar prin datele calendaristice de plecare pe traiectorii.

Autorul susține că Anticlonii Mobili Polari aglutinați departe de calotele polare ar determina, prin tropicalizarea treptată a maselor lor de aer ajunse la latitudini sudice, ar determina existența și perpetuarea așa zișilor anticicloni calzi de brâu tropicali din teoria anterior expusă (trichelulară).

Mai spune savantul că tot anticlonii de aglutinare (AA) constituiți la latitudini tropicale ar fi și cei care asigură permanența și intensitatea alizeelor sau musonilor, vânturi pe care adepții teoriei trichelulare le atribuie funcționării celulei Hadley și nici nu și-au imaginat că ele ar putea avea vreo legătură cu aceste contribuții advecive tocmai dinspre cercul polar promovate de autorul în discuție. Figurile 7 și 8 sunt foarte sugestive în acest sens.



Legenda

- relief orografic major
- trajectoriile AMP-urilor
- conturul AMP-urilor
-▶ alizeele

Fig.6, cap.4. Traiectoriile Anticlonilor Mobili Polari (AMP) și circulația aerului în troposfera joasă (dupa M.Leroux 1996)

- a) emisfera sudică (imaginea de sus)
- b) emisfera nordică (imaginea de jos), proiecție polară (dupa Marcel Laroux 2005)

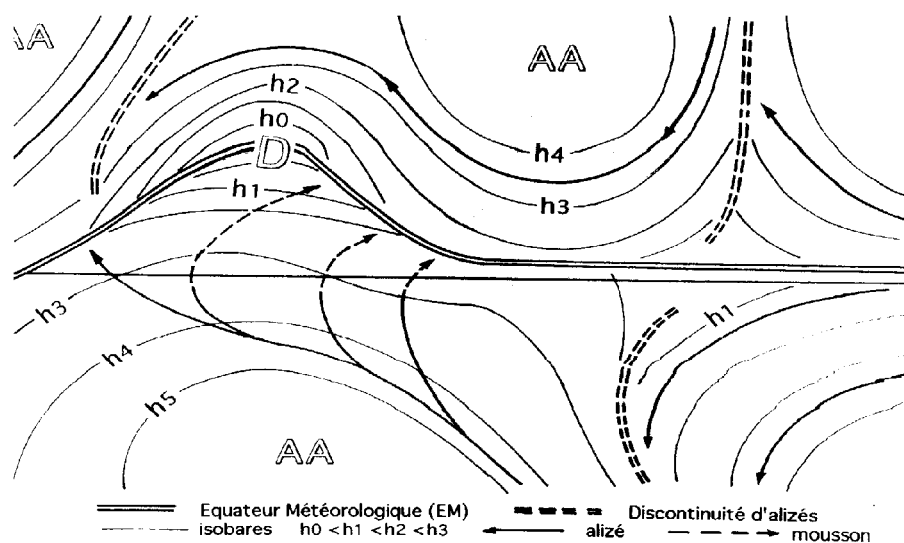


Fig.7, cap.4. Câmpul presiunii și vânturile în zona oceanică intertropicală: alizee și musoni după Leroux M., 1996

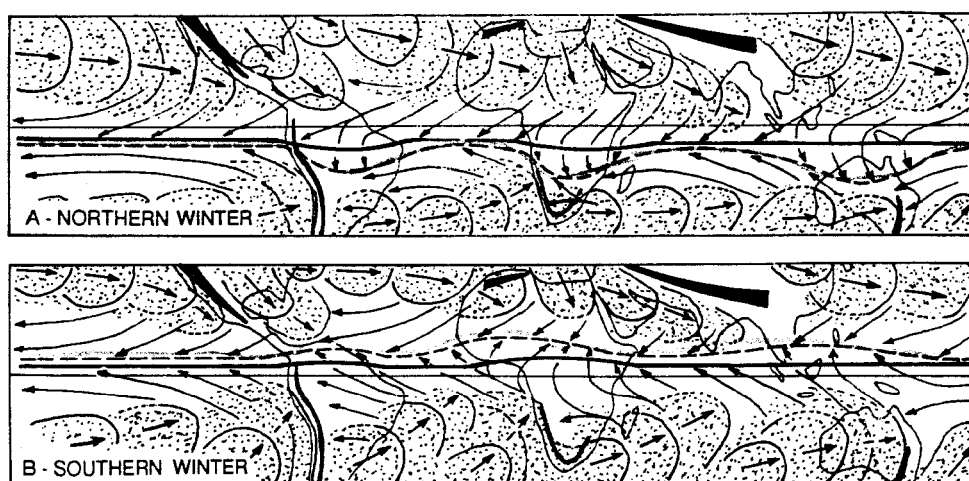


Fig.8, cap.4. Circulația aerului în zona intertropicală și poziția Ecuatorului Meteorologic la sol și în altitudine (EM) la sol (A – Iarna în emisfera nordică; B - Iarna în emisfera sudică)

→ Alizeu și/sau muson; — EM la înălțime medie; - - - - - EM la sol

Leroux are soluții proprii și în ceea ce privește modalitățile de întoarcere spre Poli ale aerului astfel tropicalizat după ce a staționat deasupra unor zone geografice intens încălzite de Soare. În cadrul schemei sale de circulație acesta devine, la un moment dat, parte componentă a formațiunilor turbionar-ascendente numite „Ciclonei extratropicali”. După el ciclonei extratropicali sunt cei care realizează echilibrul de bilanț termic al ansamblului „suprafață terestră/atmosferă”, în cadrul circulației aerului în straturile inferioare ale atmosferei, despre care vom vorbi pe larg în capitolul următor.

Particularități ale circulației diferențiate a aerului troposferic, dupa Marcel Leroux (capitol opțional)

Pentru cei ce vor să știe mai mult, prezentăm mai jos, esența teoriei Leroux despre circulația generală a aerului în troposferă așa cum am descifrat-o noi din tratatul său “*La dynamique du temp et du climat*” editura Masson, Paris 1996, FRANCE.

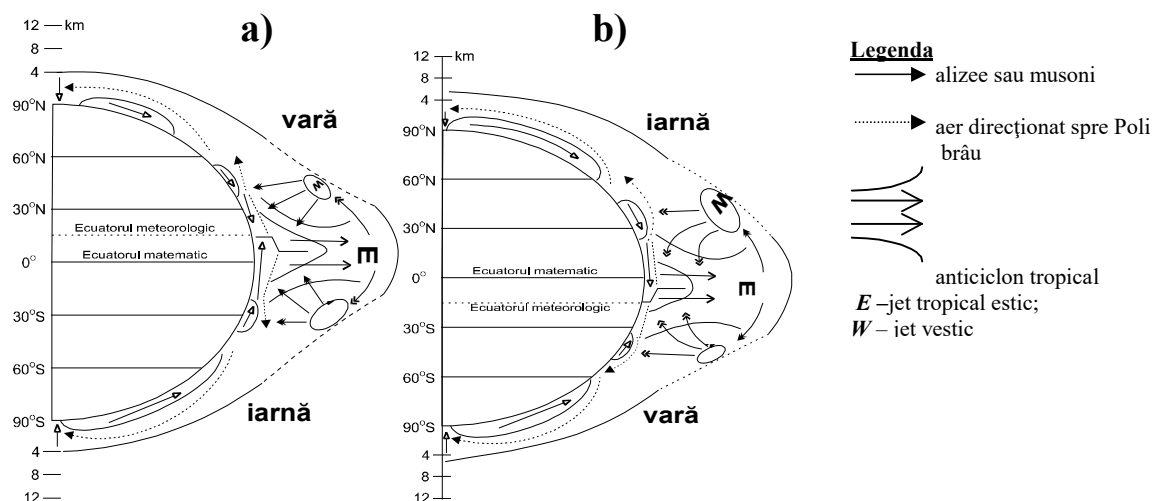


Fig.9, cap.4. Circulația sezonieră a aerului în troposferă, transpusă după Leroux

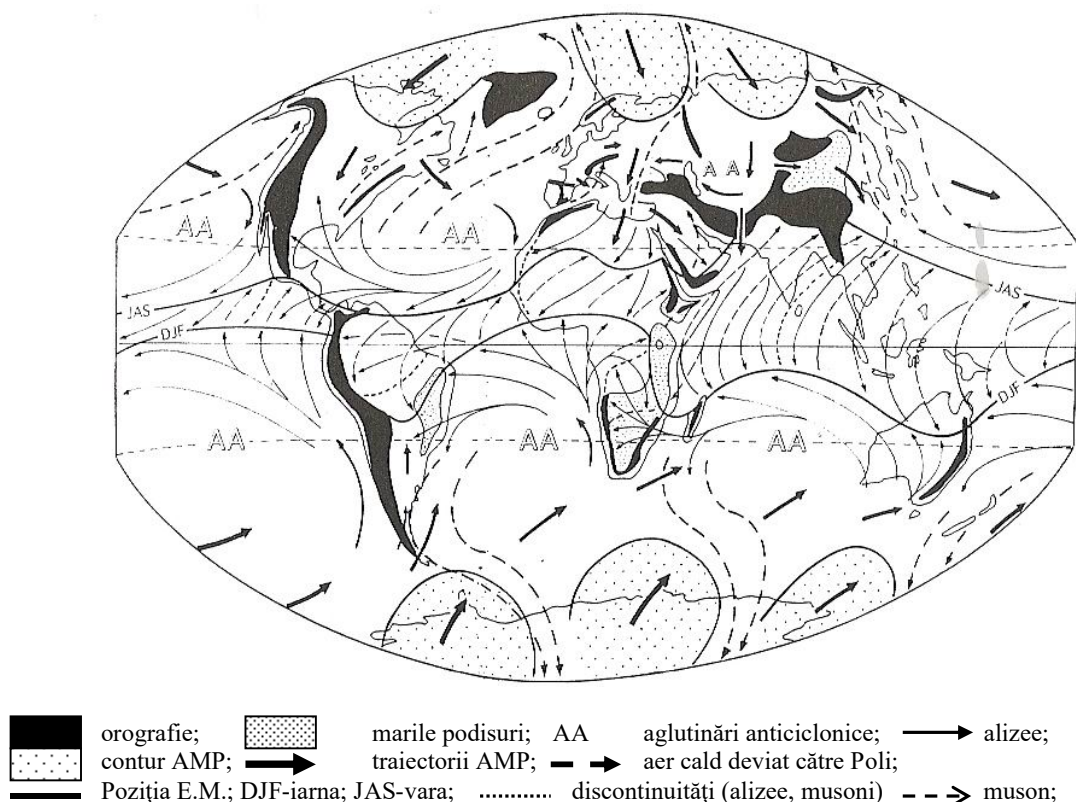


Fig.10, cap.4. Circulația aerului în apropierea suprafeței terestre (M.L. 1996)



Dacă vrei să știi și altceva...

Domeniile circulației aerului în troposfera inferioară în viziunea Leroux.

Figurile 6 și 10 din cap.4 sintetizează schematic circulația în troposfera inferioară conform teoriei Leroux.

Este reprezentat cu negru intens relieful terestru major deoarece posedă o puternică influență în troposferă capabilă să delimiteze o unitate de circulație și/sau să direcționeze transferuri de aer. Sunt diferențiate formele terestre de tip barieră, de netraversat pentru aerul dens al AMP-urilor (aerul cald nefiind oprit) precum și formele de relief terestru de mai mică importanță ce pot fi traversate de aerul reîncălzit sau care pot determina circulația. Această influență trebuie să depășească cu larghețe cadrul local: astfel Munții Gați, mai ales cei Occidentali, în pofida importanței lor în meteorologia indiană nu sunt menționați pe această hartă deoarece nu condiționează circulația de ansamblu peste Oceanul Indian, în timp ce înaltele platouri africane sunt notate grație rolului lor vizibil în delimitarea spațiilor atmosferice atlantic și indian. Noțiunea de “transport în masă” de către AMP-uri semnifică atât transportul de aer rece (anticiclonic, din straturile joase) cât și fluxul cald deviat “en retour chaud” (de sens ciclonic) dominant ascendent. Pozițiile extreme sezoniere ale Ecuatorului Meteorologic (EM) (mediate între decembrie și februarie, pe de o parte și între iulie și septembrie, pe de alta) încadrează zona de alternanță a fluxurilor alizeului și musonului.

Factorul geografic determină domenii de circulație bine individualizate în straturile joase ale troposferei, domenii care pot eventual să comunice, în sensul că “alunecări” ale unui domeniu către altul se produc permanent sau sezonier. Se disting șase domenii mai mult sau mai puțin bine compartimentate și/sau extensibile câte trei în fiecare emisferă meteorologică, prezentate mai jos:

A. Emisfera meteorologică nordică

Încă din bazinul arctic urmărirea traiectoriilor AMP-urilor este problematică datorită prezenței Groenlandei. Se disting, totuși, trei domenii relativ bine delimitate de către relieful terestru major, în fig.6 b cap.4.

Primul domeniu: cuprinde America de Nord și Centrală – Atlanticul de nord – Europa Occidentală

În acest domeniu AMP-urile au o traiectorie preferențial americană și secundar atlantică. Aglutinarea anticiclonică (AA) atlantică, identificată de autor drept “aglutinarea azorică” alimentează un alizeu maritim care se prelungește în timpul iernii boreale cu musonul amazonian (fig.8, cap.4) Traiectoriile meridianale ale AMP-urilor în timpul iernii (fig.8 A și B, cap.4) aflate la originea extensiei sezoniere a AA atlantice (zisă “a Bermudelor”) permit alizeului atlantic să debardeze tocmai peste Pacificul oriental situat la sud de înaltele podișuri mexicane. Întoarcerea principală către Polul Nord se efectuează peste Golful Mexic, urmând litoralul atlantic al Americii, orientându-se apoi către Marea Norvegiei, în principal către Groenlanda și Scandinavia. “Devierile” spre Europa centrală se produc pe la nord de Alpi, spre Mediterana vestică și spre Africa septentrională pe la sud de Atlas, dar numai în timpul iernii (aici discontinuitatea alizeelor nu este surprinsă).

Al doilea domeniu cuprinde: Europa Nordică și Centrală - Asia occidentală - Africa septentrională – Arabia

În acest domeniu AMP-urile au traiectorii scandinave și ruso-siberiene, mai mult sau mai puțin canalizate spre sud de către Alpii Scandinavi, lanțul Uralilor și înaltele podișuri asiatice (fig.6 b, cap.4).

Aerul dens, ajuns în Europa Centrală este canalizat mai întâi de către versantul nordic al Alpilor, apoi de către Carpați (Ion Bordei N., 1988*), scurgându-se apoi în principal spre Mediterana estică, Africa septentrională și Arabia

* Marcel Leroux îl citează pe Nicolae Ion Bordei în toate reeditările acestei lucrări de referință (2000, 2004, 2005)

dar și spre chuveta Turanului unde se formează o AA puternică. "Fugile" se produc pornind de la AA turaniană la nord de latitudinea 55° N spre Siberia estică, prin pragul Țungariei spre Mongolia și deșertul Gobi, spre Marea Oman prin înșeuările iraniene. Iarna răcirea continentală, rugozitatea terestră și AMP-urile întrețin o AA puternică și de mare stabilitate; acest domeniu atmosferic poate avea și extinderi spre vest, în direcția Mării Negre și a Mediteranei sau spre sud prin platoul iranian, peste vestul Oceanului Indian, alimentând alizeul maritim (Kakasi), apoi musonul malgaș. Vara "ieșirile" mai slabe și / sau mai calde autorizează identificarea musonului atlantic și a celui indian.

Al treilea domeniu cuprinde: Asia orientală - Pacificul nordic

AMP-urile trec printre Munții Saian și Iablanovii spre Manciuria primind aporturi de la reminiscențele de AMP-uri ce au traversat deșertul Gobi (certificate de un vânt galben încărcat cu pulberi de loess). Ele ating de asemenea Pacificul nordic prin Marea Bering. Întoarcerea către Pol are loc, în principal, pe de o parte la ieșirea din Asia în vecinătatea regiunilor litorale reci ale acesteia în direcția Alaskăi și pe de altă parte datorită canalizării de către versantul vestic al Stâncoșilor. AMP-urile de traiectorie meridională, puternice iarna, (aflate la originea dorsalei Filipineze, statistic zisă "a Filipinelor") alimentează un alizeu care devine maritim și care întâlnește, prin Peninsula Indochina, alizeul boreal al Oceanului Indian și care, ca și el, se transformă în muson, mai ales australian. Alizeul maritim născut din AA orientală (zisă "Hawaieză") se alătură și el acestei mișcări. "Evadările", limitate, se produc de-a curmezișul Stâncoșilor (prin trei trecători înguste și înalte) către câmpiile americane ce aparțin domeniului nord-atlantic.

B. Emisfera meteorologică sudică

Pornind de la aceasta dinspre Antarctica, AMP-urile emisferei sudice diverg în toate direcțiile și cele trei domenii australe comunicând

** Autoarele cărții de față au un alt punct de vedere asupra acestui spațiu geografic și a aglutinărilor AA, complementar lui Marcel Laroux (incl.bibl. prin articolul de la Academie cu Aut Central Asiatic)

lesne înainte de intervenția Anzilor care devin riguroși la nord de lat. 40°S, fig.6 a cap.4.

Primul domeniu cuprinde America de Sud orientală - Atlanticul de sud - Africa occidentală și centrală

AMP-urile sunt deviate către Atlantic și aglutinate de către Marea Catenă muntoasă namibiană (AA zisă "a Sfintei Elena").

Întoarcerea aerului către Antarctica are loc în principal prin vestul Americii de Sud. Alizeul maritim (sau muson) acoperă în permanență pădurea congoleză și/sau se orientează către estul Americii de Sud. Acest domeniu se mărește considerabil în timpul verii boreale deasupra Africii septentrionale (muson atlantic), peste ocean și peste bazinul amazonian.

Al doilea domeniu cuprinde: Africa australă și orientala - Oceanul Indian - Australia

Acest spațiu din Oceanul Indian este relativ modest în iarna boreală în timpul invaziei musonilor malagaș și australian, veniți din emisfera nordică, întinzându-se totuși peste Africa australă (până la Marea Catenă vestică, prin alizeul continentalizat) și peste cea mai mare parte a Australiei la vest de dorsala orientală (Great Dividing Range). În iarna australă el acoperă un spațiu imens extinzându-se din Oceanul Indian peste Africa orientală, peste Asia meridională și Pacificul de nord-vest al emisferei sudice, prin musonii indian și chinez.

Al treilea domeniu cuprinde: Australia orientală - Pacificul de sud - America de Sud occidentală

Este un compartiment la vest de bariera Anzilor care determină formarea puternicei aglutinări anticlonice zisă "a Paștelui"; acest spațiu foarte vast cunoaște o slabă variație sezonieră, EM*-ul migrând modest aici. Puternicul alizeu canalizat de Anzi decalează în mod cvasi-permanent EM-ul în emisfera nordică, în timpul verii boreale transformându-l în muson panamez. Mai spre vest și anume în nordul Australiei, o parte a fluxului

* Ecuatorul Meteorologic

alizeic este deviat către nord împreună cu musonul chinezesc.

După această ordonare a domeniilor anticiclonale, M.Leroux se feră la principalele trăsături ale circulației în straturile troposferice joase, subliniind că aici nu există hiatus între zonele temperate și tropicale, transferul Poli–Ecuator și retur realizându-se fără întrerupere; în fiecare domeniu de circulație se organizează imense “S”-uri care pleacă de la Poli și revin acolo după o trecere prin zona tropicală unde sunt cedate căldura și apa conținută.

La mijlocul “S”-ului aerul cald trece înaintea aerului rece sau deasupra acestuia, într-un mod conflictual, respectiv în timpul migrării unui AMP. Putem invoca asemănarea între circulația aeriană și circulația oceanică superficială, a doua fiind în mare parte impulsionată de prima (curenți de derivă), apa caldă trecând deasupra celei reci. Curenții marini participă în proporție de 20–25% la schimburile meridianale, restul trei sferturi fiind realizate de către atmosferă și cu o viteză mult mai mare, comparativ.

În interiorul unui domeniu de circulație de tip Leroux (dintre cele enumerate anterior), care ocupă o suprafață foarte întinsă și neomogenă, apar importante diferențe. Astfel, în cadrul aceleiași unități de circulație, în funcție de dinamică se disting regiuni: fie de plecare preferențială a AMP-urilor, fie plasate pe traiectoria acestora, fie situate într-un flux de întoarcere către Pol (trecerea AMP-urilor nefiind totuși exclusă).

Așadar, domenii geografice vaste sunt mereu supuse acelorași condiții (mai ales atunci când există bariere orografice puternice); pentru altele există o alternanță sezonieră a diferitelor fluxuri, ca în cazul zonelor tropicale, între cele două poziții anuale opuse ale EM-ului, unde suflă pe rând când alizeul, când musonul; altele se regăsesc la joncțiunea dintre două domenii atmosferice: de pildă Tunisia unde se manifestă factorii dinamici ai bazinelor vest-și respectiv est-mediterranean care țin de două domenii atmosferice diferite, întâlnirea lor fiind uneori brutală, ducând la inundații dramatice.

Diversitatea acestor dispuneri nu trebuie totuși să umbrească faptul că în interiorul unui domeniu atmosferic de tip Leroux dinamica inițială este aceeași și anume comandată de AMP-urile care pătrund în acest spațiu. Astfel, în interiorul unui domeniu dat, chiar dacă există consecințe diferite, există o covariație a parametrilor climatici; un alt domeniu, chiar vecin, se supune propriei sale dinamici, comandată de propriile AMP-uri și condiții geografice.

Circulația generală a troposferei (după Marcel Leroux, 1999)

a. Schema troposferică medie.

Complexitatea circulației aerului în straturile joase ale troposferei este asociată factorului geografic și celui termic. Influența acestor factori se atenuează însă și dispare cu altitudinea. Circulația devine astfel progresiv mai simplă în timp ce densitatea aerului scade. Așadar, în troposfera medie și înaltă nu mai există decât mării curenți vestici extratropicali și estici tropicali, organizați în jeturi în proximitatea tropopauzei. Fig. 9 a și b, cap.4 limitată la troposferă, ilustrează schematic această simplificare progresivă.

La scară sinoptică observațiile arată o succesiune de nuclee de accelerație deasupra zonelor de intensă activitate convectivă, astfel se detașează, pe de o parte, un culoar de viteză mai mult sau mai puțin însemnat în fluxul general vestic, numit jetul vestic sau jet polar, și pe de altă parte mai aproape de Tropice, un jet subtropical, născut din zona tropicală și având direcția sud-vestică în emisfera nordică. Aceasta însoțește pătrunderea profundă a unui AMP în zona tropicală care întărește curentul vestic de altitudine. Dar la scara medierilor (în fig.9 a și b, cap.4) diferențele de viteză a vântului ca și variațiile de direcție sunt ca și șterse cu guma și nu apare decât un curent circumpolar uniform emisferic.

Schimburile meridianale urmează mai multe căi dar punctul de pornire se află la Poli: astfel aerul rece este succesiv exportat de către AMP-uri; acestea sfârșesc prin a forma AA-uri care alimentează la rândul lor circulația aerului în zona tropicală (fig.10, cap.4). Întoarcerea către Poli are

loc pe fața anterioară a AMP-urilor, fluxul cald tranzitând, mai mult sau mai puțin amplu, zona tropicală.

Aceste transferuri, în ciuda importanței lor primordiale, nu apar decât imperfect redată într-o secțiune verticală (fig.9,cap.4), ținând cont că ele se realizează orizontal și mai ales în straturile troposferice joase, înainte de a se orienta în direcția Polilor, deasupra AMP-urilor (cum s-a prezentat în subcapitolul anterior).

Sectoarele unde circulația în formă de "S" se intersectează devin locurile unor intense schimburi verticale impulsionate de aerul dens al AMP-urilor care, aproape mecanic, obligă aerul cald să se disloce, înălțându-se brutal peste cel rece. Aceste intersecții se manifestă în fiecare emisferă prin trei talveguri de altitudine (care corespund acelor trei domenii atmosferice descrise în troposfera joasă). Aceste talveguri în emisfera nordică se formează astfel: unul peste estul continentului nord-american, un altul peste estul Asiei și un al treilea ceva mai puțin pronunțat, deasupra Europei centrale, adică exact deasupra traseelor clasice de debușeu al AMP-urilor (fig.10, cap.4).

În aceste regiuni de transferuri verticale privilegiate sunt observate și accelerații în jetul vestic, a cărui viteză nu este constantă (nu mai mult decât direcția); la scară sinoptică apar nuclee de accelerație (asociate unui tip de vreme instabilă) în straturile joase; la scară medie viteza este mai mare iarna, anotimp al transferurilor meridionale și verticale intense.

Pornind de la o AA (aglutinare anticiclonică) sunt posibile două trasee: fie o întoarcere spre Pol în straturile joase prin partea vestică posterioară a aglutinării și fața anterioară a unui nou AMP, fie o ascendență (convergență) de-a lungul EM-ului (care alimentează Jetul Estic Tropical). În inima zonei tropicale ascendența asociată EM-ului provoacă o creștere de presiune la nivelurile superioare, creștere care impulsionează acolo circulația efilată în direcția Polilor. Dar forța geostrofică nu autorizează stabilirea de schimburi pe o asemenea distanță, iar legile mecanicii impun curenților ascendenți ai zonei intertropicale să coboare destul de repede spre "sol" (Rochas și Javelle, 1993). Iată deci, cum descendența

reînchide celulele lui Hadley către lat. N și S chiar deasupra AA-urilor întâlnite în straturile joase.

Deci, fluxului descendent îi sunt oferite de către Leroux două direcții: una către zona tropicală formând stratul superior al unui alizeu care se întoarce spre EM în straturile medii și alta către zona temperată și polară dar pe deasupra circulației polare care se efectuează în straturile joase, reînchizând astfel un circuit amorsat la Polul Nord (sau Sud, mecanismul fiind același).

b. Variația sezonieră a circulației aerului troposferic

Poziția variată a Soarelui la zenit în decursul unui an provoacă o variație sezonieră a schimburilor din cadrul troposferei .

Astfel, într-o emisfera meteorologică, iarna, deficitul termic polar mărește intensitatea AMP-urilor și a AA-urilor, circulația în ansamblu este accelerată, atât ca pornire de la Pol, cât și ca întoarcere spre Pol. Traectoria "mai meridională" a AMP-urilor decalează, către Tropice, transferurile verticale asociate perturbațiilor care, de asemenea, sunt mai intense; jetul vestic, mai bine alimentat de aceste transferuri accentuate, este și el decalat și atinge viteza maximă (dublă iarnă față de cea atinsă vara), viteză care contribuie ea însăși la actul de a-l decala către Tropice (îndepărtându-l de axa de rotație). Dinamismul intensificat extinde dimensional emisfera de iarnă în detrimentul emisferei de vară*.

Aceasta din urmă datorează deficitului său termic polar mai mic o slăbire a AMP-urilor și a AA-urilor, prin urmare o încetinire a schimburilor și perturbații mai puțin intense; de asemenea, ea cunoaște o deplasare generală către Pol a traiectoriilor AMP-urilor, AA-urilor și a jetului vestic încetinită.

EM-ul posedă deci două structuri, o structură înclinată (EMI – Ecuatorul Meteorologic Înclinat) în straturile troposferice joase care suprapune un alizeu peste un muson, și o structură verticală (EMV - Ecuatorul Meteorologic Vertical) în straturile medii unde se consideră a fi nivelele superioare ale alizeelor nord și sud.

* împingând ecuatorul meteorologic în emisfera cealaltă, pe care o "micșorează" (față de ecuatorul matematic cu cca 5 de latitudine)

De la un anotimp la altul deplasarea generală este: spre sud în iarna boreală și spre nord în iarna australă. Fig. 9 a și b, cap.4 reprezintă astfel situațiile de tranziție în decursul cărora există pentru moment un echilibru între dinamismul celor două emisfere meteorologice. În iarna australă Terra fiind la afeliu, deficitul termic austral este mai puternic; această rigoare favorizează o extindere mai mare a emisferei meteorologice australe, extindere favorizată de către depresiunile termice boreale.

c. Stratificarea troposferică de tip Leroux în contextul circulației generale a aerului în Troposferă

După Marcel Leroux schemele circulației generale prezentate anterior conțin ideea că, la scara sinoptică sau la scară generală, troposfera este stratificată, din cauza unor curenți suprapuși, având origini diferite și caracteristici mai mult sau mai puțin contrastante.

- În zonele polare și temperate stratificarea cu caracter sinoptic este asociată AMP-urilor. Situată către 1500m înălțime, în Arctica inversiunea mobilă și discontinuitatea de vânt, de temperatura și de umezeală se abate progresiv în direcția Tropicelor.

- Stratificarea devine permanentă și continuă în aglutinările anticlonale (la altitudinea medie de 1000 m) ea separând aerul advectionat de către AMP-uri de aerul subsident peste care primul circulă. Această inversiune, adăugată caracterului anticlinal al straturilor joase, este sterilizantă din punct de vedere al precipitațiilor.

- Zona tropicală are drept caracteristică faptul că este bine organizată în interiorul centurilor de AA (anticlone aglutinate) și HTP (brâul de mare presiune al Tropicelor). HTP-urile straturilor medii nu au caracteristicile AA-urilor din straturile joase, nici aceeași vigoare; ele nu reprezintă decât o structură de tip dorsală de anticlon. Primul element de stratificare tropicală este Inversiunea alizeului (I.al) care prelungește structura verticală a AA-urilor, iar al doilea este reprezentat prin EMI, aceste două discontinuități fiind secăuitoare (din punct de vedere al umezelii).

Acestea sunt elementele de stratificare ce diferențiază zona temperată (în care absența inversiunii permanente autorizează ascendențele, cu condiția ca impulsivitatea straturilor joase să fie viguroasă) de zona tropicală în care structura verticală este determinantă în dezvoltarea și distribuția precipitațiilor și a altor fenomene meteorologice.

Circulația zonală zisă “a lui Walker”: mit sau realitate? în comentariul lui Marcel Leroux

Circulația meridională prezentată în fig.5 trebuie oare să fie completată pentru zona tropicală printr-o schemă de circulație zonală, comportând celule închise? În straturile troposferice joase factorii geografici comandă oare o circulație rând pe rând meridională și zonală? Dimpotrivă, la nivelurile superioare și, din ce în ce mai ferm, cu altitudinea, circulația este remarcabil de zonală (fig. 11, cap.4).

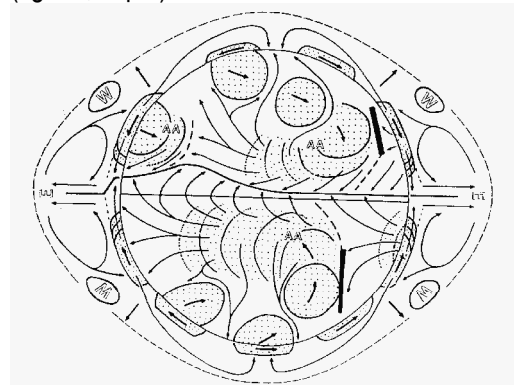


Fig.11, cap.4. Circulația generală a aerului în troposferă (în plan și în profil vertical)

De altfel, datorită rotației Pământului o circulație absolut meridională nici nu este posibilă, în schimb în orice deplasare o componentă zonală este inevitabilă. Cu toate acestea ar putea exista circulații celulare strict zonal dispuse de-a lungul Ecuatorului?

Bjerknes (1969) a bănuț că ipoteza ar fi valabilă pentru zona Pacificului. Considerată ca o componentă a Oscilației Australe (Walker, 1923–1924) această circulație presupusă a fost desemnată ca “celula lui Walker”, cu descendența peste estul Pacificului și ascendența peste Indonezia, cu „easterlies” (vânturi de est) în

troposfera joasă și cu „westerlies” (vânturi de vest în troposfera înaltă. Flohn (1971) și alții după el, au extins conceptul la centura intertropicală. Patru celule (depinzând de fantezia autorilor) au fost imaginate de-a lungul Ecuatorului și anume: celula pacifică, atlantică, congoleză și indiană. Apoi aceste celule au fost extinse destul de departe de Ecuator, aproximativ în domeniul latitudinilor tropicale.

Prin simplificare progresivă relația presupusă a devenit, citez: “ascendentele se situează deasupra regiunilor celor mai calde, iar descendentele deasupra celor mai reci” (Fontaine, 1991). Să subliniem că este vorba de regiuni oceanice, vecine cu Ecuatorul unde diferențele de temperatură sunt ca și inexistente, calificativele de “cald” dar mai ales de “rece” având doar o semnificație foarte limitată...

“O controversă considerabilă subzistă”, după cum subliniază Hastenrath (1991): această “relație” presupusă deasupra oceanelor tropicale, care pare să fie un nou avatar al ipotezei “ape reci/lipsă de ploi”, dar “ape calde/ploi” conține propria ei negare: dacă descendența troposferică ar fi fost intensificată peste estul oceanelor, atunci aici ar fi trebuit să întâlnim (sub efectul compresiunii) temperaturile cele mai ridicate, adică exact inversul realității observate și al ipoteticei relații avansate.

Dacă diferențele relativ mici de temperatură ar fi fost într-adevăr capabile să provoace astfel de mișcări în toată troposfera (până la punctul de a răsturna sensul circulației) ce s-ar fi întâmplat atunci deasupra continentelor și în special deasupra Saharei? În realitate chiar și în timpul verii atunci când temperatura la sol “bate” spre 50°C, structura tropicală (chiar dacă apare modificată în straturile joase de către generarea unei depresiuni termice) nu este radical transformată, și cu siguranță nu este deloc inversată.

Această formulare a unei ipoteze niciodată demonstrate este de departe prea simplistă, atâta timp cât comportamentul termic al oceanului este incapabil să provoace mișcările verticale troposferice presupuse și atâta timp cât ipoteza este neverificată nici măcar în analize, dar în fapte, adică în câmpul vântului la altitudine .

Conform acestei scheme, Africa ar fi interesată de două celule:

1. celula de deasupra bazinului Congo, cu descendență (deci cu lipsă de ploi) la vest (deasupra Gabonului sau a zonei Camerun–Nigeria, sau în cel mai rău caz a Liberiei) și cu ascendență (deci cu ploi) deasupra rift-ului occidental (la frontiera Zair–Uganda),

2. ramura descendentă (fără ploi) a celei indiene deasupra Africii orientale (Kenya). S-ar presupune astfel un deficit pluviometric al litoralului occidental african care, în fapt, este foarte plouat (în jurul Golfului Biafra se înregistrează cel mai ridicat total al Africii) sau mai la vest deasupra regiunilor litorale liberiene.

Analiza consecințelor climatice în Africa tropicală relevă, fără cea mai mică îndoială, ca efectele presupuse ale “celulei lui Walker” nu sunt reale, nu sunt niciodată observate în natură nici în vecinătatea Ecuatorului și nici în direcția Tropicelor (Leroux, 1993, 1994).

Observațiile arată însă că în Africa, ca în orice altă parte din cadrul zonei intertropicale, acest concept de circulație zonală, inițial simpla ipoteză, a devenit un mixtum compositum care combină în mod nefericit următoarele:

- fapte dispersate în timp și spațiu, petrecute pe rând în vecinătatea Ecuatorului

- relații nedemonstrate, cum ar fi cele care asociază apele oceanice reci cu absența precipitațiilor și/sau apele calde cu prezența ploilor (a se vedea descendența și/sau ascendența deasupra unui mediu oceanic)

- ipoteza existentă a unui “brâu descendent de celule subtropicale”, ipoteză propusă pentru a justifica presiunile mai ridicate ale feței estice a AA-urilor (care, deci, ar trebui să fie cele mai calde, sub efectul presupusei compresiuni). În plus, ar trebui ca AA-urile să fie de o cu totul altă natură, adică descendența să atingă realmente suprafața solului. Conceptul de circulație zonală trebuie deci să ignore în mod obligatoriu și deliberat stratificarea aerologică tropicală materializată prin inversiunea alizeului.

Deci, Leroux spune că nu există nici un fel de “celule Walker”, adică nu există circulație celulară în vecinătatea mai mult sau mai puțin imediată a Ecuatorului. Circulația tropicală în troposfera

liberă este zonală și continuă pe deasupra complexității din straturile joase (fig.9 a și b, cap.4). Ori, existența prezumtivă a unor celule Walker ar fragmenta această circulație zonală (care ar fi pe rând estică și vestică) și atunci praful saharian nu ar fi întâlnit survolând Atlanticul și tinzând spre America, JET-ul nu ar mai fi continuu deasupra EMV-urilor (Ecuatorul Meteorologic Vertical – fig.12 a și b, cap.4) și nici intensificat și dublat vara deasupra Africii prin aporturi venite din Asia.

Realitățile meteorologice au cauze suficient de evidente pentru a fi recunoscute, cu condiția de a recurge la observarea directă a faptelor reale.

Realitățile meteorologice anulează conceptul trichelar invocat și îi dau dreptul prof. Leroux să afirme că, cităm: “acest concept dă explicații în mod simplist și eronat”.

Ultimile concluzii ale lui Marcel Leroux privind circulația generală a aerului troposferic

- Circulația troposferică generală este consecința radiației solare diferit distribuite pe suprafața Terrei, iar vehiculul principal al schimburilor meridianale îl constituie AMP-urilor, care acționează direct în sensul Poli-Ecuator și indirect

în sens invers provocând întoarcerea aerului tropical spre Poli.

- Variațiile sezoniere și/sau pe termen mai lung depind de deficitul termic polar.

- Straturile troposferice joase, puternic influențate de către factorul geografic (suprafața subiacentă) mai ales geomorfologic, sunt divizate în “domenii” care se supun unei dinamici comune. Ele au o importanță considerabilă deoarece sunt cele care realizează partea esențială a schimburilor prin transferuri orizontale.

- Straturile troposferice joase – și nu invers – sunt cele care influențează straturile troposferice superioare, contribuind la modelarea reliefului câmpului lor de presiune (talveguri sinoptice sau statistice) și a câmpului lor de vânt prin transferuri verticale ascendente (cum ar fi jeturi vestice circumpolare și estice tropicale).

- Caracteristicile circulației evocate anterior sunt esențialmente generalizate pentru a facilita înțelegerea problemei. Această primă aproximație trebuie însă completată și corectată prin analiza perturbațiilor, aceasta din urmă fiind de fapt unica pistă prin care se manifestă cu adevărat mersul vremii.

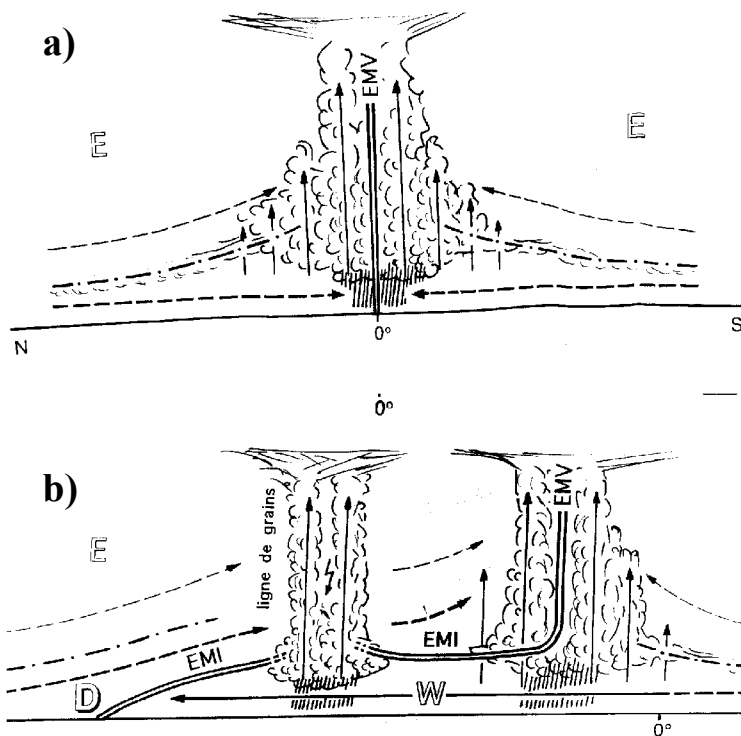
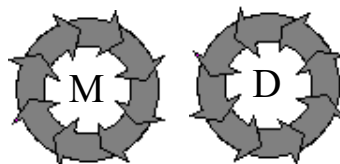


Fig. 12, cap.4. a) Poziția ecuatorului meteorologic vertical EMV - pe ocean și b) Poziția ecuatorului meteorologic înclinat EMI (pe continent)

CAPITOLUL 5

ANTICICLONII ȘI CICLONII, FRONTURILE ATMOSFERICE ȘI MASELE DE AER – TRĂSĂTURI GENERALE

Capitolul de față își propune să ia în discuție ANTICICLONII, CICLONII, FRONTURILE ATMOSFERICE ȘI MASELE DE AER ca pe formele concrete și specifice de exprimare și participare directă a aerului atmosferic la buna și neîntreruptă funcționare a atmosferei ca parte a "întregului" care nu este altceva decât GEOSISTEMUL TERRA. Toate aceste entități construiesc minut cu minut circulația generală a aerului în sensul prezentat la capitolul precedent.



5.1. Formele barice majore ale Troposferei: anticlonii și ciclonii

5.1.1. Trăsături generale

În cadrul Troposferei (primul și cel mai dens strat atmosferic aflat într-o intimă și „energizantă” întrepătrundere cu suprafața terestră) aerul, în continuă agitație, nu ajunge niciodată în pragul haosului. Și aceasta pentru că, "fluidul atmosferic" se supune unor legi specifice, în toate formele sale de mișcare.

Aerul troposferic este organizat, în mod natural, în anumite formațiuni care execută mișcări proprii, specifice și care, în același timp, intră în relații reciproce, de angrenaj, asigurând continuitatea circuitului global al transferurilor de energie, de masă, de umezeală și de impuls în cadrul întregului înveliș.

Baza fizico-matematică a acestui domeniu face obiectul "Meteorologiei dinamice", existând o amplă bibliografie pentru cei interesați.

Cartea de față nu și-a propus, însă, demonstrarea matematică a mișcărilor aerului în cadrul unor formațiuni organizate, ci și-a propus numai prezentarea succintă a trăsăturilor de baza ale unora dintre ele. Și aceasta pentru că, în mod sigur, ecologul le va întâlni în interpretările de „cod portocaliu” sau „roșu” ale ANM și va trebui să ia decizii, în momente cruciale, pentru protecția mediului în teritoriul de care răspunde, tocmai ținând seama de efectele lor.

Nu vom insista nici asupra teoriilor de formare a acestor centri atmosferici de acțiune, teorii purtătoare încă de ambiguități, după cum, foarte bine a reieșit la capitolul despre circulația generală a aerului troposferic.

Nu comitem un sacrilegiu științific așadar, lăsând ca cititorul să aprofundeze singur studierea teoretică a mișcărilor în anticicloni și cicloni, a fronturilor atmosferice sau a maselor de aer dacă va avea nevoie.

Pentru că, indiferent de teoria de formare sau de autorul care a imaginat-o, aceste adevărate "personalități" troposferice există și acționează în natură într-un anume fel, iar omul nu poate face decât să le cerceteze atent, să le măsoare parametri și să le prevadă efectele.

În acest sens, rezultatele la scară globală vor fi prezentate în cele ce urmează.

Figura nr.1 și figura 1' a și b din același capitol prezintă, în viziunea lui Strahler (1973), zonele geografice unde, statistic vorbind, deci climatologic, câmpul mediu al presiunii atmosferice la nivelul solului indică predominanța anticiclونilor și ciclonilor majori ai atmosferei. Săgețile autorului sugerează sensul de mișcare a particulelor la nivelul suprafeței terestre, deci în plan orizontal, acesta aflându-se la baza actului de cuplare ciclon-anticiclon și invers. Autoarele de față au completat harta originală cu simbolurile românești ale ciclonilor (D) și anticiclونilor (M) și au schițat fronturile climatologice reci și calde majore.

Există modalitatea practică de a obține zilnic la intervale de 6 ore o reprezentare în plan a dispunerii formelor de relief atmosferic, prin transpunerea pe hărți geografice de înaltă fidelitate a valorilor de presiune măsurate la stațiile meteorologice dintr-o anumită zonă la același moment de timp; după scrierea valorilor are loc trasarea izobarelor* din 5 în 5mb sau din 4 în 4mb, și astfel se obțin hărțile câmpului baric la ore fixe (fig.2, cap.5). Așa cum se arăta anterior hărțile câmpului baric mediat pentru diverse intervale de timp ca în fig.1 și 1' din acest capitol, reprezintă prelucrarea statistică a valorilor zilnice, medierea lor deci de aceea ea este un produs sintetic, de raportare.

Figurile citate demonstrează că ordonarea distribuției pe hărți a valorilor de presiune atmosferică cu ajutorul izobarelor conduce la obținerea configurației „câmpului baric”, a „reliefului baric” sau a „formelor barice**”; **izobarele**, în meteorologie, sunt comparabile cu ceea ce în topografie reprezintă curbele de nivel ale reliefului terestru, deci sunt proiecții în plan orizontal ale unor secționări izovalorice de relief baric în care se exprimă, real, troposfera la nivelul suprafeței terestre.

În sinoptică (acesta fiind compartimentul meteorologiei care se ocupă de centrul baric pentru a elabora prognoze de vreme) hărțile pe care se trasează izobarele sunt foarte complexe, ele cuprinzând informații codificate privind toate observațiile și măsurătorile efectuate la stațiile meteorologice de sol la o anumită oră ca în fig. 2, cap.5 valoarea de presiune fiind numai unul dintre parametri de interes.

* linii de egală presiune atmosferică

** definesc același obiect

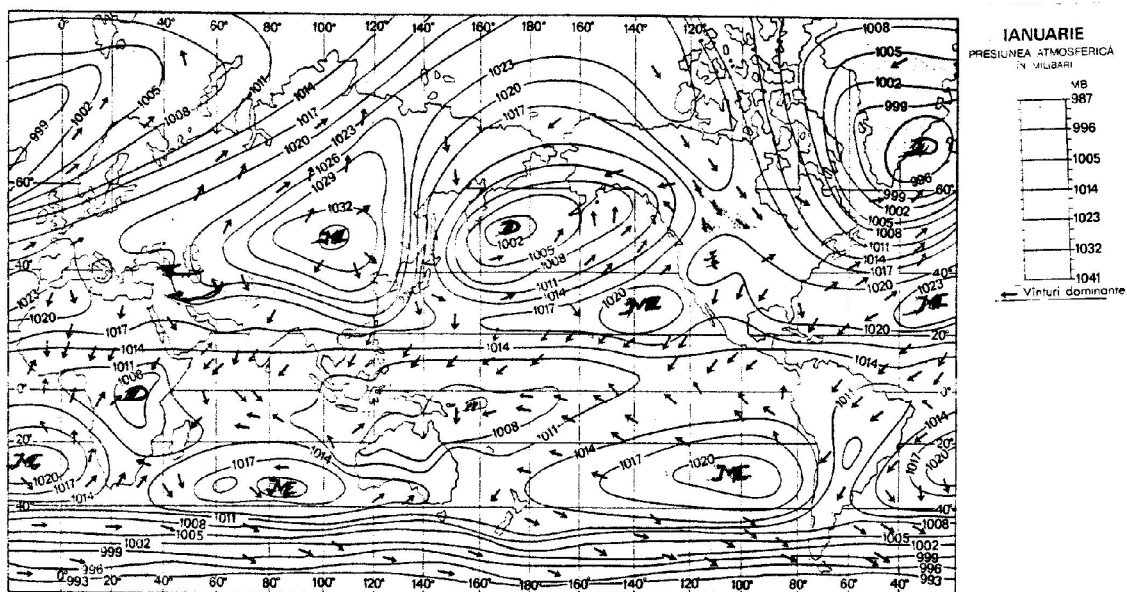


Fig.1, cap.5. Media presiunii atmosferice și vânturile de suprafață
(după Strahler A., 1973) a) în ianuarie

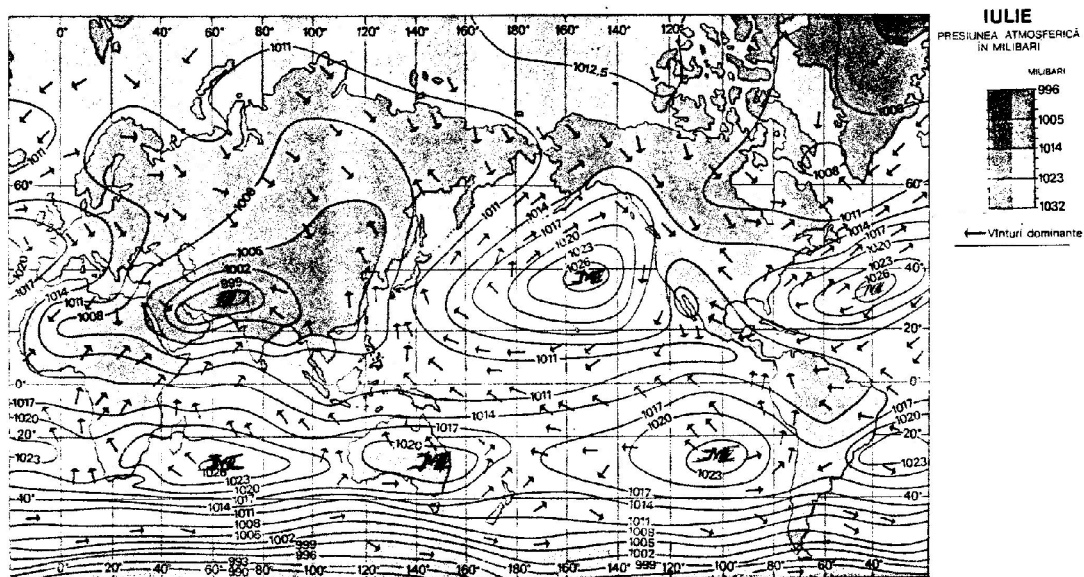
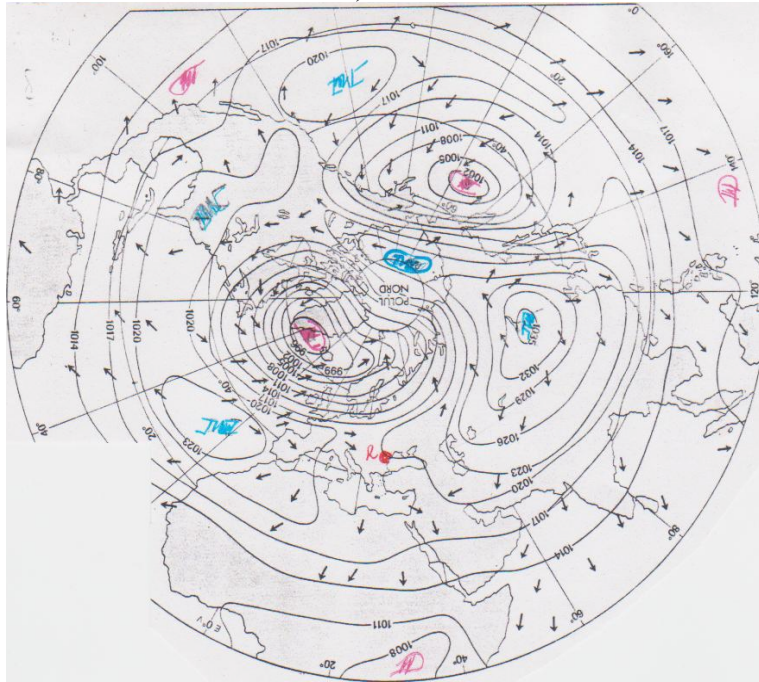


Fig.1, cap.5. Media presiunii atmosferice și vânturile de suprafață
(după Strahler A., 1973) b) în iulie

a) iarna



b) vara

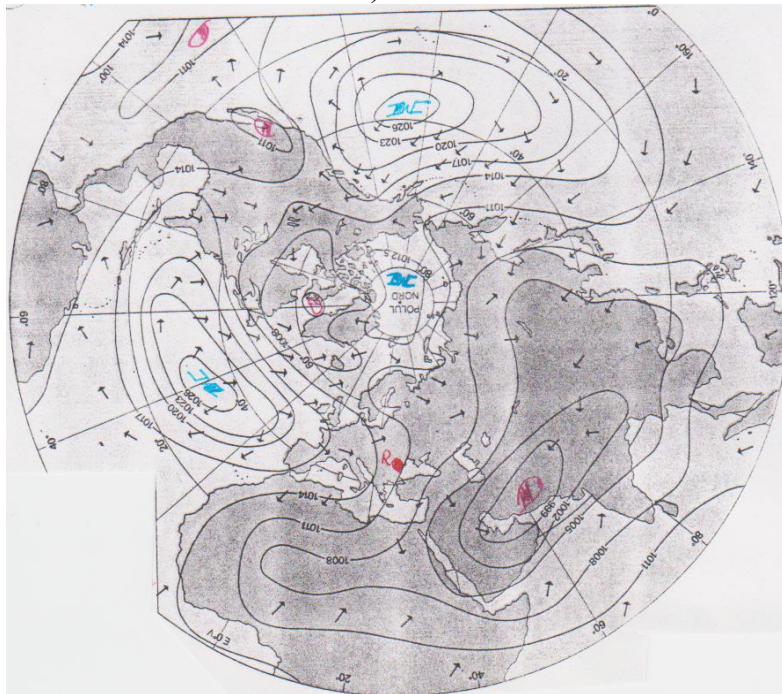


Fig.1' „a și b”: Emisfera nordică, câmpul baric mediat climatologic (proiecție polară) după Strahler 1973

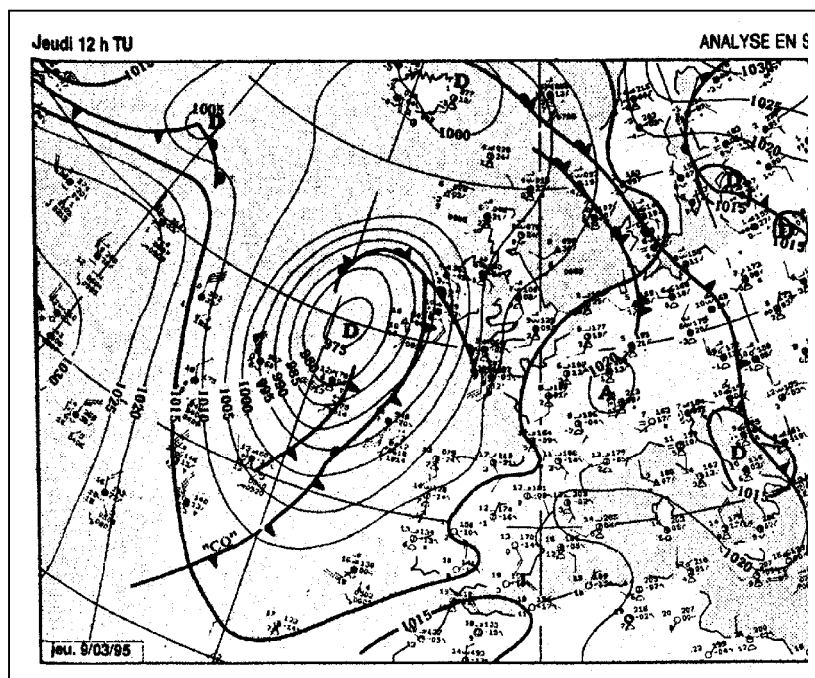


Fig.2, cap.5. Harta barică la sol pentru sectorul atlantico-european în ziua de 9 03 1995, ora 12Gmt (Meteo France)

Limita meteorologică valorică considerată convențională, dintre formele de relief troposferic pozitive și cele negative este de 1013 mb, respectiv de 760 mm Hg. În practică însă, se folosește, ca linie de separație convențională, izobara de 1015 mb (fiind cea mai apropiată de 1013 mb) deoarece izobarele, așa cum s-a arătat mai sus, se trasează din 5 în 5 mb (sai mai des).



În literatura sinoptică și climato-sinoptică se citează următoarele valori barice extreme: cea mai scăzută presiune care s-a înregistrat a fost de 875,9 mb la 482km vest de I. Guam din Oc. Pacific, la 24 septembrie 1958; cea mai ridicată a fost de 1083,8mb și s-a înregistrat la Agata (Siberia) în Rusia, la 31 decembrie 1968.

Pe aceleași trei tipuri de hărți, din fig.1, 1' și 2 cap.5 se observa că, dimensional, anticiclonele (notați cu majuscula M) sunt cu mult mai mari decât ciclonele (notați cu majuscula D). Cu toate acestea, în învățământul meteorologic, sub influența "școlii Bergen", până astăzi ciclonele au fost și sunt prezentați ca factor cheie în dinamica troposferei și aceasta deoarece ei sunt cei care provoacă deteriorarea vremii, ei conțin fronturile atmosferice și le antrenează cu ei în lungul unor traiectorii de sute și chiar mii de kilometri. În schimb anticiclonele (M), cei care vin de regulă "după" ciclone, sunt tratați ca personaje secundare, deși aduc vremea frumoasă sau stabilă și nu creează probleme oamenilor; de aceea poate că geneza și funcția lor în schimbul global atmosferic nu prea a stimulat spiritul de "luptă în opinii" al cercetării meteorologice

cum au făcut-o ciclonii. Noi le vom da prioritate, ca fiind formele „pozitive” de relief baric cu dimensiunile cele mai impunătoare.

5.1.2. Anticiclone



Anticiclone^{*} supranumiți și "**maxime barometrice**" sau "**centre de maximă presiune atmosferică**" sunt forme de relief baric pozitive, comparabile cu munții sau dealurile izolate ale reliefului terestru^{**}.

Figura 3 cap.5, secțiunea A sugerează forma idealizată și mișcările tipice anticlonice în cadrul "corpului anticlonic" material din atmosferă, iar secțiunea B sugerează proiecția anticlonului în plan orizontal (prin intermediul izobarelor ca linii de egală valoare a presiunii aerului la nivelul suprafeței de proiecție, de obicei la nivelul de 0 m al mării).

Fig. 4 cap.5 prezintă, ca proiecție în plan, derivată de "dorsală" anticlonică drept o prelungire, într-o direcție sau alta, a masei de aer din corpul anticlonic identificat în natură.

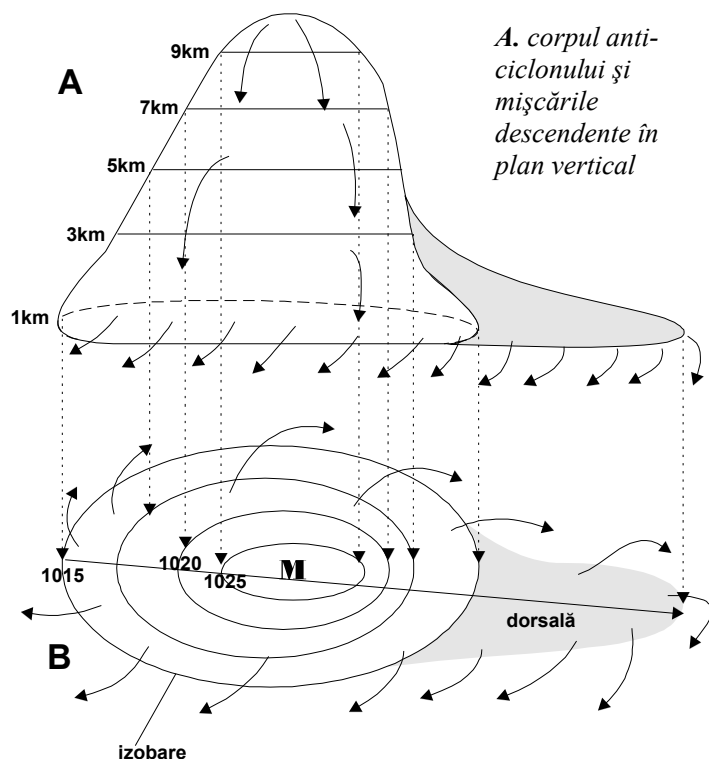


Fig.3 cap.5. Schița idealizată a unui anticlon (cu mișcările lui caracteristice) și proiecția în plan orizontal a acestuia, după Kurz 1998

^{*} Anticiclone și niciodată "Anticicloanele" cum mai apar ei numiți la plural în unele publicații, chiar și de specialitate!

^{**} Comparația se limitează strict la forma exterioară, globală a anticlonului, deoarece interiorul anticlonic, deci particulele de aer din care "corpul" său fizic este constituit, se mișcă permanent, rapid și specific, ceea ce în munții și dealurile planetei nu se întâmplă „la vedere” (decât în cazul vulcanismului și a cutremurelor).

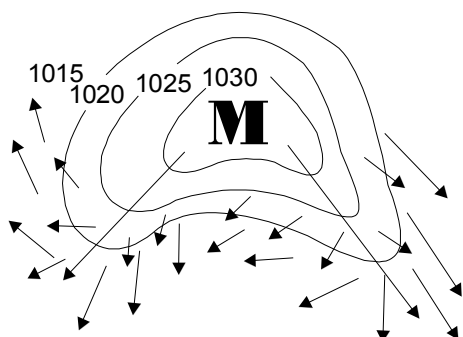


Fig.4 cap5. Dorsale anticiclone

Săgețile indică sensul mișcării particulelor de aer în plan orizontal în cadrul dorsalelor

Fig.5 cap.5 prezintă "brâul" anticiclonic ca pe o altă formă derivată iar fig. 6 cap.5 arată cum se cuplează ciclonii și anticiclonii, ca părțile unui mecanism de ceasornic, între ele existând și spații divergente, ca în configurația numită „șă barometrică”.

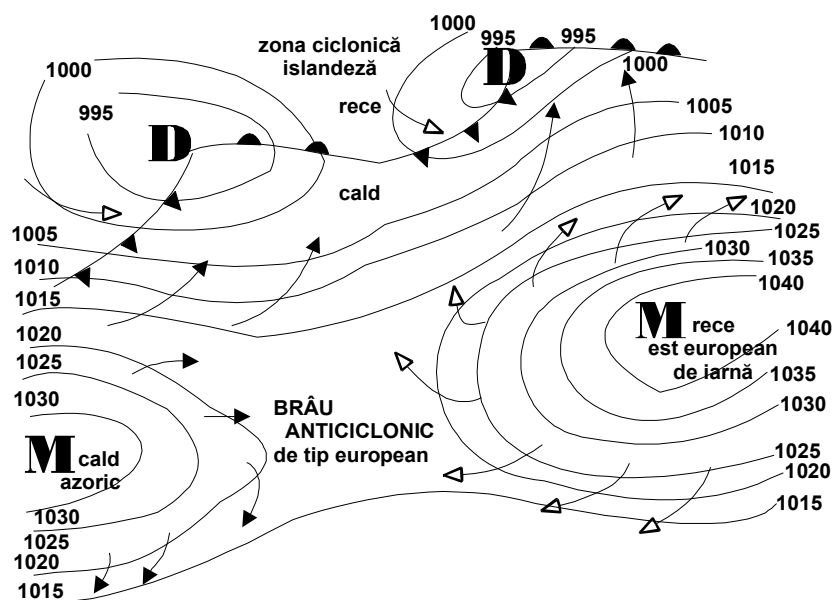


Fig.5 cap.5. Brâu anticlionic, de tip euroatlantic, ca formă derivată a reliefului pozitiv troposferic

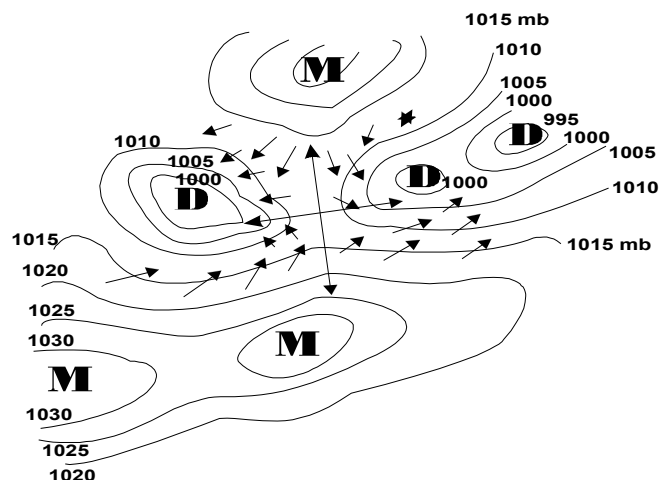


Fig.6 cap.5. Șaua barometrică de tip euroatlantic (între un anticiclone rece polar și unul cald de tip azoric, la sud, și două depresii surori de tip Islandez în succesiune, una la vest și alta la est)

Revenim la fig.3 cap.5 din care se deduce că: presiunea atmosferică crește de la periferie către interiorul anticiclonei (vezi valoarea izobarelor), mișcările în plan orizontal sunt centrifuge și în sensul acelor de ceas pentru emisfera nordică dar invers pentru cea sudică, iar mișcările în plan vertical sunt descendente, deci dinspre troposfera înaltă spre sol în ambele emisfere (vezi săgețile). Nu există însă un anumit sens de evoluție termică (cum se întâmplă în cazul ciclonilor), anticiclonele putând fi în întregime „reci”, „calzi” ori aglutinați (reci + calzi) prin alipire.

Reamintim că formele derivate de ordin primar ale anticiclonele sunt prelungiri directe ale acestora și poartă denumirea de **dorsale anticiclonice**.

Anticiclonele, spre deosebire de cicloni, sunt "superstaruri" din punct de vedere al dimensiunii și predomină ca extindere pe planetă. Pot atinge diametre de la 5000 km până la 10.000 km, mult mai mari decât ale ciclonilor nord emisferici ai latitudinilor temperate cunoscuți ca fiind foarte mari (Islandez și Aleutin).

Meteorologii departajează următoarele categorii de anticiclone, după criteriul termic și anume:

Anticiclonele calzi de brâu tropical, înalți uneori cât toată troposfera, sunt centrați între latitudinile de 20 și 30° nord și sud, periferiile lor dezvoltându-se însă mult mai la nord de 30° (în emisfera nordică!). Ating valori de 1025, 1035 mb (fig. 1 și 3 din cap.5), la sol, sunt considerați calzi pe toată coloana de aer (12 - 16 Km) și se suprapun peste marile deșerturi tropicale ale planetei, Sahara, Pen.Arabia, Kalahari, etc.

Anticiclonele reci de calotă polară sunt anticiclone scunzi, nedepășind 2 - 3km înălțime (fig.7 cap.5), dar pot atinge presiuni la sol de 1040, 1050mb, chiar mai mult, având de regulă temperaturi de -40°, -50°C; ei "alunecă" iarna fie spre Canada, fie spre Asia, lăsând impresia că, trecător, atmosfera Polului Nord s-a <<depresurizat>> față de schema circulației generale a atmosferei, prezentată în capitolul precedent.

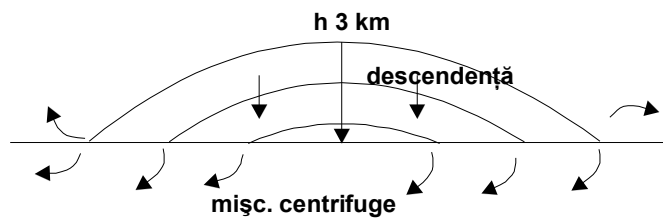


Fig.7 cap.5. Secțiune idealizată prin anticiclonele reci de calotă polară
(înălțime, dispunerea straturilor de aer)

Anticiclonele termice continentale de iarnă sunt formațiuni barice reci, puternice dar sezoniere, care apar în iarna boreală deasupra Canadei și părții de nord-est a S.U.A., precum și deasupra Europei de Est și a Asiei continentale fiind alimentați ritmic de „Nuclei Mobili Polari” anticiclonici de tip Leroux. Spre deosebire de anticiclonele tropicale sau de cei de calotă polară, acești anticicloni termici de iarnă se nasc prin suprarăcirea aerului venit din alte domenii geografice dar ajuns să staționeze un timp îndelungat, deasupra marilor blocuri continentale nord-emisferice datorită încetinirii ritmului de mișcare a particulelor lor în plan orizontal și a intensificării mișcărilor descendente ale acestora în plan vertical. De aceea se mai numesc și „**anticicloni de subsidență**” sau „**anticicloni de tasare**”. În cazul lor se realizează cele mai scăzute temperaturi la nivelul solului, de sub -70° în Siberia Orientală dar și cele mai ridicate valori barice la centru, mult mai mari decât la anticiclonele de Calotă Polară.

AMP-urile, sau anticiclonele mobili polare întâlnite în teoria Leroux (vezi capitol precedent), constituie o realitate în practica meteorologilor previzionști, chiar dacă ei nu le-au atribuit acest nume ci numai pe acela de: "**anticicloni tineri**", "**anticicloni mobili**", sau "**nuclei mobili anticiclonici**" și încă cu mult înaintea autorului citat.

Ei se prezintă ca volume de aer dens și rece, de formă lenticulară, de mică dezvoltare verticală uneori de nici 1500 m grosime, desprinse periodic din anticiclonele reci de calotă, adică arctici și antarctici; au tendința de a se deplasa spre latitudini mai calde, ceea ce și reușesc, alimentând continuu, după părerea lui Leroux, chiar în mod direct brâul anticiclonilor tropicali calzi (prin aglutinare).

Anticiclonele euroatlantice și denumirile lor meteorologice

Conform denumirilor oficiale folosite în România, în spațiul geografic euroatlantic activează următorii anticicloni: Anticiclonele Azorice^{*} (cald), care își trimite cvasipermanent nucleii mobili sau dorsale deasupra Europei din direcție vestică și derivatele acesteia.

^{*} Există controverse pe marginea corectitudinii denumirii sale geografice. Deocamdată, acesta este numele folosit în sinoptică pe plan mondial, chiar dacă este incorect atât geografic cât și din punct de vedere al originii sale ca anticiclone !

Anticicloul Scandinav alternând cu Anticicloul Groenlandez sunt considerați anticicloni reci, desprinși din anticicloul de Calota Polară (sau chiar întrând în constituirea corpului de masă al acestuia);

Anticicloul Scandinav înaintază uneori cu partea sa sudică până în România sau își trimite dorsale puternice, pericarpatiche. Direcția lor de deplasare este: nord-sud peste Europa Centrală

Anticicloul Groenlandez afectează țările vest și nord-vest Europene pe o direcție nord-vest către sud-est, de aceea foarte rar și indirect acest anticicloun ar afecta România.

Iarna activează temporar Anticicloul Est-European care se constituie deasupra spațiului european al Comunității Statelor Independente prin aport inițial de masă din partea celorlalți anticicluni prezentați anterior. Noul anticicloun termic, de iarnă, numit Est-European, influențează uneori foarte serios și aspru vremea pe bătrânul continent, fapt pentru care foarte greșit geografic i se mai spune și Anticicloun Siberian (considerăm greșită denumirea aceasta dată „după ureche” pentru că, pe de o parte, Siberia nu aparține Europei, ci Asiei, dar și pentru că anticiclounii care se formează totuși acolo, deci în Siberiile Asiei, sunt cu mult mai severi din punct de vedere termic, iar traiectoriile lor NU afectează Europa, ci centrul și estul marelui continent asiatic!).

Nucleii anticiclonici central-europeni apar adeseori în configurațiile sinoptice euroatlantice. Aceștia pot fi desprinși fie din Anticiclounul Azoric, fie din Anticiclounul Scandinav, Groenlandez sau Est-European. Originea li se stabilește prin parametrul temperatură, prin vizibilitatea în plan orizontal, etc.

În România nu se formează anticiclouni de sine stătători și nici în Europa Centrală sau de Sud-Est; aici ajung însă nucleii mobili, dorsale sau brăuri anticiclonice ca derivate ale activității marilor anticiclouni prezentați anterior și care se impun la nivel euroatlantic. Aceste formațiuni anticiclonice nu pot trece ușor arcu carpatic și îl ocolesc „lobându-se”, mulându-se în jurul lui și de aceea în Moldova, Bărăgan și Dobrogea există nuanțe climatice speciale induse de formațiunile în discuție.



5.1.3. Ciclonii

Ciclonii^{*}, sau, sinonimele lor "**depresiuni barice**" și "**centri de joasă presiune atmosferică**" sunt formele negative ale reliefului baric troposferic comparabile (ca alură și tip de denivelare) cu marile crouuri pe loess sau cu dolinele formate pe calcare sau, atunci când sunt foarte întinse, comparabile chiar cu bazinele unor lacuri și mări închise. În cadrul acestor forme de relief atmosferic, fluidul, particulele de aer, au anumite mișcări specifice constituind ele însele aceste forme negative de relief. Fig. 8

^{*} Ciclon, cu pluralul CICLENI și nu "cicloane" este termenul meteorologic consacrat în limba română, prin preluarea lui ca atare din limbile de largă circulație

cap.5 cuplează anticiclonele și ciclonele pentru a demonstra că indiferent de formă și dimensiuni, particulele de aer ce intră în alcătuirea acestora execută două tipuri de mișcări verticale predominante și anume: helicoidală descendentă în anticlon (stânga) și helicoidală ascendentă în ciclon (dreapta). Ori, această situație impune convergența sau divergența specifică a particulelor în plan orizontal la sol și în altitudine, tot atât de diferită ca și în cazul mișcărilor verticale, fapt bine pus în valoare de aceeași figură.

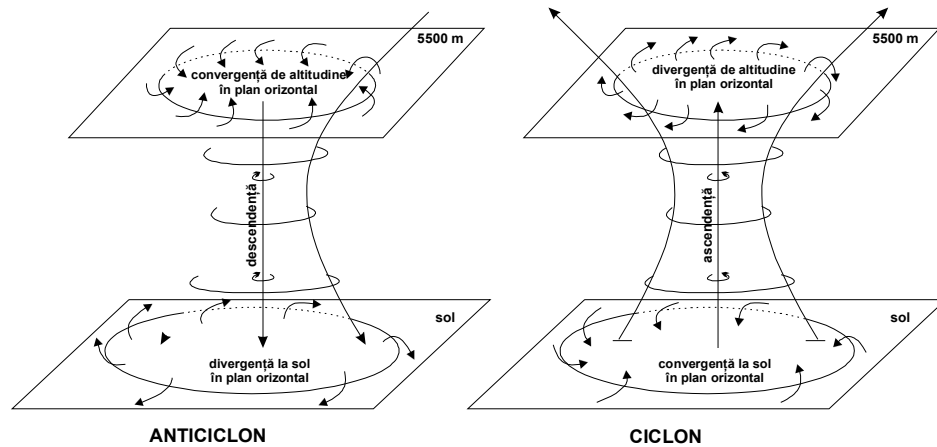


Fig.8 cap.5. Mișcările în plan vertical și orizontal specifice în anticlon (stg) și ciclon (dr) după Kurz 1998

La anticlon: mișcările descendente în plan vertical sunt cuplate, în plan orizontal, cu mișcări convergente la „vârful” anticlonului și divergente la bază (deci la sol).

La ciclon : mișcările ascendente în plan vertical sunt cuplate, în plan orizontal, cu mișcări divergente la „vârful” ciclonului și convergente la bază (deci la sol).

Urmărind atent fig.8 cap.5 observăm ca, ciclonele sunt cele care cuplează, în cadrul lor, particule de aer de origini diferite care converg la sol spre centrul lor, iar anticlonele sunt cele ce le furnizează, expulzându-le în plan orizontal (tot la sol).

Denumirea de ciclon^{*} este generică, ea fiind atribuită din păcate atât devastatoarelor huricane și taifunuri tropicale (al căror diametru este uneori de numai 35km!) cât și vastelor arii depresionare de latitudini temperate sau subpolare (cum se mai numesc ele) ca: Ciclonul Islandez și Aleutin, sau depresiunilor termice continentale de vară prezente constant în stepele ruse și preeriile americane. Și aceasta pentru că, deși au geneze diferite, toate formele barice enumerate se regăsesc perfect în rigoarea definiției prezentate pentru că sunt „forme negative de relief atmosferic” după criteriul diferențelor de presiune la sol.

De taifunuri, huricane și alte tipuri locale de ciclone tropicale ne vom ocupa în ultimul capitol al cursului de față. Aici precizăm numai că geneza lor nu este încă bine cunoscută, iar ponderea în ansamblul circulației generale a aerului este mult inferioară ca timp și spațiu chiar dacă spectaculozitatea comportamentului lor este maximă.

^{*} sau “depresiuni”, sau “centri de joasă presiune”.

Aici și acum se pun în discuție numai „ciclonii extratropicali” sau, cum se mai numesc ei, „ciclони subpolari” sau „ciclonii latitudinilor temperate” care, după majoritatea autorilor par a fi cureaua de legătură în cadrul schimburilor troposferice meridionale complexe între Poli și Ecuator sau invers.

Figura 9 sugerează, în concepția autoarelor de față, forma și mișcările caracteristice în chiar corpul ciclonic (în cadrul secțiunii A) precum și proiecția în plan a acestora împreună cu proiecția fronturilor atmosferice proprii ciclonilor extratropicali (în secțiunea B).

Pe aceeași figură putem urmări ceea ce deosebește un ciclon de un anticiclon, adică trăsăturile sale distincte și anume:

- presiunea atmosferică în cadrul ciclonului scade de la periferie spre interiorul său;
- mișcările verticale sunt turbionare dar predominant ascendente;
- mișcările orizontale sunt centripete și în sensul invers acelor de ceasornic (pentru emisfera nordică);
- există sectoare termice discrepante care compun asimetria termică specifică: un sector rece și altul cald separate (în secțiunea B) prin fronturi atmosferice corespunzătoare (care aici sunt reprezentate numai ca linii de intersecție ale fronturilor din natură cu planul orizontal de proiecție adică harta meteorologică).

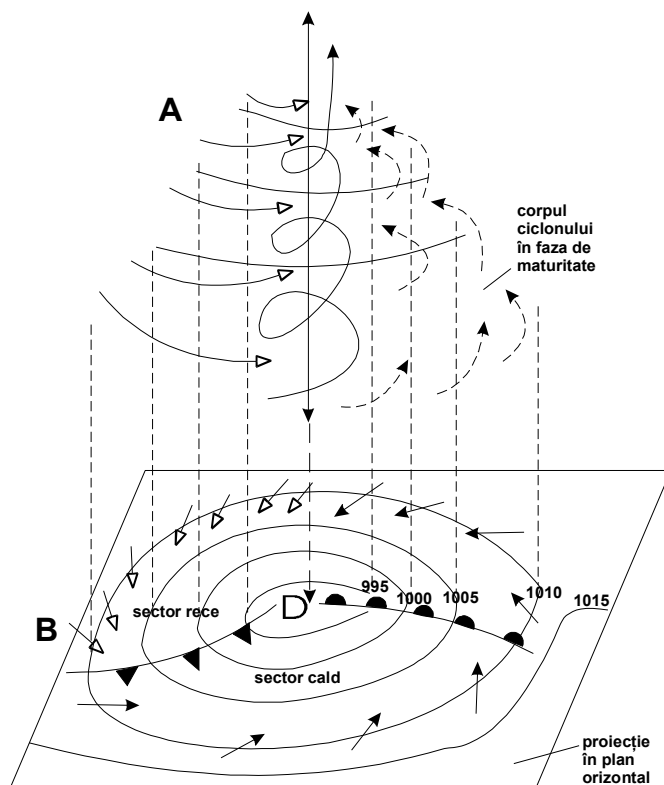


Fig.9 cap.5. Schiță idealizată a unui ciclon extratropical matur după Kurz 1998 (cu amendamente E.I.B. 2000)

A. Corpul ciclonului și mișcările caracteristice : turbionar ascendente față de o axă de simetrie

B. Proiecția în plan a unui ciclon matur cu fronturile sale și cu mișcările caracteristice

Fig.10 cap.5 sugerează modificările de volum și de asimetrie termică ale unui ciclon pe parcursul celor patru faze de evoluție ale sale conform teoriei ondulatorii⁴. Fig.11 cap.5 prezintă modificarea radicală a formei corpului ciclonic și a relației termice dintre sectoarele sale rece/cald în faza atingerii echilibrului final, adică: ocluzia ciclonică (dispariția contrastului termic mai întâi la sol și apoi în troposfera liberă).

Fig.10 cap.5. Volumul unui ciclon în faza de ciclon tânăr până la maturitate (dupa Kurz 1998)

(cifrele I, II, III, IV indică poziția succesivă a axei de simetrie termică în plan vertical la care se raportează volumul respectiv)

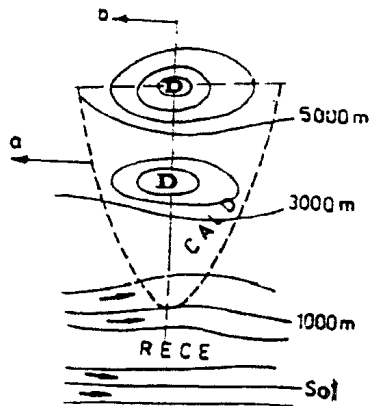
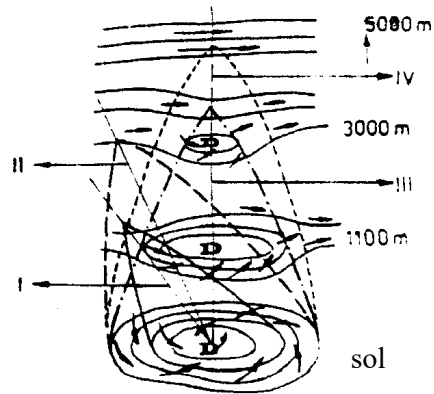


Fig.11 cap.5. Volumul unui ciclon oclus la sol

- a- Conturul volumului ciclonului conservat în altitudine;
- b- Axa de simetrie termică în plan vertical

Așadar, un ciclon se poate stinge lent, începând de la suprafața terestră (unde s-a și născut) și continuând spre vârful său, prin dispariția contrastului termic deci prin atingerea stării de echilibru termic în cadrul corpului ciclonic.

Derivatele ciclonice: Sub aceasta denumire se grupează toate formele secundare de relief atmosferic care decurg sau se desprind din ciclonii de bază. Este cazul următoarelor forme:

- talveg – prelungire laterală a periferiei unui ciclon comparabilă cu o vale largă din relieful terestru (fig.12 cap.5),

⁴ pentru detalii se poate consulta cartea “Aerologie și Meteorologie Sinoptică” de Nicolae Beșleagă, București, 1979, Ed. Didactică

- culoarul depresionar – se identifică cu zona de comunicare la valori de presiune scăzută între doi cicloni bine formați (fig.13 cap.5),
- mlaștină barometrică – câmp de presiune relativ scăzută (între 1010 și 1015mb în practică) instalat pe o arie geografică moderat de mare. În cadrul acestui câmp baric slab nu se identifică centri ciclonici bine formați ca să poată fi exprimați valoric pe hartă. Se întâlnește vara mai ales în Europa și se caracterizează printr-o instabilitate termodinamică destul de virulentă.

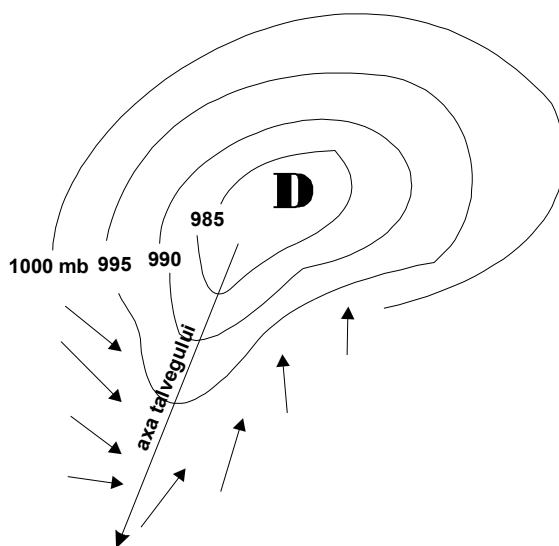


Fig.12 cap.5. Talveg depresionar –săgețile indică sensul mișcării particulelor de aer în plan orizontal

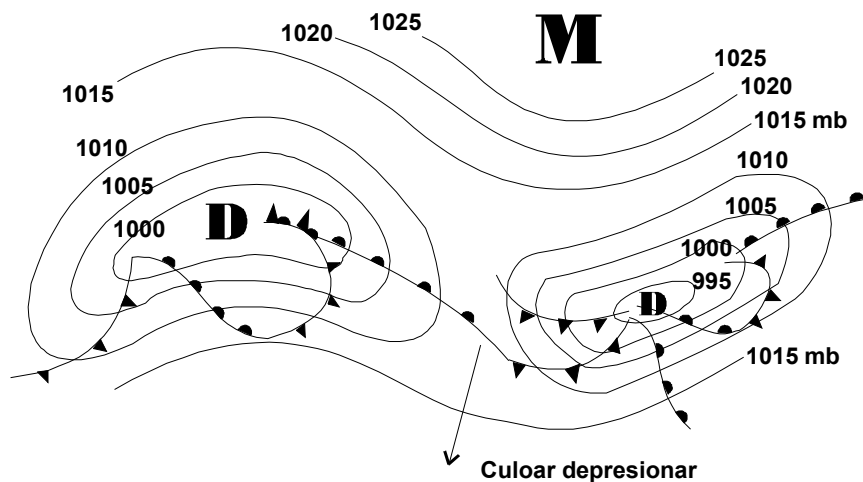


Fig.13 cap.5. Culoar depresionar de latitudini extratropicale, de tip sinoptic euroatlantic, în cadrul căruia se succed două depresiuni Islandeze pe traiectorii asemănătoare, dar cu viteze diferite.

Revenind acum la hărțile de la începutul acestui capitol, fig.1 cap.5 „a” și „b” putem percepe mai lesnicios cum se cuplează formele majore de relief atmosferic în angrenajul global al circulației generale a aerului troposferic pus în discuție anterior.

Din punct de vedere al interesului pentru capitolul în discuție, pe aceeași fig.1 cap.5 „a” și „b” vom urmări amplasarea geografică medie adică climatologică a ciclonilor extratropicali în cele două emisfere. Devine clară diferența de dispunere a „salbei” continue a ciclonilor subpolari ai emisferei sudice în lungul paralelei de 60° latitudine sudică față de întrerupta sau chiar „nenăscută” deși imaginată, salbă boreală a aceluiași tip de cicloni subpolari (sau „extratropicali” sau „ai latitudinilor temperate”, cum se mai numesc ei) care pun adeseori la încercare înțelegerea angrenajului circulației atmosferice globale chiar și în cazul meteorologilor. Diferența vizibilă pe hărțile amintite este introdusă de marea concentrare a blocurilor continentale în emisfera nordică față de cea sudică fapt ce modifică datele de intrare în modelele de circulație troposferică globală dar nu și concepția asupra funcției lor de cuplaj în cadrul circulației generale a aerului troposferic.

Aceste blocuri continentale, prin masivitatea și chiar prin înălțimea lor, (vezi Himalaya, Anzi, etc) perturbă mult „înșiruirea” sau altfel spus prinderea ca într-o salbă de perle gigant a ciclonilor, după modelul emisferei sudice unde predomină oceanul, lipsind deci marile rugozități terestre.

Astfel, în emisfera nordică în loc de „salba ciclonică subpolară” avem de-a face numai cu doi mari cicloni sau depresiuni barice cunoscute pe care le vom scrie cu majuscule subliniindu-le valoarea de mari personalități atmosferice active tocmai acolo unde omul se simte cel mai bine: la latitudini temperate. Ele sunt: **Depresiunea Islandeză** deasupra Oceanului Atlantic de Nord și **Depresiunea Aleutină** deasupra Oceanului Pacific de Nord. Aceste două mari depresiuni atmosferice generează mereu, la periferia lor, „serii ciclonice” de trei – patru – cinci cicloni tineri la rând și din ce în ce mai spre sud ca în figurile 14 cap.5 și 15 cap.5.

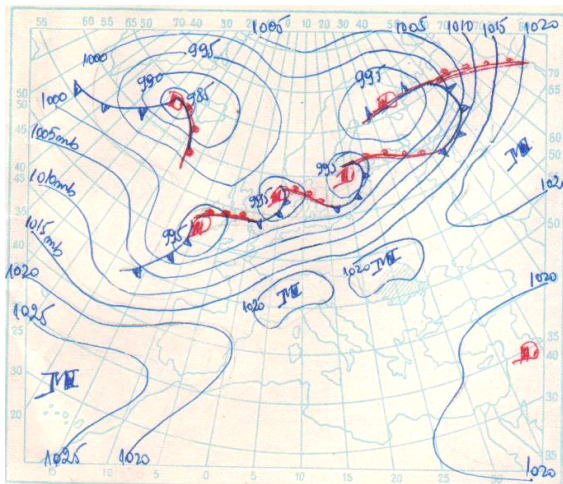


Fig.14 cap.5. „Serii ciclonice” ale Ciclonului Islandez, tipul I cu traiectorii V-E atlantico-europene

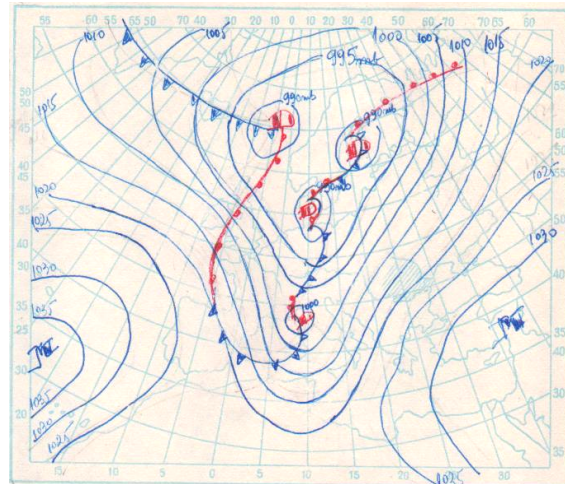


Fig.15 cap.5. „Serii ciclonice” ale Ciclonului Islandez, tipul II cu traiectorii orientate SV-NE

În evoluția vremii de la o zi la alta, pentru Europa tocmai acești cicloni tineri și rapizi „de serie” islandeză cuplează în corpul lor mase de aer reci și calde (ajunse în domeniul latitudinilor temperate), cu efecte meteorologice tipice: fie de front cald, fie de front rece sau oclus.

Cei mai cunoscuți „pui” ai Depresiunii Islandeze, născuți totdeauna ultimii în cadrul unor serii puternice, sunt Ciclonii Mediteraneeni fig.15 cap.5 care activează deasupra Mării Mediterane, dar care vin să se stingă, adică să se ocludă, adeseori deasupra Poloniei sau Ucrainei, traversând cu această ocazie anumite provincii românești.

Date topometrice asupra Ciclonilor Islandezi

Ciclonii Islandezi intră în angrenajul atmosferic care determină mersul vremii în Europa și Oceanul Atlantic. Sunt impropriu numiți astfel pentru că insula Islanda cu împrejurimile sale * nu este locul lor de naștere ci de maximă frecvență a centrilor lor în analizele statistice.

Ciclonii Islandezi domină așadar aproape zilnic configurația reliefului atmosferic în spațiul geografic euroatlantic (fig.2 cap.5) al latitudinilor temperate din emisfera nordică a Pământului și implicit circulația generală a aerului troposferic în emisfera nordică.

Făcând o medie a valorilor de presiune la nivelul emisferei nordice ** pentru anotimpul de vară sau pentru cel de iarnă (ca în fig. 1 cap.5 a,b) greșit numită „Depresiune Islandeză” se menține clar pe hărți chiar și în urma unei asemenea medieri pe interval mare de timp ; la fel de clar apare ea pe hărți și când intervalul de mediere a valorilor este de un an (dar la cote barice mult mai estompate decât în situațiile zilnice).

Ciclonii Islandezi concreți***, deci cei pe care îi urmăresc mereu meteorologii previzionști ai Europei (fig.14 și 15 din acest capitol) sunt formațiuni de mare extensiune ale căror dimensiuni sunt demne de remarcat, astfel:

- axa mare, în incinta izobarei de 1015 mb, considerată ca limita lui exterioară, orientată de la sud-vest către nord-est, poate atinge 3200 km, iar axa mică poate depăși 2000 km;
- valoarea minimă a presiunii în centrul ciclonic se mai numește adâncimea ciclonului, este cuprinsă între 970 – 950 mb, dar a coborât chiar și sub 927 mb;
- suprafața geografică peste care Ciclonul Islandez se dezvoltă variază între sute de mii și milioane de kilometri pătrați, incluzând adeseori cea mai mare parte a Oceanului Atlantic de Nord, a Europei Vestice și de Nord;

* de fapt teritoriul estic al Canadei și de nord-est al SUA constituie locul de naștere al unor cicloni subpolari tineri care se angajează ulterior pe traiectorii vest-est, dominând Oceanul Atlantic (din emisfera nordică) în cadrul unei zone geografice largi al cărei centru de maximă frecvență ciclonică a fost considerat de către meteorologii fondatori ai sinopticii a fi insula Islanda (aleator!)

** de data aceasta , depresiunea respectivă are sens de centru baric sintetic pentru că provine din valori mediate pentru șiruri lungi de date. Cu alte cuvinte: în permanență, în zona geografică dată, presiunea atmosferică este foarte scăzută, de aici ideea că avem de a face cu o “zonă depresionară islandeză”

*** deci nu cei mediați pe intervale lungi de timp ci cei concreți, activi de la o zi la alta

- viteza de deplasare, pe traiectorii a centrilor ciclonici principali variază între 20 – 30 km/h minimum și maximum 80 – 100 km/h;
- fiecare individ ciclonic are o viața proprie cuprinsă între două și opt zile.
- în decurs de un an, traversează Europa de Vest circa 60 – 70 serii sau „familii” de ciclone venind dinspre Atlanticul de Nord, deci de sorginte islandeză cu tentința de a traversa Europa de la vest la est în lungul paralelelor de 55-60°N.

În România NU se nasc ciclone de talie sinoptică (deci de talie mare), dar, uneori, se nasc* și evoluează, cu ciclu complet sau incomplet, mici ciclone orografice, rapizi, locali, denumiți „ciclone orografice de tip carpatic” cu efecte sensibile în mersul diferențiat al vremii pe termen scurt în sudul și centrul țării față de restul său.

România nu este traversată în mod direct de Ciclonele Islandeze deoarece centrul principal al acestora își urmează traiectoriile mult mai la nord de paralela 45° și anume, în lungul paralelelor 55-60° latitudine nordică, uneori chiar și mai la nord de această limită. În schimb, unii membri ai seriilor ciclonice generați la periferia sudică a ciclonei de bază, pot traversa România din direcție vest-est (când vin dinspre Golful Byskaia) sau din sud-vest către nord-est și chiar din direcție sudică atunci când vin dinspre Marea Mediterană.

Ciclonele mediteraneene angajați pe traiectorii transbalcanice sau pe traiectorii care traversează Bazinul Dunării de Mijloc, în drumul lor spre Polonia sau Ucraina, unde se vor oclunde, lasă cantități însemnate de precipitații în România. De fapt, ciclonele mediteraneene sunt singurele formațiuni barice de talie euro-atlantică aducătoare de precipitații consistente în regiunile extracarpate, sudice și de răsărit, ale României.

În anii cu slabă activitate ciclogenică deasupra Mediteranei, traiectoriile ciclonei mediteraneene cu oportunități de precipitații în România sunt rar întâlnite și atunci intervine seceta meteorologică în mod sigur (vezi seceta anului 2000, etc.).



5.2. Fronturile atmosferice

Prin fronturi atmosferice** meteorologii definesc „zonele de întâlnire” sau „de separație” sau „de contact” între două volume de aer cu proprietăți termice diferite sau, cum se mai numesc ele, mase de aer, acestea din urmă fiind antrenate în geneza și apoi în dezvoltarea unui ciclon de latitudini extratropicale***. De aceea fronturile atmosferice sunt intrinsece ciclonei de latitudini temperate (adică extratropicali).

* numai dacă se îndeplinesc condițiile sinoptice și subsinoptice limită prezentate în ultima parte a acestei cărți.
 ** denumirea de front s-a preluat din vocabularul militar prin comparația inspirată făcută de „părinții sinopticii” chiar cu fronturile militare
 *** ciclonele tropicale NU AU FRONTURI

În practica sinoptică* se folosește și denumirea de suprafață frontală, ceea ce nu înseamnă pierderea sensului ideii de „consistență materială a zonei de separație”, în care cele două mase de aer diferite se confruntă.

Fronturile atmosferice au o dinamică tipică, ele traversează spații geografice de dimensiuni diferite, au viteze diferite și implicit efecte diferite în mersul vremii acolo unde ajung sau peste ce regiuni au trecut.

Fig.16 cap.5 redă schematic modelul unui sistem de fronturi: rece – cald, din natură precum și proiecția acestuia în planul orizontal al unei hărți sinoptice, folosind legenda internațională practică în trasarea fronturilor pe hărți meteorologice. Aceste fronturi atmosferice nu trebuie înțelese, așadar, ca suprafețe geometrice simple care separă lin aerul cald de cel rece sau invers, ci trebuie înțelese ca „zone de impact”, ca „straturi de impact”, care au o anumită **grosime**, (chiar dacă ea nu depășește câteva sute de metri, care au o **formă**, o **direcție de deplasare** și o **poziție înclinată** întotdeauna față de planul suprafeței terestre (după cum indică aceeași fig.16 cap.5).

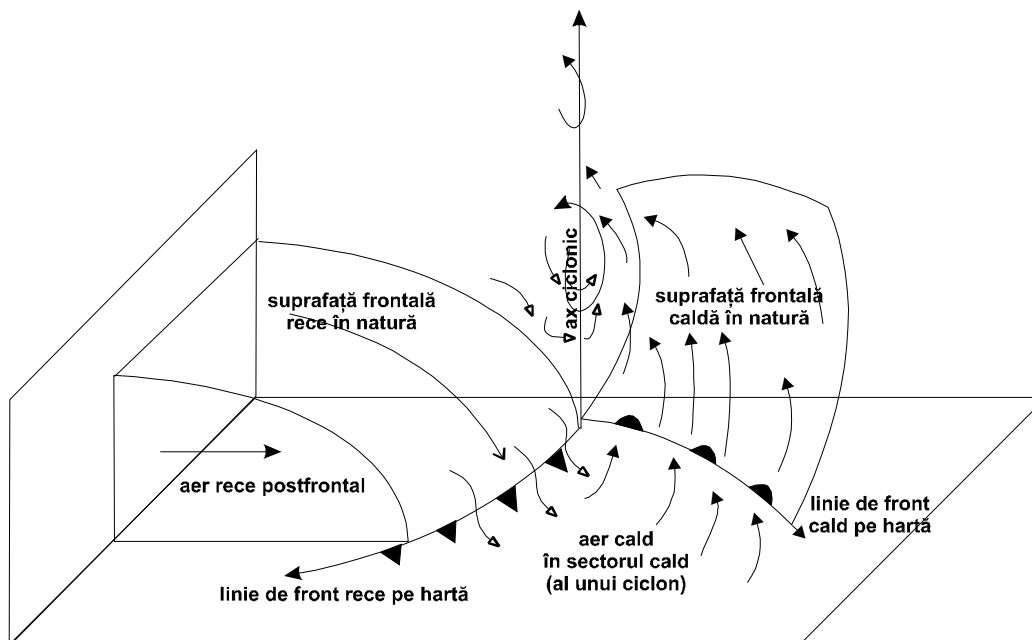


Fig.16 cap.5 . Modelul unui sistem frontal rece/cald de ciclon tânăr – în spațiu și în proiecție orizontală

Fenomenele meteorologice care însoțesc „în suită” fronturile atmosferice în pasajul lor, exprimă clar lupta ce se dă între masele de aer (ajunse în contact frontal) pentru a se înlocui una pe alta, pentru a se disloca sau pentru a se stratifica stabil din punct de vedere termic și baric; și toate acestea într-un sistem circulator perpetuu și perfect „legiferat” fizic și dinamic „dintru începuturi”.

* reamintim că sinoptica este compartimentul meteorologiei care se ocupă cu elaborarea prognozelor de vreme de la o zi la alta, de la o săptămână sau lună la alta, de la un anotimp, sezon sau an la altul , dar nu se ocupa cu elaborări de prognoze climatice

Pentru ecolog este important să rețină caracterele generale ale fronturilor atmosferice și efectele lor tipice deoarece, nu de puține ori, acestea din urmă pot deveni dramatice tocmai în arealul pe care el, ecologul de mâine, îl are în supraveghere.

Astfel, o zonă frontală apare în troposferă numai dacă (fig.17 cap.5) sunt îndeplinite două condiții:

- 1) de o parte și de alta a viitorului front să existe deja mase de aer cu proprietăți diferite, de obicei o masă caldă în vecinătatea unei mase reci;
- 2) direcția și viteza curenților de aer să faciliteze menținerea unui contact cât mai strâns între cele două mase, pentru ca în zona de separație proprietățile lor să varieze în mod brusc.

Aceste condiții sunt asigurate numai dacă în zona geografică de interes se realizează o convergență a curenților de aer în plan orizontal la nivelul suprafeței terestre; această dominantă va forța ascendența particulelor convergente, într-un model atmosferic fie de ciclon tânăr (fig.17 cap.5), fie de talveg ciclonic, etc.

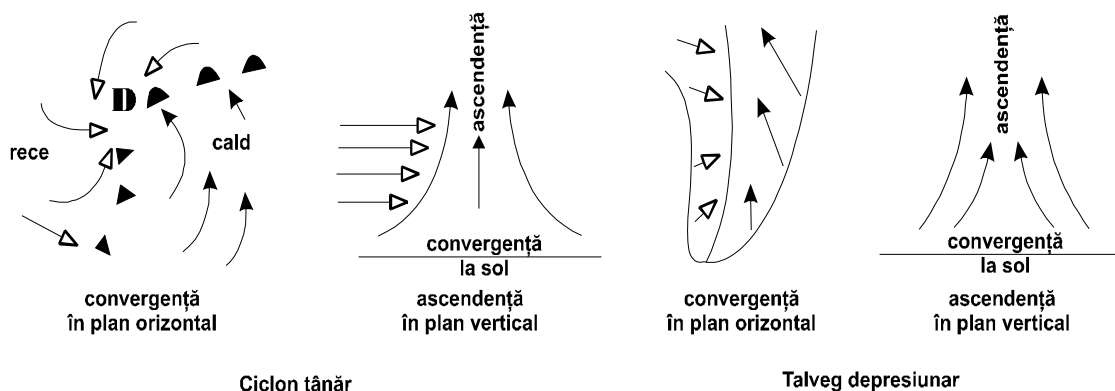


Fig. 17 cap.5. Mișcarea particulelor într-un ciclon tânăr (stg) și într-un talveg (dr) (prezentare în plan și în profil vertical)

Așadar caracteristica principală a frontului atmosferic este: schimbarea bruscă a valorilor de temperatură, de presiune și vânt, modificarea umidității aerului, a gradului de nebulozitate și a regimului precipitațiilor în punctele geografice pe care el le traversează.

Procesul de naștere a fronturilor atmosferice poartă numele de frontogeneză, iar contrariul său poartă numele de frontoliză. Atât frontoliza cât și frontogeneza se desfășoară cu atât mai intens, cu cât gradientul termic inițial este mai mare.

Formațiunile anticiclonice, deci de presiune ridicată, caracterizate prin mișcări descendente pe verticală și divergente pe orizontală, favorizează procesele de frontoliză, în timp ce formațiunile ciclonice (depresionare sau de presiune coborâtă), caracterizate prin mișcări preponderent ascendente în plan vertical și convergente în plan orizontal favorizează procesele de frontogeneză.

5.2.1. Clasificarea fronturilor

Fronturile se clasifică după o serie de criterii referitoare la: cinematica, extinderea pe verticală, intensitatea lor, etc. și iată cum:

I. Clasificarea cinematică a fronturilor ține seama de deplasarea frontului în raport cu masele de aer cald și rece pe care le separă în felul următor:

- dacă o masă rece postfrontală se deplasează astfel încât o altă masă de aer cald înaintează luându-i locul vom avea de a face cu un front cald. Invers, dacă masa de aer rece este cea care avansează, câștigând teren asupra masei de aer cald, frontul ce se va naște va fi *rece*. Deci frontul este denumit cald sau rece, după cum una dintre aceste tipuri de mase de aer o va substitui pe cealaltă. O situație deosebită o au fronturile de *ocluziune*, care se formează la joncțiunea fronturilor calde și reci și care au o structură mai complexă, întrucât masele de aer se prind din urmă și se amestecă turbulent, la început numai în apropierea suprafeței terestre, ulterior și progresiv și în straturile medii ale troposferei.

II. Clasificarea fronturilor în funcție de extinderea lor pe verticală.

În acest sens fronturile se împart în:

- 1 - fronturi de sol (sau joase)
- 2 - fronturi troposferice
- 3 - fronturi de altitudine sau superioare.

1- Fronturile joase, de la sol, se pot observa numai în cele mai de jos straturi troposferice, ne mai existând contraste termice sau de vânt în următoarele, uneori începând chiar de la nivelul de 850mb*.

2 - Fronturile troposferice au o mare dezvoltare pe verticală și pot fi urmărite deseori de la suprafața solului și până la tropopauză (de la 0 m la 10-12 km).

3 - Fronturile superioare sunt bine conservate numai în straturile mijlocii și superioare ale troposferei, după ce la sol și în straturile troposferice inferioare s-a produs dispariția lor, în urma declanșării de la sol a ocluziei ciclonului căruia îi aparțin.

* ceea ce corespunde unei înălțimi medii de 1500 m

III. Clasificarea fronturilor în funcție de mărimea gradientului orizontal de temperatură din zona frontului

Această clasificare cuprinde:

- *fronturi principale*, caracterizate prin diferențe mari de temperatură între aerul cald și cel rece (depășind uneori 10°C)
- *fronturi secundare*, caracterizate prin contraste reduse în cazul fronturilor calde dar prin contraste mari în cazul fronturilor reci secundare

Fronturile principale separă principalele mase de aer din troposfera latitudinilor temperate formându-se aproape permanent de aceea pot căpăta și un sens climatologic (aproximativ între 30° și 63° latitudine). Denumirea frontului se dă, în acest caz, după numele masei celei mai reci dintre cele două mase separate de front. Astfel, frontul ce separă mase de aer arctic de mase de aer de latitudini temperate se numește *front arctic*, iar cel care separă aerul latitudinilor temperate impropriu numit „aer polar”^{*} de cel tropical se numește *front polar* sau *front al latitudinilor mijlocii*; frontul care separă aerul tropical de cel ecuatorial se numește *front tropical*, fără a fi legat zilnic de vreun ciclon și de aceea poartă numai un sens climatologic.

Fronturile secundare, care nu au apariții regulate și au o extensie mai mică decât cele principale, sunt proprii marilor cicloni extratropicali.

5.2.2. Frontul rece

Frontul rece ca zonă de separație apare ca în fig. 16 și 17 ale acestui capitol în situațiile sinoptice în care o masă de aer rece în mișcare alertă prinde din urmă sau intră, pur și simplu în domeniul de manifestare al unei mase de aer cald, care are de obicei mișcări proprii mult mai lente și pe care, de aceea, o poate cu ușurință disloca, înlocuind-o treptat sau brusc. În acest caz, zona frontală se deplasează dinspre aerul rece spre aerul cald ca în fig. 18 și 19 din acest capitol.

Masa de aer rece fiind mai densă pătrunde rapid sub masa de aer cald și anume în formă de pană^{**} la început, forțând aerul cald (predispus oricum la ascendență) să se înalțe „constrâns” din locul în care fusese prezent, săgețile figurilor indicând și cum.

Forma „de val abrupt” a penei de aer rece se datorează fenomenului de frecare a particulelor de aer din baza masei de aer, cu suprafața variat rugoasă a scoarței terestre peste care trece frontul.

Omul obișnuit percepe adeseori frontul atmosferic rece ca pe „un val” de aer rece care lovește scurt dar clar, apoi trece mai departe.

^{*} aerul denumit polar, de către “patriarhii întemeietori ai sinopticii”, este de fapt cel ce staționează deasupra latitudinilor temperate, fie ale oceanelor fie ale continentelor, după ce au ajuns aici venind dinspre Tropice sau dinspre Poli.

^{**} comparația se referă la o pană de lemn folosită în construcții sau la spartul buturugilor în gospodărie

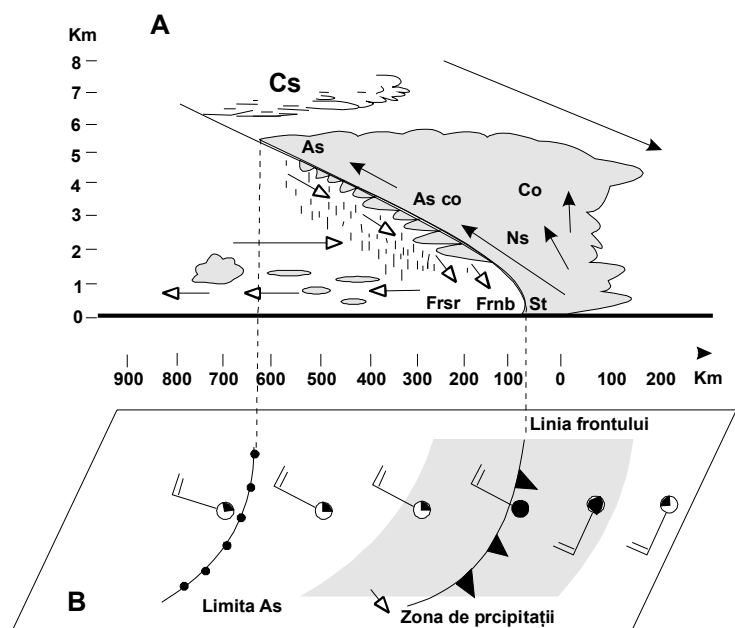


Fig.18 cap.5. Profilul schematic al frontului rece de ordinul I
 A – Secțiune verticală (cuprinde și tipurile de nori aferenți)
 B – Proiecție simplificată pe harta sinoptică

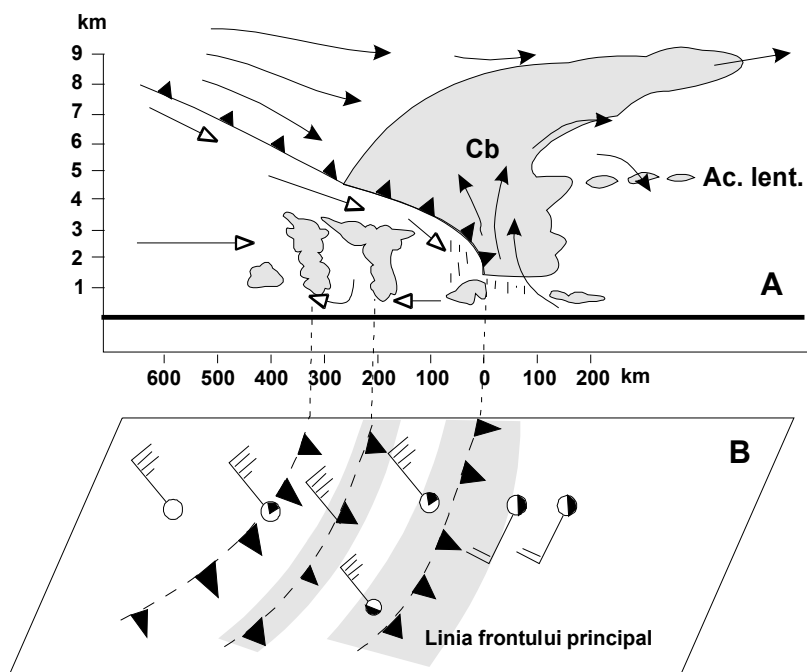


Fig.19 cap.5. Profilul schematic al frontului rece de ordinul II

Fenomenele meteorologice însoțitoare sunt caracteristice și apar într-o zonă geografică foarte îngustă, limitându-se la imediata vecinătate a liniei frontale^{*}. Este vorba despre averse^{**}, descărcări electrice, vijelii, grindină, furtuni de praf sau numai intensificări trecătoare ale vântului; acestea trec foarte repede lăsând în urmă noua masă de aer mai rece, cu valori termice, barice și de umezeală net diferite de cele ce erau la momentul de timp anterior pasajului frontal în localitatea X sau Y, etc., aliniate frontului, la nivelul suprafeței solului.

Toate fronturile reci înaintază mult mai rapid decât fronturile calde, de aceea sunt și mai ușor de depistat în analiza pe hărți. Dar nu toate fronturile reci au aceeași viteză de deplasare, de aceea ele se împart în două mari categorii: fronturi reci de ordinul I și fronturi reci de ordinul II.

Fronturile reci de ordinul I: în cazul acestor fronturi, „pana” de aer rece pătrunde „din flanc” sub aerul cald anterior existent, ca în cazul fazei de undă a ciclonilor tineri (fig.16, 17 cap.5). Pe partea anterioară joasă, abruptă, a „penei” de aer rece, aerul cald anterior existent este ridicat pur și simplu pe verticală și antrenat într-o mișcare specifică numită „convecție forțată”. Acest forțaj în altitudine atrage după sine o condensare puternică a vaporilor conținuți în aerul cald expulzat. Efectul imediat este apariția „liniei noroase” tipice de Cumulonimbus, nori aliniați, parcă, puțin înaintea frontului de la nivelul solului, sau, uneori, pe acesta.

Mai sus de „panta-abruptă” a „capului” de front din troposfera foarte joasă, panta frontului rece este mult mai lină (fig.18, cap.5), de aceea și aerul cald este antrenat într-o mișcare de alunecare-ascensionare lejeră care permite etalarea norilor caracteristici. La aceasta se adaugă o viteză mică a circulației aerului în atmosfera liberă care nu deformează brutal componenta ascendentă a mișcării. Sistemul noros al frontului rece de ordinul I are următoarea succesiune vizibilă în toate figurile citate anterior:

Înaintea liniei frontale, sau pe aceasta, vor apărea norii Cumulonimbus, din care, după trecerea frontului foarte aproape de sol, iau naștere norii joși numiți Nimbostratus dar și nori de înălțime medie numiți Altostratus.

Norii înalți numiți Cirrostratus se află în coada sistemului în discuție. Cu excepția norilor Cumulonimbus, considerați tipici pentru frontul rece de ordinul I, toate celelalte clase noroase enumerate se vor regăsi și la frontul cald, dar în dispunere inversă (ultimii de aici vor fi primii de acolo!).

Zona din care cad precipitațiile frontului rece de gradul I are o lățime medie de 100 – 150km, atingând uneori 250 – 300km.

Frontul rece de ordinul I cu pantă lejeră descris mai sus se mai numește ANAFRONT.

Frontul rece de ordinul II cunoscut și sub numele de front rece secundar sau CATAFRONT, este cu mult mai rapid în mișcare, cu mult mai comprimat spațial și în

* anterior s-a precizat sensul acesteia și anume: intersecția zonei frontale troposferice cu suprafața terestră imaginată de harta sinoptică și nu proiecția frontului în plan, cum s-a procedat la cicloni și anticicloni

** aversele de ploaie sunt provocate de fronturile reci, dar se produc în aer cald și umed preexistent, aer dislocat pe verticală de cel rece

efecte meteorologice tipice dar de obicei, aduce după sine mase de aer mult mai reci decât anafronturile. Panta acestui front este mult mai „abruptă” și de aceea dislocarea aerului din fața sa devine mult mai violentă decât în cazul anafrontului.

În plus, în troposfera liberă, circulația particulelor de aer în plan orizontal este intensă și din direcție vestică, adică aproximativ din aceeași direcție cu cea din care vine frontul rece secundar

În aceste condiții, panta abruptă a frontului rece de ordinul II impune o convecție forțată, intensă a aerului din fața sa și implicit apariția a ceea ce se numește, în meteorologie, salbă de Cumulonimbus foarte înalți. Norii aceștia de dezvoltare verticală sunt însă asimetrice în altitudine și anume, sunt propulsați înainte (începând de la nivelul altitudinal de 2000 – 3000 m) luând aspectul unei „streșini” orientate în direcția de înaintare a frontului rece de ordinul II după cum sugerează fig.19 cap.5 din acest capitol. Lățimea sistemului noros în ansamblu nu este mare, ea variind între 50 km și maximum 200 km, iar zona sa „precipitabilă” este îngustă de numai 10 – 20 km și de obicei în fața liniei frontale de la sol dar toate fenomenele meteorologice asociate sunt mai violente. Durata de viață și de pasaj a unui catafront este mult mai mică decât a anafronturilor.

Cum se exprimă un pasaj frontal rece (de ordinul I sau II) în datele de observație meteorologice?

Fronturile reci de ordinul I și II se caracterizează printr-un mers foarte asemănător al elementelor meteorologice principale în timpul pasajului de la vest la est. Fig. 20 cap.5 arată cum, în fața frontului rece (sugerat ca o linie verticală zimțată) mai întâi, presiunea scade ușor și la foarte puțin timp apoi crește masiv menținându-se astfel pe o perioadă apreciabilă (6–12 ore). Mica scădere inițială a presiunii nu trebuie să ne deruteze, ea fiind explicată prin efectul lăsat la sol de brusca ascendență indusă de frontul rece sau mai corect prin efectul lăsat de convecția forțată care determină apariția uriașilor nori de dezvoltare vertical, din „salba” Cumulonimbus, emblematică acestui tip de fronturi.

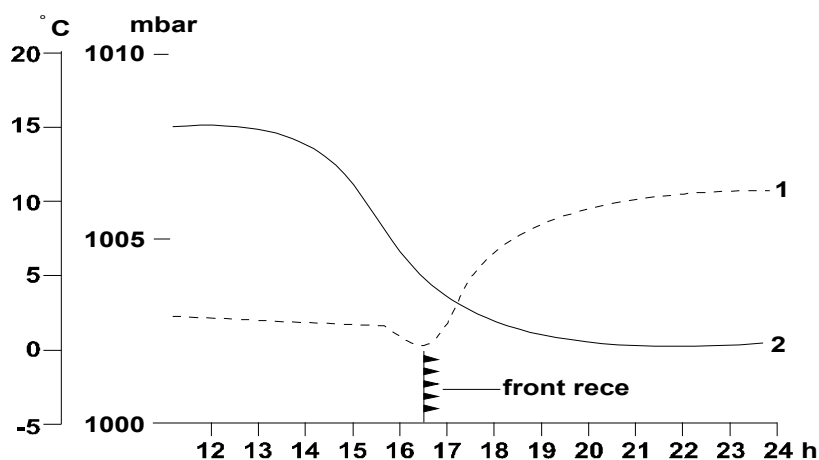


Fig.20 cap.5. Mersul elementelor meteorologice la trecerea fronturilor reci (ordinele I și II)
1 – presiunea 2 – temperatura

Cu alte cuvinte după trecerea mai departe a acestui aliniament de nori spre est, față de stația meteorologică (ce efectuează observația) din fig.20 deci după trecerea „liniei” frontului și după apariția așa zisei „croșete orajoase” pe barogramă, presiunea crește evident (mai brutal la catafront) și apoi rămâne crescută un timp apreciabil, caracterizând prin aceasta, noua masă de aer postfrontală: mai densă și mai rece. Curba temperaturii din aceeași fig.20 este interesantă deoarece ea indică o scădere treptată a valorilor cu doua-trei ore înaintea momentului de pasaj frontal propriu-zis, deoarece începe să se contureze nebulozitatea caracteristică. Observăm cum, după ce intersectează curba presiunilor, curba temperaturilor indică o scădere reală, tipică masei reci postfrontale după care nu mai fluctuează, menținându-se la aceleași valori scăzute multe ore (6 ore în exemplul de față, fiind noaptea).

Alături de aceste modificări mari în mersul temperaturii și al presiunii aerului la nivelul suprafeței terestre la punct fix trebuie avute în vedere fenomenele meteorologice tipice determinate de fronturile reci la latitudini extratropicale și anume: averse de ploaie, de lapoviță sau ninsoare, rafale de vânt (care uneori și punctiform iau aspect de vijelie provocând pagube materiale), căderi de grindină sau furtuni de praf, descărcări electrice, toate în legătură cu norii de impact numiți Cumulonimbus.

5.2.3. Frontul cald

Frontul cald ca zonă de separație între două mase de aer în mișcare apare în situațiile sinoptice în care masa de aer cald, având o mișcare mai alertă, prinde din urmă sau intră, pur și simplu, în domeniul de manifestare al unei mase de aer rece, ale cărei mișcări sunt mai lente în plan orizontal (fig. 16, 17, 21, 22 din acest capitol).

Așadar, *frontul cald* se caracterizează, prin alunecarea ascendentă a aerului cald peste aerul mai rece găsit în zona geografică spre care primul s-a deplasat. Viteza de mișcare a aerului cald, (mișcare orientată perpendiculară pe front) este mai mare deci decât viteza de retragere a aerului rece peste care aerul cald este nevoit să alunece. Frontul cald are deci caracterul unui anafront, începând de la sol și până la limita sa superioară (fig. 21 cap.5).

Frontul cald este precedat de o zonă prefrontală caracterizată prin scăderi însemnate ale presiunii aerului la sol, indiciu de bază în evaluările prognostice clasice asupra intensității frontului cald.

Scăderea presiunii aerului la sol apare atât ca urmare a ascensiunii aerului deasupra suprafeței frontale, cât și a faptului că, în cazul frontului cald, aerul dens și rece preexistent a fost înlocuit de un aer mai cald și deci mai puțin dens, mai întâi în altitudine. Cea mai mare scădere a presiunii se înregistrează în imediata apropiere a liniei frontului cald de pe harta sinoptică. Aici efectul procesului de substituție a aerului rece de către cel cald este maxim. O asemenea variație a presiunii datorită pătrunderii unui aer cu o densitate diferită față de cea a aerului preexistent, într-o regiune considerată, poartă denumirea de variație adectivă atât în cazul fronturilor calde, cât și în cazul fronturilor reci.

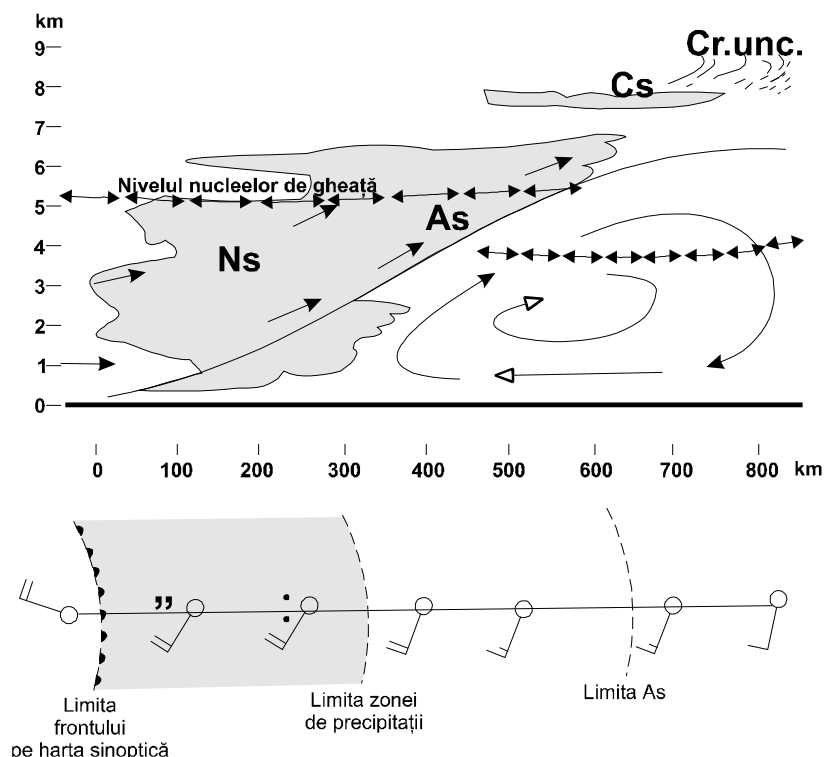


Fig.21 cap.5. Profilul schematic al frontului cald
(sus: în secțiune verticală; jos: în planul hărții sinoptice)

Ascensiunea aerului cald de-a lungul suprafeței frontale conduce la răcirea sa, datorită destinderii adiabatice ce se produce, prin trecerea, într-un timp foarte scurt, de la presiuni atmosferice mai mari către presiuni mai reduse. La rândul său, acest proces de răcire determină condensarea unei părți a vaporilor de apă conținuți și pe care aerul i-a transportat în ascensiunea sa, fapt ce conduce la apariția formelor noroase tipice frontului cald. Cu cât gradientii de temperatură vor fi mai mari în zona frontului, cu atât ascensiunea aerului cald va fi mai intensă.

Revenind la momentul apropierii frontului cald remarcăm o creștere a vitezei vântului iar în momentul trecerii frontului (în emisfera nordică), întotdeauna se va produce o rotire a vântului* către dreapta.

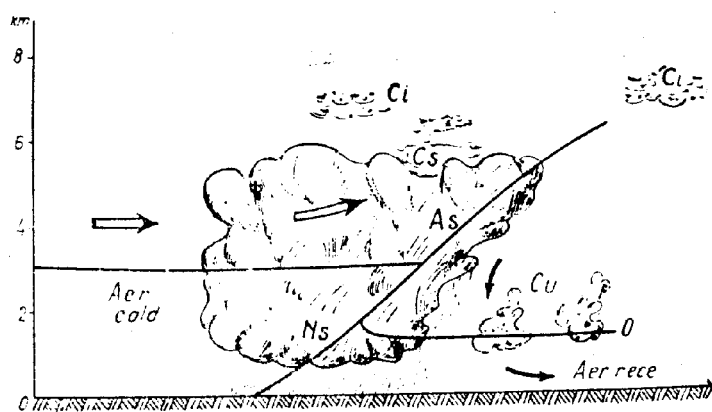
Nebulozitatea ce caracterizează frontul cald este de două tipuri după cum aerul cald adus de front are o stratificare termică stabilă sau instabilă. Astfel, în fig.22.a sunt redate, în secțiune verticală, sistemele noroase care însoțesc frontul cald. Banda noroasă se proiectează pe harta sinoptică, în fața linei frontului, ca în fig.21, pe o lățime de mai multe sute de kilometri și pe o lungime ce poate atinge câteva mii de kilometri**. Distribuția sistemelor noroase ale frontului cald coincide, în linii mari, cu zona prefrontală de scădere a presiunii (fig.22). Baza sistemului noros coincide cu suprafața

* aceasta nu este, însă, spectaculoasă ca în cazul frontului rece
** în cazul marilor cicloni principali Islandez și Aleutin

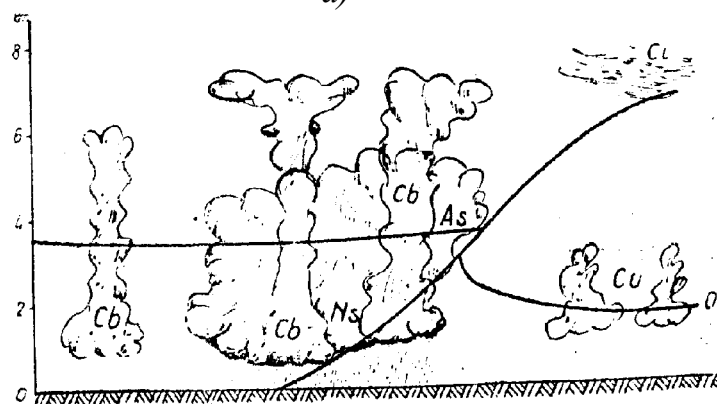
frontală. Norii cei mai joși a căror bază coboară până la câteva sute de metri, încep din apropierea liniei frontului, unde și grosimea lor este maximă. Primii nori, cei de avangardă, percepuți de observatorul de la sol atunci când se apropie un front cald sunt norii *Cirrus* (Ci), care apar în fața frontului la distanțe de peste 800 km uneori chiar 1000 km. Adeseori, aceștia aparțin varietății *Cirrus Uncinus*.

Pe măsură ce frontul se apropie de locul de observație, norii cirriformi sunt urmați de nori *Cirrostratus* (Cs), așezați chiar deasupra suprafeței frontale. Așezați în continuare sunt norii *Altostratus* (As) și în cele din urmă norii *Nimbostratus* (Ns). Norii As și Ns se prezintă ca o pătură compactă, coloidal instabilă.

Ploile de front cald cad de obicei din nori de tip *Nimbostratus* sau *Stratus* și foarte rar din *Altostratus*. Iarna uneori, fulguie și din norii *Altostratus*. Considerându-se că înclinarea frontului este de 1/150 și că prima ploaie cade din norii care au baza la un plafon de 2000m, rezultă o lățime a zonei de ploi prefrontale de 300 km. Deoarece zăpada poate să ajungă la sol și din nori As, care sunt nori de înălțime mijlocie, iarna lățimea zonei de precipitare atinge și uneori depășește 400 km.



a)



b)

Fig.22 cap.5. Panta frontului cald și formațiunilor sale noroase principale

Legendă:

Linia orizontală reprezintă izoterma de 0°C

- a) stratificare termică stabilă
- b) stratificare termică instabilă a masei calde

Pe măsură ce frontul se apropie de observator, precipitațiile se intensifică. Ele încetează în apropierea liniei frontului sau la câteva zeci de kilometri în spatele

acestui. Uneori, mai ales dacă aerul cald este de origine tropicală, sistemul noros prefrontal As – Ns este urmat de un sistem postfrontal de nori *Stratus* (St), din care cad burnițe. Destul de des, în masa rece din fața frontului cald se produce o ceață prefrontală, ce se poate întinde pe o lățime de 150 – 200km. Ea este specifică Europei latitudinilor temperate, mai ales în jumătatea rece a anului.

Cauzele principale ale producerii ceții advectionale de acest tip sunt: saturarea aerului rece datorită precipitațiilor frontale și răcirea adiabatică a aerului produsă de scăderea prefrontală a presiunii

Dacă aerul cald este foarte uscat și stabil, precipitațiile sunt foarte slabe, sau pot lipsi cu desăvârșire și așa se întâmplă frecvent în jumătatea caldă a anului. Uneori însă, masa de aer cald are o stratificare termică instabilă și atunci, pe lângă mișcările ascendente clasice, apar în zona frontului și mișcări convective (fig.22 b). De aceea, pe lângă norii As – Ns, vor apărea și nori de tipul *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus*, iar precipitațiile vor avea caracter de aversă și vor fi însoțite, uneori, de descărcări electrice. Acest ultim tip de front cald se întâlnește aproape numai în anotimpul cald al anului, când turbulența termică este intensă.

5.2.4. Frontul oclus

În evoluția ciclonilor – la faza de „maturitate”, dar mai ales de „bătrânețe” – apar așa-numitele fronturi ocluse sau fronturi de ocluziune.

Frontul oclus marchează în esență „prinderea” din urmă a unui front cald de către cel rece care a fost mai rapid ca deplasare orizontală, apărând astfel o singură suprafață frontală care atinge solul. Aceasta se întâmplă în mod normal, deoarece frontul rece care îi urmează celui cald se deplasează din același sens dar cu o viteză superioară acestuia; îl poate, așadar, ajunge din urmă și se poate contopi cu el. Cu alte cuvinte, aerul rece din spatele frontului rece se alătură astfel aerului rece de dinaintea frontului cald al cărui aer a fost expulzat în altitudine, a fost izolat, deci, față de suprafața subiacentă.

Linia de intersecție a zonei frontale de ocludere cu solul este denumită *front inferior oclus*. Aerul adus de frontul cald pare să fi dispărut de la suprafața solului, el fiind de fapt expulzat în mod treptat în stratele imediat superioare deasupra zonei de ocludere de la sol. La o înălțime oarecare însă, aerul cald continuă să existe deasupra maselor reci. Întregul sistem poartă denumirea de *ocluziune*. Punctul în care începe, la suprafața solului, prinderea din urmă a frontului cald de către cel rece se numește *punct de ocluziune*.

În cursul procesului de ocluziune, nebulozitatea de front cald și cea de front rece existente în momentul contopirii lor se consumă lent începând cu straturile inferioare. Implicit precipitațiile slăbesc cu timpul, ele încetând atunci când, în procesul de evacuare a aerului cald, frontul superior oclus atinge înălțimea de 3 km. Fig.23 cap.5 schițează ocluderea, tipul ei și formațiunile noroase caracteristice.

Clasificarea cea mai folosită pentru fronturile ocluse se bazează pe diferența de temperatură a maselor de aer care se întâlnesc după ce aerul cald a fost complet expulzat în altitudine. Dacă masele reci ce s-au întâlnit au aceeași temperatură, totul se limitează la procesul descris mai sus, de lichidare treptată a fenomenelor frontale. Acest caz poartă denumirea de *ocluziune neutră* și se caracterizează prin faptul că la nivelul solului nu mai există nici o separație de mase de aer. Separația există numai la înălțime, sub forma frontului superior oclus, ca în secvența „a” din fig.23 cap.5.

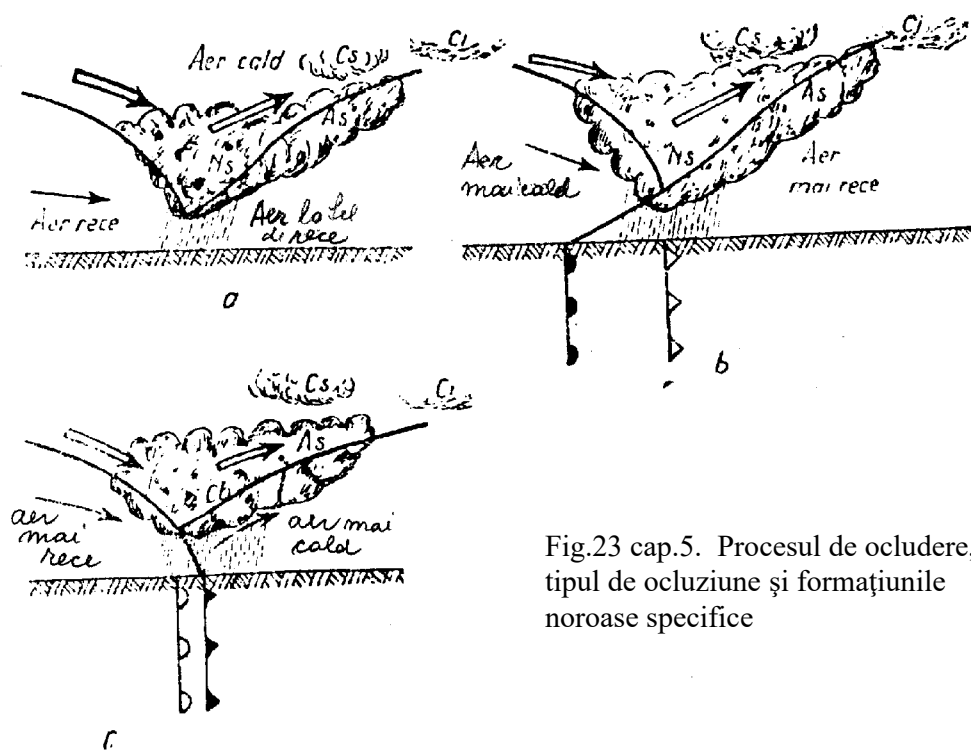


Fig.23 cap.5. Procesul de ocluziune, tipul de ocluziune și formațiunile noroase specifice

Dacă aerul rece din spatele frontului oclus este mai cald decât aerul rece din față sa, frontul poartă denumirea de **front oclus cu caracter cald** (fig. 23 b). În acest caz, pana de aer rece din spate trece peste cea din față, iar linia frontului rece va trece de la suprafața Pământului în atmosfera liberă, deplasându-se din ce în ce mai sus, pe suprafața frontului cald. Rezultă astfel un front rece superior, a cărui proiecție pe suprafața solului este marcată în figură printr-o linie cu triunghiuri goale, și un front cald inferior a cărui intersecție cu solul este marcată printr-o linie cu semicercuri pline.

Într-un front oclus cu caracter cald coexistă trei sisteme noroase: nebulozitatea frontului cald, cea a frontului rece și nebulozitatea frontului cald inferior apărut în procesul de ocluziune.

Pe măsură ce aerul cald se ridică în altitudine, primele două sisteme dispar, nebulozitatea frontului rece pătrunzând în sistemul noros al frontului cald. Când linia frontului superior ajunge la înălțimea de 3 km, căderea precipitațiilor din sistemul noros

superior încetează, iar când atinge înălțimea de circa 5 – 6 km, din acest sistem noros rămân numai norii *Cirrus*.

Precipitațiile ce însoțesc frontul oclus cu caracter cald sunt, în general, continue și cad mai cu seamă în fața sa.

Când aerul din spatele frontului oclus este mai rece decât cel din fața sa, frontul este denumit ***oclus cu caracter rece*** (fig. 23 c). În acest caz, suprafața inferioară de separație are caracterul unui front rece și este denumită *front rece inferior*.

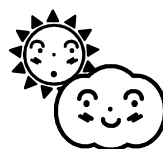
Pe măsura evacuării în sus a aerului cald, nebulozitatea caracteristică frontului cald dispare treptat, începând de la suprafața solului. Pe frontul rece inferior se generează însă, un nou sistem noros, de tipul frontului rece, format din nori *Cumulonimbus*, care se dezvoltă treptat sub frontul cald superior.

Pentru dezvoltarea norilor de tipul Cb (în ocluzia rece) are o mare importanță stratificarea termică a atmosferei. În condiții de instabilitate, caracterizată prin scăderea rapidă a temperaturii cu înălțimea (când există gradienti termici verticali însemnați), acești nori se dezvoltă intens și dau naștere averselor de ploaie. De obicei, advecțiile de aer rece de la altitudine favorizează aceste procese, în timp ce advecțiile calde contribuie la diminuarea lor.

Acestea au fost, pe scurt, trăsăturile fronturilor atmosferice care se exprimă în natură prin fenomene meteorologice tipice sau accidentale de care ecologul de mâine trebuie să țină seama. Iar celor care au ajuns cu lectura până aici le oferim „bonusul” de mai jos:

FAMILIA	GENUL	SPECIA	VARIETATEA
Nori superiori z. intertropicală: h = 6-18 km z. temperate: h = 5-13 km z. polare: h = 3-8 km	CIRRUS	fibratus uncinus castellanus floccus	intortus radiatus vertebratus duplicatus
	CIRROCUMULUS	stratiformis lenticularis castellanus floccus	undulatus lacunosus
	CIRROCUMULUS	fibratus nebulosus	duplicatus undulatus
Nori mijlocii z. intertropicală: h = 2-8 km z. temperate: h = 2-7 km z. polare: h = 2-4 km	ALTOCUMULUS	stratiformis lenticularis castellanus floccus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus
	ALTOSTRATUS	-	translucidus opacus duplicatus undulatus radiatus

FAMILIA	GENUL	SPECIA	VARIETATEA
Nori inferiori z. intertropicală: h = 0-2 km z. temperate: h = 0-2 km z. polare: h = 0-2 km	NIMBOSTRATUS	-	-
	STRATOCUMULUS	stratiformis lenticularis castellanus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus
	STRATUS	nebulosus fractus	opacus translucidus undulatus
Nori de dezvoltare verticale z. intertropicale: h = 0-18 km z. temperate: h = 0-13 km z. polare: h = 0-8 km	CUMULUS	humilis mediocris congestus fractus	radiatus
	CUMULONIMBUS	calvus capillatus	-



5.3. Masele de aer

În baza atmosferei, în troposferă mai precis, (adică între suprafața terestră și înălțimea medie de 11 km) se produc continuu, după cum știm, modificări evidente în evoluția parametrilor meteorologici (temperatură, presiune, precipitații, vânt, etc.), modificări condiționate de repartiția inegală a energiei solare primite de suprafața geoidului.

Suprafața terestră prin marea ei neomogenitate, încălzește în mod diferențiat aerul staționat sau vehiculat mereu pe deasupra sa. Transferul de căldură dinspre suprafața planetară (numită „subiacentă” de către meteorologi) spre aerul de deasupra ei este exprimat de evoluția elementelor meteorologice, începând de la sol și propagându-se în întreaga troposferă. Mersul diferit al acestor elemente reflectă obiectiv diversitatea aspectelor de vreme ce se întâlnesc pe Pământ. Ori „mersul vremii” într-o zonă geografică dată presupune o schimbare neîntreruptă, o înlocuire a aerului cald cu cel rece și invers a celui uscat cu altul mai umed, etc. într-un „dans” permanent. Dar, aerul nou venit poate deveni din nou rece sau cald, umed sau uscat, etc., datorită suprafeței terestre peste care va staționa un anumit interval de timp. Așa se constituie volum imense de aer troposferic cvasiomogen, numite și „celule” sau „particule” atmosferice (într-un sens strict sinoptic) care păstrează atât în plan orizontal cât și în plan vertical, o anumită uniformitate a parametrilor meteorologici; cea mai cunoscută denumirea a acestor mari volume de aer cu aceleași proprietăți este cea de „mase de aer”.

Conceptul de „masă de aer” îi aparține profesorului suedez T. Bergeron, care încă din 1928 a avansat ideea că deplasarea marilor volume de aer cu numele de „mase de aer” peste suprafața planetei influențează decisiv evoluția atât de diferită a vremii de la o zi la alta, de la un loc la altul al „casei” noastre cosmice, Terra.

5.3.1. Trăsături definitorii

Orice masă de aer, indiferent de zona geografică de origine, este definită prin următoarele proprietăți caracteristice:

- o amplă extensiune pe orizontală, practic putând acoperi suprafețe de sute de mii sau chiar milioane de kilometri pătrați;
- o distribuție aproape omogenă a valorilor parametrilor meteorologici în dimensiunile sale orizontale;
- o variație cvasiuniformă a valorilor ce exprimă aceiași parametri meteorologici în distribuția lor pe verticală, uneori până la nivelul superior al troposferei (de 18 km deasupra Ecuatorului și 3-6 km deasupra Polilor).

Dar pentru ca toate acestea să se realizeze este necesar ca zona geografică generatoare de mase de aer să aibă ea însăși o mare omogenitate. Întinsul nemărginit al oceanelor între anumite latitudini, imensele calote glaciare de la cei doi poli terestri, marile suprafețe deșertice tropicale, marile stepe temperate, vastele păduri ecuatoriale, sunt „vetre” autentice de mase de aer. Fiecare dintre aceste întinse zone geografice împrumută treptat aerului ce staționează deasupra lor propriile caracteristici esențiale; astfel, aerul cantonat, un timp, deasupra zonelor ecuatorial-oceanice sau deasupra pădurilor ecuatoriale, va fi foarte bogat în umezeală și va avea valori termice ridicate dar uniforme, tot timpul anului pe când aerul ajuns să staționeze peste întinsele calote glaciare va fi tot anul deosebit de rece; sau alt exemplu: în zonele deșertice unde predomină „brâul anticiclonic tropical”, masele de aer vor avea temperaturi foarte ridicate ziua, foarte scăzute noaptea la nivelul solului, iar valorile umidității aerului, deosebit de scăzute.

5.3.2. Proprietățile maselor de aer, conservative și neconservative

Temperatura, umezeala și gradul de transparentă al aerului reprezintă trei repere clasice de identificare primară a maselor de aer care se îndreaptă spre o zonă dată (o țară, o provincie, un oraș).

Exprimate în termeni de specialitate, aceste „repere clasice de identificare” poartă denumirea de „proprietăți ale maselor de aer” sau „mărimi caracteristice”, unele conservându-se în timp, altele putând să se modifice ușor în anumite circumstanțe.

Proprietățile sau mărimile conservative sunt de interes deoarece ele se mențin nemodificate radical, exprimând, în fapt, originea unei mase de aer și la mii de kilometri depărtare de locul ei de desprindere. Aceste mărimi sunt:

- ❖ Temperatura echivalent potențială este temperatura potențială* pe care ar avea-o particula de aer dacă tot conținutul de vapori de apă ar condensa, iar căldura latentă rezultată ar fi folosită la încălzirea particulei. Această temperatură nu se modifică deloc în cazul transformărilor adiabactice**, este deci aceeași și la 5000km distanță de locul de formare al masei de aer.
- ❖ Umezeala specifică (respectiv conținutul de apă, exprimat în grame, raportat la unitatea de masă de 1kg aer atmosferic) este considerată drept mărime conservativă pentru masele de aer de deasupra uscatului deoarece ea nu se modifică în legătură cu procesele de comprimare sau dilatare ale acestora. Deasupra oceanelor sau mărilor extinse însă, umezeala specifică se modifică brusc și substanțial datorită intensului aport de vapori cedați aerului de deasupra, prin evaporarea apei mai ales la latitudini calde și temperate.
- ❖ Opalescența aerului sau gradul de transparență cum se mai numește este considerată cea mai conservativă proprietate a maselor de aer. Ea ia naștere când particulele ajunse în suspensie în troposferă au dimensiuni mai mici decât lungimile de undă ale luminii.

Proprietăți neconservative ale maselor de aer

- ❖ Temperatura aerului în cadrul masei studiate: are variații însemnate atât în apropierea suprafeței subiacente cât și în troposfera liberă, ea scăzând odată cu înălțimea de măsurare și implicit cu scăderea presiunii.
- ❖ Umezeala absolută reprezentând conținutul în grame de vapori de apă la 1 m³ de aer atmosferic este o mărime puțin conservativă, variațiile acesteia depinzând nemijlocit de comprimarea și dilatarea aerului.
- ❖ Umezeala relativă, reprezentând procentual conținutul vaporilor de apă în aerul atmosferic, este o mărime fluctuantă, depinzând direct de mersul temperaturii aerului.

5.3.3. Clasificări ale maselor de aer

Masele de aer se pot clasifica după mai multe criterii și anume după:

- 1) regimul temperaturii, care permite împărțirea lor în doua categorii: mase de aer cald și mase de aer rece.
 - Masele de aer cald se caracterizează prin temperaturi mai mari decât cele ale suprafeței subiacente pe deasupra căreia trec la un moment dat și unde vor produce încălzirea vremii.
 - Masele de aer rece se caracterizează prin valori termice mai coborâte decât cele ale suprafeței terestre peste care trec la un moment dat și unde vor determina răcirea vremii.

* temperatura pe care ar căpăta-o particular de aer uscat sau umed nesaturat, într-o mișcare adiabatică de la nivelul inițial de presiune până la nivelul presiunii de 1000mb

** transformări adiabactice sunt cele în decursul cărora nu există schimb de căldură cu mediul înconjurător.

2) criteriul stabilității sau instabilității termodinamice, în acest sens masele de aer fiind împărțite în două categorii și anume:

- mase de aer stabil în care gradientul termic vertical este - cel puțin în troposfera inferioară - mai mic decât gradientul adiabatic umed. Masele stabile de aer se caracterizează prin posibilitatea apariției nebulozității stratiforme, a precipitațiilor slabe (mai ales sub formă de burniță), prin prezența cețurilor, prin mișcări lente ale aerului și vizibilitate redusă.
- mase de aer instabil în care gradientul termic vertical este mai mare decât gradientul adiabatic umed. În asemenea mase de aer există condiții meteorologice necesare pentru dezvoltarea convecției, specifică fiind nebulozitatea cumuliformă, aversele, fenomenele orajoase, oscilațiile bruște ale presiunii atmosferice și, nu în ultimul rând, intensificările de vânt.

3) criteriul cel mai uzitat este însă cel care are la bază locul de origine geografică a maselor de aer (și a fost introdus de T. Bergeron și S. Petterssen). Această clasificare are ca baza următoarele rigori:

a. regiunea de origine a masei de aer luată în considerație, după care se pot diferenția patru tipuri de mase de aer: arctic (A) sau antarctic (AA), polar* (P), tropical (T) și ecuatorial (E).

b. caracterul de umiditate sau uscăciune al masei de aer arondate uneia dintre cele patru mari zone geografice, prezentate mai sus. Din acest punct de vedere masele de aer pot fi maritime (m) sau continentale (c).

c. temperatura suprafeței subiacente peste care circulă masele de aer și în funcție de care au valori mai ridicate (w) sau mai coborâte (k).

Iată prezentarea pe scurt a caracteristicilor principalelor mase de aer despre care vorbesc buletinele meteorologice europene.

- masele de aer arctic se nasc în zona circumpolară a emisferei nordice, dincolo de paralela de 70°; se caracterizează prin temperaturi deosebit de scăzute (-60°C în timpul iernii), prin puternice inversiuni termice, printr-o transparență și o vizibilitate orizontală excepțională, ce poate atinge uneori 100 km. Invaziile de aer arctic către Europa, din zona Groenlandei sau din zona Insulelor Spitzbergen au un grad mai ridicat de umiditate, deoarece străbat întinse suprafețe oceanice (mA); dacă aerul arctic vine în Europa dinspre Scandinavia (cA) sau dinspre nordul extrem al teritoriului european al CSI, el este mult mai sărac în umezeală.
- masele de aer polar sunt impropriu numite astfel deoarece ele se constituie la latitudini temperate, ba mai mult sunt specifice latitudinilor temperate, cuprinse între 40° și 65° nord și sud. În funcție de zona geografică deasupra căreia staționează (ocean sau continent), ele pot fi umede (mP) sau uscate (cP).
- masele de aer maritim polare (m.P), provin de deasupra Oceanului Atlantic și traversează Europa de la vest la est, având valori termice moderate, umiditate

* sau de latitudini temperate

ridicată, un grad ridicat de nebulozitate și generând precipitații pe areale mari; ele sunt mai calde decât continentul iarna și mai răcoroase decât acesta vara de aceea trăsătura lor termică este relativă, nu și umiditatea lor.

- masele de aer continental polare (c.P) iau naștere deasupra întinselor stepe ruse deci în Europa de Est. Se caracterizează prin valori termice deosebit de coborâte iarna (adesea sub -40°C) și deosebit de ridicate vara ($30..35^{\circ}\text{C}$), prin nebulozitate stratiformă (iarna) dar și prin lipsa acesteia în restul anului. Are aceeași relativitate termică ca și în cazul precedent, dar mult mai brutală. În fig.24 se poate observa o zonă de interacțiune a maselor de aer polar și tropical, deasupra Americii de Nord.
- masele de aer tropical se formează în zonele tropicale și subtropicale cuprinse între 20° și 30° latitudine nordică și sudică, mai cu seamă deasupra Oceanului Atlantic și nordului Africii și are două faciesuri:

a. aerul maritim tropical, cu un conținut ridicat de umezeală, dar numai în straturile inferioare ale troposferei;

b. aerul continental tropical, în schimb, este foarte sărac în umezeală (10 – 15%) și deosebit de cald, temperatura aerului depășind ziua $35^{\circ}..40^{\circ}\text{C}$ în Sahara. În lunile iulie și august 2000 și 2007 acesta a ajuns în România determinând în Pen.Balcanică și în Câmpia Română temperaturi ce au ajuns la $43^{\circ} - 44^{\circ}\text{C}$.

Deși în Europa nu ajunge aerul ecuatorial, trebuie știut că el se formează în zona situată deoparte și de alta a Ecuatorului, deasupra întinselor păduri ecuatoriale și a oceanului ecuatorial, având cel mai ridicat conținut de umezeală (95...100%), și temperaturi uniform ridicate ($30^{\circ}..35^{\circ}\text{C}$) tot timpul anului; se caracterizează printr-o mare convectivitate care determină ploi zilnice cu caracter torențial.

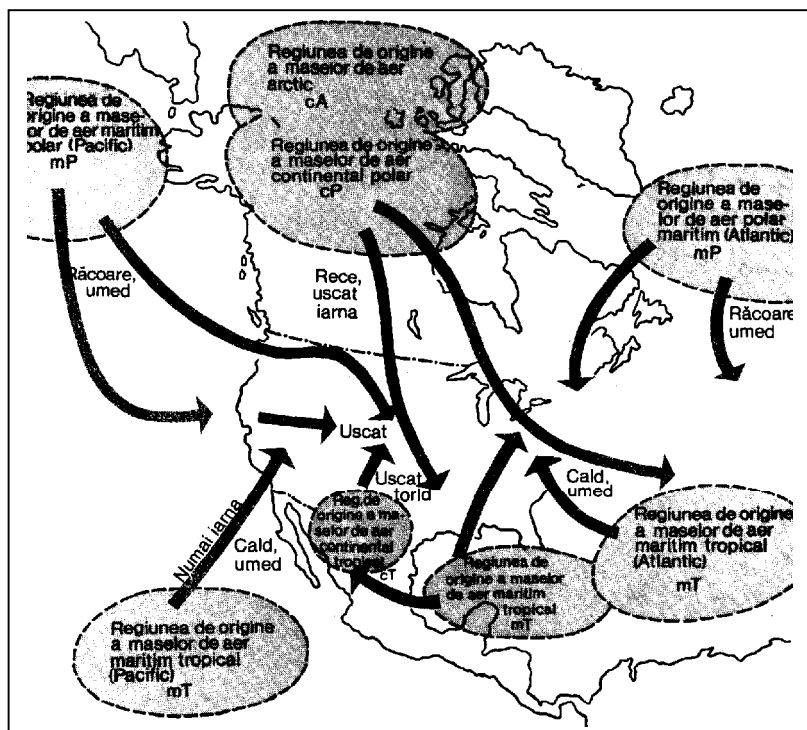


Fig.24 cap.5 Masele de aer polar și tropical interacționează deasupra continentului American (după Strahler A., 1973)

PARTEA A II -A

UNELE PROBLEME ALE CLIMATOLOGIEI DE INTERES PENTRU ECOLOGI

CAPITOLUL 6

CLIMA PLANETEI PĂMÂNT – ASPECTE DE INTERES MAJOR

6.1. Climă și climatologie - punerea problemei

Înainte de a desfășura problematica de interes a capitolului de față să lămurim ce este CLIMA, ce este CLIMATOLOGIA ce este PREDICȚIA CLIMATOLOGICĂ.

Din punct de vedere al autoarelor de față CLIMA REPREZINTĂ SINTEZA PE TERMEN LUNG A MERSULUI CONCRET AL VREMII DE LA O ZI LA ALTA, DE LA UN AN, DE LA UN DECENIU, SECOL, MILENIU LA ALTUL ÎNTR-O LOCALITATE, O ȚARĂ, O ZONĂ, UN CONTINENT SAU PE ÎNTREG GLOBUL.

CLIMA, ESTE DECI, UN RĂSPUNS SINTETIC OBTINUT PRIN MEDIEREA STATISTICĂ A VALORILOR ZILNICE DE OBSERVARE REALĂ A PARAMETRILOR METEOROLOGICI.

ESTE RĂSPUNSUL DAT DE CLIMATOLOGIE NEVOII CELORLALTE COMPARTIMENTE ALE ȘTIINȚELOR NATURII DE A SE RAPORTA LA O ANUME **“STARE MEDIE A ATMOSFEREI”**.

Dar aceasta nu există în realitatea zilnică, cea trăită de fiecare om în mediul său local și temporal deoarece dinamica aerului impune un „mers” continuu nu mediat al vremii, presupune tendințe, o mare varietate pe glob și mai ales diversitate în aspectul ei.

Așa-zisa „stare normală” sau „stare medie de referință a atmosferei”, exprimată prin valori medii multianuale, provine dintr-un calcul statistic foarte riguros care ia în considerare șiruri lungi de măsurători concrete dar din păcate tocmai prin aceasta simplifică natura, o tipizează, o șablonează. De aici intervin multe confuzii și implicit neînțelegerea sensului corect al noțiunii de CLIMĂ de către mulți oameni, uneori de înaltă ținută intelectuală.

Înainte de a propune în această carte definiția noastră pentru climă s-au cercetat toate celelalte definiții găsite în literatura de specialitate. Am ales numai câteva exemple pentru a vă da seama de modul confuz în care înșiși climatologii își definesc obiectul cercetării, iată-le:

➤ În 1962, în Dicționarul enciclopedic român, vol. 1 (A-C) la pag.664, specialiștii au înserat următoarea definiție:

„Clima este regimul multianual al proceselor meteorologice, caracteristic pentru o regiune dată” – ceea ce este și incorect și incomplet.

➤ Nu cu mulți ani în urmă circula în manualele școlare, din păcate cu mult succes de memorizare, o definiție demnă de toată tristețea dar care reflectă, în felul ei, poziția statistică atribuită climei (în comparație cu cea dinamică admisă pentru “mersul zilnic al vremii”); **definiția școlară** în cauză suna cam așa: „*Clima este starea medie a atmosferei unei localități țări, continent, etc.*” – manual de cl.IX anii 1980 (Geografie fizică generală)

➤ Definiția care circulă în mediile universitare românești și astăzi ar fi următoarea: “*Clima este regimul multianual al vremii, generat de acțiunea conjugată a factorilor radiativi, dinamici și fizico-geografici sub influența tot mai accentuată a activității societății omenești. Altfel spus, ea reprezintă totalitatea schimbărilor vremii. Iar singura trăsătură constantă a vremii este schimbarea*”. Citatul provine din “Manualul de Meteorologie și Climatologie Buc. 1985 pg. 435 prof. Sterie Ciulache Univ. București, reeditat continuu.

➤ În 1984, OMM-ul, în publicația sa “Ghidul practicilor climatologice” definea CLIMA drept „*sinteză a condițiilor de vreme dintr-o anumită zonă, caracterizată de șiruri lungi de date referitoare la “variabilele” atmosferei din acea zonă pentru minimum 30 de ani de referință*”.

Am ales și două definiții iată-le:

➤ J.P. Besancenot – Franța 2001 „Clima reprezintă suma elementelor fizice și chimice ce caracterizează atmosfera la contactul ei cu suprafața terestră, într-un spațiu dat, ținând cont de latitudine, de natura suprafeței subiacente și de încadrarea geografică a acestui spațiu”.

Hufty André – Canada 2001: „Dacă vremea este o realitate cotidiană, clima este o abstracție! Clima este un fel de „memorare”, „de stocare” a aspectelor de vreme petrecute într-un interval de timp cât mai mare, obținută prin diverse metode dintre care statistica grupează elementele izolate în cadrul unor „indici” sau „frecvențe” de producere în timp, a diverselor aspecte sau tipuri de vreme”.

Vedeți cât de complicate sunt chiar și definițiile foarte bune (Hufty).

Si exemplele ar putea continua demonstrând că încă **nu există o definiție unică, fericit formulată și atotcuprinzătoare a climei** acceptată concomitent de geografi, de ecologi și de meteorologi.

După părerea noastră, ideea de bază este unică și transpare din oricare definiție tipologică. Tipologia sau tipizarea climatică este un produs și un răspuns sintetic al climatologiei obținut mediind și comparând date reale de observație continuă, singurele de fapt care definesc mersul concret al vremii de la o zi la alta, de la un loc la altul. Așadar numai acesta, mersul vremii, este observabil și măsurabil, moment de moment. Iată cum: temperatura aerului, presiunea și umezeala lui, viteza și direcția vântului precum și cantitățile de precipitații căzute sunt măsurabile iar gradul de înnoare, felul și intensitatea precipitațiilor, tipurile de fenomene atmosferice și durata lor de producere sunt observabile.

CLIMATOLOGIA reprezintă, ne amintim, *acel compartiment al METEOROLOGIEI care se ocupă de efectuarea, catalogarea, stocarea și prelucrarea datelor zilnice de observare și măsurare a parametrilor de stare* ai aerului, la suprafața planetei sau la diverse înălțimi în atmosferă, după reguli proprii și foarte stricte.*

Așadar obiectul cercetării Climatologiei este foarte concret dar produsul obținut și care stăpânește din ce în ce mai mult interesul public, este cu totul sintetic.

Climatologia după ce cataloghează toate datele observaționale le prelucurează statistic, le introduce în ample operațiuni de sinteză, calculând, mediând, comparând, urmărind bilanțuri, raportând valori, etc., subliniem, practicând un sistem statistic riguros. Reprezentarea grafică a rezultatelor este însă pur geografică, materialul de transpunere fiind hărțile (climatologice).

Produsele ei finale, tabele, grafice dar mai ales hărți sunt cu totul sintetice sau abstracte (după Hufty), ele nu sunt de comparat cu ceea ce omul percepe zilnic din punct de vedere al mersului vremii. Valorile oferite de climatologie nu se identifică cu valorile parametrilor meteo care definesc vremea din orice zi am lua în calcul. Și de aici începe confuzia: omul este tentat să le compare ca valori de aceeași reprezentativitate în timp ce ele, prelucrate statistic trebuie situate într-un raport comparabil celui dintre OM și OMENIRE.

Această reluare a definițiilor climei și climatologiei în introducerea capitolului de față ni s-a părut necesară tocmai pentru a evita aceeași atitudine confuză, datorită necunoașterii și din partea ecologilor.

6.2. Zonarea climatică a planetei Pământ

ZONAREA CLIMATICĂ a planetei Pământ este *cel mai geografic produs sintetic al Climatologiei*, produs de mare interes pentru oricare dintre științele naturii dar și de mare dificultate în domeniu. Există până acum cel puțin 11-12 clasificări de climate sau, astfel spus zonări globale ale climei planetare de referință și totuși problema cere ajustări de viitor.

În capitolul de față vom încerca o prezentare cât mai corelativă a acestui produs sintetic climatologic de referință cu celelalte componente ale naturii locurilor (vegetație, soluri, faună).

Așadar, pe suprafața Pământului există o mare varietate de tipuri de climate, care prezintă o repartitie zonală atât în plan orizontal (latitudinal) cât și în plan vertical (altitudinal). Această mare varietate de climate se datorează atât factorilor genetici ai climei supranumiți și „factori climatogeni”** cât și factorilor „climatici modificatori fizico-geografici”.

În general, climatele*** principale și subtipurile lor, descrise de diverși autori, nu se suprapun total peste zonele de încălzire diferențiată existente pe suprafața Pământului. Ele coincid însă cu anumite peisaje geografice naturale, în care vegetația și

* “stare” ca noțiune pur fizică

** care sunt trei și anume: radiație solară, natura suprafeței terestre și circulația generală a atmosferei

*** tipurile de climă se mai numesc și “climate”

solurile, două dintre cele mai însemnate elemente ale mediului, arată vădit existența unui anumit climat caracteristic, fără de care nu ar putea exista.

Din studiul efectuat asupra diferitelor clasificări climatice globale putem spune că deși nu se suprapun în întregime peste cele trei mari zone termice planetare bine evidențiate (caldă, temperată și rece), cele mai caracteristice elemente ale climatelor fundamentale se află totuși în cadrul acestor zone. Astfel, există regiuni supuse major influențelor oceanice sau celor continentale sau dominate de un relief impunător care prezintă anumite particularități, variante sau nuanțe, dar toate se încadrează prin trăsăturile de bază într-o zonă termică majoră sau fac trecerea către zona vecină.

Din motive didactice se consideră drept **ZONE CLIMATICE***, **ZONELE TERMICE MAJORE** ale planetei noastre, acestora corespunzându-le **TIPURI CLIMATICE FUNDAMENTALE****. Și aceasta, pentru a evidenția cât mai bine caracterele principale ale diferitelor climate și ale subtipurilor lor precum și pentru urmărirea distribuției geografice a acestora. Este vorba, deci, despre: **1. ZONA CALDĂ; 2. ZONELE TEMPERATE; 3. ZONELE RECI, ÎNTRE ELE SITUÂNDU-SE CELE DE TRANZIȚIE.**



6.2.1. ZONA CALDĂ a planetei și tipurile sale climatice***

Zona caldă cuprinde subzonele sau tipurile următoare: clima ecuatorială, subecuatorială și tropicală situate convențional între Ecuator și paralela de 30° latitudine nordică și sudică.

a) Clima ecuatorială caracterizează spațiul geografic situat de o parte și de alta a Ecuatorului matematic până la nivelul aproximativ al paralelei de 5° latitudine nordică și sudică. Caracteristicile principale ale acesteia sunt: temperatura ridicată și precipitațiile abundente în tot cursul anului (fig.1 cap.6).

Media temperaturii anuale este cuprinsă aici între 25° și 30°C, amplitudinea ei anuală este mică (de numai 1°C până la 5°C), iar amplitudinea zilnică numai accidental ajunge până la 15°C (pentru că valorile de temperatură, din timpul nopții, scad numai rareori sub valoarea concretă de +20°C.)

Mersul anual al temperaturii prezintă un maxim la solstițiul de vară și un minim la solstițiul de iarnă.

Regimul temperaturii este influențat de nebulozitatea accentuată și de precipitațiile bogate, tipice climei ecuatoriale.

* Ca unități taxonomice cu grad maxim de generalizare

** Ca unități taxonomice de grad secund la scara întregii planete

*** Încadrarea latitudinală a zonelor și subzonelor climatice între “parale standard” este pur didactică și cu totul orientativă. Realitatea, natura deci NU se aliniază limitelor convenționale globaliste create de om, de aceea devierile de la convenționalitate sunt numeroase și nu întotdeauna corect catalogate în “subtipuri” sau “nuanțe” de climă ce ar îmbunătăți clasificările globale.

În subzona ecuatorială cad cele mai mari cantități de precipitații, ca produs rezultat zilnic din mișcările de convecție termică, specifice. Sunt numai ploi, au caracter de aversă, se produc mai ales în a doua jumătate a zilei și sunt însoțite de furtuni și descărcări electrice. În timpul unui an, cantitățile de apă sunt cuprinse în medie între 1500 mm la câmpie și 3000mm pe versanții montani expuși. Regimul pluviometric prezintă două maxime în jurul echinocțiilor și două minime în jurul datei solstițiilor deci momente de timp opuse maximelor termice.

În *emisfera nordică*, maximele pluviometrice se produc în septembrie și iunie iar în cea *sudică* în martie și noiembrie.

În timpul verii emisferei nordice, zona de maximă încălzire a suprafeței terestre, cea din imediata apropiere a Ecuatorului meteorologic este deplasată la nord de Ecuatorul matematic ca în fig.1B cap.6, iar în timpul iernii, fenomenul este invers (ca în fig.1A). Cu alte cuvinte, ECUATORUL TERMIC SAU METEOROLOGIC migrează anual la nord și la sud față de cel matematic, fapt ce determină ritmic apariția proceselor meteoroclimatice specifice lui, și în zonele geografice deasupra cărora migrează și vom vedea consecințele.

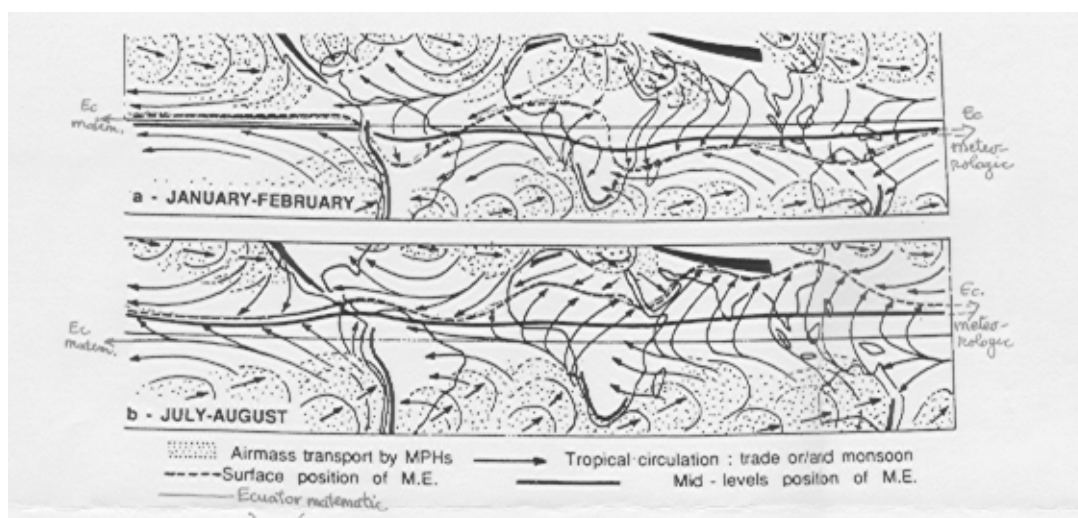


Fig.1 cap.6. Migrația sezonieră (mediată) a Ecuatorului Meteorologic (EM)
dupa M.Leroux 1996

A – Iarna boreală; B – iarna australă

————— Poziția EM la înălțimi medii ale Troposferei - - - - EM la sol

În ceea ce privește rețeaua hidrografică din zona ecuatorială, ea prezintă o densitate deosebit de mare; alimentarea este pluvială și sunt caracteristice inundațiile sistematice în perioadele cu maxim pluviometric. Cele mai întinse suprafețe din bazinele unora dintre cele mai mari fluvii de pe glob, Amazonul și Congo, se află în zona climei ecuatoriale.

Vegetația este luxuriantă datorită temperaturii ridicate și precipitațiilor abundente, tot anul. Aici se află celebrele păduri veșnic verzi (numite în Africa „hileea”, iar în America de Sud, în regiunea Amazonului, „selvas”), păduri caracterizate printr-o mare varietate de specii valoroase și prin structura lor etajată. Cei mai răspândiți arbori sunt palmierii, arborele de chinină, arborele de cauciuc, arborele de pâine, etc. Din ce în ce mai rar se întâlnesc (omul!) arborii cu lemn prețios ca: abanosul, palisandrul, acaju, în schimb abundă mai puțin prețiosul bambus. Se întâlnesc și numeroase liane, plante epifite și parazite (raiul orhideelor).

Fauna este bogată și variată ca elemente de notorietate ar fi reptilele, șerpii, unii veninoși (cobra, șarpele cu clopoței), alții nu (șarpele boa) șopârle, cameleonul, etc.; dintre păsări cele mai admirate ar fi: pasărea paradisului, pasărea muscă (colibri), pasărea liră sau diferite specii de papagal; dintre mamifere celebre sunt: rinocerul, hipopotamul și diferite soiuri de maimuțe aflate în diminuare numerică reală.

- Regiunile geografice care au o climă ecuatorială tipică sunt redată în fig.2** cap.6, la cifra de legendă 12, cele mai cunoscute fiind:

1. Africa Centrală prin bazinul fluviului Congo și golful Guineei
2. America de Sud, prin bazinul fluviului Amazon (parțial)
3. Asia, prin litoralul sud-estic al Indochinei dar și Indonezia sau insulele Pacificului situate în apropierea Ecuatorului.

b) Clima subecuatorială

Clima subecuatorială, cu trăsăturile cele mai bine exprimate, se poate identifica aproximativ între paralelele de 5° și 12° latitudine nordică și sudică (și chiar mai mult după Leroux), de o parte și de alta a fâșiei climei ecuatoriale propriu-zise; delimitarea nordică sau sudică a acestei fâșii este dată de translația Ecuatorului meteorologic în vara boreală spre nord și în vara australă spre sud, cu toată suita sa de consecințe și ele în “translație” sezonieră, față de Ecuatorul matematic care rămâne mereu fix (după cum se poate vedea în fig.1 a acestui capitol).

Temperatura medie lunară în această subunitate taxonomică este ridicată și relativ uniformă tot anul (28°C), diferența (medie) între luna cea mai caldă și cea mai rece fiind de numai 5°C.

Zona subecuatorială** este supranumită și „zona musonilor ecuatoriali”, deoarece aici are loc înlocuirea sezonieră, alternativă a maselor de aer ecuatoriale cu cele tropicale, în cadrul circulației troposferice joase, concrete (fig.3 cap.6). Astfel, în timpul verii boreale, în această subzonă penetrează constant aerul ecuatorial umed, mișcare pusă în evidență de vânturile musonice de sud-vest evidente pe harta mai sus citată. Sezonier apar deci între latitudinile de 5° și 12° N sau S aceleași caracteristici atmosferice ca și în clasa subzonă ecuatorială respectiv :crește umiditatea aerului, se reduc amplitudinile diurne ale temperaturii, cad precipitații zilnice de convecție, etc. dar numai pe durata sezonului ploios adică al musonului umed, de origine ecuatorială.

* Figura 2 cap.6 este mai sugestivă pentru ecolog decât o zonare climatică pură deoarece îi asociază fiecărei zone sau tip de climă și tipul de vegetație specifică, completând astfel tabloul bioclimatic schițat de noi în text.

** În mod curent se utilizează termenul “zonă” deși, taxonomic, este vorba despre subzonă. Vom folosi această soluție numai pentru a vă familiariza cu abordările bibliografice în domeniu și pentru a nu rămâne închiștați în tiparele didactice, chiar dacă ele sunt cele corecte adeseori.

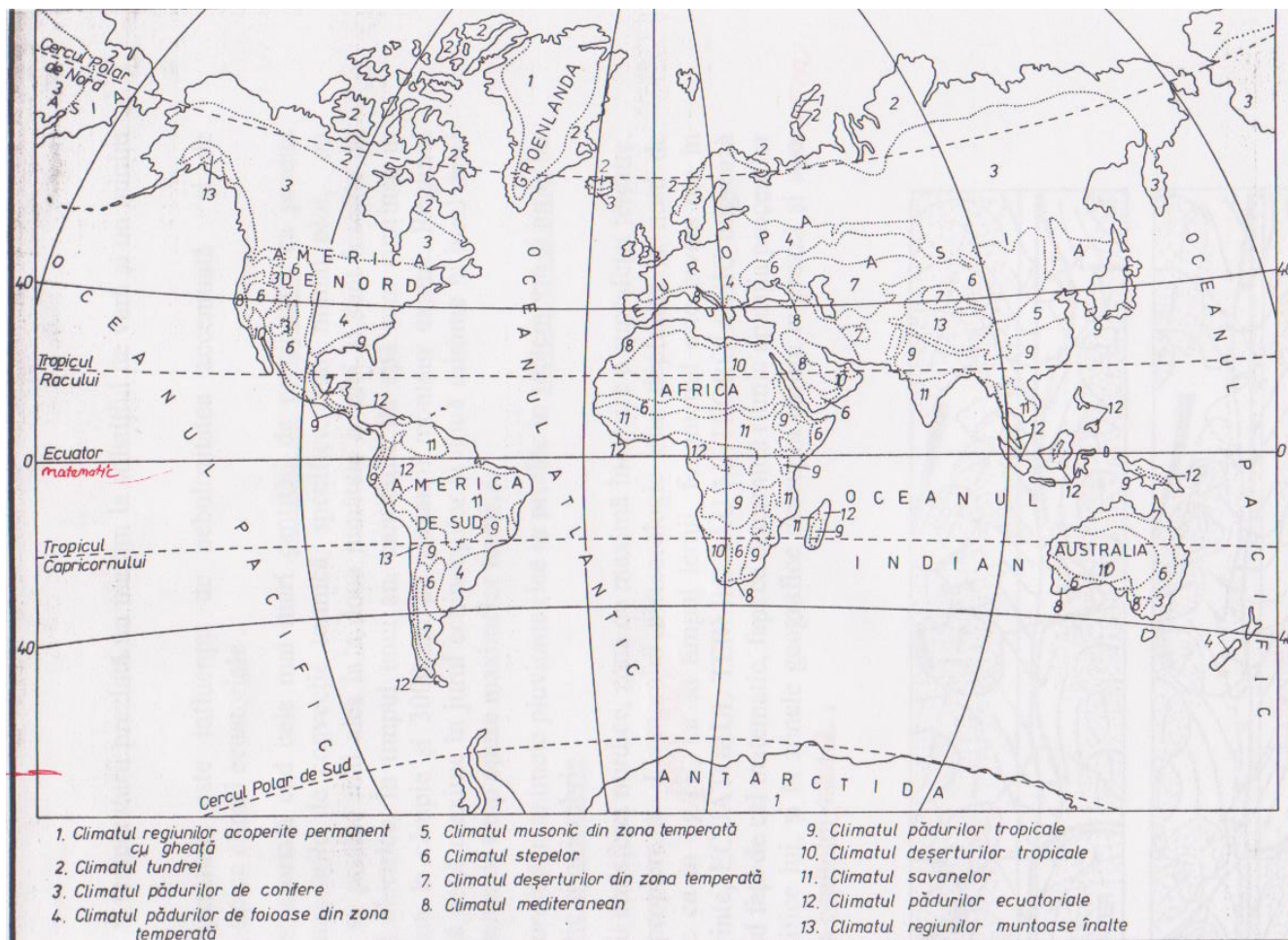


Fig.2 cap.6. Principalele climate ale Pământului și asociațiile vegetale specifice (L.C.Berg 1990)

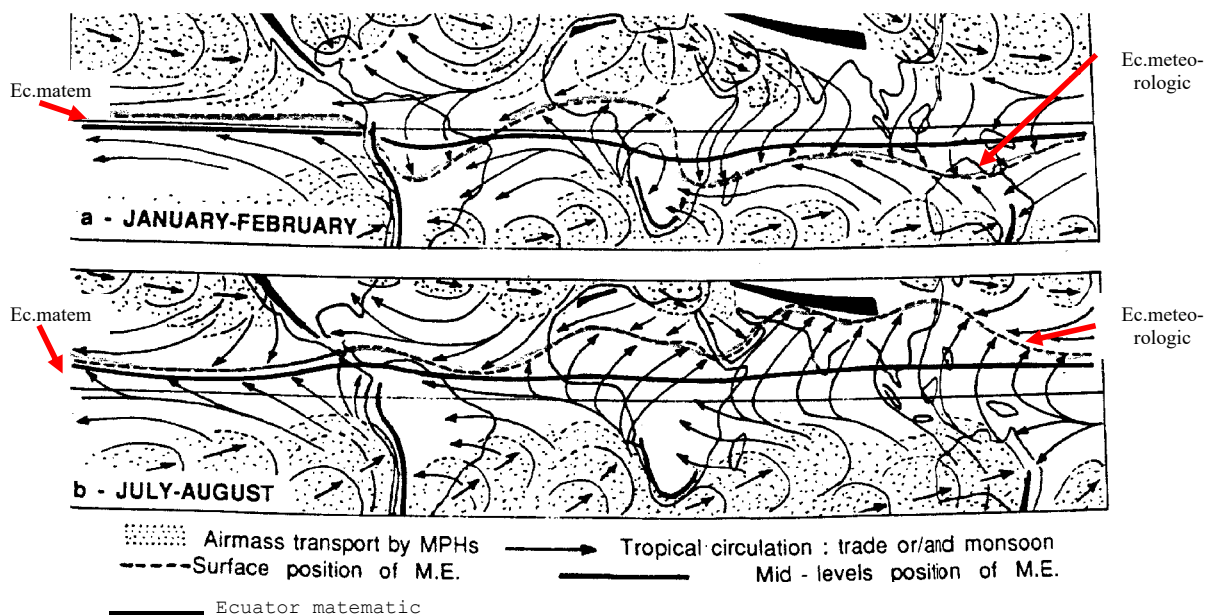


Fig.3 cap.6. Poziția Ecuatorului Meteorologic în lunile ianuarie-februarie (a) și iulie-august (b) față de Ecuatorul matematic – după Leroux M., 1996

Precipitațiile ajung până la valori de $1000 - 1500 \text{ mm/m}^2$, iar pe versanții munților expuși acestor vânturi musonice, pot atinge și $6000 - 10.000 \text{ mm/m}^2$ anual (cu mult mai mult decât în zona ecuatorială permanentă).

Iarna, în schimb, alternativ într-o emisferă sau alta, predomină transportul de aer dinspre TROPICE, vânturile caracteristice fiind ALIZEELE după cum urmează: alizeul de nord-est în emisfera nordică și alizeul de sud-est în emisfera sudică ne sugerează aceeași fig.3. De aceea umiditatea scade spectaculos în spațiul de latitudini cuprinse între 5° și 12° N și S, amplitudinea zilnică a temperaturii aerului crește, nu mai cad precipitații sau, dacă ele se produc, cantitățile de apă sunt nesemnificative; predomină cerul senin iar presiunea atmosferică este mai crescută decât în sezonul ploilor.

Se poate spune că, în subzona subecuatorială, se deosebesc două sezoane impropriu numite și anotimpuri, care pentru emisfera nordică sunt:

- unul ploios, care durează din mai până în octombrie, cu maxime de precipitații în iulie și august, să-i spunem anotimpul verii subecuatoriale;
- unul secetos, - din noiembrie până în aprilie, căruia nu-i putem spune deloc anotimp de „iarnă” și de aceea nici nu o facem!

În cadrul climei subecuatoriale se dezvoltă o vegetație caracteristică de savană alcătuită din plante ierboase și lemnoase adaptate regimului pluviometric sezonier (cu o jumătate de an secetă și o altă jumătate abundență de precipitații, la temperaturi ridicate tot anul); este vorba despre ierburi înalte (graminee) în care se întâlnesc pâlcuri de arbori sau numai arbori specifici izolați, și tufișuri de arbuști ai locului. Dintre arbori, caracteristic este baobabul în savana africană și arborele butelie în savana australiană

sau sud-americană, cu trunchiuri foarte groase pentru înmagazinarea apei necesare în perioada secetoasă.

În afară de aceștia se mai întâlnește accacia în savana africană și eucaliptul în cea australiană.

În America de Sud și anume în Venezuela, savana se numește „lianos”, iar în Brazilia „campos”.

Savana este lumea ierbivorelor (antilopa, gazela, girafa, etc.) și a carnivorelor (leul - în Africa, tigru - în Asia, leopardul, pantera, etc.); aici mai trăiesc: elefantul, rinocerul, tapirul, iar în ape crocodilul și hipopotamul.

În savane predomină solurile roșii, lateritice roșii și solurile brune.

Savanele reprezintă teritorii economice importante pentru luarea în cultură a plantelor specifice.

Reperele geografice principale ale climatului subecuatorial tipic sunt (fig.2 cap.6 cifra 11 din legenda hărții): în Africa partea de nord și de sud a bazinului fluviului Congo (Sudanul și Angola), în America de Sud bazinul fluviului Orinoco și Podișul Guyanei la nord de Ecuator dar și Podișul Braziliei la sud de acesta; se mai întâlnește în vestul Madagascarului, în Podișul Decan al Indiei, în Insula Ceylon (Sri Lanka), în Peninsula Indochina și în Australia de Nord.

c) Clima tropicală

Spațiul geografic în care se manifestă clima tropicală se află cuprins, aproximativ, între latitudinile de 12° și 30° nord și sud de Ecuator. Aici predomină aerul tropical în tot cursul anului. Limitele acestor două subzone tropicale simetrice față de Ecuator, date de climatologi sunt numite în literatura geografică „fronturi tropicale”, în poziția lor mediată pentru timpul verilor celor două emisfere, iar limitele lor spre zonele temperate sunt date de cele două fronturi troposferice ale latitudinilor temperate, denumite, cu totul impropriu, „fronturi polare”, mediate pentru poziția lor de iarnă.

În climatul tropical se constată aproape aceiași temperatură ca și în cel ecuatorial și subecuatorial, cu deosebirea că diferența între luna ianuarie când temperatura aerului este de numai 9°C și iulie când ea este de 32°C este mult mai mare decât la Ecuator.

Ceea ce caracterizează clima tropicală pe continent este marea diferență de temperatură între zi (când se ating frecvent 45° - 50°C și chiar 55°C la umbră) și noapte (când se ating 0°C). Este bine de știut că ziua temperatura înregistrată nemijlocit pe sol, adică pe nisip, se ridică, uneori, la peste 80°C.

Cantitatea ploilor căzute într-un an este foarte mică, de ordinul a 100-200 mm/m². Ploile au caracter de averse. În unele regiuni tropicale, trec ani întregi fără să cadă o picătură de ploaie.

Climatul tropical continental este climatul caracteristic pustiurilor calde (fig.2 cap.6 poziția 10 din legenda hărții) ale planetei Pământ: Sahara, Libiei, Nubiei, Arabiei, precum și deșertului Mohave și Gila din bazinul inferior al fluviului Colorado, Atakama, Calahari, Marele deșert Australian, etc.

Vegetația care răzbește în aceste condiții climatice de mare uscăciune, cu temperaturi ridicate ziua și foarte scăzute noaptea este o vegetație efemeră, cu perioadă vegetativă scurtă, legată de căderea sporadică a precipitațiilor. Vegetația mai abundentă se dezvoltă numai în oaze și este legată de pânza de apă freatică. Oazele sunt populate, de aceea se întâlnesc mai ales plante cultivate, curmalul fiind pâinea beduinului sau a tuaregului, oamenii deșertului.

În cadrul climatului tropical se disting trei subtipuri: unul continental, care a și fost descris mai sus, al doilea tropical maritim prezent în partea estică a anticiclونilor oceanici de brâu tropical, iar al treilea tropical maritim care este tipic pentru partea vestică a acelorși anticiloni oceanici tropicali.

Revenind la climatul tropical maritim din partea estică a anticiclونilor oceanici, trebuie spus că în partea estică a oricărui anticilon de brâu tropical, stratul inferior al troposferei alimentat de alizeu, este relativ mai rece și foarte stabil; deasupra acestuia circulă însă un aer mai cald, încălzit adiabatic datorită mișcărilor descendent-centrifuge specifice anticilonilor. În felul acesta se produce constant o inversiune de temperatură nu departe de sol, pe coloana de aer. Din păcate ea se află însă mai jos de nivelul de condensare al vaporilor de apă conținuți, fapt care împiedică formarea ploilor deși aerul este destul de umed. Ploile apar numai accidental și anume atunci când în zonă trec cicloni tropicali care nu au legătură cu circulația aerului specifică locului, nu se succed deci sistematic.

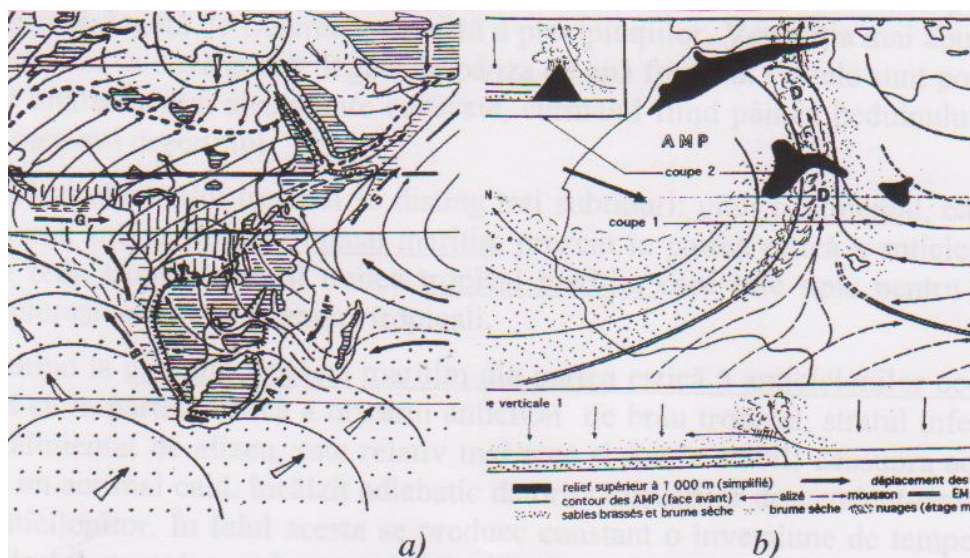


Fig. 4 cap.6. Circulația aerului la suprafața Africii în timpul verii (a)

Cu linie întreruptă groasă este indicată poziția Ecuatorului Meteorologic. Săgețile cu bază lată, de culoare albă, indică deplasarea Anticiclونilor Mobili Polari (AMP), iar săgețile cele mai subțiri reprezintă alizeele sau musonii. Săgețile notate cu B – Curentul oceanic al Benguelei, G – Curentul Guineii, M – Mozambicului, S – Somaliei, A – Acelor, C – Curentul Canarelor

b) detaliu pentru Africa Septentrională (după Leroux M., 1996)

- Reperete geografice tipice pentru acest tip de climă sunt: în Africa- Senegal, pe coasta de vest a Australiei și pe țărmul Americii de Sud până la 5° și 30° latitudine sudică.

Al treilea subtip climatic tropical se află în partea de vest a anticiclونilor calzi oceanici. Aici inversiunea de temperatură produsă din aceeași cauză globală se află însă deasupra nivelului de condensare. În aceste condiții alizeul care a trecut pe deasupra oceanului devine foarte umed determinând formarea și căderea precipitațiilor pe țărmurile vestice ale continentelor ce încadrează Oceanul Atlantic și Pacific, mai ales când ele au un relief înalt. De aici decurge și paradoxul că, în regiunile muntoase tropicale, precipitațiile pot ajunge la aceleași valori cantitative ca și în regiunile cu climă ecuatorială (de exemplu, insula Hawaii are media anuală a precipitațiilor de 1000 mm deși se află pe același TROPIC pe care se înșiruie, ca măgelele, marile deșerturi calde ale Terrei).

Teritoriile geografice de reprezentare sunt: partea de sud a Mozambicului și Transvaalul în Africa, insula Madagascarul, Paraguayul, partea de vest a bazinului Paranei în America de Sud.

Vegetația este de tranziție și ea se dispune funcție de repartitia cantitativă a precipitațiilor, începând cu cea de stepă, trecând la cea de savană ajungând chiar la cea de pădure tropicală (fig.2 cifra 9 din legenda hărții).

În concluzie, climatele ecuatorial, subecuatorial și tropical, cu cele trei nuanțări, aparțin zonei calde a Pamântului, zonă care se extinde de o parte și de alta a Ecuatorului matematic până la aproximativ 30° latitudine sau altfel spus până unde se pot trasa, ca limită convențională, izotermele anuale de 20°C, la nivelul suprafeței terestre.



6.2.2. Zona temperată a planetei și tipurile sale climatice

Această zonă se întinde aproximativ între paralelele de 30° și 60°C* latitudine nordică și sudică sau, cum spun unele tratate de climatologie, „între izoterma anuală de 20°C și izoterma de 10°C a lunii celei mai calde din an” pentru fiecare emisferă în parte.

Clima temperată este caracterizată printr-o intensă circulație atmosferică în plan orizontal (adectivă) și printr-o mare varietate a formelor barice. Procesele adective sunt rapide, dau naștere fronturilor atmosferice (frontogeneză) ori duc la stingerea acestora (frontoliză), au loc transformări semnificative ale maselor de aer, etc. Toate acestea imprimă vremii un caracter deosebit de schimbător de la un anotimp la altul și uneori de la o zi la alta. Din această cauză și climatele acestor zone geografice sunt

* în emisfera sudică, continentele nu depășesc paralela de 56° sud

foarte variate. După felul cum sunt răspândite și îmbinate elementele meteorologice, care o definesc clima temperată cuprinde mai multe tipuri caracteristice și anume:

a. Clima temperat-caldă supranumită și „subtropicală” sau „mediteraneană”

Ceea ce este îndeobște cunoscut sub denumirea de “CLIMĂ SUBTROPICALĂ”^{**} caracterizează numai regiunile geografice situate între paralele de 30° și 40° latitudine nordică și sudică.

După coordonate, această subdiviziune climatică aparține zonei temperate, după trăsături ea face trecerea între zona caldă a planetei și cea temperat - propriu-zisă. Se mai numește și climă mediteraneană, deoarece este foarte bine exprimată în teritoriile geografice din jurul Mării Mediterane. Astfel, aici, în cursul verii, predomină advecția de aer dinspre Sahara (dinspre Africa de Nord în general), de aceea europenii numesc „aer tropical” produsul acestor advecții, chiar dacă el nu vine direct de la Tropice. Iarna însă, în domeniul climatului în discuție, predomină transportul de aer dinspre nord numit impropriu polar deși el provine de la latitudini de 50°-60°N, deci de la latitudini temperate, prin definiție și nu direct de la Pol.

Clima subtropicală sau mediteraneană se caracterizează printr-o temperatură medie anuală de 16°C, cu mult mai scăzută decât cea a climatului tropical și tinzând spre o asemănare evidentă cu cel temperat propriu-zis.

Temperatura medie a lunii celei mai calde variază între 22° și 28°C iar a lunii celei mai reci nu ramâne mult peste 0°C.

Iernile sunt destul de blânde, dar verile sunt foarte călduroase, toride chiar, temperatura maximă ajungând și depășind adeseori 40-45°C în iulie.

Precipitațiile, mai ales averse, au două maxime și anume la sfârșitul toamnei și respectiv primăvara. Cantitativ ele variază foarte mult ca distribuție, între 300 și 1000 mm aceasta depinzând de condițiile de relief, de expunere, etc. În timpul verii, însă seceta poate dura 2 - 3 luni.

În ceea ce privește vânturile, ele nu au o dominanță constantă pentru că provin fie din domeniul alizeelor, care aduc secetă, fie din domeniul vânturilor de vest care aduc precipitații.

Vegetația naturală caracteristică climatului subtropical, mediteranean este cea de tip macchis, respectiv desișuri de arbuști cu frunze permanent verzi. Plantele prezintă adaptări pentru a rezista la seceta din timpul verii. Aria climatului mediteranean nu este lipsită nici de păduri de esențe termofile, acolo unde precipitațiile sunt mai abundente, aceasta îndeosebi în cadrul reliefului mai înalt (simbolul pierdut datorită omului fiind cedrul de Liban).

Plantele de cultură domină astăzi peisajul mediteranean prin mari sau modeste dar frecvente, plantații de măsline, smochin, migdal, viță de vie și mai ales citrice.

^{**} de aceea este nepotrivită denumirea “anticlilonilor de brâu tropical” studiați anterior, drept “anticlioni subtropicali”, numai pentru că ei depășesc (cu periferia lor !) linia Tropicelelor spre nord în emisfera nordică și spre sud în cea sudică.

Repartiția geografică este discontinuă (fig.2, cap.6, indicele de legendă nr.8) clima mediteraneană tipică fiind caracteristică numai Spaniei de sud-est, Franței sudice, Italiei peninsulare și insulare, Greciei, Africii de nord-vest, insulelor Azore, coastei Californiei, coastei chiliene, extremității de sud a Africii și coastei de sud-vest a Australiei.

Sub influența diferiților factori geografici modificatori, în cadrul climei subtropicale se dezvoltă unele varietăți climatice, subtipuri pregnante, le-am considera noi. Astfel, în interiorul continentelor, sau din cauza poziționării reliefului major terestru ca baraj în calea aerului umed, cantitățile de precipitații se pot reduce simțitor, realizând varietatea stepică a climatului mediteranean, cu veri toride și ierni reci și uscate. Această varietate există în realitate și se întâlnește la limita de nord a Saharei, la marginea apuseană și răsăriteană a Arabiei, în Podișul Anatoliei, în Iranul de Sud, în partea de sud a deșerturilor australiene. Temperatura medie a lunii iulie este aici de 28°C până la 30°C iar valorile concrete se pot apropia de 46-47°C. Vegetația caracteristică este stepa cu tufișuri.

Pe de altă parte, în alte areale condiționate geografic de influența oceanului și a curenților oceanici reci, se poate dezvolta o varietate opusă celei de mai sus și anume cu veri răcoroase și ierni blânde, respectiv varietatea oceanică a climatului mediteranean. În acest caz, vara temperatura medie a lunii celei mai calde este cuprinsă numai între 14° și 22°C, precipitațiile cad în cantități suficiente, iar maximum se atinge iarna. Această varietate este caracteristică țărmurilor pacifice ale Statelor Unite (statele California, Oregon, Washington), dar și statului Chile, extremității sudice a Africii de Sud și respectiv a Australiei.

- Tot în cadrul climei subtropicale se întâlnește al treilea subtip și anume cel al pădurilor subtropicale. Aici iernile sunt relativ calde (pentru o zonă temperată) temperatura lunii celei mai reci fiind de peste +2°C, iar verile sunt călduroase și cu precipitații abundente. Cad anual în medie 1000 mm, iar în condițiile de expunere favorabilă, chiar peste această valoare.

Vegetația caracteristică este pădurea alcătuită dintr-o mare varietate de specii cu frunze permanent verzi, uneori pădurea de amestec sau alteori, cum ar fi în Transcaucazia, pădurea de foioase cu frunze căzătoare (carpen, stejar, frasin, castan comestibil, tei, arin, etc.).

Printre plantele de cultură aici este preferat ceaiul, orezul și bumbacul.

Repartiția geografică a acestei varietăți climatice este discontinuă și discretă cu valoare de areal și anume: în partea apuseană a Transcaucaziei, pe țărmul sudic al Mării Caspice, în nordul Indiei, în China de Sud, Japonia de sud, pe țărmul de nord-est al Australiei, pe litoralul Golfului Mexic, în statele din sud-estul SUA, dar și în Paraguay, Bolivia, Brazilia de sud-est, sau în podișurile înalte ale Abisiniei, în Angola sau în Transvaal-ul Africii de Sud.

b. Clima temperat - propriu-zisă

Este caracteristică regiunilor cuprinse în general între paralele de 40° și 55° latitudine nordică și sudică. Clima temperat propriu-zisă se caracterizează prin prezența netă a patru anotimpuri dintre care iernile sunt în general lungi, reci și cu

precipitații neregulate. Statistic vorbind, temperatura medie a lunii celei mai reci nu coboară totuși* sub -3°C , iar a lunii celei mai calde nu coboară sub $+10^{\circ}\text{C}$ dar poate depăși ușor $+20^{\circ}\text{C}$.

În emisfera sudică acest tip de climă este foarte puțin dezvoltat, comparativ cu cea nordică deoarece continentele se îngustează foarte mult până să ajungă la latitudinile specifice anterior menționate. De exemplu, continentul America de Sud nu depășește paralela de 56° latitudine sudică, Australia - în sudul insulei Tasmania abia atinge $43^{\circ}37'$ iar Africa ajunge numai până la $34^{\circ}51' \text{ S}$.

În emisfera nordică însă, blocurile continentale predomină, încălzindu-se vara puternic și răcindu-se mult iarna, de aceea, **în cadrul climei temperat – propriu zisă se disting net, pentru emisfera nordică, două subtipuri: cel oceanic și cel continental.**

Clima temperat - propriu zisă cu influențe oceanice este caracteristică pentru extremitățile vestice ale continentelor, deoarece aici predomină vânturile de vest și precipitațiile abundente.

Pentru Europa de Vest**, cu precădere, influența oceanului face ca variațiile termice anotimpuale să fie foarte ponderate. Astfel, temperatura medie anuală este de 7° până la 10°C , în cadrul căreia apar valori medii de 18°C pentru luna iulie și de 5°C pentru luna ianuarie. În aceste condiții, amplitudinea ei anuală este de 6° până la 14°C . Comparativ cu interiorul continentelor, iarna este relativ caldă iar vara răcoroasă. Cantitățile medii anuale de precipitații gravitează în jurul valorii de 700 mm cu o distribuție diferențiată însă altitudinal.

Vegetația caracteristică, deci cea naturală inițială, este reprezentată prin pădurile de foioase în care predomină fagul sau cea a pajiștilor. Antropizarea milenară a modificat însă radical vegetația naturală inițială, astăzi predominând plantele de cultură.

Repartiția geografică a acestui subtip climatic (fig.2, cap.6) este următoarea: în Europa de vest se întâlnește în Franța, Belgia, Olanda, Danemarca, Anglia, Novergia, apoi în partea de nord a litoralului pacific al Americii de Nord - în limitele latitudinilor tipice climei temperate (adică între 40° și 50° sau 55°N) - ca și în America de Sud în Argentina și în vestul Noii Zeelande.

- Deosebită de clima temperat-oceanică a țărmurilor vest- continentale, există o altă varietate de climă temperat-oceanică, caracteristică țărmurilor estice ale aceluiași continente, unde însă temperatura medie anuală este de numai 0°C până la 2°C . Este vorba despre Orientul îndepărtat al Comunității Statelor Independente din Asia și de Peninsula Labrador și țărmul Golfului Hudson din continentul nord american. În aceste teritorii, iarna predomină transportul unor mase nordice de aer foarte rece, AMP-uri succesive fiind cele care provoacă răcirii succesive deci scăderi mari de temperatură și cantități mici de zăpadă; vara din contră, ciclonii care iau naștere aici sau care sunt în tranzit pe aici, aduc o mare cantitate de precipitații de aceea, vara este ploioasă și cu

* comparativ cu clima temperat rece

** caracterizarea climatică expusă în continuare este valabilă pentru toate regiunile geografice vest-oceanice ale emisferei nordice, unde ea se întâlnește

temperaturi moderate, argumentând afilierea acestor teritorii la climatul temperat-oceanic propriu-zis, varietatea est-continentală pentru emisfera nordică.

Predomină vegetația forestieră.

Clima temperat-propriuzisă cu influențe continentale sau, mai simplu, **clima temperat-continentală** cum se folosește în Europa este caracteristică regiunilor din interiorul continentelor situate, aleatoriu, între 40 și 50°- 55⁰ latitudine nordică.

Este caracterizată prin veri foarte călduroase și ierni foarte friguroase, chiar geroase.

Temperaturile medii multianuale de vară ajung până la 20°C, maximele depășind real 40°C mai ales în ultimii 7 ani. Temperaturile medii de iarnă coboară sub -1°C -3°C dar minimele concrete ajung uneori și la -40°C.

În regiunile cu climă temperat continentală, vânturile cele mai frecvente sunt cele de nord sau nord-est care însoțesc, iarna, geruri mari, zăpezi și viscole, iar vara caniculă și uscăciune.

Ploile sunt neregulate și de scurtă durată, cu un maxim în timpul verii cauza fiind advectiono-dinamică deci convecție frontală sau post frontală. Cantitățile medii anuale de precipitații se situează între 400 și 600 mm, cu valori mai mari în zonele montane.

Vegetația caracteristică este foarte variată: de la cea de stepă și silvostepă, până la cea a pădurilor de foioase și conifere, se ajunge la suprafețe întinse de semipustiuri și “pustiuri reci” numite așa pentru că sunt în afara brâului “pustiilor calde” tropicale.

Stepele (fig.2 din acest capitol poziția 6 din legenda hărții) se întâlnesc în partea europeană sudică a Câmpiei Ruse, în nordul Mării Negre și Mării Azov, în bazinul mijlociu al Volgăi, la poalele nordice ale Caucazului, în Kazahstanul de Nord, în Mongolia sau în statele apusene ale Statelor Unite ale Americii, până la baza Munților Stâncoși (între 40 și 50° uneori chiar 55⁰ latitudine nordică sau sudică).

Revenind asupra spațiilor geografice semideșertice și deșertice de latitudini temperate precizăm că acolo regimul pluviometric este parțial sau total degradat, fie din cauza izolării lor (prin barajul natural al reliefului), fie datorită depărtării reale de mări și oceane.

Climatul acestora se caracterizează prin precipitații reduse, 200-300mm în cazul semideșerturilor sau prin lipsa cvasitotală a acestora în cazul deșerturilor. Repartiția lor geografică este următoarea: în Asia semideșertul Astrahan și cel din nordul și nord-estul Mării Caspice, semideșerturile de la marginea stepelor kirghize (la sud de paralela de 50° latitudine nordică) apoi, Deșertul Turan și Deșertul Takla-Makan din Turkestan, etc. În America de Nord deșerturile din bazinul mijlociu al fluviului Colorado (Gila, Mohave), Deșertul Marelui Lac Sărat, Deșertul și semideșertul Patagoniei estice din America de Sud (fig.2, din acest capitol, poziția 7 din legenda hărți).

Revenim în deșerturile și semideșerturile Asiei Centrale pentru a sublinia că temperatura medie a lunii iulie, este cuprinsă acolo între 25° și 32°C, dar maximele zilnice depășesc în iulie adeseori 50°C (ca și în deșerturile tropicale); în ianuarie însă

temperatura medie variază numai între 3° în sudul zonei și -10° în nordul său (ceea ce la Tropicile nu se întâlnește).

Deșerturile și semideșerturile din zona temperată sunt bordate în cele mai multe cazuri de stepe și silvostepe, acestea făcând trecerea spre subzona pădurilor temperat - propriu-zise.

De aceea revenim cu o nuanțare și anume, în zona climei temperat-propriu-zise se află un domeniu întins, cel al pădurii de foioase (fig.3, Cap.4.2.1. poziția 4 din legenda hărții), mai ales stejar și fag, al celei de amestec și chiar de conifere (în etajarea pe verticală). Pădurea de foioase a fost remarcabilă ca întindere până în era modernă atât în Europa Centrală cât și în cea de vest (aici predominând fagul). Prezente și în Europa răsăriteană aceste păduri se întindeau în nord până la limita sudică a taigalei, adică a pădurii de conifere tipice altei categorii climatice și anume climei temperat – rece.

Pădurile de foioase din domeniul climei temperat propriu-zise se găsesc pe areale întinse în Siberia apuseană și în America de Nord, aici apărând la sud de paralela de 50° și la est de meridianul 100° (poziția 4 din legenda hărții din fig.2 a acestui capitol).

În emisfera sudică, climatul temperat propriu-zise al pădurilor de foioase se întâlnește în America de Sud, pe cursul inferior al Paranei sau în partea de sud a statului Chile, precum și în Tasmania și Noua Zeelandă.

Aici în sud, clima este caracterizată prin ierni mai puțin aspre decât în emisfera nordică, cu ninsori relativ abundente și prin veri răcoroase. Temperatura medie a celor patru luni calde se ridică ușor peste $+10^{\circ}\text{C}$ însă nu depășește 22°C ; în mod concret însă, toate aceste fapte mediate statistic au intensitate variabilă și ritm rapid de înlocuire impuse de rapida succesiune a maselor de aer în emisfera sudică, de influența dominantă a oceanului și mai modestă a reliefului terestru, etc.

c. Clima temperat - rece

Este caracteristică teritoriilor geografice situate în general între paralele de 50° sau 55° și 60° - 63° nord și sud. Corespunde celebrei TAIGA - pădurea seculară rece, sora mai bine conservată a pădurii ecuatoriale sau cel de-al doilea mare „plămân” al planetei. Este o asociație formată din brad, molid și alte conifere care fac bogăția inestimabilă a unor țări ca: Norvegia, Finlanda, Rusia, Canada, și SUA (prin statul Alaska) situate total sau parțial între latitudinile menționate (fig.2, capitolul de față poziția 3 din legenda hărții).

Așadar taigaua corespunde, în cea mai mare parte, tipului de climă temperat rece, care se poate caracteriza prin: veri cu indulgență numite „relativ” calde (luna iulie având temperatura medie peste $+10^{\circ}\text{C}$, fără a depăși $+20^{\circ}\text{C}$), și ierni geroase. Precipitațiile cad mai ales vara, media anuală a lor fiind cuprinsă între 300-600 mm.

d. Clima temperat continentală de tranziție

Este bine definită pe continentul Europa, de către climatologii europeni dar nu apare și pe harta globală din fig.2 a acestui capitol. Este vorba de spațiul central

european deasupra căruia are loc interferența* între clima temperat-oceanică din țările vestice și cea temperat continentală cu nuanțe de excesivitate proprie celor est-europene. Toate țările Europei centrale se află deci în acest subtip climatic; este și cazul României situată în sud-estul Europei Centrale. Vom reveni în capitolul următor.



6.2.3. ZONA RECE

Clima rece

Este caracteristică regiunilor polare și subpolare adică teritoriilor geografice situate convențional între Cercul Polar de Nord și de Sud (60° - 63°) și 90° latitudine nordică și sudică. După durata și asprimea iernilor, clima rece se divide în climă subpolară (subarctică în nord și subantarctică în sud) și polară (arctică în nord și antarctică în sud).

Iată prezentarea lor pe scurt:

a) Clima subpolară sau clima de tundră (fig.2, cap.6, poziția 2 din legenda hărții) este caracteristică teritoriilor geografice situate aproximativ între 60° - 63° și 70° latitudine nordică și sudică, cuprinzând implicit extremitățile nordice ale Europei, Asiei, Americii de Nord, arhipelagul din nordul Canadei precum și o fâșie de la periferia Groenlandei. În emisfera sudică suprafețele sunt mai puțin întinse, este vorba despre insule ca Falkland, Orkney, Georgia de sud, Kuerguelen, etc.

Iernile sunt lungi și geroase iar verile sunt scurte și răcoroase comparativ cu zona temperată. Temperatura medie a lunii celei mai reci poate coborî până la -50° și chiar până la -55°C , iar temperatura medie a celei mai calde luni nu depășește $+10^{\circ}\text{C}$ - $+12^{\circ}\text{C}$. Media anuală a precipitațiilor este redusă la numai 150-300 mm. Vânturile de mare intensitate sunt foarte frecvente.

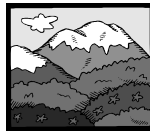
Vegetația tipică este aceea de **tundră** adică ierboasă, pitică, în care specifice sunt turbele, mușchii sau lichenii numai pe văi sau la periferia sudică putând supraviețui arbuști sau arbori pitici de climă rece, tundra fiind, în general, lipsită de arbori.

b) Clima polară (fig.2, cap.6, poziția 1 din legenda hărții) este caracteristică, în emisfera nordică, Groenlandei (cu excepția unei fâșii marginale înguste de numai 30-150km, unde este subpolară), Arhipelagului Frantz-Josef, Insulelor Severnaia Zemlea, părții nordice a Insulei Novaia Zemlea, arhipelagului Canadian și Calotei Polare. În emisfera sudică Antarctica are în totalitate acest climat.

* în sensul de întrepătrundere spațio-temporală, de întâlnire, de înlocuire sau chiar de ciocnire a unor mase de aer oceanice cu altele continentale care impun un aspect sau altul, dominantă fiind însă circulația generală de vest

Clima polară este foarte aspră, aceasta datorită în primul rând unghiului mic sub care cad (sau nu!) razele Soarelui. În aceste ținuturi, chiar și temperatura lunii celei mai calde este cu mult sub 0°C, ceea ce determină menținerea înghețului permanent. Pe calota de gheață a Groenlandei, deci la altitudinea de 3000 m, temperatura medie a lunii ianuarie este de circa -50°C, iar a lunii iulie de -11°C ... -15°C, încât media anuală devine -30°C. În celelalte regiuni cu climă polară, temperatura medie se menține între -20° și -25°C. Cantitatea medie anuală a precipitațiilor* variază între 100-200 mm și numai în Groenlanda Centrală ajunge până la 300 mm; în Antarctica, precipitațiile sunt și mai reduse de numai 20-50 mm un desăvârșit deșert alb.

Zona polară este zona înghețului permanent, de aceea clima polară se mai numește și clima înghețului veșnic.



6.2.4. Clima montană

Se individualizează ca tip aparte în natură, în afara tipurilor globale de climă descrise anterior și este specifică tuturor masivelor sau lanțurilor muntoase înalte ale Terrei, indiferent de latitudine. Este vorba despre o climă cu totul deosebită, numită generic: climă de munte, sau clima înălțimilor sau clima alpină. Se caracterizează prin temperaturi medii anuale scăzute, prin amplitudine termică anuală mare de până la 30°C, prin umiditate relativ mare, precipitații predominant sub formă solidă, prin ierni lungi, geroase cu zăpadă multă și veri scurte. Toate aceste trăsături, precum și limita altitudinală până la care se întâlnește această climă depind direct de poziția geografică a muntelui față de Ecuator, Tropice sau Poli ca și de înălțimea, masivitatea, orientarea, depărtarea de mări și oceane, de izolarea acestuia (fig.2, cap.6, poziția 13)

În profilul climatic al unui masiv muntos (fig.5, cap.6) înalt se regăsesc următoarele etaje climatice pornind dinspre vârf spre bază și anume:

- Etajul ghețarilor și al zăpezilor permanente, zăpezi ce se acumulează prin ninsoare în cea mai mare parte a anului, zonă a ghețarilor și a limbilor acestora care produc grohotișuri și formează morene.

- Etajul alpin situat sub precedentul are temperaturi medii anuale mai ridicate (decât cel al ghețarilor) ceea ce favorizează existența pajiștilor alpine (supranumite și stepe reci) cu asociații de ierburi scunde și stâncării.

- Etajul subalpin - format din vegetație ierboasă pitică dar din loc în loc și cu tufărișuri de ienupăr, sălcii și mesteceni pitici. Acest etaj face trecerea mai jos spre pădurile de conifere.

- Etajul pădurilor - are un climat de munte mult mai umed și mai blând termic aproape 4 luni pe an înregistrându-se o temperatură medie de peste +10°C, iar în iulie aceasta putând depăși +15°C.

* egale cu cele căzute în deșerturile "calde" ale Pământului

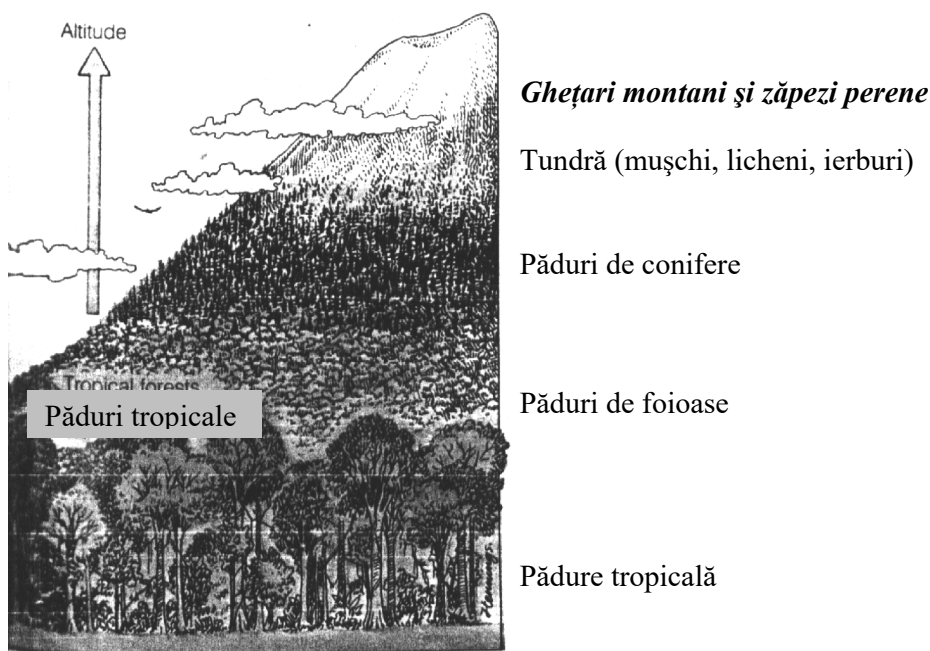


Fig.5, cap.6. Etajarea vegetației în funcție de zonarea climatică impusă de creșterea altitudinală pe un masiv muntos ipotetic

În țara noastră, clima montană este incomplet reprezentată ca etaje succesive datorită taliei medii a Munților Carpați (comparativ cu Kilimangearo, spre exemplu) și latitudinii de 45°N care exclude prezența pădurii tropicale.

Numai în masivele Godeanu, Țarcu, Retezat, Parâng, Făgăraș, Bucegi, Calimani și Rodna sunt bine reprezentate etajele: alpine, subalpine și de pădure.

Astfel, în România, etajul climatic alpin se identifică pe culmile cele mai înalte la altitudini de 2200 m în Carpații Meridionali și de 1970-2000 m în nordul Carpaților Orientali. În această zonă nici o lună nu depășește temperatura medie de 10°C, iar temperatura lunii celei mai reci se află sub -10°C.

În Carpații Românești, la peste 1800 m altitudine, durata iernii ajunge până la maximum 8 luni. Temperatura medie anuală este în general scăzută (pe Vârful Omu, la 2500 m, este de -2,8°C).

Etajul subalpin îl succede pe cel alpin în jos, având ca limită inferioară altitudini de 1300-1600 m în masivele Rodna și Căliman și 1600-1800 m în Făgăraș și Retezat. Izoterma anuală de 7°C ar corespunde aproximativ cu această limită. Iarna durează 5-6 luni, iar precipitațiile ajung până la 1000-1200 mm anual, mai mult decât în zona alpină

Etajul pădurii montane este foarte bine reprezentat în Carpați.

*

* *

Să reținem că, în cadrul acestei zonări climatice globale fiecare continent și fiecare țară își are detalierea sa. Unitatea se poate reface oricând deoarece metodele climatologice de operare statistică a datelor brute de lucru sunt unitare și obligatorii.

Vă amintiți desigur cum, atunci când ați învățat geografia continentelor ați învățat încadrarea lor climatică reluată apoi pentru fiecare țară în parte. Așa vom face și noi în continuare, ne vom ocupa de Clima României ca de un al doilea „produs” al climatologiei de interes pentru ecologi.

Vă atrag atenția că aceasta este menirea de bază a climatologiei ca domeniu de studiu meteorologic: diagnoza permanentă a mersului vremii pe șiruri lungi de ani, medierea valorică a parametrilor care o caracterizează și surprinderea sensului acestora în cadrul variabilității climatice naturale și nicidecum emiterea de prognoze apocaliptice despre sfârșitul lumii în 2050 sau 2100 din cauze antropice !!

Acest aspect climatologic predicționar aproape inexistent până în anii 1990 a explodat în jurul anului 2000 și după iar până astăzi a fost distorsionat deoarece a scăpat de sub controlul științific pur, produsele predicționare ale specialiștilor devenind bombe media aruncate pe fel de fel de „fronturi de luptă” de loc meteorologică !

CAPITOLUL 7

CLIMA ROMÂNIEI – ASPECTE DE INTERES ECOLOGIC

7.1. Punerea problemei

Pentru a înțelege denumirea corectă, dar aparent greoaie, a climei României să ne reamintim subdiviziunile zonei temperate a climatelor planetei, zonă cuprinsă aproximativ între latitudinile* de: 30° și 60°-63° latitudine nordică și sudică:

a) clima temperat-caldă** între 30° și 40° latitudine nordică și sudică; se mai numește „mediteraneană,, sau „subtropicală”;

b) clima temperat propriu-zisă: între 40° și 50° ... 55° latitudine ;

c) clima temperat-rece: între 50° și 60°...63° latitudine nordică și, respectiv, între 50° și 56° latitudine sudică.

În ceea ce privește clima Europei, ea este preponderent temperată datorită latitudinilor extreme între care se desfășoară continentul (convenabile acestei clime) fig.1, cap.7.

- Continentul Europa situat în emisfera nordică a planetei are cel mai dantelat contur continental, cu multe peninsule și mări marginale pe laturile sale vestice, nordice și de sud dar este complet sudat la Asia pe latura sa estică prin lanțul Munților Ural, orientat nord-sud.

- România este amplasată adânc în corpul Europei, aflându-se la distanța de aproximativ 2900 km față de Oc.Atlantic sau de Mții. Ural și la circa 900 km în linie dreaptă față de Marea Mediterană. Clima României va purta de aceea, implacabil, pecetea continentalității de tip central european fapt ce trebuie reținut de la început (fig.1, cap.7). Nu este vorba deci despre un continentalism de tip ruso-siberian ajuns până la noi și nici măcar de unul est-european (adică legat de Câmpia Rusă europeană) cum se vehicula în multe publicații trecute, ci *provine dintr-o dominantă vestică*** a circulației aerului troposferic și în nici un caz estică.*

* Incadrările latitudinale ale acestui capitol, ca și în cazul capitolului 6, trebuie interpretate ca având sens aleator-didactic și nu ca limite stricte , pentru că în realitate ele sunt adeseori depășite într-un sens sau altul din cauze geografice obiective (nu din cauzele genetice ale climei)

** Denumirile sugerează sensul subdivizării climei de bază care este cea temperată.

*** “Dominanta vestică” presupune și derivatele nord-vestică și sud-vestică ale circulației aerului în zona de interes

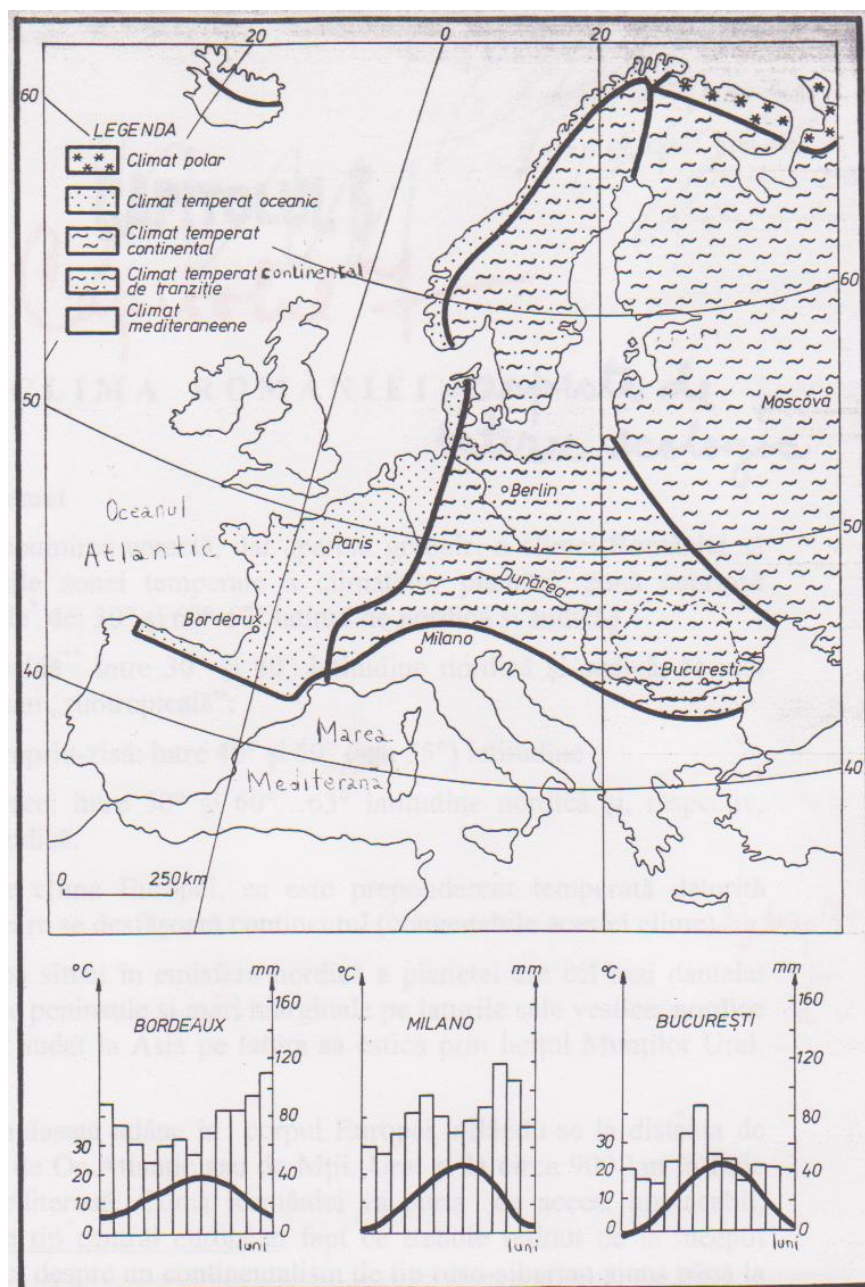


Fig.1, cap.7. Domeniile climatice din Europa și climatogramele reprezentative paralelei 45°N

Să ne reamintim că suprafața României este de 238.391 km² iar coordonatele sale extreme sunt:

- în desfășurare latitudinală: între 43°37' latitudine nordică pe Dunăre, în sudul extrem și 48°15' în nordul extrem, cu o diferență semnificativă de 4°38', care implică

micșorarea sensibilă a unghiului sub care cad razele solare în nordul țării față de sud (cu $1^{\circ}8'$).

- în desfășurare longitudinală: între $20^{\circ}15'$ la Beba Veche în vestul extrem și $29^{\circ}41'$ la Sulina în estul extrem, România acoperă circa 9° de longitudine. De aceea Soarele răsare cu circa o jumătate de oră (mai precis cu 38 minute) mai devreme în estul extrem al țării față de vestul său, distanța între ele fiind de 650km în linie dreaptă.

Această amplasare ar fi cauza majoră pentru care, ***clima țării noastre este TEMPERATĂ DE TIP CONTINENTAL DE TRANZIȚIE*** ca de altfel a întregii Europe Centrale după cum se afirma în capitolul precedent (fig.2, cap.7). Mai clar, ***ROMÂNIA ARE O CLIMĂ TEMPERAT-CONTINENTALĂ DE TRANZIȚIE ÎNTRE CLIMA TEMPERAT-OCEANICĂ A VESTULUI EUROPEAN ȘI CLIMA TEMPERATĂ DAR PRONUNȚAT CONTINENTALĂ CU ACCENTE EXCESIVE A ESTULUI CONTINENTAL***. Implicit, clima României nu poate aparține nici uneia dintre cele două subdiviziuni amintite ale climei temperat-propriu-zise tocmai pentru că interferența lor în spațiul central - european o creează pe a treia.

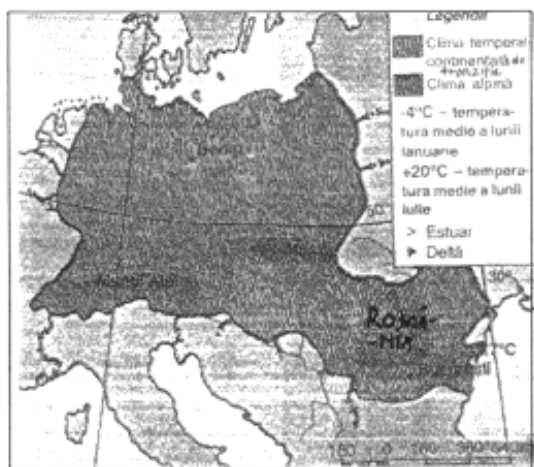


Fig.2, cap.7. Europa Centrală – delimitare schematica

Urmărind caracteristicile elementelor climatice principale vom găsi suportul concret al definiției date, de: climă temperat-continentală de tranziție.

Nu vom analiza datele meteorologice zilnice ci numai acei indicatori sintetici care provin din medierea lor multianuală, realizată de climatologi. Ne vom ocupa de: 1- *temperatura medie anuală*, 2- *media lunii iulie* și respectiv 3- *media lunii ianuarie* și vom cita maxima și minima minimorum a României. Vom face același lucru cu *precipitațiile* și, deși mai greu de urmărit, cu *vântul*.

Prin urmare, clima României trebuie definită întotdeauna drept: **CLIMĂ TEMPERAT-CONTINENTALĂ DE TRANZIȚIE**, tranziția făcându-se între clima temperat - oceanică a Europei de Vest și clima temperată dar pronunțat continentală, cu accente de ariditate, a Europei de Est, adică a “stepelor ruse”, cum mai spun climatologii.

Această realitate decurge în primul rând din amplasarea geografică a țării noastre în partea sud-estică a Europei Centrale, conform hărții din fig.2, cap.7, la intersecția paralelei de 45° latitudine nordică cu meridianul 25° longitudine estică.

Aceeași cauză, amplasarea geografică, face ca subzona climei mediteraneene, supranumită clima temperat-caldă, cum a fost ea prezentată în capitoul anterior, să aibă un subprodus derivat, local, românesc, desigur cu totul incomplet ca “portret cadru” dar evident și de neneglijat, prin consecințe în: Banat, în vestul și nordul Olteniei dar cu radieri și în jur. Este vorba în primul rând de regimul precipitațiilor aici și implicit de scurgerea râurilor în zonă: ambele având doua maxime pe an și semănând bine cu sensul urmat de aceleași elemente de intercondiționare în climatul mediteranean propriu-zis. Trebuie precizat însă că numai regimul anual al temperaturii aerului⁶, deși mult mai blând decât în restul României, nu ar fi un argument suficient și nici concludent pentru invocarea oricăror similitudini între climatul din SV țării noastre și climatul temperat-cald supranumit mediteranean al Europei sudice. Nici noi nu susținem altceva decât existența, în context, a unui efect local, de protecție sau de expunere față de anumite mase de aer, efect subsumat cadrului climatic general pe care îl impune interferența circulațiilor de V, de E, de S sau de N dar cu o dominantă vestică, în provinciile sudice ale țării noastre.

Dacă admitem că sud-vestul țării este îndulcit climatic de către masele de aer de origine mediteraneană ajunse adeseori până la paralela de 45°N, atunci, trebuie să admitem și că o anume porțiune a Podișului Moldovei și anume, subdiviziunea sa, numită Podișul Sucevei, neprotejat fiind de Carpați în fața circulațiilor troposferice de nord, suferă influența repetată a invaziilor de aer mai rece, aer propriu subzonei climatului temperat rece, identificat în capitoul precedent, la nord de paralela de 50° a Europei. Adeseori penetrațiile de aer rece în Bucovina românească pot veni chiar de dincolo de Cercul Polar de nord. Acestea sunt realități aero-sinoptice de care nu țin seama însă, decât meteorologii previzionști care le iau în seamă în mod serios pentru a descifra mersul vremii atât de diferit în vestul sau sud-vestul țării față de estul și nord-estul său, etc.

Precizările anterioare, alese dintre multe altele, vin să susțină trăsătura de climă de tranziție a României, în domeniul general al climei temperat-continentale a Europei.

⁶ care ocupă primul loc în orice evaluare climatologică

7.2. Factorii care determină clima în România



Factorii majori care determină clima și care o mențin în timp sunt de natură: ① radiativă, ② dinamică și ③ fizico-geografică, în orice punct de pe glob și sunt cunoscuți sub numele de **factori genetici ai climei**.

① - Radiația solară, la nivelul paralelei de 45°N , este medie ca intensitate pe glob.

- Diferența de latitudine între sudul României (lunca Dunării) și nordul său fiind de aproape 5° , induce în mod natural o diferență de temperatură medie anuală de peste 2°C care devine cu mult mai mare la valorile zilnice concrete între aceste zone extreme.

② - Mișcarea maselor de aer (circulația aerului troposferic), între paralele 40 și 60° latitudine nordică este foarte variată ca sens dar, mediată an de an, ea are o dominantă exprimată prin sistemul vânturilor cvasi-permanente de vest chiar și în cazul României.

Masele de aer în mișcare sunt organizate în formațiuni barice ciclonice și anticiclonice care diminuează sau distorsionează temporar circulația vestică mediată climatologic fără a o anula sau fără a o înlocui ireversibil..

③ - Relieful major terestru influențează clima prin altitudinea sa (temperatura scade iar precipitațiile cresc cu altitudinea) prin masivitate și orientare. În cazul arcului carpatic, rolul său de baraj este foarte concret.

- Fragmentarea și complexitatea reliefului terestru impune diferențierea condițiilor de dezvoltare a proceselor și fenomenelor atmosferice, care se oglindesc, în final, în clima țării, în condițiile circulației troposferice date și a fluxului radiativ solar corespunzător poziției geografice a României la paralela 45° nord. Această conjugare se va exprima în mersul multianual al principalelor elemente climatice în România.

- Marea Neagră exercită o influență redusă asupra uscatului, numai printr-o circulație locală, cea a brizelor; acestea introduc componenta litorală de circulație și peisaj dar numai pentru o fâșie marginală de circa 20-30 km lățime (numai aici se întâlnește deci, climatul pontic).



7.3. Regimul și repartiția temperaturii

Reflectă cele enunțate anterior, după cum urmează:

a. Temperatura medie anuală este de peste 11°C în Lunca Dunării dar de numai $8,5^{\circ}\text{C}$ în nordul Podișului Moldovei, dacă urmărim o distribuție latitudinală, de la S la N.

Altitudinal ea descrește de la 9° - 11°C cât este la câmpie până la 0°C cât ajunge să fie la 2200 m altitudine sau până la -2,5°C cât atinge în masivele mai înalte de 2500m.

Conform valorilor temperaturilor medii anuale calculate se desprind trei etaje termice și anume: **un etaj cald la câmpie** (cu valori de peste 10°C), **un etaj mediu la deal și podiș** (cu valori între 10°C și 6°C) și **un etaj rece la munte** (cu temperaturi mai mici de 6°C).

Fig.3, cap.7 sugerează relația dintre valorile medii anuale de temperatură și principalele unități geografice ale României prin legenda sa.

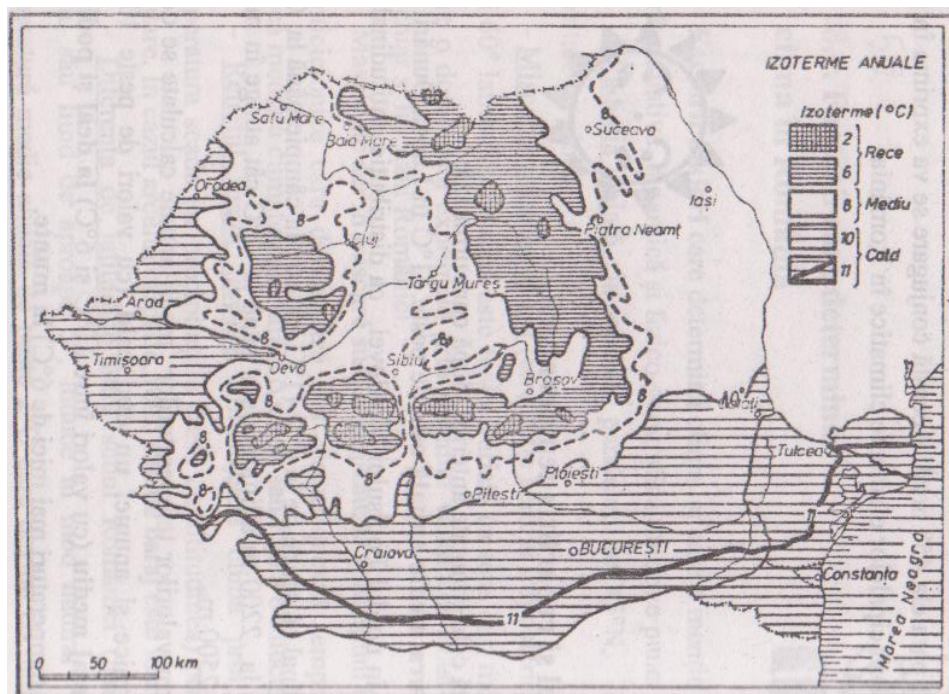


Fig.3, cap.7. Harta temperaturilor medii anuale în România (după O.Bogdan, 1999)

- Temperaturi medii anuale de **10° - 11°C** definesc Câmpia Română, Dobrogea, Câmpia de Vest (până la nord de Oradea) și chiar porțiunile mai joase din Podișul Getic.

- Temperaturi medii anuale cuprinse între **8°C și 10°C** caracterizează Podișul Moldovei (în afara Podișului Sucevei, unde sunt mai mici), Depresiunea Transilvaniei (în partea sa de vest, dar și în Câmpia Someșului), Subcarpații, Jugul intracarpatic, Dealurile de Vest și munții joși din unitatea mare a Carpaților Occidentali.

- Temperaturi medii anuale cuprinse între **6°C și 8°C** sunt specifice regiunilor deluroase înalte și totodată munților joși cu altitudini cuprinse între 700-1000m, dar areale întinse cu aceste valori apar și în partea de est a Depresiunii Transilvaniei, în Podișul Sucevei sau Dealul Ibănești unde, deși altitudinile sunt mai mici (500-700 m),

datorită constantelor influențe reci, baltice, media termică este mai redusă decât în restul Podișului Moldovei.

- Temperatura medie anuală de **6°C** caracterizează masivele muntoase cu altitudini de aproximativ 1.000 m (sau chiar sub această valoare în nordul Carpaților Orientali).

- Temperaturi medii anuale cuprinse între **2°C și 6°C** caracterizează munții cu altitudini cuprinse între 1000 și 2000m.

- Temperaturi medii anuale cuprinse între **0°C și +2°C** se întâlnesc între altitudinile de 2000 și 2200 m, arealul lor fiind mai extins în Carpații Meridionali, unde acest prag altitudinal este atins și depășit.

- Temperaturi medii anuale mai mici de **0°C** mergând până la **-2,5°C** se întâlnesc la altitudini de peste 2200 m în Carpații Meridionali sau de peste 2000 m în nordul Carpaților Orientali.

b. Temperatura medie a lunii iulie* are valori cuprinse între **24°C** în Lunca Dunării și **10°C** la munte, la peste 2200 m altitudine.

Lunca Dunării, cu media termică de 24°C în iulie, este cea mai caldă zonă a țării față de care se remarcă următoarea dispunere valorică descrescătoare:

- Temperaturi medii de 24-22°C ale aceleiași luni caracterizează Câmpia Română, Dobrogea și partea de sud a Câmpiei de Vest, iar valori de 22 - 21°C sunt specifice nordului Câmpiei de Vest, Depresiunii Transilvaniei (partea mai joasă) și Podișului Moldovei (dar numai în centrul și sudul acestuia).
- Valori cuprinse între 20° și 18°C se întâlnesc în Subcarpați, în munții joși și în Podișul Sucevei (care este mai răcoros vara).
- La altitudini situate în jurul a 1000 m temperaturile medii ale lunii iulie sunt de 18°C în Carpații Meridionali și de 16°C în grupa nordică a Carpaților Orientali.
- La altitudini cuprinse între 1000 și 2200 m temperatura medie a aceleiași luni scade de la 16°C la 12°C, iar la peste 2200m ea scade și sub 12°C.

c. Temperatura medie a lunii ianuarie are valori calculate cuprinse între **0°C** la Mangalia și **- 10°C** în Carpați, la peste 2200 m altitudine.

- Valori relativ ridicate, cuprinse între 0° și -1°C, se întâlnesc în Delta Dunării, pe litoral și în sudul Câmpiei de Vest iar valori de -1, -2°C caracterizează Dobrogea, Lunca Dunării și cea mai mare parte a Câmpiei de Vest;

* Alegerea lunilor iulie și ianuarie ca luni de referință este dictată de rigorile climatologiei (Adeseori august și februarie pot oferi contraste mult mai mari decât iulie și ianuarie)

- Temperaturi de -2° , -3°C definesc Câmpia Olteniei, Subcarpații Getici și pe cei de Curbură, iar valori de -3° , -4°C sunt specifice pentru centrul Câmpiei Române, pentru Podișul Moldovei, Depresiunea Transilvaniei precum și pentru munții joși.
- De la valoarea de -4°C întâlnită la altitudinea de 1000 m, temperatura medie a lunii celei mai reci scade progresiv până la 2200 m, 2500 m (și peste) ajungând la -8°C și -10°C .

d. Diferența de temperatură între lunile iulie și ianuarie este de 23° - 24°C în Câmpia de Vest exprimând, prin comparație cu Câmpia Română, menținerea „tentei” oceanice invocate. În Câmpia Română această diferență este de 25° - 26°C marcând aici un continentalism termic mai accentuat. Diferența este mai redusă, **sub 21°C** în regiunile montane (la peste 1000 m înălțime).

e. Zilele tropicale în care temperaturile maxime ating sau depășesc valoarea de 30°C sunt în număr de **50-56 anual** în Câmpia Română, **scăzând proporțional cu creșterea altitudinii** în Subcarpați și Carpați. În această categorie intră și zilele caniculare când temperaturile maxime depășesc 35°C , atingând în ultimii 10 ani și depășind 40°C în Câmpia Română mai ales.

f. Temperaturile extreme ale României, citate în tratatele de specialitate sunt următoarele:

- **maxima absolută***, de $+44,5^{\circ}\text{C}$ s-a înregistrat la **Ion Sion**, o localitate de lângă Brăila, **pe data de 10 august 1951** ;

- **minima absolută**, de $-38,5^{\circ}\text{C}$ s-a înregistrat la **Bod**, lângă Brașov, **pe data de 25 ianuarie 1942**.



7.4. Precipitațiile atmosferice în România

Precipitațiile atmosferice au o distribuție altitudinală clasică, cresc deci cantitativ dinspre câmpie spre munte. În plan orizontal însă ele descresc cantitativ de la V – E, destul de mult datorită diminuării severe a efectului oceanic benefic al maselor de aer antrenate în circulația dominantă de vest spre România, mai accentuat, după traversarea Carpaților ca în fig.4, cap.7.

◆ **Cele mai reduse valori de precipitații, de sub 400mm anual**, caracterizează sud-estul țării respectiv sudul Dobrogei, Delta Dunării și litoralul Mării Negre.

* ea nu a fost depășită în lunile iulie și august 2000 când s-au înregistrat zile caniculare excesive în toată România (cu depășirea pragului de 40°C în sud) și nici în următorii 8 ani cu veri călduroase

◆ Valori de **400-500 mm anual** se înregistrează în nordul Podișului Dobrogei dar și în Bărăgan, în sudul Câmpiei Olteniei, în sudul Podișului Moldovei, dar și în nord-estul său adică în Câmpia Jijiei.

Dobrogea, Bărăganul, sudul și estul Podișului Moldovei sunt afectate frecvent de secete (linia întreruptă din fig. 4 cap.7 delimitează acest areal).

◆ Valori de **500-700 mm anual** caracterizează -aparent paradoxal- centrul și vestul Câmpiei Române și totodată Câmpia de Vest, Depresiunea colinară a Transilvaniei, centrul și nord-vestul Podișul Moldovei. Se observă că vestul și centrul Câmpiei Române intră în aceeași categorie pluviometrică cu Câmpia de Vest a țării numai că aceste cantități, mediate se realizează prin activități atmosferice de tipuri diferite.

◆ Valori de **700-1000 mm anual** caracterizează Subcarpații și munții joși din Carpații Occidentali sau cei mijlocii din Carpații Orientali.

◆ Valori de **1000-1200 mm anual** se întâlnesc în Carpații Meridionali, la altitudini cuprinse între 1000 și 2000 m, iar în grupa nordică a Carpaților Orientali și în cea mai mare parte a Carpaților Occidentali se întâlnesc la altitudini cuprinse între 1000-1600 m.

◆ Valorile cele mai mari, de **peste 1200 mm anual**, se înregistrează în toate masivele muntoase mai înalte de 2000 m din Carpații Meridionali precum și în Carpații Orientali (Gutâi, Țibleș, Suhard, Călimani, Gurghiu dar îndeosebi în Munții Rodnei și Maramureșului) și Occidentali (îndeosebi în Bihor și Vlădeasa) chiar dacă semeția acestora nu atinge “ștacheta” standard de 2000 m.

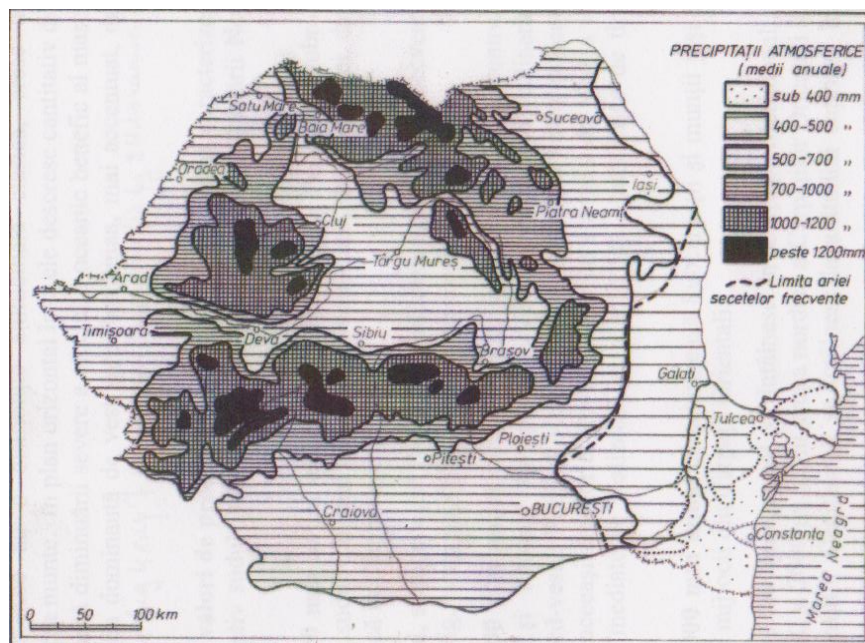
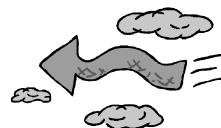


Fig.4, cap.7. Harta cantităților medii anuale de precipitații în România (după O.Bogdan, 1999)

Aceste valori de precipitații asigură o alimentare pluvio-nivală bună a râurilor ce izvorăsc din Carpați.

Există variații naturale anuale care conduc la apariția unor ani ploioși sau secetoși succesivi sau singulari, ceea ce arată *regimul neregulat al precipitațiilor în România climei temperat-continentală* de tranziție*.



7.5. Regimul eolian în România (vânturile)

Situată la “răscruce de vânturi meteorologice” (după cum foarte expresiv sugerează fig.5, cap.7), România are un regim eolian** foarte interesant de o parte și de alta a arcului carpatic. Are însă o direcție dominantă, cea de vest, care certifică relația ei atmosferică majoră cu masele de aer ce vin dinspre vest, nord-vest sau sud-vest și nu din est ca direcție preferată. Iată câteva dintre vânturile caracteristice într-o parte sau alta a teritoriului (căci, reluăm ideea, nu există o uniformitate de direcție ca în Olanda sau Danemarca, spre exemplu), sugestiv redate în figurile amintite.

☞ **Vânturi permanente sunt** Vânturile de Vest și derivatele acestora sunt specifice întregii țări. În Crișana, Transilvania și zona de munte ele frecvent ating viteze moderate sau mari (fig.5, cap.7).

☞ **Vânturi locale** sunt:

a. Crivățul este binecunoscutul vânt rece, aspru de iarnă cu direcție nord-estică, estică sau nordică (depinde de provincie) vânt local specific părții extracarpătice a teritoriului României. El bate de regulă în Podișul Dobrogei, în Câmpia Română, mai ales în est și centru, în Podișul Moldovei dar pătrunde frecvent și în Subcarpații Moldovei; se mulează, se deformează în jurul Subcarpaților Curburii (fără a-i afecta major pe ei și nici depresiunile lor) pentru a înainta apoi cu forță, în Câmpia Română până la București. Crivățul se cuplează cu fenomenul complex de viscol despre care se vorbește la un alt capitol (fig.6, cap.7).

b. Austrul este vântul specific pentru sud-vestul țării noastre. Direcția lui este dinspre SV spre NE. El este o componentă indubitabilă a circulației atmosferice de tip mediteranean, de aceea este cald și uscat vara, cald și ploios iarna.

☞ **Vânturile strict locale** - sunt de tip: föhn, bora și briză

- Vântul Mare este un **föhn** al depresiunilor submontane, bate mai frecvent în depresiunile Făgăraș și Târgu Jiu - Câmpu Mare. De asemenea, vânturi cu caracter de föhn mai bat în culoarul Alba Iulia - Turda în depresiunile din Carpații și Subcarpații Curburii și în Pod. Mehedinți sau Subcarpații Olteniei (fig.6, cap.7).

* climă temperat-continentală de tip central european, precizăm din nou!

** Acest capitol poate fi aprofundat folosind bibliografia existentă la A.N.M. și marile biblioteci din țară.

- Coșava - vânt cald, de același tip, este specific Banatului estic submontan și depresionar (Oravița).

- Nemira - este un vânt rece de tip bora (catabatic), care bate din direcție est-nord estică în estul depresiunii Brașov, numai în anumite condiții sinoptice.

- Brizele marine au caracter diurn și bat în lungul fâșiei litorale a Mării Negre pe o lățime de circa 20-30 km de la țărm; brizele montane sunt orientate ziua dinspre fundul depresiunii sau culoarului de vale spre vârfuri, iar noaptea invers.

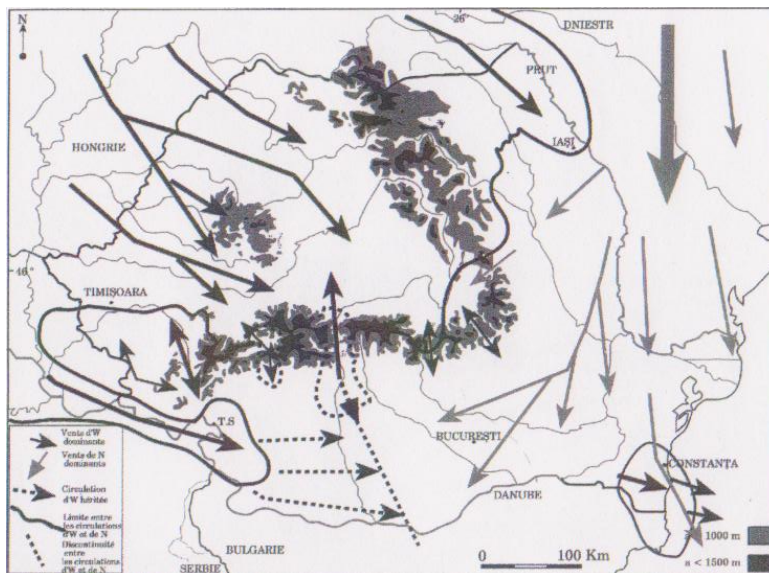


Fig.5, cap.7. România este situată „la răscruce de vânturi meteorologice” (hartă realizată de Stephane Aubert, 1999, Universitatea Lyon)

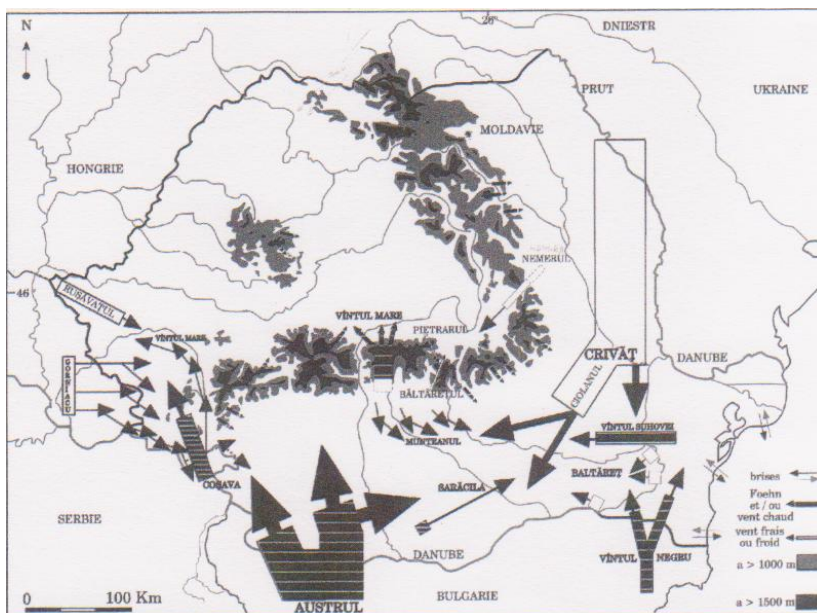


Fig.6, cap.7. Principalele vânturi locale din România (după St.Aubert, 1999)

7.6. Etaje și nuanțe în clima României



În cadrul climei temperat continentale de tranziție a țării noastre* intervin unele departajări altitudinale, recunoscute de toți climatologii, și altele în plan orizontal, parțial recunoscute de climatologi, dar unanim recunoscute de meteorologii previzionști care se întâlnesc cu ele zilnic, în activitatea practică (fig.7, cap.7).

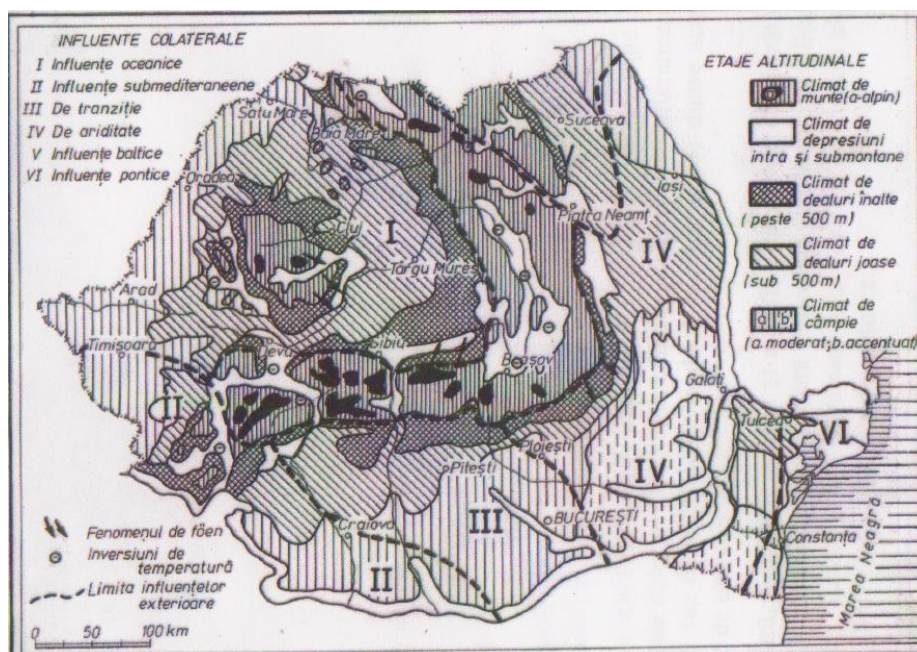


Fig.7, cap.7. Domeniile climatice din România (dupa O.Bogdan, 1999)

Astfel, apare etajarea pe trepte de relief care conține trei trepte și anume: climatul de câmpie, de dealuri și climatul montan.

În plan orizontal, la scara țării, apar nuanțări ale climei de bază cauzate de așa-numitele influențe colaterale determinate de mase de aer: oceanice, mediteraneene, est-europene, baltice, pontice sau de interferență (a două sau mai multe dintre acestea și care se impun la momente de timp diferite).

După părerea noastră, această problemă și-a găsit o rezolvare cuprinzătoare în harta din fig. 7 cap.7, hartă care reprezintă concepția cunoscutului climatolog român Dr. Octavia Bogdan. Subcapitolele următoare au fost alcătuite ținând seama de sintezele climatologice ale acestei autoare.

* tranziție între clima temperat-oceanică a vestului Europei și clima temperată dar pronunțat continentală cu nuanțe de ariditate a estului Europei

7.6.1. Etajarea climatică a României

1. Climatul de câmpie este diferențiat în două nuanțe: un climat de câmpie denumit „moderat” și un climat de câmpie cu un grad mai accentuat de ariditate, în funcție de poziția câmpiei în vestul și, respectiv, în estul țării (nu prin diferență de altitudine, deci).

a). Climatul de câmpie moderat (fig.7, cap.7) cuprinde Câmpia de Vest dar și partea centrală și de vest a Câmpiei Române, Podișul Casimcei din Dobrogea și Câmpia Jijiei ca subunitate nord-estică a Podișului Moldovei. Valorile termice medii anuale oscilează aici între 10° și 11°C, cele de vară între 21 și 23°C, cele de iarnă între -1 și -2°C, iar precipitațiile între 630 mm în Câmpia de Vest, 500 mm în Câmpia Română, (în vestul și centrul său) și ușor sub 500 mm în Podișul Casimcea. Câmpia Jijiei deși face parte din același etaj are valori termice mai scăzute și anume temperatura medie este ceva mai mare de 8°C, cea a lunii iulie este de 21°C, iar cea a lunii ianuarie de -3, -4°C.

b) Climatul de câmpie cu un accentuat grad de continentalism numit pe harta din figura 1 “climat de câmpie accentuat*” cuprinde următoarele areale:

Bărăganul, Podișul Dobrogei de Sud și sudul Podișului Bârladului. Pe fondul unei temperaturi medii anuale ridicate (10° și 11°C), diferența între temperatura medie a lunii celei mai calde iulie (23-24°C) și a celei mai reci ianuarie (-2, -3°C) indică un continentalism termic accentuat (amplitudinea termică fiind de 25-26°C, punctual chiar de peste 26°C). Asociind analizei temperaturilor precipitațiile reduse, sub 500mm anual, numărul zilelor tropicale și prezența Crivățului obținem gradul mai accentuat de ariditate al climatului de câmpie în unitățile geografice enumerate comparativ cu cele încadrate la subpunctul a) („climatul de câmpie moderat”).

2. Climatul de dealuri** cuprinde, după altitudine, o nuanță a climatului de dealuri joase situate între 200 - 500 m și o alta a dealurilor înalte de 500 m până la 800 m.

a). Climatul dealurilor joase are temperaturi medii anuale cuprinse între 10°C în cazul altitudinii de 200 m și 8°C de 500 m în cazul celei de vară se înregistrează temperaturi medii de circa 21°C iar iarna de -2, -3°C. Precipitațiile sunt destul de modeste 500-600 mm în medie pe an caracterizând următoarele areale geografice: Podișul Getic, Podișul Moldovei (fără subunitățile prezentate anterior), Masivul Dobrogei de Nord, depresiunile subcarpatice, jumătatea de vest a Depresiunii Transilvaniei, Dealurile de Vest (aici precipitațiile sunt ceva mai mari de 600 mm iar iernile mai calde). În această nuanțare intră și climatul munții scunzi dar numai ai Carpaților Occidentali (care au mai puțin de 500 m altitudine).

b). Climatul dealurilor înalte, are temperaturi medii anuale de 8°C (dar în unele dealuri chiar de 7°C și chiar 6°C); vara media maximelor este de 20°C în general, dar în

* poate că nu aceasta este soluția cea mai fericită de exprimare corectă în limba română, dar prin ea Prof. dr. O. Bogdan a încercat să surprindă „accentul” care deosebește clima Bărăganului de clima Câmpiei de Vest, etc.

** trebuie înțeles drept climat de dealuri și podișuri, după cum va reieși din prezentarea ce urmează

detaliu se întâlnesc și valori de 19°C și 18°C ; iarna media minimelor este de -3 , -4°C (cu valori etalate de fapt între -2°C în Subcarpați și -5°C în Podișul Sucevei). Precipitațiile au valori medii variabile cuprinse între 600-700-800 mm anual. Acest climat caracterizează: dealurile subcarpatice, partea de est a Depresiunii Transilvaniei, munții scunzi din marea unitate a Carpaților Occidentali dar și Podișul Sucevei deși este sub cota altitudinală impusă de clasificare (este admis totuși pentru că advecția rece scandinavo-baltică compensează deficitul altitudinal).

3. Climatul montan are trei subdiviziuni și anume: un climat de munte corespunzător altitudinilor cuprinse între 1000-1800-2000 m, un climat alpin pentru altitudini mai mari de 1800 m și un climat al depresiunilor intramontane.

a. Climatul de munte caracterizează masivele cu altitudini cuprinse între 1000 și 1800... 2000m) din cadrul Carpaților Orientali și al Carpaților Meridionali, precum și partea centrală a Munților Apuseni dar și masivele mai înalte de 1000 m din Munții Banatului.

Temperatura medie anuală aici scade proporțional cu altitudinea de la 6°C uneori 7°C la altitudini de 1000 m până la 2°C la limita altitudinală admisă de clasificare.

Temperatura medie a lunii iulie scade cu altitudinea de la 19° în bază la 12°C la cotele 1800, 2000 m, iar temperatura lunii ianuarie scade în același sens de la -4°C în bază la -8°C la limita de sus a etajului.

Precipitațiile medii anuale în schimb cresc substanțial: de la 800 mm anual la baza scării altitudinale până la 1000 mm anual la mijlocul acesteia și până la 1200 mm la limita ei superioară (2544 m în cazul Carpaților Românești).

b. Climatul alpin caracterizează masivele muntoase cu altitudini mai mari de 2000 m din Carpații Meridionali și mai mari de 1800 m din partea nordică a Carpaților Orientali.

Climatul alpin este deci specific numai segmentului altitudinal al muntelui cuprins între 1800, 2000 m în bază și 2500 m sau mai mult, ca limită superioară.

Temperatura medie anuală scade aici de la 2°C la 0°C și chiar sub 0°C la înălțimi de peste 2200 m; temperatura medie a lunii iulie este de 12° în baza altitudinală a trepte și de 10°C sau mai coborâtă la limita ei altitudinală superioară. În ianuarie media termică are valori de -8 -10°C în bază și de -12°C la limita superioară.

Precipitațiile medii depășesc 1200 mm anual.

Dominante sunt Vânturile de Vest care, la astfel de înălțimi, sunt cvasiconstant puternice.

Arealele cu climat alpin se întâlnesc în: Munții Rodnei, Suhard, Călimani, Ceahlău (la peste 1800 m), în Ciucaș, Bucegi, Iezer, Făgăraș, Parâng, Șurean, Cândrel, Lotrului, Căpățânii, Godeanu, Șarcu, Retezat (la peste 2000 m în fiecare masiv din Carpații Meridionali), dar și în Bihor, Vlădeasa și Muntele Mare din Munții Apuseni aici însă de la 1700 m altitudine în sus.

c. Climatul de depresiuni intramontane și submontane, este cu totul diferit de cel al culmilor sau versanților muntoși deoarece aceștia îl protejează de circulația atmosferică directă dar și pentru că altitudinea și tipul de relief sunt de sens opus noțiunii de MUNTE.

Aceste „butoniere” adânci, aceste „căușuri” în munte, mai exact aceste forme negative de relief situate în inima lanțurilor muntoase, se caracterizează prin inversiuni termice prin temperaturi scăzute și geruri persistente iarna, dar primăvara se remarcă prin încălziri masive cauzate de efectele föehnale în multe cazuri sau prin cețuri de sedimentare asociate cu burnițe și temperaturi modeste în alte cazuri.

Climatul de depresiuni cu inversiuni termice este caracteristic depresiunilor Maramureșului, Dornelor, Giurgeu, Ciuc, Brașov (care a atins chiar minima absolută de 38,5° în 25.I.1942, la Bod) Petroșani, Hațeg și mai puțin culoarul Timiș-Cerna, sau depresiunile submontane Zarand și Beiuș unde aerul se vehiculează mai ușor. În cadrul climatului de depresiuni submontane sunt incluse și depresiunile Cracău-Bistrița sau Tazlău-Cășin.

7.6.2. Nuanțe sau influențe climatice colaterale în România

☉ Aceste „nuanțe” decurg, din punct de vedere al circulației atmosferice, din influențe advecitive* exterioare care modifică valorile parametrilor specifici subtipurii climei temperat - propriu-zise a Europei între paralelele de 40° și 50°...55°lat.N; se individualizează astfel mai multe areale geografice cu particularități nete în evoluția vremii de la o zi la alta care pe termen lung se reflectă și în mersul valoric mediat multianual al elementelor meteorologice.

Astfel, Octavia Bogdan distinge în fig.7, cap.7:

1. Climatul temperat continental de tranziție cu nuanțe oceanice, în spațiul geografic situat sub influența directă a Vânturilor de Vest, este vorba despre Câmpia de Vest și Dealurile de Vest situate la nord de Bega, dar și despre Munții Apuseni și Depresiunea Transilvaniei. Influența oceanică este sesizată în diferența mult mai mică între valorile termice de vară și cele de iarnă (comparativ cu restul țării), prin precipitații mai bogate cu 200-300 mm anual față de restul țării, toate acestea datorită aportului însemnat de umezeală din direcția principală de advecție a maselor oceanice de aer care este sugerată de permanența vânturilor de vest

2. Climatul temperat-continental cu influențe submediteraneene** cuprinde Câmpia și Dealurile de Vest dar numai pe cele situate la sud de Bega, alături de Munții Banatului, Podișul Mehedinți, Platforma Strehaiei și parțial Câmpia Olteniei (aici bate austrul, cad ploi și iarna, iar temperaturile sunt mai mari cu 1° - 2°C). Acest climat a permis persistența în timp a unor specii de plante și animale mediteraneene remanente sau ajunse accidental și capabile să supraviețuiască.

3. Climatul de interferență, între cel cu influențe (sub)mediteraneene (II) și climatul de ariditate (notat cu indicele IV pe hartă) cuprinde centrul Câmpiei Române, cea mai mare parte a Podișului Getic și a Subcarpaților Getici.

În vestul acestui areal pătrunde Austrul, iar în est Crivățul, valorile termice mediate și de precipitații fiind tipice de câmpie. Și totuși aici se produc evenimente

* transport de mase de aer din alte zone sau subzone climatice decât cea studiată

** meteorologii previzionști consideră aceste influențe chiar mediteraneene pure deoarece mesagerii lor sunt ciclonii mediteraneeni originali din Gf.Genovei sau al Veneției, etc.

meteoclimatice unice (aducătoare de ploi în surplus față de Bărăgan) reflectate în: persistența unor areale din Codrii Vlăsiei precum și în existența unor tipuri de soluri de pădure în domeniul stepei sau în „frângerea vânturilor” sau „forfecarea vânturilor” între Mostiștea și Olt, în zona de câmpie.

4. Climatul de ariditate este redat pe aceeași hartă din fig.7, cap.7 și cuprinde Câmpia Jijiei, Podișul Bârladului, Dobrogea, estul Câmpiei Române (îndeosebi Bărăganul) și Subcarpații Curburii. Aici se manifestă bine continentalismul termic, precipitațiile sunt reduse (500-400 mm anual, ușor mai ridicate numai în Subcarpații Curburii), există zile tropicale, se produc secete. Cauza rezidă în secătuirea de apă a maselor de aer advectionate din vest după trecerea Carpaților Orientali. În ceea ce privește Crivățul, vânt tipic aici, el este un derivat al circulației nordice a maselor de aer pe lângă Carpații Orientali și nicidecum un vânt de est bătând dinspre Marea Caspică spre noi, cum se mai întâlnește, din păcate, și astăzi în unele cursuri de climatologie!

5. Climatul cu influențe baltice pus în evidență de aceeași fig.7 a acestui capitol, se resimte în Podișul Sucevei și jumătatea estică a grupei de Nord a Carpaților Orientali. Influențele baltice induc temperaturi mai scăzute și precipitații sub formă de ninsoare mai frecvente decât în jur deoarece este determinat de advecții de aer din subtipul climatic numit: temperat rece, propriu latitudinilor europene cuprinse între 50° și 60°-63° lat. N.

6. Climatul cu influențe pontice cuprinde numai litoralul Mării Negre și Delta Dunării. Temperatura medie anuală este aici de 11°C, cea a lunii iulie este de 22°C iar a lunii ianuarie de 0°C...1°C). Precipitațiile sunt cele mai reduse din țară (sub 400 mm anual), bat brizele diurne, durata de strălucire a soarelui are valorile cele mai mari, de peste 2300 ore/an ceea ce, alături de alți factori, favorizează cura heliomarină.

Marea Neagră are un rol climatic moderator pe o fâșie de litoral lată de numai 20 până la 30 km. Restul Dobrogei, după cum s-a prezentat mai sus, are alte nuanțe climatice net diferite de climatul pontic sau de litoral, cum i se mai spune.

7.7. Procese meteoclimatice în România, induse de Carpați



Din cele prezentate mai sus și dacă insistăm asupra anterioarelor hărți de vânt vom înțelege de ce meteorologii spun, mai în glumă mai în serios, că „*România este așezată nu numai la răscruce de vânturi istorice ci și la răscruce de vânturi meteorologice*”. Aceasta deoarece, prin poziția sa geografică, România se află la distanțe apreciabile de principalii centri barici de acțiune atmosferică euroatlantică, adică Depresiunea Islandeză, Anticlonul Azoric, aria ciclonică mediteraneană sau Anticlonul est-european de iarnă (cu totul impropriu numit și astăzi în unele lucrări anticlon „ruso-siberian” sau „asiatic” când el nu are nici o legătură cu Asia!).

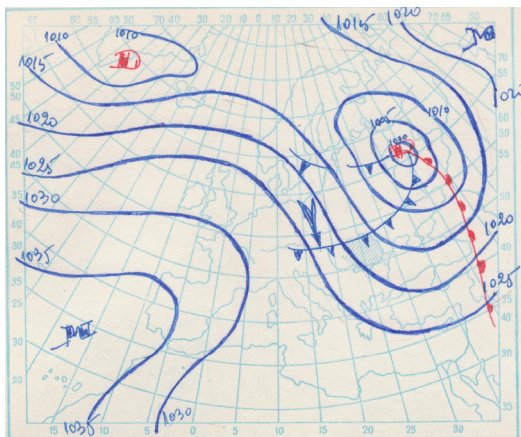
De aceea evoluția vremii de la o zi la alta în diversele sale provincii este de foarte multe ori determinată nu numai de unul dintre centri, ci de doi sau chiar de patru dintre aceștia. Așa se face că în mod direct, Depresiunea Islandeză, fără a traversa țara noastră, poate determina advecții de aer oceanic până în România, (aer cald și umed iarna, răcoros și umed primăvara sau toamna), până la noi, iar ciclonii mediteraneeni, fără a-și alege traiectorii clare transromânești, pot determina, numai prin simpla traversare a Peninsulei Balcanice și a bazinului Mării Negre, ploi abundente în sudul și estul României, sau, iarna, viscole puternice, tot aici. Exemplele pot continua demonstrând că România se află la o adevărată „răscruce de vânturi”. Nu trebuie însă, neglijată alcătuirea ei morfologică în trepte de amfiteatru față de arcul Carpaților, realitate fixă ce face ca, oricând, o parte din trupul ei armonios să rămână ferit de vicisitudinile vremii.

Dacă meteorologii norvegieni, islandezi sau englezi pot surprinde și studia cu ușurință contextul aero-sinoptic care determină evoluția zilnică a vremii în țara lor (întrucât Ciclonul Islandez sau prelungirile Anticiclonului Azoric sunt aproape totdeauna centrul atmosferic principal de acțiune), meteorologul român nu o poate face deoarece teritoriul lui de supraveghere prognostică se află, de cele mai multe ori, la periferia oricăruia dintre centri barici majori de acțiune atmosferică euroatlantică.

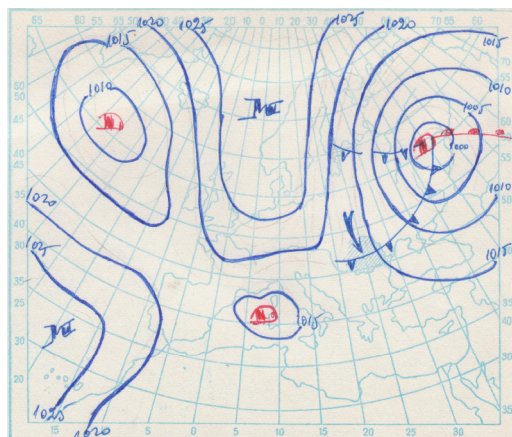
Există, bineînțeles, diferite dominante, de la un anotimp la altul, dar persistența mai mult timp a acțiunii unui anume centru baric cunoscut și important este totdeauna privită de meteorologul cercetător, ca un prilej rar oferit de natură, pentru ca el să-și poată lămuri particularitățile de vreme ce apar la el în țară în cazul dat.

De aceea, prognozele de vreme nu sunt greu de realizat când România este traversată de serii de fronturi ciclonice sau de formațiuni anticiclonale, ci atunci când NU este traversată în mod direct de nici una dintre acestea. Cu alte cuvinte, atunci când teritoriul de interes rămâne fie la margine de anticiclon, fie la periferia unor mari depresiuni barice sau când rămâne în șaua barometrică descrisă anterior sau în culoarul depresionar, ori în mlaștina barometrică, atunci variantele de evoluție a vremii sunt diverse și contradictorii față de modelele prognostice. În circa 50% dintre cazurile reale, așa stau lucrurile în România.

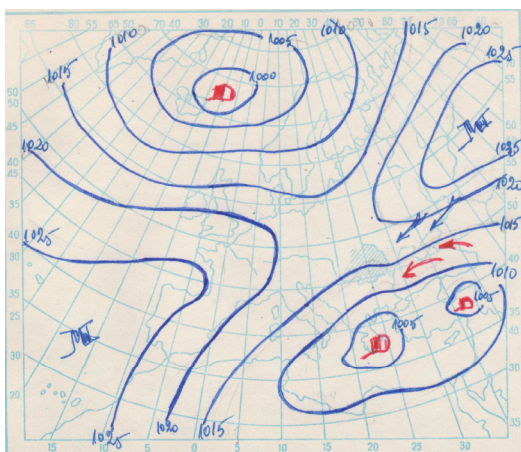
Iată câteva tipuri de „situații limită” numite astfel numai pentru că țara noastră, ca întreg, se află la limita dintre doi centri barici, periferia fiecăruia dintre ei influențând în mod diferențiat anumite provincii românești adică, determinând aspecte diferite ale vremii.



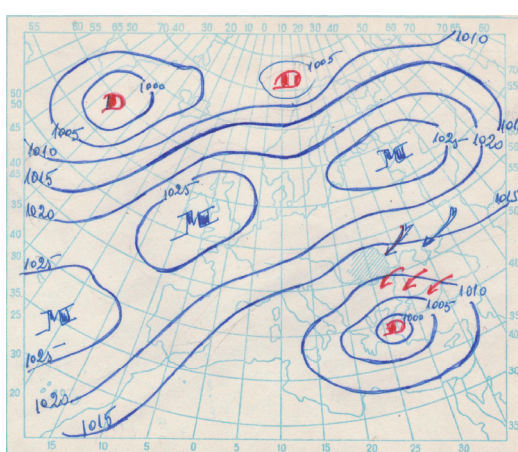
Tipul I
1-2 martie 1976



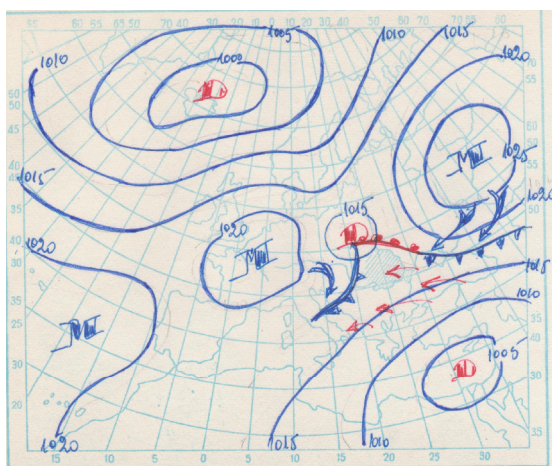
Tipul II
9-10 iunie 1976



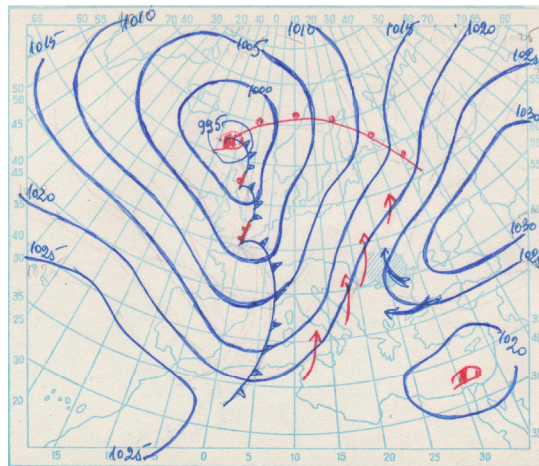
Tipul III
11-12 aprilie 1976



Tipul IV
11-15 aprilie 1972



Tipul V
11-12 martie 1976



Tipul VI
1-8 februarie 1972

Un fenomen mai puțin studiat* este interferența circulațiilor troposferice de V și E în sectorul central al Câmpiei Române.

El este posibil deoarece circulațiile troposferice clasice nu se pot desfășura liber în spațiul nostru geografic ci suferă deformări mezoscalare (adică la scară mai mică decât cea continentală) de mare importanță în manifestările meteorologice locale.

Interferența circulațiilor se regăsește pe plan climatologic în Câmpia Română printr-un plus de precipitații și un grad accentuat de nebulozitate în cadrul unui areal central-sudic delimitat de localitățile Mizil, Urziceni și de valea Mostiștei, în est, iar în vest aproximativ de valea Oltului, această ultimă limită fiind adesea depășită spre vest.

Interferența circulațiilor troposferice reprezintă întrepătrunderea sau intersectarea unor sensuri majore de mișcare a maselor de aer, în cadrul circulațiilor semnificative pentru Câmpia Română la momente de timp diferite sau nu, dar cu precădere asupra arealului geografic mai sus delimitat.

Configurația Carpaților, mai ales a celor românești, este cea care induce, printre altele, interferența circulațiilor de vest și de est în Câmpia Română.

Distribuția vânturilor generale și locale precum și dispunerea izotahelor medii** din fig.9 cap.7 indică spațiul geografic de interferență.

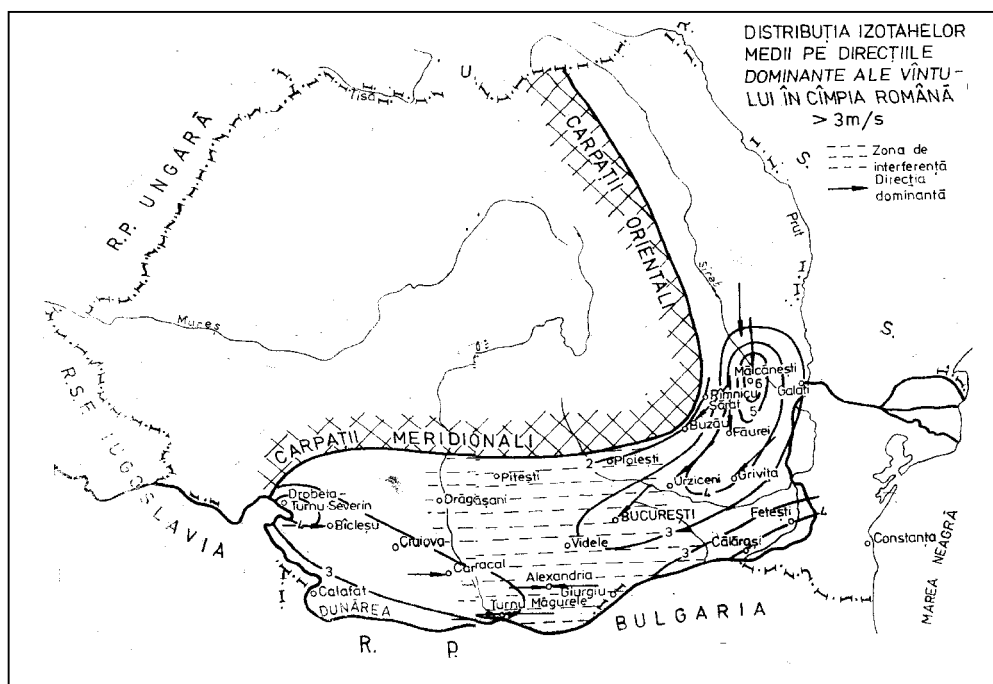


Fig.9, cap.7. Distribuțiile dominante ale vântului în Câmpia Română la sol și distribuția izotahelor medii pe direcțiile dominante (după Nicolae Ion Bordei 1988)

* Până când a făcut obiectul de studiu al cărții „Fenomene meteorologice induse de configurația Carpaților în Câmpia Română”, pentru care autorul său, Nicolae Ion Bordei, a luat, post-mortem, premiul „Gh. Murgoci” al Academiei Române (după 1989).

** linii de egală viteză a vântului

Figura 10 cap.7 sunt surprinse tipurile de deformare a zonelor marginale ale formelor majore de relief atmosferic euroatlantic la impactul cu relieful orografic carpatic. Urmările acestei „incomodări” sunt uneori spectaculoase în mersul vremii, dar totdeauna creatoare de diferențieri termice sau pluviale între regiunile nordice și sudice sau între cele estice și vestice ale României. De aceea vom insista explicând sensul acestei figuri.

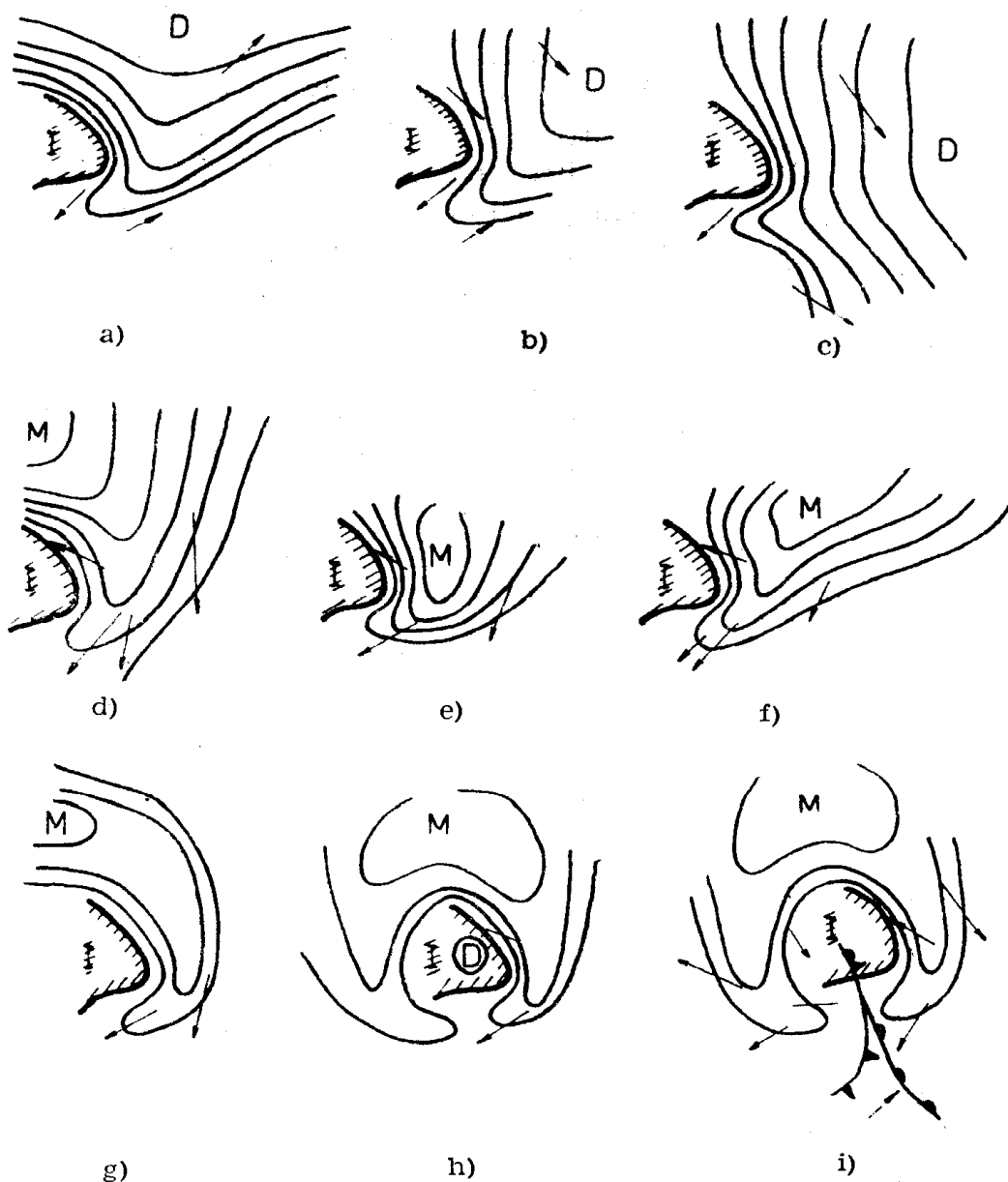


Fig.10, cap.7. Tipuri și structuri barice - induse de prezența și forma lanțului carpatic - în care se realizează concret, interferența circulațiilor de vest și de est în sectorul central al Câmpiei Române (după Nicolae Ion Bodei 1988)

1. Deformații în câmp ciclonic de tip islandez (a, b, c din fig.10, cap.7)

Configurația de ansamblu a Carpaților Românești (Orientali, Meridionali și Occidentali) este cea a unui grandios arc. Masivitatea lor precum și desfășurarea aproape între 45° și 50° latitudine N favorizează penetrații reci pericarpatiche mai accentuate prin Moldova, spre centrul Câmpiei Române. Așadar în cazul ciclonilor de origine islandeză, dacă se realizează circulație zonală la scară europeană (de la V la E) apare o deformare periferică a acesteia la E de Carpații Orientali izobarele suferă o deformare vizibilă luând forma unui talveg de deformare care se însinuează pe lângă prima curbura montană, cea beschido-maramureșeană ca în fig.10, cap. 7 punctul „a”. Câmpul baric suferă deci în zona menționată modificări notabile, liniile de curent mulând îndeaproape geometria de ansamblu a muntelui (legile fluidului spune că acesta mulează orice perete întâlnit).

Secvența grafică „b” a aceleiași figuri ne indică același fenomen de deformare produs însă la cea de-a doua curbura a Carpaților, cea din cotul Vrancei. Ca să aibă loc acest tip de deformare barică, Depresiunea Islandeză a trebuit să ajungă foarte rapid de la locul ei de origine până deasupra Câmpiei Ruse și să aibă centrul aproximativ în zona Moscovei.

Secvența grafică „c” reprezintă o deformare mai acută și anume: până spre centrul Câmpiei Române, a părții periferice a unei Depresiuni Islandeze ajunsă la un moment dat, în stepele ucrainene și centrată în zona Kievului și având, încă, o remarcabilă vitalitate.

Răcirile bruște și masive asociate cu ploi sau ninsori locale (nu răcirile seci de iarnă), care au loc uneori în toată Moldova dar ajung rapid și în Câmpia Română, se află în legătură cu acest tip de circulație ciclonică deformată pericarpatic.

Nuanța de climat “scandinavo-baltic” pe care o atribuie unii climatologi Moldovei de Nord sau Bucovinei are legătură cauzală după părerea noastră și cu invaziile de aer rece dar de cele mai multe ori și umed, ajunse aici prin intermediul tipului de circulație prezentat în figurile a, b și c care se asociază cu fronturi atmosferice succesive.

Aerul rece de advecție este originar din subzona climei temperat-rece studiată în capitolul precedent.

2. Deformații în câmp anticiclonic de origini diferite

Formațiunile anticiclonice la rândul lor indiferent din ce direcție vin sunt influențate de Munții Carpați într-un mod mai variat decât Depresiunea Islandeză și anume:

- Anticiclonul azoric își poate trimite o dorsală îngustă dar puternică în lungul paralelei de 50° N până în Polonia iar de aici adeseori “vârful” dorsalei se deformează bizar, pentru că ocolește Carpații Orientali și de Curbură ca în secvențele „d” și „g” ale fig.10, cap.7 aducând aer rece și instabil până la București într-un mod foarte brutal și într-un timp foarte scurt.

Anticiclonele est-europene de iarnă adeseori invadează chiveta carpato-balcanică unde persistă între 3 și 14 zile ca în secvențele „e” și „f”. Determină o vreme geroasă și uscată în estul României după ce, inițial, a produs vânturi puternice dar seci, din

direcție nord-estică sau estică din categoria celor care poartă numele local de CRIVĂȚ (revezi figura cu vânturile locale).

În secvența „f” din fig.10, cap.7 este prezentat un anticiclone puternic est-european a cărui deformare periferică este însă modestă și numai în Cotul Vrancei. Acest caz este important pentru că anticiclonele dat se cuplează de cele mai multe ori cu o depresiune mediteraneană ajunsă deasupra Mării Negre și determină fenomenul de viscol.

Anticiclonele Scandinave sau anticiclonele mobili, ocazionale (diferite ca origine), ajunși deasupra Germaniei sau Poloniei, deci la N de arcul carpatic, ca în secvențele „h” și „i”, au tendința de înaintare rapidă spre Marea Mediterană, pe o direcție perpendiculară pe Carpați. Cum acest fapt nu este posibil, masele lor de aer se vor mula bilateral pericarpatic (neputând sări peste acest lanț!) determinând un fenomen local specific românesc numit ciclogeneza orografică de tip carpatic.

Ciclogeneza orografică de tip carpatic

Presupune dislocarea aerului cald anterior existent în Câmpia Română de către 2 LOBI ANTICICLONICI pericarpatici, cu multă brutalitate și greu de prevăzut prin mijloace clasice. Așadar în contextul sinoptic general exprimat în secvențele „h” și „i” ale fig.10 cap.7, în care la nord de Carpați se află un anticiclone rece cu tendința de deplasare spre sud, iar deasupra Mării Mediterane și Peninsulei Balcanice se află un ciclon mediteranean, oricând este posibilă o ciclogeneză orografică de tip carpatic ca în fig.11, cap.7. Dacă se îndeplinesc condițiile limită, ciclogeneza orografică carpatică (detaliată în fig.12, cap.7) aduce un surplus net de precipitații în centrul Câmpiei Române, aproximativ între Valea Ialomiței, (la nivelul localității Urziceni) în est și Valea Oltului în vest.

Definirea ciclogenezei orografice carpatice pe baza cauzelor determinante*, relief terestru și conjuncturi aerosinoptice

Numeroase sunt trăsăturile specifice pământului românesc, trăsături care îl individualizează net în ansamblul geografic european: de la așezarea sa în cadrul continentului (România este așezată în sud-estul Europei Centrale, mai concret, la contactul acesteia cu Europa Orientală și cu cea Balcanică) până la dispunerea radiară a rețelei sale hidrografice și alternanța spectaculos de rapidă a invaziilor atmosferice arctice cu cele subtropicale, maritim polare sau continentale, uneori în mai puțin de 24 de ore!

În seria trăsăturilor specifice ale teritoriului României își face loc și **ciclogeneza orografică carpatică**, proces atmosferic local, propriu straturilor de aer din imediata apropiere a suprafeței terestre. Apartenența unui proces atmosferic la teritoriul geografic al unei țări nu este, în cazul de față, o forțare a lucrurilor, ea decurgând tocmai din cauzele locale generatoare ale procesului respectiv.

Ciclogeneza orografică carpatică înseamnă generarea la un moment dat și conservarea în timp (de la 6 ore la trei zile) a unui turbion ciclonic local, de mică

* după Ecaterina și Nicolae Ion Bordei, 1986

dezvoltare verticală, aproape fără traiectorie în plan orizontal, dar de cele mai multe ori, de mare însemnătate în evoluția nefavorabilă a vremii în România prin subsumarea efectelor la alte cauze majore.

Această generare de cicloni locali carpatici nu ar fi însă posibilă dacă pe teritoriul românesc nu s-ar afla lanțul montan carpatic așa cum se prezintă el, masiv continuu, amplu arcuit. Existența lui respectă *prima condiție limită** pentru generarea unor cicloni de adăpost care sună astfel: „prezența obligatorie a unui lanț montan major, orientat cvasipendicular pe direcția advecțiilor troposferice reci și ușor concav spre aria de adăpost”.

A doua condiție limită cerută de teoria ciclogenezelor de adăpost este: „prezența unei întinse suprafețe de apă sau a unei mari câmpii, la adăpostul direct sau indirect al lanțului montan” cerut de prima condiție.

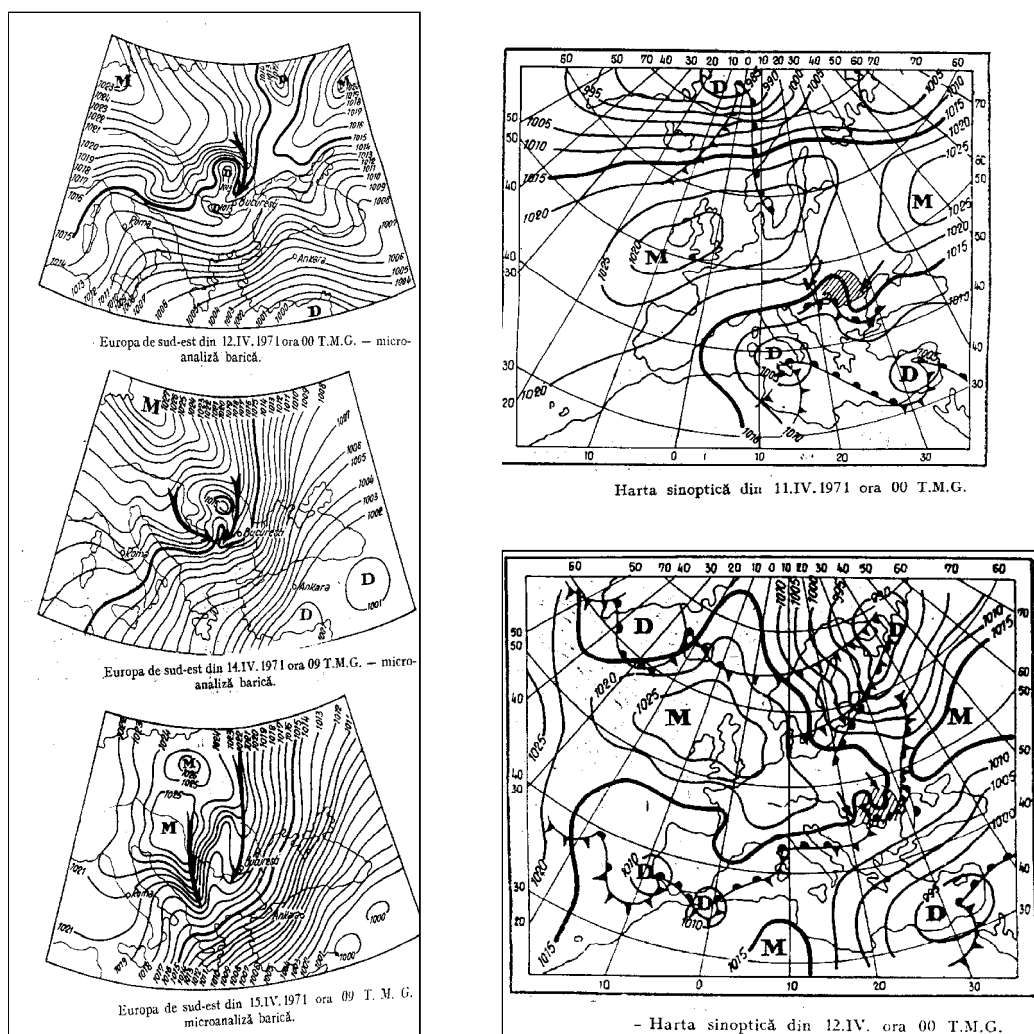


Fig.11 cap.7. Exemple de situații sinoptice în care se observă ciclogeneza orografică carpatică (dupa Ecaterina Ion-Bordei 1983)

* Radinovici Dj., 1965

Încercând descifrarea unor deformări, care păreau cu totul anormale ale câmpurilor troposferice (de presiune, temperatură, etc.) deasupra României, în anumite conjuncturi aero-sinoptice (atât la nivelul suprafeței terestre cât și la nivelul troposferei inferioară și medie), autorii teoriei ciclogenezei orografice carpatice au ajuns la concluzia că: *la adăpostul Carpaților Românești se nasc și evoluează cicloni locali de adăpost dar de o factură neclasică, particulară și cu totul proprie spațiului geografic românesc.*

Neidentitatea cu ciclogeneza genoveză, skagerakă sau caucaziană s-a evidențiat încă de la compararea condițiilor limită, după cum se va vedea în continuare.

În primul rând, lanțul montan carpatic este dublu și foarte strâns arcuit încât realizează aproape un cerc închis pe teritoriul României. Deci nu este unul ușor arcuit, ca o „sprânceană” ridicată spre câmpie, cum este cazul Alpilor care învăluie protector, prin deschiderea lor spre sud, Câmpia Padului. Mai mult, după ce se arcuiesc la 90^0 în cotul Vrancei, Carpații Românești se sudează bine de lanțul Munților Balcani, închizând între meterezele lor comune „chuveta terestră Carpato-Balcanică”, în cadrul căreia un loc important îl ocupă Câmpia Română.

Din punctul de vedere al celei de a doua condiții Radinovici, Câmpia Română este una dintre cele mai însoțite și mai plane câmpii europene. Ea poate încălzi accentuat aerul din imediata sa apropiere, facilitându-i mișcări ascendente remarcabile, dar numai în jumătatea caldă a anului. Iarna, toamna și chiar primăvara (când nu mai poate juca acest rol) ea nu este suplinită de nici o întindere de apă care să fie mai caldă decât uscatul din jur, și deci capabilă să încălzească aerul de deasupra sa, așa cum face Golful Genovei, care suplinește iarna Câmpia Padului.

În ceea ce privește cauzele atmosferice care conduc la ciclogeneze de adăpost, Radinoviș menționează că o advecție de aer rece maritim-polară din direcție nordică trebuie să fie susținută în stratul mediu la 500mb de un talveg poziționat la vest de Munții Alpi – care va suferi o deformare în zona montană. Invazia rece vest perialpină spre vestul Mediteranei se va declanșa după momentul scăderii maxime a presiunii aerului deasupra vestului Mediteranei (sau vara deasupra Câmpiei Padului).

Același autor consideră că debutul unei ciclogeneze de adăpost este posibil cu trei ore înaintea apariției primei izobare închise pe harta sinoptică cea mai apropiată în timp real.

Cercetările românești au găsit numeroase aspecte de neidentitate între ciclogenezele clasice orografice și cea carpatică, pornind așa cum s-a spus de la condițiile limită. Aceste aspecte sunt:

- invaziile reci perpendiculare pe prima arcuire carpatică, cea beskidomaramureșană, se mulează dublu, aproape simetric, dar la timpi diferiți, se mulează deci la peretele carpatic și el dublu arcuit, intrând rapid în Bărăgan, dar mai puțin rapid în Câmpia Tisei (fig. 10 cap.7. pozițiile h. și i. și fig.11, cap.7). Din aceasta decurge dubla „lobare” pericarpatică a masei reci (fig.12 cap.7), lobare de tip dorsalic, comparabilă numai parțial cu invazia rece perialpină din ciclogeneza orografică genoveză. Deosebirile dintre cele două cazuri devin ulterior majore.

- factorul adectiv este major atât în domeniul aerului rece cât și în cel al aerului cald când suplinește advecția caldă sau susține componenta dinamică, deoarece Câmpia Română nu se încălzește iarna de la soare ca să poată încălzi aerul de deasupra ei până la faza necesară formării unor curenți ascendenți semnificativi în procesul studiat. Așadar, în concepția autorilor români, se atribuie rolul inițial factorului adectiv până în momentul în care centri barici obligatoriu conjugați (adică anticlon la nord de Carpați și ciclon deasupra centrului și estului Mediteranei) se cuplează în mod perfect pe teritoriul României (fig.11 cap.7), pentru a putea permite desfășurarea procesului atmosferic ciclogenic local prezentat.

În concluzie, ciclogeneza orografică carpatică este un proces troposferic mezoscalar unic, necomparabil cu ciclogeneza genoveză de adăpost alpin sau cu cea skagerako-kategata de adăpost scandinav și, cu atât mai puțin, cu altele. Ea **este un proces atmosferic specific românesc**, recunoscut ca atare în meteorologia românească, precum și în cea europeană, de peste un sfert de secol.

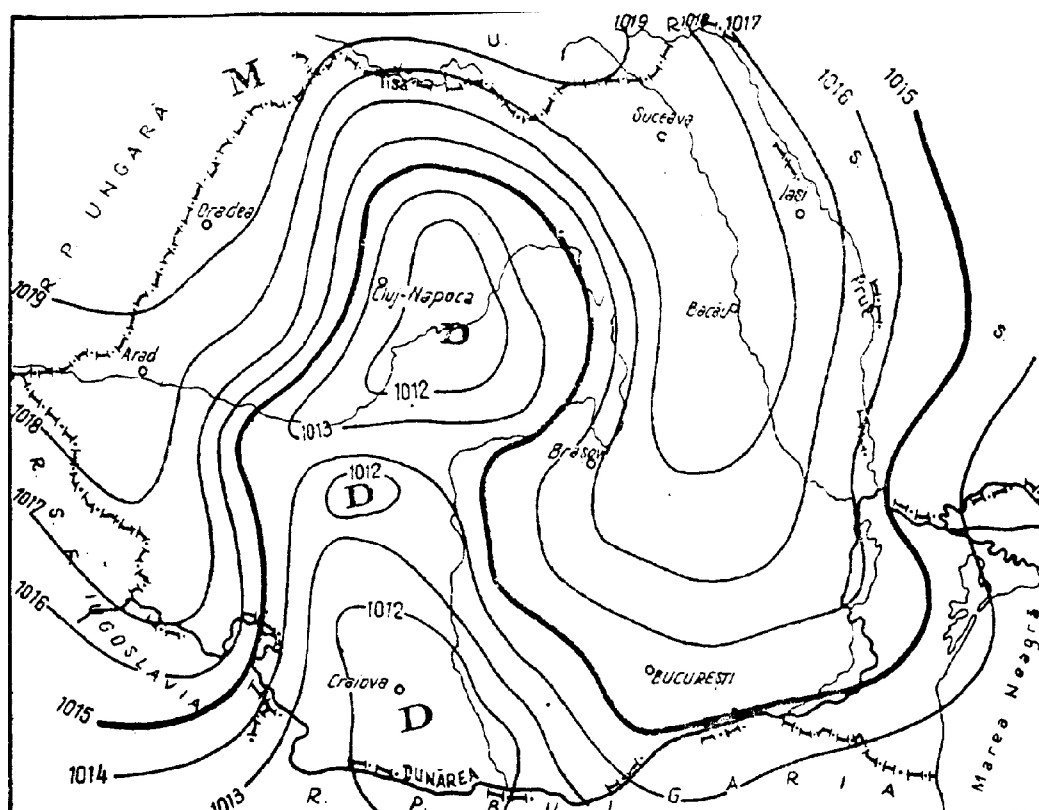


Fig.12 cap.7. Câmpul baric mediu în intervalul 12-13 IV 1971 pune în evidență ciclogeneza orografică de tip carpatic care aduce întotdeauna un plus de precipitații în partea centrală a țării (dupa Ecaterina Ion Bordei, 1983)

Ecouri ale „interferenței circulațiilor” în peisajul geografic românesc

“Codrii Vlăsiei” cunoscuți sub denumirea de Pădurea Central-Munteană reprezintă un „dat” al mediului natural în zonă. Prezența și menținerea pădurii milenare de quercinee în plină zonă de câmpie este un rezultat local al menținerii în timp a unor condiții meteorologice speciale, create de deformările locale ale circulației troposferice de tipul celor studiate anterior. Numai acestea au asigurat și asigura un plus constant de precipitații tocmai în partea centrală a Câmpiei Române între Mostiștea la E și Olt la V adică tocmai acolo unde sunt prezente și solurile brun roșcate de pădure dar și resturile codrilor Vlăsiei în celebrele păduri de la Comana, Snagov, etc.

În schimb în “Bărăganele” situate atât în estul Câmpiei Române cât și în vestul ei adică în SV Câmpia Olteniei*, solurile de tip cernoziomic atestă climatul constant de stepă care le-a creat. Partea centrală a Câmpiei Române având sol brun roșcat de pădure a evoluat în altfel de condiții paleoclimatice dintre care astăzi unele se pot explica și încă foarte bine prin intermediul teoriei „interferenței circulațiilor” troposferice.

* chiar dacă nu poartă același nume!

PARTEA III

PROBLEME ÎN DEZBATERE

CAPITOLUL 8

PUNCTE DE VEDERE ÎN PROBLEME CONTROVERSATE CUM AR FI: FENOMENUL EL NINO (8.1), EFECTUL DE SERĂ (8.2) SI SCHIMBĂRILE CLIMATICE GLOBALE (8.3)



Punerea problemei

Capitolul de față pune în discuție trei teme majore ale cercetării științifice actuale privind atmosfera, în care opiniile sunt contradictorii: EL NIÑO, EFECTUL DE SERĂ ȘI SCHIMBAREA CLIMEI PE PLANETĂ.

Ecologul trebuie să ia notă de toate acestea deoarece, în prezent ele au legătură implicită cu activitatea sa formativă, permanentă dar și pentru că pot avea legătură directă cu obiectul său de activitate: mediul din România și protecția lui. De asemenea, el trebuie să se informeze cu privire la diversitatea de opinii, precum și asupra stadiului actual de rezolvare a acestor trei probleme, pentru a ști cum să ajungă la o atitudine corectă în fața numeroaselor speculații mai ales ale nespecialiștilor care stimulează presa și pot duce la implicări politice, economice etc. exagerate.



8.1. EL NIÑO

El Niño este, pentru autoarele cursului de față, *un eveniment de mediu deoarece, deși apare la un anumit moment și într-un loc dat, ca urmare a interacțiunii directe dintre ocean și atmosferă, afectează toate celelalte componente ale mediului fie el imediat sau apropiat, fie îndepărtat ca spațiu și timp, prin mecanismul complex al teleconexiunilor.*

Accentul cercetării nu cade însă pe acest aspect integrator ci pe cunoașterea părților și a mijloacelor de relaționare naturală între ele, fapt care precede pasul următor al înțelegerii corecte a fenomenului EL NIÑO ca eveniment de mediu, la dimensiunile lui reale.

În prezent nu există un consens al cercetătorilor asupra factorului de mediu care declanșează un El Niño și nici asupra celui care-l stopează, chiar dacă este în general acceptată ideea că El Niño apare acolo unde și atunci când ECHILIBRUL DE INTIMĂ ÎNTÂLNIRE A CELOR DOUĂ COMPONENTE DE MEDIU, AER ȘI APĂ, ESTE RUPT. Este știut că locurile geografice sunt cvasiconstante, coasta sud-americană a Ocenului Pacific fiind cea care exprimă cel mai bine consecințele dezechilibrului complex dar temporar dintre ocean și atmosferă, cu o ciclicitate relativă de 2, 3, 5 ... 7 ani sau alte variante.

Din teoriile meteorologice, ori care ar fi ele, noi trebuie să reținem ca esențială următoarea idee de interrelaționare: **tensiunile care preced și declanșează un El Niño** la locul și momentul dat, mereu același - **decurg din fluctuațiile de intensitate a mișcărilor dominante proprii fiecăreia dintre cele două componente care se ating**; este vorba, pe de o parte, despre vânturile ALIZEE, fig.1 și 2 cap.8 (pentru componenta

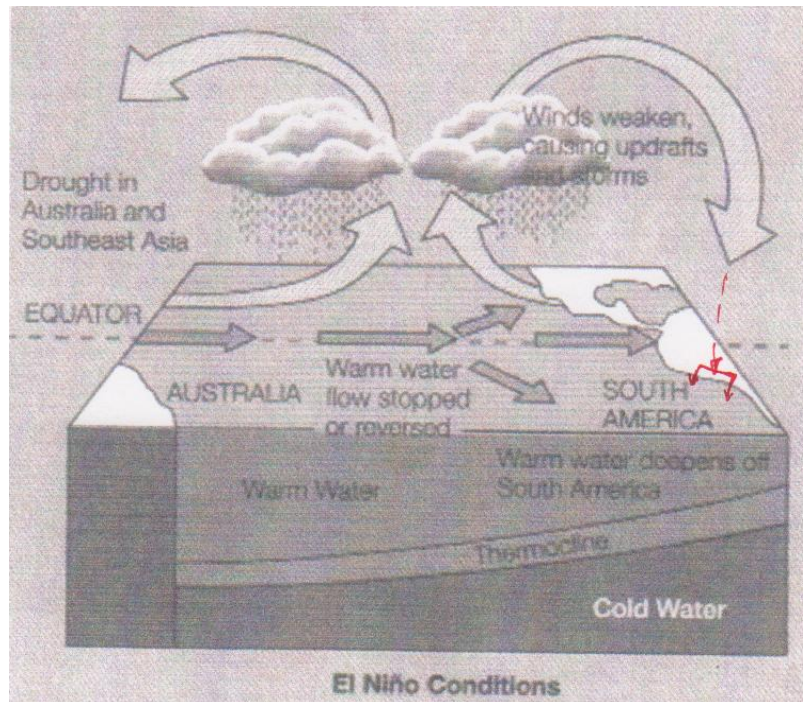


Fig.1 cap.8. El Niño condiții oceanice și atmosferice modificate față de normal în și deasupra Oceanului Pacific

aer) și pe de altă parte despre CONTRACURRENTUL OCEANIC CALD ECUATORIAL DE VEST în cuplaj cu CURENTUL RECE AL PERULUI de direcție sud-nord fig.3 cap.8 (pentru componenta hidro).

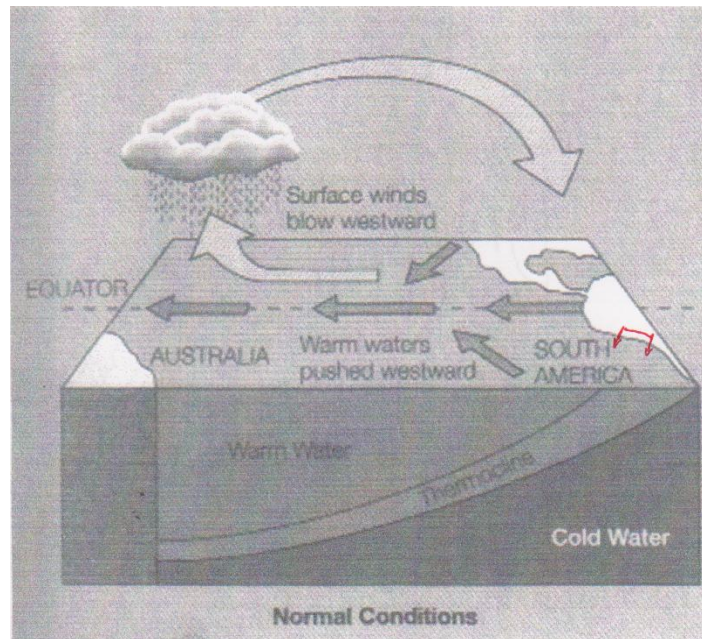


Fig.2 cap.8. Distribuția stratelor de apă oceanică și a activității convective în condiții normale, adică în anii fără El Niño în și deasupra Oceanului Pacific

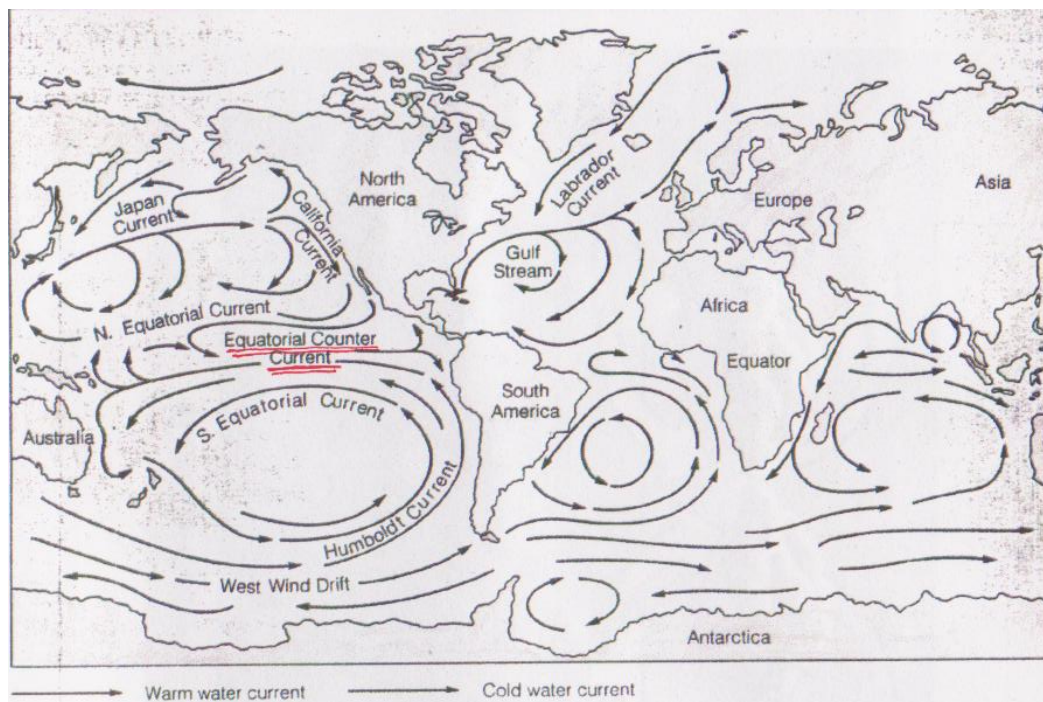


Fig.3 cap.8. Curenții oceanici majori

După părerea noastră, atât slăbirea sau reintensificarea vânturilor ALIZEE* în anumite zone și la anumite momente de timp cât și creșterea sau descreșterea dimensională a Contracurentului, Ecuatorial de Vest (cald), în raport cu cel rece al Perului, reprezintă numai EFECTELE presupuse sau vizibile și măsurabile ALE UNOR CAUZE DINAMICE PROFUNDE dar care nu stau chiar la vedere; aceste cauze dinamice de bază aparțin celor două medii fizice, aer și apă și ar acționa la scară planetară, sumându-și efectele tocmai în zona de contact intim ocean - atmosferă; modul lor de intervenție și ordinea în care o fac, nu sunt încă pe deplin descifrate de către om astăzi.

Aceste prime „EFECTE de interferență aer/apă” cum le-am numi noi, atrag după ele manifestări concrete de vreme cu totul diferită față de anii lipsiți de “El Niño” și anume: ploi abundente acolo unde nu le este locul, variații netipice de presiune și vânt în zona geografică a climei ecuatoriale și subecuatoriale, etc. or numai acestea sunt bine cunoscute de om, nu și cauzele lor.

Prin teleconexiune cercetătorii consideră că manifestări atipice de vreme se produc și dincolo de domeniul cald al planetei anterior pus în discuție, ca și cum efectele s-ar propaga reverberat până în zona climei temperate sau, uneori chiar până la periferia zonei de climă rece.

Ecologic interpretând faptele, la o primă aproximație reiese că manifestările de interacțiune dinamică între ocean și atmosferă, de tip El Niño, influențează, printr-un regim temporar modificat al precipitațiilor și al temperaturii celelalte componente de mediu și anume: scoarța terestră, solurile, vegetația și fauna, omul cu nevoile și activitățile sale.

Pornind de la această ultimă idee vom aborda fenomenul sau “evenimentul” (cum îi spunem noi) El Niño, atât de “la modă” astăzi, atât de invocat, dar din păcate, atât de puțin sau incorect cunoscut de majoritatea celor care îl invocă, drept scuză sau acuză, fie în mass media, fie pe tărâm politic.

8.1.1. El Niño prima definiție și momente din istoricul cercetărilor



Prima definiție a lui El Niño este simplă și sugestivă, se referă la fapte și urmări concrete și, pentru că a fost dată de pescarii peruani, are tentă oceanografică netă.

Modificările intervenite ulterior se referă la cauze și relații între componentele de mediu care participă la realizarea lui.

Vom da atenția cuvenită scurgerii timpului și părerilor celor care s-au preocupat de extinderea înțelesului acestui fenomen dincolo de definiția lui strict oceanografică,

* Există și alți cercetători cu alte opinii care se pronunță în problemă cum ar fi profesorul Marcel Leroux a cărui teorie va fi expusă de noi în continuare.

considerând că definiția cea mai scurtă și cea mai clară este astăzi cea prezentată de noi la începutul de față.

Peru* (0°03' – 18°24' lat. S., 68°39' - 81°21' log. V) este țara sud americană scăldată de Pacificul de Sud, care conviețuiește cu EL NIÑO dintotdeauna....

Peruanii, de când se știu pescari și-au întrebat oceanul an de an ce le va oferi în sezonul de pescuit următor. Aflau răspunsul în urma unei incursiuni pescărești, să-i zicem rituale, pe care, de demult, o organizau în preajma Crăciunului (în emisfera sudică 22/23 decembrie marchează solstițiul de vară, deci ziua cea mai lungă și începutul verii australe, în timp ce în emisfera nordică, deci la noi, este noaptea cea mai lungă și debutul astronomic al iernii boreale). Dacă pescuitul era bogat ei își spuneau că așa va fi tot sezonul, dacă nu pescuiau mare lucru erau convinși că vor avea tot anul nenoroc la pescuit și că PRUNCUȘORUL** adică COPILUL ISUS, din ieslea de Crăciun, le comunică din timp acest lucru pentru a se replea, și EL NIÑO nu greșise niciodată! Ca atare, peruanii se concentrau asupra activităților agricole care mergeau foarte bine în anii cu EL NIÑO, adică fără pește dar cu ploi din abundență.

Așa au stat lucrurile, secole la rând, fără ca economia peruană să se dezechilibreze. Până în secolul XX, firește, mai precis până în ultimul sfert al acestuia, când marea industrie de pescuit și prelucrat peștele mic de plancton, a constatat că intră în criză de producție ori de câte ori apare un EL NIÑO, fără a putea pune în loc, pentru export, alte produse și asta luni la rând (Peru fiind o țară săracă în resurse naturale).

Meteorologia, știința care a explodat și ea ca ritm de dezvoltare în secolul XX, a simțit, la un moment dat, că poate încerca să explice de ce cred cu convingere peruanii în “semnul pescăresc” pe care-l primesc de la EL NIÑO, adică de la Isus din ieslea de Crăciun.

Înainte de a trece în revistă preocupările și orientările meteorologilor în această direcție, să încercăm a concentra într-o definiție adaptată și actualizată ÎNCEPUTUL, adică faza tradiției și a obiceiurilor în actul de cunoaștere a naturii la poporul peruan.

Definiția* pescarilor peruani** ar putea fi exprimată astfel:

EL NIÑO era considerat a fi un curent oceanic cald, de suprafață (care uneori, nu an de an, se intensifică în dimensiuni și se extinde ca arie de influență, mult mai la sud, față de normal), invadând coastele Peru, în detrimentul curentului rece oceanic (numit Humboldt sau al Perului) propriu zonei și aducătorul bogăției de floră și faună oceanică de suprafață.

Revenind în secolul XX, amintim ceea ce se știe acum și anume că:

* Statul Peru are una dintre cele mai mari flote de pescuit din lume. Vasele sale pescuiesc și prelucurează peștele mic de plancton transformându-l în făină de pește exportată ca hrană animală de mare succes. Peru deține recordul și la producția de guano, celebrul îngrășământ natural produs aici de uriașele colonii de cormorani care trăiesc pe țărmul stâncos al țării și se hrănesc cu produsele oceanului aduse aici, din abundență, de curentul rece al Perului.

** Acesta este sensul corect pe care trebuie să-l acordăm numelui EL NIÑO și nicidecum “băiețelul” sau “micuțul” sau altceva luat din dicționar și desprins din contextul tradiției peruane.

*** Adaptarea și actualizarea aparțin Ecaterinei Ion - Bordei

intrarea în această “stare de anormalitate oceanică” se face în anterioara primăvară sau vară, a emisferei nordice (n.b.!), intensitatea maximă atingându-se de Crăciun iar stingerea totală având loc abia în lunile mai sau iunie din anul următor*!

Vom puncta în continuare momentele de referință meteorologică în procesul de cercetare asupra fenomenului în discuție.

- El Niño a fost, aşadar considerat pentru prima dată ca o anomalie meteorologică la scară mare de către cercetătorul britanic Sir Gilbert Walker; în deceniul al III-lea al secolului XX, i s-a asociat prima corelație la distanță și anume: între valorile și tendința presiunii atmosferice la stațiile meteo din vestul și estul Oceanului Pacific precizând că în anii cu El Niño corelația este diferită față de anii lipsiți de acest eveniment (care sunt mai mulți).

- În deceniul al VII-lea al aceluiași secol un alt cercetător, norvegianul J. Bjerknes a remarcat alte corelații și anume între:

variațiile de temperatură ale apei în straturile oceanice superficiale, (care devin anormal de ridicate), ale Oc.Pacific de est și alizeele** care slăbesc în intensitate*** în perioadele cu El Niño și precipitațiile abundente care apar în anumite areale atipice din estul Oc.Pacific și pe coastele americane ale acestuia, în timpul episoadelor El Niño.

După părerea lui J. Bjerknes, apariția “curentului oceanic cald numit El Niño”, la țărmul Peru și “jocul” presiunii atmosferice la nivelul apei, de o parte și de alta a marelui Ocean Pacific (joc al valorilor descoperit de Walker) aparțin unuia și aceluiași fenomen al naturii: ieșirea episodică din conviețuirea clasică a oceanului cu atmosfera.

Figurile 1 și 2, din acest capitol deși sunt de dată recentă, reflectă sugestiv interrelaționarea ocean - atmosferă într-o bună concordanță cu viziunea la scară mare a lui Bjerknes. Timpul i-a demonstrat lui Bjerknes că “episoadele anormale El Niño” influențează în special climatul Indoneziei, Indiei, Australiei, Africii, și Americii între latitudinile lor intertropicale.

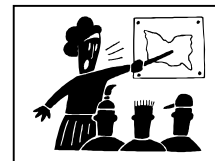
Pentru că, subliniază cercetătorul citat, orice schimbare atmosferică de proporții induce o schimbare în regimul curenților oceanici importanți (redați în fig.3 cap.8), aceștia la rândul lor antrenând noi schimbări atmosferice și astfel ciclul reîncepe (fig.2 cap.8).

* Oceanografia tratează această problemă din punct de vedere dinamic în cadrul capitolelor sale despre curenții oceanici calzi și reci sau superficiali și de adâncime

** alizeele sunt vânturi permanente care bat în troposfera joasă dinspre tropice spre Ecuator, în ambele emisfere, din direcție E-V în general

*** Nu toți cercetătorii sunt de acord cu această slăbire a intensității alizeelor

8.1.2. Cum explică meteorologii de astăzi relația dintre ocean și atmosferă în anii fără El Niño



Respectând și dezvoltând preceptele lui Bjerknes, marea majoritate a cercetătorilor meteorologi de astăzi insistă asupra componentei atmosferice ca factor declanșator al evenimentelor El Niño. Astfel, pentru ei este știut că vânturile sunt direct proporționale cu diferența de presiune între două puncte și că ele se orientează indiferent de anotimp dinspre presiunile mari spre cele joase.

În iarna boreală presiunea atmosferică este joasă deasupra Australiei și Indoneziei (în vestul Pacificului cald) în timp ce în apropierea Insulei Paștelui din centrul Pacificului sud tropical este ridicată (ca în fig.4 a), fapt ce face ca vânturile alizee ale Pacificului să fie constant puternice și capabile să transporte, dinspre est spre vest în lungul Ecuatorului, și să acumuleze mari volume de apă caldă la suprafața Pacificului de Vest. Din această cauză, Oc. Pacific în dreptul Statului Peru păgubit de apele sale calde de suprafață (mereu dislocate și împinse de “vânturile” alizee spre vest) este cu 6 până la 8°C mai rece decât restul oceanului la latitudinile sale calde, dovedind pe această cale prezența, aici a upwellingului (din lb. engleză – ridicare, curent ascendent)

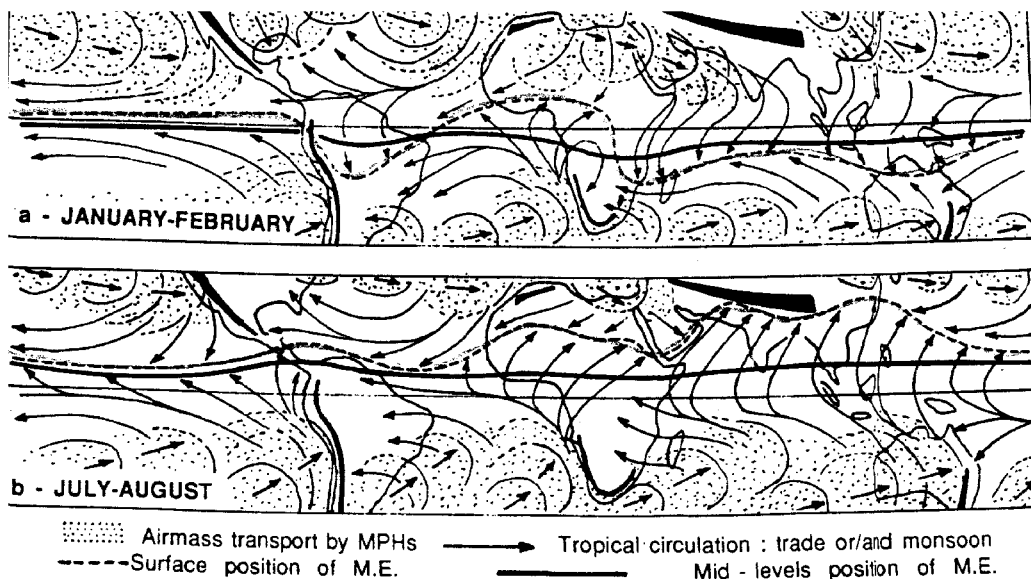


Fig.4 cap.8. Direcția vânturilor dominante din spațiul intertropical în lunile ianuarie-februarie (a) și iulie-august (b) – după Leroux M., 1996

UPWELLING-ul *constă în apariția sistematică la suprafața oceanelor, mereu în aceleași locuri geografice, a unor mari volume de apă de profunzime (venind de la*

adâncimi de cca. 100-200 m) cu mult mai reci decât latitudinile calde în dreptul cărora ies la suprafață.

De ce acționează astfel upwelling-ul?! Nu numai din cauze oceanice, deși la început așa pare.

De fapt, ascensiunea spre suprafață a unor adevărate fluvii reci venind din profunzime ar fi posibilă, în interpretarea noastră, numai ca răspuns compensatoriu al întregului volum de apă oceanică, dat unei prealabile deplasări masive a apelor de suprafață dintr-o anumită zonă a bazinului oceanic spre alta, din cauze atmosferice, oceanice sau de altă natură.

În cazul Oceanului Pacific de est, apa Curentului rece al Peru-lui venind din adâncime, odată ajunsă la suprafață, afirmă unii meteorologi și antrenată la rândul ei spre Ecuator, răcește aerul de deasupra sa, modificându-i structura termobarică, care era favorabilă mișcărilor ascensionare. De aceea, partea estică a Oc. Pacific, aici în discuție, rămâne fără nebulozitatea tipică precipitațiilor convective, în timp ce partea vestică și central pacifică – unde s-a acumulat în timp și apa caldă de suprafață a bazinului estic – este generos dăruită cu nori de dezvoltare verticală și cu precipitații (fig.1 și 2 cap.8).

O.M.M., prin „notele sale tehnice”, face cunoscută periodic poziția științifică la care au ajuns meteorologii față de El Niño, cu trimiteri la o bibliografie amplă în acest sens (biblioteca ANM-ului dispune de multe publicații în domeniu).

8.1.3. Care este comportamentul Oceanului Pacific în anii cu El Niño, după părerea meteorologilor



Așa cum am spus, El Niño se exprimă în extremitatea estică a Oc.Pacific subecuatorial, respectiv în dreptul coastelor statului Peru. Condițiile care premerg un El Niño se regăsesc însă la scară mare, antrenând întregul Oc.Pacific, între latitudinile zonei calde (cel puțin!), într-o dinamică inversă anilor normali. Meteorologii alocă un rol major vânturilor permanente din zonă, adică alizeelor, în raport cu intensitatea centrilor barici pacifici care le-o asigură sau nu. În continuare vom vedea cum pun ei problema.

Sunt ani în care presiunea atmosferică începe să crească deasupra vestului Oc.Pacific și Indoneziei și aproape concomitent să scadă în estul Pacificului.

Atunci diferența de presiune atmosferică între cele două extremități ale oceanului scade implicit și de aceea, consideră majoritatea meteorologilor, alizeele slăbesc* în intensitate deasupra părții centrale și de vest a Pacificului. Acesta ar fi momentul instalării lui El Niño care în plina lui desfășurare se poate imagina ca în fig.1, cap.8. De ce? ... Deoarece apa caldă acumulată în anii normali la suprafața

* Profesorul Marceu Leroux nu consideră că alizeele ca vânturi permanente, slăbesc dramatic în intensitate, ci că uneori „migrează” mai spre sud față de latitudinile lor obișnuite de întâlnire și anume în timpul evenimentelor El Niño

bazinului vest-pacific, pentru că a fost împinsă constant de alizee, scapă înapoi spre est, adică de unde au venit; momentul schimbării de direcție coincide cu momentul în care alizeele, slăbind dramatic în intensitate nu le mai dictează sensul forțat est-vest. Drumul de întoarcere durează circa 3 luni și se identifică cu amplificarea contracurentului oceanic, cald, ecuatorial de vest pe la sudul Ecuatorului geografic deci spre zona subecuatorială a Pacificului de est și implicit spre coastele statului Peru.

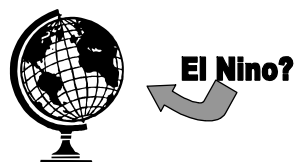
Încălzindu-se astfel estul oceanului, se încălzește și aerul umed de deasupra sa căruia îi dispare stabilitatea termodinamică de până atunci, fapt ce facilitează rapid convecția troposferică masivă și implicit apariția ploilor acolo unde acestea nu sunt la ele acasă, adică cu mult mai la est decât în anii normali (fig.2 cap.8).

Meteorologii spun că, teoretic, un ciclu El Niño în Pacific ar dura circa 18 luni și că nici un ciclu studiat nu a semănat cu un altul până la identitate, până la tipizare.

Meteorologii nu se hazardează în a decide cine, VÂNTUL sau OCEANUL inițiază un El Niño, și nici cine îl va transforma în opusul său care se mai numește LA NIÑA (pruncuța) sau EL VIEJO (bătrânul).

După părerea noastră, acest “opus” ar trebui lăsat în domeniul stării de normalitate întâlnită în toți ceilalți mulți ani când NU EXISTĂ EL NIÑO, căci așa o considerau oamenii locului: stare normală pentru pescari și pescuit.

8.1.4. Se poate vorbi despre un El Niño “atlantic”?



Meteorologii consideră că situația Oceanului Atlantic este mai dificil de explicat deși consideră că au găsit o versiune mai lentă a unui El Niño “atlantic”. Unii dintre ei vorbesc despre un ciclu de 12 până la 14 ani în cursul căruia un curent oceanic cald s-ar naște în dreptul coastelor statelor americane Carolina de Sud și de Nord și ar urca spre nord-vest timp de circa șase ani; apoi în locul lui un curent rece ar lua ștafeta tot din dreptul Carolinei și ar urma același drum în timpul celorlalți 6 - 8 ani completând astfel ciclul de 12-14 ani. Efectul lui El Niño asupra Americii de Nord ar depinde de momentul în care el este maxim, de amploarea sa și de asemenea, de locul unde temperaturile oceanului sunt anormale.

Cercetătorii fac de asemenea observații și în domeniul apelor atlantice din sectorul Portugalia – nord-vestul Africii. Studiile au arătat, de exemplu, că variația interanuală a upwellingului costier, în spațiul cuprins între 20° și 25°N^{**} , este redusă ca amplitudine. Variația este însă foarte mare în cazul în care upwellingul prezintă o

* Mulțumim dr.Simona Căpșună pentru contribuția informațională la acest capitol

** Coordonatele geografice sunt altele decât cele pacifice, care erau specifice subzonei climatice subecuatoriale și care explicau funcția contracurentului cald ecuatorial de vest. În cazul Oceanului Atlantic tentativa de explicare trebuie să aibă în vedere un mecanism asemănător dar între alte coordonate geografice

puternică manifestare sezonieră, cum ar fi: de-o parte și de alta a paralelei de 31°N , la sud de 20°N , de-o parte și de alta a paralelei de 27.5°N și lângă Portugalia. Un indice deosebit de scăzut al upwellingului s-a înregistrat la sud de paralela de 20°N , de la Crăciunul anului 1982 și până la începutul anului 1984, ceea ce a coincis cu fenomenul El Niño foarte puternic din perioada 1982/1983 din Oc.Pacific („Journal of Geophysical Research”, 1994).

Se emit scenarii teoretice succesive pe care marele laborator numit „NATURA” le va valida sau nu !

8.1.5. El Niño și teleconexiunile, în viziunea meteorologilor antrenați în cercetarea acestei interrelații.



În cursul anilor în care se manifestă El Niño, raportul dintre ocean și atmosferă se transformă pretutindeni în lume, spun și publică meteorologii.

În mod normal (revezi fig.4 a și b din acest capitol), un anticiclone de emisferă nordică persistă în largul coastelor Californiei, ceea ce contribuie la menținerea acolo a unui timp cald și însorit.

În anii cu El Niño, apa oceanică caldă modifică însă interacțiunea dintre ocean și atmosferă, ceea ce ar provoca deplasarea acestui anticiclone dinspre vest mai spre est și dirijându-l spre regiunile de prairie ale SUA și Canada. La rândul său, anticiclonele ar modifica fluxul de aer activ în straturile medii și superioare ale atmosferei și astfel, indirect, fenomenul El Niño ar provoca secete în unele regiuni și inundații în altele, la mare distanță de locul lui de apariție.

Aceasta este numai o direcție către care merg cercetătorii există însă și altele care pot fi întâlnite în literatura de strictă specialitate.



8.1.6. El Niño: momente celebre în secolul XX

Cei mai populari El Niño au fost în anii: 1957/1958, 1965, 1972/1973, 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992. Cel din **1982/1983 a fost foarte sever**, cel din 1986/1987 a fost destul de blând, cel din 1991/1992 a fost mediu ca intensitate, iar cel din **1987/1988 a fost, din nou, foarte sever**, se pare că mai sever decât cel din 1982/1983 considerat inițial ca fiind „El Niño al secolului” .

Concluzia actuală a meteorologilor este gravă, alarmantă. Cităm: “*Se poate spune că din punct de vedere meteorologic, fenomenul El Niño influențează toată planeta indirect, prin “teleconexiuni”*”.

8.1.7. El Niño în lumina „teoriei Leroux”



Am prezentat în partea a-I-a a acestei cărți, concepția și schema circulației generale a aerului în troposferă propusă de Marcel Leroux. Schimbările meridianale de fluxuri energetice și de masă între latitudinile intertropicale și polare ale atmosferei joase a planetei, constituie cheia de boltă a întregului raționament al acestui savant.

Vom regăsi elementele de bază ale teoriei sale și în cazul fenomenului “El Niño”. Explicația Leroux pare să nu aibă fisuri, după cum vom constata mai jos dând curs teoriei sale.

Marcel Leroux, despre fenomenul “El Niño”

EL NIÑO este astăzi un subiect la modă, până într-atât încât unii îl consideră responsabil de clima mondială, constata profesorul Leroux. După episodul 1972 - 1973, și mai ales după cel din 1982/1983 estimat a fi fost “El Niño-ul secolului”, evenimentele El Niño sunt judecate ca fiind responsabile de așa zise „dereglări climatice” nu doar deasupra Pacificul de sud, ci mult mai mult, mergând până la modificarea climatului latitudinilor temperate (cum spunea Desbros, în 1983) sau a celor arctice și antarctice unde calotele polare ar reflecta într-un mod specific acest fapt (cum spune Gloersen în 1995).

În cartea sa “La dynamique du temps et du climat 1996, M.Leroux afirmă că:

“Fenomenul El Niño”, asociat oscilației australe „OA” (sau oscilația sudică SO descrisă de Walker, 1924), a devenit „ENSO^{*}” (în formularea sa engleză) sau „ENOA^{**}”. Așadar, oscilația australă reprezintă variația presiunii la nivelul mării între cele două laturi ale Oceanului Pacific tropical: “în termeni generali, când presiunea atmosferică este ridicată deasupra Oceanului Pacific, ea tinde să fie scăzută deasupra Oceanului Indian al Africii și Australiei” (Walker și Bliss, 1932). OA este exprimată prin diferența de presiune dintre Tahiti, din Insulele Societății (sau Insula Rapa, sau Insula Paștelui) pe de o parte și orașul Darwin, din nordul Australiei (sau Jakarta din Indonezia) pe de altă parte. În timp ce presiunea este ridicată în Tahiti, dar concomitent ea este scăzută în orașul Darwin, indicele OA este crescut, temperatura suprafeței Oceanului Pacific central din vecinătatea ecuatorului este scăzută și atunci este un episod rece sau un anti - niño; invers stau lucrurile când diferența de presiune devine minimă, atunci când indicele OA este redus și tot atunci observându-se o anomalie termică caldă la suprafața oceanului cunoscută sub numele de El Niño.

Fenomenul El Niño este cunoscut de secole (Enfield, 1989) dar “cauzele oscilației Australe nu sunt prea bine înțelese” (Hastenrath, 1991), accentuează M.Leroux. Amplificarea prin medieri statistice nu facilitează înțelegerea sensului lui ENSO (ENOA), pentru că fenomenul nu este întotdeauna explicat; i se atribuie responsabilități pe care nu le poate avea; Leroux crede că, numai caracterul

* ENSO – El Nino-Southern Oscillation (oscilația sudică)

** ENOA – El Nino-Oscilația Australă

esențialmente statistic al analizelor este cel care i-a permis să fie adesea considerat că fiind cauza anomaliilor climatice la scara globului. Este deci necesar să ne ferim cu orice preț de senzaționalisme, pentru a examina corect din punct de vedere al dinamicii, componentele atmosferice și oceanografice ale lui El Niño.

Componentele fenomenului El Niño din Pacificul oriental după Marcel Leroux

De-a lungul coastelor statelor Peru, Ecuador și Chile (Fig.5 a și b), alizeul maritim, îndepărtând apa oceanică de suprafață de la țărm spre larg, provoacă un „vid” de apă relativ în estul Oc. Pacific și care face să urce spre suprafață apele reci de la o adâncime de 100 până la 200 m. (în cadrul fenomenului de upwelling). Aceste ape reci furnizează mari cantități de elemente nutritive; totodată, prin încălzire, ele eliberează progresiv mari cantități de gaz carbonic (știut fiind că, bioxid de carbon se găsește în concentrație mai ridicată în apele reci), și întrețin o bogată zonă plactonică ce atrage peștii, păsările și pescarii.

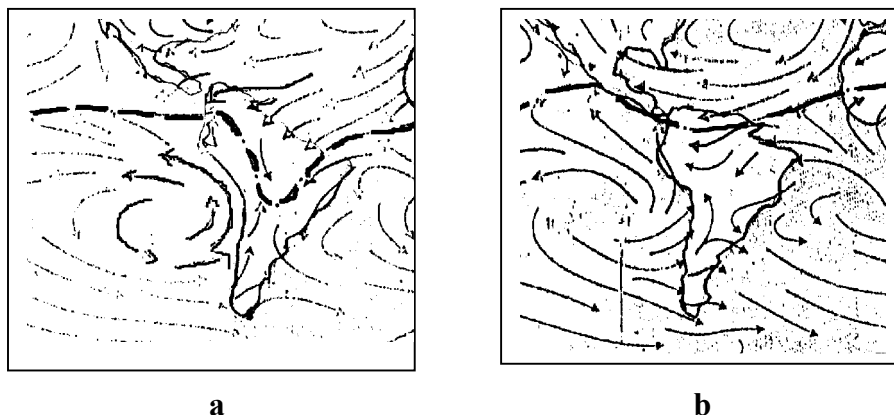


Fig.5 cap.8. Vânturile dominante și poziția medie a Zonei de Convergență Intertropicală în ianuarie (a) și iulie (b), în America de Sud și Centrală

Totodată, în fiecare an “un slab curent de coastă, cald desprins din corpul contracurentului ecuatorial de vest, se scurge în direcție sudică” (Wyrski, 1979) atingând nordul Peru-lui și retrăgându-se în aprilie. Episodic, la intervale neregulate, curentul acesta cald El Niño este mai puternic și coboară mai mult spre sud decât în ceilalți ani. Atunci apele mai reci de suprafață, proprii Pacificului din dreptul coastelor Peru, sunt înlocuite cu ape mai calde ajunse până aici; de aceea peștii dispar, păsările (furnizoare ale prețiosului guano) mor, iar plasele pescarilor se întorc goale. În același timp, puternice precipitații, uneori diluviene, cad peste regiunile litorale ale Ecuadorului și ale părții de nord a Peru-lui, precum și peste Insulele Galapagos, care în anii normali sunt regiuni puțin sau de loc afectate de precipitații (tabel 1).

Tabel nr. 1. Cantitățile de precipitații (mm) măsurate în Ecuador (Quito și Gayaquil) și Peru (Chiclayo) în an cu El Nino

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	AN
Quito	94	99	134	171	99	52	24	25	69	139	117	86	1109
Gayaquil	217	189	231	133	38	15	0	0	0	4	1	15	843
Chiclayo	10	2	8	3	0	0	0	0	0	1	4	2	30

În trecut, în mod tradițional, din punct de vedere agricol, un an cu El Niño era considerat drept un an al abundenței („ano de abundancia”). Dezvoltarea pescuitului industrial și importanța sa în economia Peru-lui au făcut însă ca astăzi, dimpotrivă, un El Niño puternic să fie considerat o catastrofă, accentul fiind pus pe aspectele negative, pe inundațiile locale mai degrabă decât pe ameliorarea pluviometrică generală.

În situații normale de iarnă boreală (fig.6, cap.8), alizeele de nord și cele de sud generează și împing către vest curentul californian care devine nord-ecuatorial (CNE) precum și curentul Peru-lui (sau al lui Humboldt) care devine sud-ecuatorial (CSE).

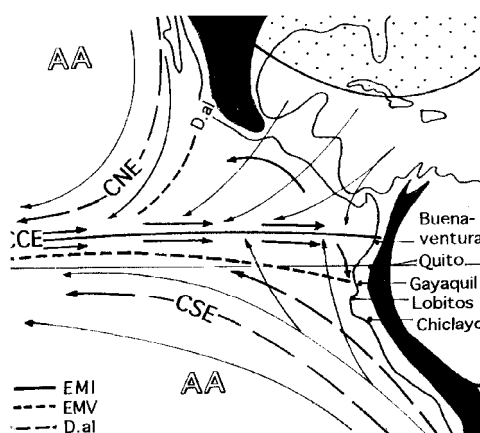


Fig.6 cap.8. Circulația oceanică și cea troposferică în Pacificul oriental și în America Centrală, în timpul iernii (după Leroux M., 1996)

„Vidul” relativ creat la suprafața Pacificului de est este compensat de contracurentul ecuatorial de vest, curent cald care revine spre est, sub zona de calm ecuatorial, legată de poziția Ecuatorului Meteorologic vertical (EMV). Astfel istmul american este scăldat de ape calde, între doi curenți reci.

Structura Ecuatorului Meteorologic (EM) este foarte apropiată de cea a unui EMV și determină precipitații abundente în vecinătatea Ecuatorului, (care depășesc 6 m/an la Buenaventura (Columbia)) în dreptul paralelei de 4⁰ latitudine nordică.

Dar larghețea sa din punct de vedere pluviometric intră rapid în declin în direcție sudică (tabel 1) pe măsură ce se impune inversiunea alizeului austral. La Quito spre exemplu, la o altitudine de 2818 m, situat la nivelul sau chiar deasupra formațiunilor

noroase de altitudine mică și medie, EMV-ul glisează ușor în direcție sudică în octombrie - noiembrie și apoi din nou în direcție nordică în aprilie. Maximul pluviozității la Quayaquil (tabelul 1 și figura 8) în ianuarie, marchează prezența EMV-ului aici ușoară diminuare a ploilor de februarie reprezentând consecința alunecării lui către sud; maximul din martie al precipitațiilor este o dovadă în favoarea revenirii către nord a EMV-ului. În iarna australă deplasarea către nord a EMV-ului afectează Quayaquil-ul, litoralul fiind în acest caz surmontat de către inversiunea sterilizantă a alizeului austral. Mai jos de această inversiune termică a alizeului exemplul fiind Lobitos din Peru, aflat la 4° latitudine sudică nu cad precipitații mai mult de 51 mm/an, iar Chiclayo aflat spre 7°S cad numai 30 mm anual (tabel 1). Între 4° latitudine N și 4°S se întâlnește o gamă valorică de precipitații cuprinsă între 6000 mm și 50 mm, iar gradientul descreșterii fiind de ordinul a 750 mm/grad latitudine! Un astfel de gradient uriaș arată, ca și saltul pluviometric lunar remarcabil de la Quayaquil din decembrie până în ianuarie (200 mm), că aici nu este necesară decât o foarte slabă glisare a EMV-ului, pentru a provoca puternice modificări ale câmpului pluviometric, într-o scară excesivă mergând de la lipsa de ploi până la ploi diluviene, într-un spațiu de numai 7°-8° de latitudine.

Componentele El Niño în Pacificul tropical după același autor

Se impune o întrebare și anume: invazia apelor calde în lungul coastelor peruviene este sau nu este legată de dispariția upwelling-ului și implicit de o relaxare a alizeului austral? Ar putea fi o explicație dar nu pare a fi suficientă deoarece “vânturile alizee în realitate NU sunt mai puțin intense în timpul perioadelor El Niño decât în condiții normale spune Leroux preluând afirmația din Wyrtku din 1979.

Din punct de vedere oceanografic cauza ar fi complexă și anume: alizee puternice transportă apele de suprafață din est către vestul Oc. Pacific intertropical. Aceste ape se “acumulează” aici, unde bazinul pacific nu este separat de cel indian, iar în timpul ipotetice slăbiri a alizeelor, apele acumulate se scurg spre est, întorcându-se către locul de origine. În acest mod devine evidentă necesitatea unor alizee permanent puternice care să aducă apa către vest, pentru că o scădere a ecartului de presiune între cele două extremități de est și de vest ale Oc. Pacific este considerată imediat ca un semn premergător al revenirii apelor către est, contracurentul ecuatorial de vest devenind în acest caz foarte puternic. Aceasta ar fi schema de concepție meteorologică pentru EL NIÑO dar nu toate evenimentele El Niño au decurs conform schemei; de exemplu: cel din perioada 1982 - 1983, unul dintre cele mai puternice, a fost și cel care a rezervat cele mai multe surprize pentru că nu a urmat “scenariul tip”.

- Conform punctului oficial de vedere al meteorologilor din 1987 (OMM) un eveniment El Niño se asociază cu:

1. o slăbire a sistemului alizeelor Pacificului, dar și cu apariția și intensificarea unor vânturi sau anomalii vestice de vânt deasupra Pacificului Occidental;

2. o creștere a presiunii aerului la nivelul mării, în vestul Oc. Pacific (adică în zona orașului Darwin - Australia) suprapusă peste o scădere a nivelului mării în aceeași zonă și totodată o scădere a presiunii atmosferice la est, adică în zona Tahiti din Pacific unde se remarcă o ridicare a nivelului mării (să ne amintim că unui hPa îi corespunde o

creștere/scădere a nivelului apei de 1 cm) sub influența scăderii presingului anticiclonic atmosferic;

3. o glisare către est a activității troposferice convective și totodată o deplasare a apelor calde din vestul către centrul și estul Oc. Pacific.

După ce a expus mai sus condițiile minime cerute de cercetătorii meteorologi pentru ca un El Niño să fie posibil, Marcel Leroux își expune teoria.

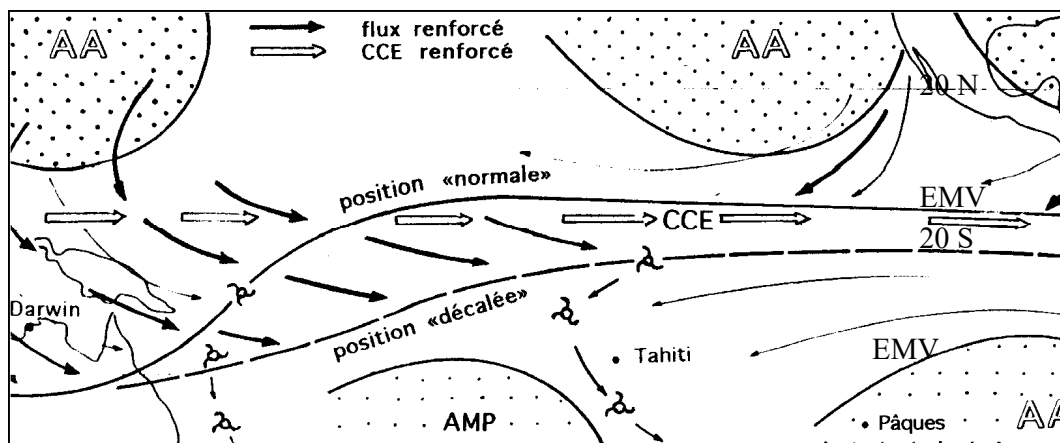


Fig.7 cap.8. Componentele principale ale lui El Niño în iarna boreală, în Pacificul tropical (după Leroux M., 1996)

Astfel în fig.7 cap.8, Leroux ansamblează componentele atmosferice ale fenomenului El Niño în timpul iernii boreale deasupra Pacificului tropical. Conform teoriei sale stațiile Darwin și Tahiti sunt situate în două domenii diferite de circulație (fig.7 cap.8), și deci se supun unor dinamici distincte în spațiu și în timp. Reiese că importanta OA (oscilația australă) este serios vătămată de vreme ce ecartul de presiune poate releva variații de intensitate ale mai multor fluxuri. În vara australă, aceste variații pot fi datorate alizeului maritim al Pacificului de sud sau musonului australian, adică forței alimentării extratropicale, fie australe, fie boreale. În iarna australă, aceste variații depind de dinamismul AA-urilor australe, adică inițial de distribuția AMP-urilor între Oceanul Indian și Oceanul Pacific.

A doua întrebare de tip Leroux este: Vânturi vestice preced și/sau însoțesc un eveniment El Niño (WMO, 1987) și care este originea acestor vânturi vestice? Figura 4 arată că impulsul primar vestic (ca în cazul iunie - iulie 1982 pentru El Niño 1982 - 1983) este asociat fluxului musonului chinezesc care împinge EM-ul (Ecuatorul Meteorologic) către nord în vara boreală. După inversarea circulației, musonul australian vestic, considerabil intensificat este cel care duce la creșterea presiunii aerului la nivelul mării, impulsionează către est apele de suprafață ale CCE, și astfel decalează "zona de convergență" respectiv decalează confluența între alizeul pacific austral și musonul australian în lungul EM-ului. Această migrație a ascendenței asociată EMV-ului spre arhipelagurile Pacificului central (în vecinătatea liniei de schimbare a datei peste care, în acest caz, cad ploi diluviene, privând în mod natural Indonezia și

Australia de regimul pluviometric necesar (Ropelewski și Halpert, 1986), dar fără a provoca seceta. Alunecarea generală către est și către sud a EMV-ului precum și tensiunea exercitată de către musonul australian asupra apelor de suprafață care ar urma să sosească 2 sau 3 luni mai târziu pe coastele americane (CCE rapidă), au în plus ca origine o creștere puternică a dinamismului atmosferic boreal prin intermediul AMP-urilor asiatice, a căror intensificare este atestată de către ploile anormal de puternice care cad deasupra Chinei și Japoniei. Șase cicloni tropicali au traversat Polinezia în intervalul februarie-aprilie 1983 dintre care, cei mai puternici au fost Weena și Bora-Bora (trebuie mers până la începutul secolului, din 1903 până în 1906, pentru a regăsi fenomene la fel de puternice). Aceasta se datorează în egală măsură faptului că EMV-ul, loc de naștere privilegiat al ciclonilor tropicali, ar fi în acest caz decalat către sud, permițând astfel prin îndepărtarea sa de ecuatorul matematic, intervenția forței geostrofice (vorticității) și întâlnirea cu AMP-urile australe.

Fenomenul El Niño implică deasupra Oc.Pacific intervenția unor factori dinamici puternici, consideră Marcel Leroux. Acești factori aparțin unor domenii atmosferice distincte, care explică motivele diferite ale producerii și multiplele fizionomii ale lui El Niño. Dacă nu luăm în considerare decât dinamica aerului emisferei nordice, EM-ul este animat de trei impulsioni boreale și anume: un segment de est (America Centrală) care depinde de circulația de deasupra Americii de nord la est de Munții Stâncoși (extensie a activității nord-atlantice); un altul central care depinde de dinamica aerului în zona Pacificului oriental la sud de AA (aglutinarea anticiclonală) zisă “a Hawai-ului” și un al treilea segment, mai extins, de vest, care depinde de dinamismul alizeului asiatic/musonului australian. Dar acești factori, care nu acționează neapărat simultan, decurg din aceeași cauză inițială și, prin deplasarea EM-ului către sud, exprimă o mai mare forță a emisferei meteorologice de nord. În consecință, la scara forțelor, cu siguranță nu un curent oceanic de suprafață, fie el și intensificat (de vreme ce CCE este un curent permanent), este cel care ar fi capabil să dicteze, dincolo de barierele montane și/sau de distanțe, “calitatea ploilor indiene, , africane sau brazilene, ori intensitatea jetstreamurilor sau extinderea ghețurilor în mările arctice și alte forțe”(Cadet și Garnier, 1988). Conexiunile evocate, în cadrul cărora înlănțuirea fenomenelor este vizată invers, relațiile care - cu prea multă ușurință - sunt numite „corelații” (de vreme ce sensul relației nu a fost încă definit) sunt numai statistice, relevând covariații sau coincidențe, fără a demonstra relațiile fizice dintre parametri, afirmă prof.Leroux. Pretinsele răsturnări și multiplicări ale “celulei Walker” nu sunt încă demonstrate după părerea sa și atunci cum ar putea câteva grade diferență de temperatură între apele oceanice de suprafață, și/sau cum ar putea un decalaj regional al EM-ului să inverseze brutal sensul fluxului straturilor superioare și să perturbe circulația generală în pofida legilor curgerii care o guvernează?

„Si, conchide Leroux, dacă logica fenomenelor meteorologice este respectată, iar relațiile dinamice sunt identificate și corect înserate în circulația generală, atunci fenomenul El Niño apare drept ceea ce și este într-adevăr adică: o consecință regională a dinamicii transferurilor atmosferice meridianale, pornind de la pol și atingând inima zonei tropicale.”

Asupra creșterii frecvenței de producere a fenomenului El Niño, după M. Leroux

Fenomenul El Niño, care cu cât pare mai banal cu atât se produce mai adesea, tinde să se manifeste din ce în ce mai des. Se observă totodată “o mai mare frecvență a fenomenului ENSO” (WMO, 1990), și “o creștere a intensității situațiilor de El Niño”, cea din 1982 - 1983 fiind cea mai intensă de mai bine de un secol, depășind în intensitate “marii El Niño din 1925 și 1981” (Rasmusson, 1984). În 1984 - 1985 s-a produs un El Niño “avortat” (WMO, 1987), în 1987 El Niño a fost “semipermanent” (Kousky și Leetma, 1989), 1989 - 1990 a cunoscut un quasi - ENSO (“ENSO - like conditions”, Janowiak, 1990). După 1990 El Niño este aproape constant, reproducând condiții de lungă durată deja observate până în 1913 și din 1939 până în 1941 (WMO, 1995), care corespund de altfel unor perioade cotate din punct de vedere pluviometric ca deficitare în Sahel.

Weare (1983) a subliniat că El Niño este “asociat unei mișcări către sudul zonei de convergență a Pacificului zonă situată în medie spre latitudinea de 8°N . Deser și Wallace (1990), au observat “o extensie către sud și o intensificare a ITCZ (Zona de convergență intertropicală)” în timpul episoadelor El Niño.

Față de toate aceste derutante interpretări, Leroux spune în concluzie:

„Si iată cum, exact ca în cazul Marii Secete Saheliane, creșterea frecvenței El Niño-urilor pacifice rezultă din alunecarea către sud a EM-ului, cert asociată cu o intensificare a dinamicii boreale. Dacă numeroasele fenomene sunt într-adevăr “interconectate”, atunci cauza covariațiilor trebuie căutată în această origine comună.”

Originea ploilor torențiale din nordul Peru-lui este cât se poate de naturală și deloc apocaliptică!

Pentru meteorologi venirea apelor oceanice calde, desprinse din contracurentul ecuatorial de vest, nu este un factor explicativ major al ploilor. Atunci pentru care motiv EMV-ul, care este aici un factor pluviogen, se deplasează către sud în decursul unui episod El Niño ? În partea estică a acestei unități de circulație troposferică și în decursul acestui anotimp poziția EM-ului depinde de dinamismul atmosferic boreal, și mai ales de forța alizeului venind dinspre Atlanticul vestic care bate și peste istmul american; depinde de alimentarea ei prin aportul AMP-uri meridionale care coboară de-a lungul coastelor californiene și mexicane. Astfel, din decembrie 1982 până în aprilie 1983 violența fenomenelor meteo au fost ieșite din comun în sudul Statelor Unite și în Golful Mexic (Garcia, 1996), provocând mai mult de 50 de victime și numeroase distrugerii. Insulele Galapagos au cunoscut oraje enorme și vânturi de nord cu totul neobișnuite. California de asemenea a fost afectată de ploi diluviene, (chiar și de o tornadă în centrul Los Angeles-ului). Acea iarnă severă s-a tradus printr-o creștere a presiunii deasupra întregii Americi de Nord și printr-o intensificare a circulației troposferice care a provocat deplasarea către sud a jetului vestic de altitudine.

Aceleași constatări au fost făcute, în cursul iernii 1976 (un alt an de glorie al lui El Niño) de care sunt legate atât seceta neiertătoare de pe coasta californiană (AA

puternic), cât și viscoalele repetate și recordurile de răcire din estul continentului. Schonher și Nicholson (1989) subliniază că cea mai mare parte a anilor cu condiții foarte favorabile ploilor în California sunt anii ENSO, mai ales în California de Sud unde 9 până la 11 evenimente din perioada 1950-1982 corespund anilor cu ploi excedentare. În timpul evenimentului El Niño din 1991-1992, puternice ploi și inundații, după cum urmează: în ianuarie 1992 în California de Sud și în Texas, în primăvara 1992 în statele situate în vestul Golfului Mexic, dar și în nordul statului Mexic, în America Centrală în general iar în martie 1992 au căzut ploi diluviale asupra coastelor Peru-lui (Halpert & al., 1993). Evenimentul El Niño care a ținut din decembrie 1993 până în martie 1994 a creat condițiile realizării unor valori de temperatură foarte scăzute mai ales în ianuarie și februarie în estul cald al Americii de Nord și în Cuba (WMD, 1995).

Numeroase studii relevă că toate evenimentele El Niño, în măsuri diferite, au fost asociate cu vânturi puternice și perturbații atmosferice intense la latitudini temperate și totodată cu o creștere (intensificare) a presiunii aerului deasupra Americii de Nord în timpul iernii boreale considerând-o ca fază ținând de El Niño (Shukla, 1984). Mai la nord depresiunile zise Aleutina și Islandeza au fost mai adânci valoric decât în mod normal în timpul episoadelor El Niño (Niebauer, 1988), adâncimea acestora fiind după părerea prof. Leroux proporțională cu forța AMP-urilor. Toate aceste observații arată în mod evident că o creștere a forței AMP-urilor și a dinamismului troposferic general în emisfera meteorologică nordică în asociație cu frigul boreal, conduce la o alunecare de ansamblu (deci și peste Oc. Pacific) către sud a EMV-ului (ecuatorului meteorologic vertical) Așa ajunge să devină celebrul El Niño al emisferei geografice sudice un fenomen troposferic al emisferei nordice, și anume, al domeniului aerologic atlantico-boreal extins la sud de Ecuator. După Leroux, ploile puternice din nordul Peru-lui și din Galapagos, care nu necesită neapărat mari perturbații dinamice se datorează aceleiași translații către sud a EMV-ului, cu manifestările lui caracteristice cu tot.

Ce este meritoriu constă în faptul că înainte de a-și prezenta răspunsul propriu de mai sus Marcel Leroux a trecut în revistă opiniile oceanografilor dar și pe cele oficiale ale meteorologilor, cu privire la generarea fenomenului El Niño sub titulatura „Componentele El Niño în Pacificul tropical”.



8.2. Efectul de Seră

8.2.1. Efectul de seră natural

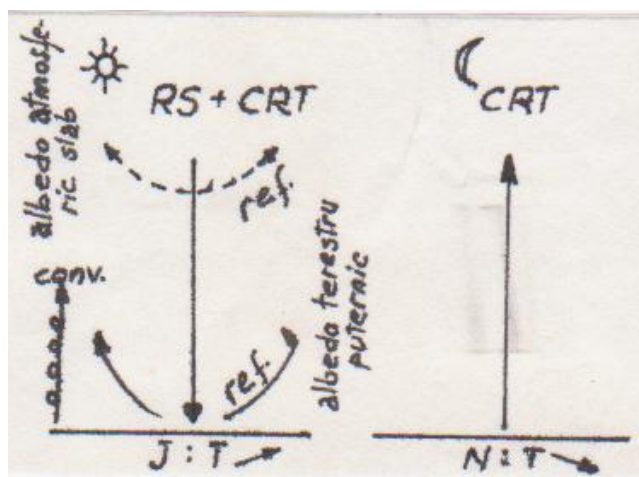
Într-o primă aproximație, efectul de seră natural este rezultatul mecanismului prin care învelișul atmosferic poate fi în același timp cvasitransparent pentru radiația solară ce intră în el și totodată cvasiopac pentru radiația retransmisă de suprafața terestră care a beneficiat de ceea ce a primit de la Soare.

Comparația cu o seră vegetală – în care pereții de sticlă ai acesteia lasă să pătrundă razele solare dar nu le lasă să iasă pe cele provenind din seră ci le retrimite incintei – facilitează înțelegerea importanței vitale a acestui efect atmosferic la scara planetei noastre.

„Suprafața Terrei – spuneau Kandel și Forequart în 1992, citați de Marcel Leroux în 1996 – devine, prin această modalitate indirectă, mai caldă și mai umedă decât ar fi fost dacă atmosfera nu ar juca rolul de „sticla Serei”.

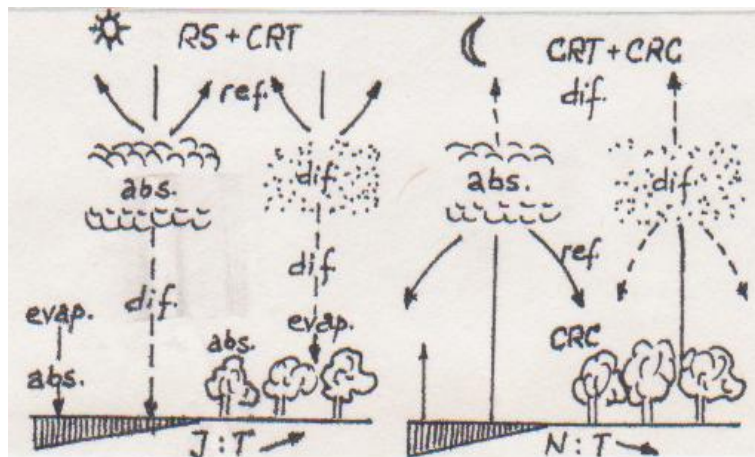
Datorită efectului de seră natural adică datorită reabsorbției energiei contraradiate de către suprafață terestră, în spectrul radiațiilor infraroșii, sistemul Pământ-atmosferă dobândește un câștig termic de $+33^{\circ}\text{C}$.

A: aer uscat: continent - munte



amplitudine termica forte
efect de seră foarte limitat

B: aer umed: ocean - pădure deasă



amplitudine termica slabă
efect de seră intens

RS – radiație solară; CRT – contraradiație terestră; CRC – contraradiație atmosferică; abs – absorbție ref – reflexie; dif – difuzie; evap – evaporație; conv – convecție, turbulență

Fig.8 cap.8. Bilanțul radiativ și componentele termice de tip continental (A) și de tip oceanic (B)

Mai clar spus, temperatura medie la nivelul suprafeței terestre (deci și în aerul aflat în imediata apropiere a acestuia) conform calculelor ar trebui să fie de -18°C și totuși ea este de $+15^{\circ}\text{C}$!

De aici intră în discuție diferența de 33°C drept un câștig termic, datorat radiației infraroșii, câștig limitat însă numai la straturile troposferice inferioare, adică numai până la cel mult 5000 m altitudine unde, de obicei se înregistrează și valoarea ieșită din calcul, adică -18°C . Cu alte cuvinte, deși mecanismul natural este pus în funcțiune de suprafața terestră și de primii 5 km grosime de strat atmosferic, insistăm spunând din nou că numai datorită efectului de seră natural (adică reabsorbției energiei contraradiate de suprafața terestră în spectrul radiațiilor infraroșii) sistemul Pământ-atmosferă are un câștig termic de 33°C .

Ne reamintim că bilanțul radiativ reprezintă diferența între partea absorbită de către atmosferă și/sau de către sol din radiația solară incidentă, ca flux care intră și radiația infraroșie, termică, pe care suprafața solului și atmosfera o retrimite către spațiu (ca flux care iese), Fig.8 cap.8. Radiometrele montate pe sateliți măsoară astăzi direct aceste componente ale bilanțului radiativ (cu o precizie de, mai mult sau mai puțin 0,3%), la limita superioară a atmosferei. Valoarea mediată pentru un an pe termen de 24h a radiației solare incidente este de 342 W/mp în timp ce valoarea contraradiației planetare, care scapă către spațiu este de 240 W/mp.

Fluxul solar de unde scurte este: reflectat (în funcție de albedo) sau refractat (difracție, difuzie), sau absorbit și transformat în căldură.

Estimările de calcul indică că numai 30% (102 W/mp) din fluxul incident este reflectat sau difuzat către spațiu, restul de aproximativ 70% (240 W/mp) fiind absorbit astfel:

- pe deoparte de către atmosferă (20%), care este cvasitransparentă la radiația solară vizibilă (cu excepția oxonului atmosferic pentru radiația ultravioletă);
- și îndeosebi de către suprafața Terrei (50%), în proporții aproape echivalente între radiația difuză (28%) care traversează norii și aerosolii și radiația directă (26%).

Suprafața Terrei care primește de două ori mai multă energie incidentă decât atmosfera, reemite la rândul său în sens invers prin contraradiație terestră. Acum, datorită opacității atmosferei la radiația infraroșie, cea mai mare a radiației reemise de către suprafața Terrei este absorbită de aceasta exceptând lungimile de undă din banda situată între 8 și 12 μm , care constituie « fereastra atmosferică » prin care se efectuează pierderile directe către spațiu.

Absorbția atmosferică este în principal realizată prin intermediul: vaporilor de apă (deși ei constituie numai 1% din atmosferă) al CO_2 , (0,03%) al O_3 sau al CH_4 (prezent în cantități infime); constatăm cum componentele majoritare ale aerului, adică N_2 (78,08%) și O_2 (20,95%) practic nu intervin (fig.9 cap.8).

Transferurile de energie de la sol către atmosferă se realizează de asemenea prin procese neradiative (convecție) sub forma fluxurilor de căldură sensibilă (7%) și căldură latentă (23%).

Fluxul de căldură sensibilă însoțește instantaneu convecția termică.

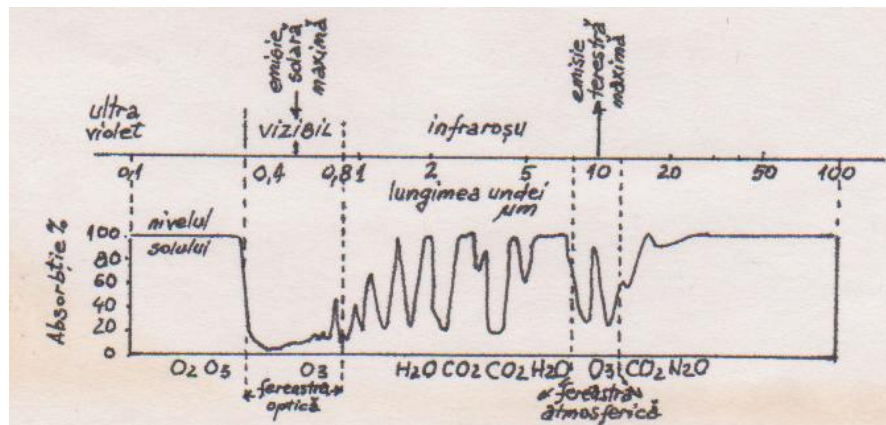


Fig.9 cap.8. Spectrul radiativ solar și fenomenul de absorbție a radiației

Căldura de vaporizare, ținută în rezervă este restituită în mod mai mult sau mai puțin diferit, în timpul schimbărilor de fază (condensarea apei și formarea norilor). Aportul de căldură latentă (23%) este de același ordin de mărime pentru încălzirea atmosferei ca și absorbția directă a radiației solare (20%).

Atmosfera radiază la rândul său și de aceea această contraradiație atmosferică este reemisă la rândul ei fie către spațiu fie către suprafața terestră, întreținând astfel încălzirea aerului în vecinătatea solului.

Iar acum să conchidem: bilanțul radiativ la limita superioară a atmosferei este deci echilibrat între energia care intră adică fluxul soar incident mediu de 342 W/mp și energia care iese adică cea retrimisă către spațiu, adică fluxul solar reflectat de către albedo-ul planetar (aproximativ 102 W/mp) dar și de contraradiația planetară (adică flux infraroșu, egal în medie, cu 240 W/mp).

Se consideră că efectul de seră global, pentru climatul actual reprezintă: 160 W/mp din care 100 W/mp pentru vaporii de apa, 50 W/mp pentru gazul carbonic și 10 W/mp pentru celelalte gaze.

8.2.2. Efectul de seră antropic

După cum s-a prezentat anterior datorită efectului de seră natural, adică reabsorbției energiei contraradiației terestre în infraroșu, câștigul termic al sistemului Pământ – atmosferă este de +33°C. În dobândirea acestui câștig vaporii de apă joacă un rol esențial, fapt exprimat de comportamentele termice ale regiunilor secetoase diferit de cel al regiunilor umede (fig.8 cap.8). Contribuția apei la efectul de seră reprezintă 62,5%, restul de 37,5% aparținând altor G.E.S.-uri, CO₂ în principal (din fericire el nu reprezintă decât 3 miimi din atmosferă), CH₄, N₂O, O₃, din straturile joase, clorofluorocarburiilor (CFC_s) și aerosolilor troposferici – studiate în capitolul referitor la radiația solară, cosmică și terestră.

În prezent există îngrijorarea că mecanismul natural care asigură constanța și echilibrul efectului de seră natural, global, ar putea fi influențat de aportul antropic crescând de gaze reziduale, de particule lichide și solide, altele decât cele în mod natural existente în troposferă. În acest caz, efectul de seră s-ar amplifica determinând: fie încălzirea așa zis globală a climei fie răcirea ei la aceeași scară, depinde de autorul pus în discuție.

Atenția cercetătorilor este îndreptată oricum asupra celor mai mici modificări ale concentrației gazelor cu efect de seră (prescurtat li se spune G.E.S.) pentru a le introduce în calculele de relaționare necesare evaluării tendinței de amplificare sau de diminuare a efectului de seră natural. Există o amplă bibliografie în acest domeniu dar nu există însă și un răspuns tranșant, ci numai păreri, scenarii, modele care se perfecționează din mers. Certificatul de autenticitate îl dă numai NATURĂ și aceasta în timp !

8.3. Schimbările climatice globale între „A FI” și „A NU FI”; puncte de vedere



Punerea problemei

Poziția cercetătorilor față de ideea unei schimbări climatice globale iminente sau de viitor pe Terra nu mai este astăzi la fel de diversificată ca acum 10 ani în urmă. Majoritatea acestora s-au raliat ideii de schimbare. Nu trebuie însă ignorați ceilalți și argumentele lor științifice. Fiecare se bazează pe unul sau mai multe modele-scenarii prognostice asupra mersului vremii* în viitor, scenarii mult simplificate însă de rigorile impuse de matematică și informatică și care cer naturii să le confirme ceea ce în decursul timpului nu s-a întâmplat, după cum vom vedea în acest capitol.

Pentru a încerca să înțelegem de ce se mențin însă opinii diferite în această gravă problemă de viitor a ansamblului de mediu pe Terra, trebuie să revenim și să clarificăm următoarele aspecte ale domeniului:

1. Definiția climei și variantele ei;
2. Unele noțiuni de profil cum ar fi: „schimbare climatică”, „variație climatică” „tendințe”, „oscilații” și „cicluri”, „anomalii”, „crize climatice” și sensul lor strict.
3. Ce este „Sistemul climatic global” și de ce nu trebuie el să se confunde cu „climatul global” cum se întâmplă adesea în mass media.

Numai după acest început strict necesar vom putea pune în discuție problema schimbărilor climatice între „a fi” și „a nu fi” prin expunerea de opinii autorizate pro și contra.

* Nu este o eroare, termenul folosit aici reprezentând sensul limitat dat de noi noțiunii de „evoluția viitoare a climei” vehiculat astăzi cu obstinație când de fapt este vorba numai de mersul vremii pe intervale lungi de timp sinoptic!

8.3.1. Clima – variante de definire

➤ Cartea de față propune a vă reaminti următoarea definiție: *„Clima reprezintă sinteza pe termen lung a mersului concret al vremii de la o zi la alta, de la un an la altul, de la un deceniu, secol sau mileniu la altul, într-un punct al globului, într-o țară un continent sau pe tot globul”*.

➤ În 1962, în **Dicționarul enciclopedic român**, vol.1 (A-C) la pag.664, specialiștii au înserat următoarea definiție:

„Clima este regimul multianual al proceselor meteorologice, caracteristic pentru o regiune dată”.

➤ Nu cu mulți ani în urmă circula (cu mult succes de memorizare) în manualele școlare, o definiție demnă de toată tristețea dar care reflectă, în felul ei, poziția statistică atribuită climei (în comparație cu cea dinamică admisă pentru „mersul” zilnic al vremii); **definiția școlară** în cauză suna cam așa: *„Clima este starea medie a atmosferei unei localități țări, continent, etc.”*

În 1984, OMM-ul, în publicația sa „Ghidul practicilor climatologici” definea CLIMA drept *„sinteză a condițiilor de vreme dintr-o anumită, caracterizate de șiruri lungi de date minimum 30 de ani de referință referitoare la „variabilele” atmosferei din acea zonă”*

Definiția care circulă din păcate, în general în mediile universitare și astăzi ar fi următoarea: *„Clima este regimul multianual al vremii, generat de acțiunea conjugată a factorilor radiativi, dinamici și fizico-geografici sub influența tot mai accentuată a activității societății omenești. Altfel spus, ea reprezintă totalitatea schimbărilor vremii. Iar singura trăsătură constantă a vremii este schimbarea”*. Citatul provine din „Manualul de Meteorologie și Climatologie Buc. 1985 pg.435 prof. Sterie Ciulache Univ.București reactualizat până astăzi.

Și exemplele ar putea continua demonstrând că încă **nu există o definiție unică fericit formulată și atotcuprizătoare a climei**, acceptată concomitent și de geografi și de meteorologi.

După părerea noastră, ideea este însă unică și transpare din oricare definiție: Clima este un produs și un răspuns sintetic al științei, obținut mediind și comparând date reale, de observație continuă, singurele de fapt care definesc mersul concret al vremii de la o zi la alta, de la un loc la altul. Așadar numai acesta, mersul vremii, este observabil și măsurabil, moment de moment. Iată cum: temperatura aerului, presiunea și umezeala lui, viteza și direcția vântului precum și cantitățile de precipitații căzute sunt măsurabile iar gradul de înnorare, felul și intensitatea precipitațiilor, tipurile de fenomene atmosferice și durata lor de producere sunt observabile.

Să ne reamintim acum că, în meteorologie, ca știință a învelișului aerian al Terei, există un compartiment numit Climatologie care, mediind și comparând (dupa metode proprii sau preluate din alte științe) toate datele de observare și măsurare atmosferică, obține acel „calificativ” mediu, dar cu totul sintetic, cunoscut sub denumirea de clima orașului „X” sau a câmpiei „Y”. Acest produs final de mediere statistică al

Climatologiei bun seamă decât accidental (ca timp și loc) cu ceea ce stațiile meteorologice măsoară oră de oră și nici cu ceea ce oamenii percep zilnic adică: schimbările imediate de aspect atmosferic în orașul sau țara lor.

Așadar operațiunea de trecere, prin prelucrare, de la concretul meteo măsurat punctual, zilnic, la sinteticul mediat climatologic local, regional, național sau global, nu intră câtuși de puțin în preocupările omului obișnuit, fie el chiar mediu sau bine informat.

În schimb el, omul concret este foarte receptiv la semnalele mass media când acestea îl anunță, abrupt, sec, cum că în anul 2010 sau 2050 calotele polare de gheață se vor topi pentru că se va încălzi clima planetei, cu 2,5°C față de acum ceea ce ar presupune creșterea nivelului oceanic cu X m și deci inundarea Olandei etc.

Noțiuni ca: efectul de seră, concentrația CO₂ în atmosferă, perforarea stratului de ozon etc. vehiculate incorect sau trunchiat în mass media, au creat și creează o mare confuzie și implicit panică printre oameni deoarece aceștia raportează informațiile-bombă la scara lor temporală și spațială aplică umană, fiecare la timpul și la locul în care se află. Mass media pleacă de la afirmații așa zis pertinente, se vehiculează nume de cercetători și universități celebre dar se uită a se spune cititorului esențialul și anume: că toate aceste puncte de vedere sunt „supoziții” sunt „scenarii” sunt modelări și „simulări” matematice ale câmpurilor meteorologice, presupuse numai a evolua într-un sens sau într-altul fără a putea fi verificate prealabil în totalitate, în mod experimental în vreun laborator. Și atunci, omul modern, bombardat informațional și având respect față de cuvântul scris sau televizat își prelucrează singur știrea citită, auzită o raportează la scara lui de timp: un an, un deceniu, o viață; de aici intervine primul conflict între producatorul de prognoză climatică și beneficiarii acestuia care nu-i înțelege scara temporală.

De aceea, înainte de a ajunge la problema în sine a schimbărilor climatice între „a fi” și „a nu fi”, trebuie să luăm cunoștință de sensul corect al unor noțiuni cu care ne vom întâlni în cadrul tratării ei.

8.3.2. Sensul unor noțiuni de profil cum ar fi: schimbarea climatică, variația climatică naturală, tendințe, oscilații, anomalii climatice, crize climatice*, etc.



Schimbarea climatică presupune în concepția noastră modificarea pe termen lung a climei de referință, fără putința de a mai reveni în mod natural la starea inițială și având urmări majore asupra mediului de viață al Terrei.

* La acest subcapitol ne-au fost utile sintetizările și actualizările Brândușei Chiotoroiu din „Variațiile climei la sfârșitul mileniului II”, apărută la Ed. Leda din Constanța în 1997

Variația sau variabilitatea climatică naturală presupune modificarea climei sau numai a unui parametru climatic în spațiu sau în timp, în raport cu o stare de referință la care se poate reveni în mod natural.

Variațiile temporale, cele ale căror consecințe și a căror prevedere sunt cele mai importante, pot fi ciclice, lineare sau aleatorii, raportându-se la scări diferite: zi, an sau intervale de timp mai mari.

Variațiile climatice au fost descrise pe baza statisticilor care au permis stabilirea intensității, duratei și forme lor în raport cu un tip de climă, considerată “de referință” sau climă “normală”.

Climatologia clasică distinge două tipuri de variații climatice naturale* și anume:

①. tendențele, ciclurile și oscilațiile ale căror caracteristici au putut fi puse în evidență ca durată, amplitudine și formă.

Tendențele sunt variații într-un singur sens (crescător sau descrescător) față de „starea medie a climei” sau, mai corect, față de clima de referință. Se poate vorbi astfel de tendință de: încălzire sau de răcire, de pluviozitate sau de secetă, etc.

Oscilațiile constau în variații naturale, repetitive și alternative a căror periodicitate este greu de precizat; trei sunt considerate principale și anume: oscilațiile Atlanticului de Nord, oscilațiile Pacificului de Nord și respectiv ale Pacificului de Sud.

Dacă periodicitatea unei oscilații poate fi definită atunci se poate vorbi despre ciclu climatic ca despre succesiunea mai mult sau mai puțin regulată a diferitelor fenomene cu revenire în final la situația inițială.

②. anomaliile și crizele par aleatorii, probabil din cauza faptului că datele disponibile nu acoperă intervale de timp suficient de lungi pentru a le analiza de aceea rămân îngemănate. Nu poate fi deci vorba de o tipologie fixă. O prelungire a seriei sau o nouă teorie pot face ca anomalia respectivă să aparțină de fapt, unui ciclu.

Anomalia climatică presupune abaterea de la medie a unui sau mai multor parametri climatici din cauze nerespectate clar.

Crizele climatice intervin atunci când variațiile climatice sunt foarte puternice și se pot transforma în stări catastrofale în domeniu, dar numai pentru anumite intervale de timp istoric (vezi „Mica glaciațiune” a Evului Mediu) după care se revine la ceea ce a fost înainte caracteristic.

Vom reveni acum la variațiile climatice; denumirea acestora a fost atribuită, la început, modificărilor care apăreau în aporturile de energie externă. Se considera astfel că modificarea fluxului de energie solară care traversa atmosfera inducea modificarea circulației atmosferice generale și deci a parametrilor climatici. Mai târziu, atmosfera a fost considerată ca un sistem în care intervin interacțiuni și retroacțiuni interne. O schimbare de temperatură, de exemplu, determină modificarea proceselor de evaporare care se reflectă în variația nebulozității, a pluviozității, etc.

* adică dependente de factorii genetici ai climei acestea fiind: (intensitatea radiației solare, circulația generală a aerului atmosferic și natura suprafeței terestre respectiv raportul global între apă și uscat, raportul între treptele majore de relief munte-deal-podiu-câmpie, care nu suferă modificări din cauze umane!)

Principala dificultate a cercetătorilor în studiul variabilității climatice constă în alegerea scării de timp. Aceasta ar trebui să depindă în foarte mare măsură de tipul de variație studiat. Astfel, spre exemplu, o glaciație nu este anunțată doar prin câteva prealabile săptămâni de frig. Temperaturile joase în intervale lungi de timp pot fi, însă, semnul unei anumite evoluții a anotimpurilor într-un interval anume de timp viitor, nu pentru totdeauna.

Variațiile presupuse a fi regulate, precum cele diurne determinate de rotația Pământului sau cele anuale determinate de mișcarea de revoluție, nu au nici ele, o periodicitate foarte sigură. Un caracter neregulat au și variațiile interdiurne și interanuale (determinate de schimbările circulației atmosferice) și, cu atât mai mult, cele neperiodice de lungă durată dar toate acestea fac parte din modul natural de a funcționa al geosistemului nostru în cadrul sistemului solar..

Așadar, variațiile climatice există ca un dat natural și presupun revenirea mereu și mereu la o situație inițială de referință.. De aceea, NU există semn de egalitate între VARIAȚII și SCHIMBĂRI din punct de vedere climatic deoarece schimbarea exclude prin definiție revenirea la starea de referință.

8.3.3. Sistemul climatic global nu trebuie să conducă la ideea schimbării iminente a unui “climat global”



SISTEMUL CLIMATIC GLOBAL trebuie acceptat numai ca o altă denumire dată MEDIULUI TERREI, neavând nici o legătură naturală cu noțiunea - poate practică dar cu totul reductoare - de climat global”

Sistemul climatic global, fig.9 cap.8 este compus din:

1. Atmosfera și constituenții săi (nu au toți același rol)
2. Hidrosfera și constituenții săi (oceane, ape continentale, apa atmosferică)
3. Litosfera (numai continente și forme de relief terestru)
4. Biosfera (acoperirea vegetală și animală a planetei)
5. Criosfera (calotele de gheață polare și ghețarii continentali alături de zăpezile perene)
6. Noosfera sau Antroposfera care-l presupune pe om împreună cu ceea ce a creat inteligența sa.

Așadar, SISTEMUL CLIMATIC GLOBAL trebuie acceptat numai ca o altă denumire dată ANSAMBLULUI DE MEDIU TERESTRU propriu numai GEOSISTEMULUI VIEȚII, PĂMÂNTUL.

Ecologul înțelege cu ușurință că cele șase mari componente de mediu propuse ca verigi ale acestui Sistem Climatic Global (C.G.S. prescurtat din engleză) interacționează în mod complex și, lucru foarte important de reținut, interacționează perpetuu dar la scări diferite de spațiu și timp.

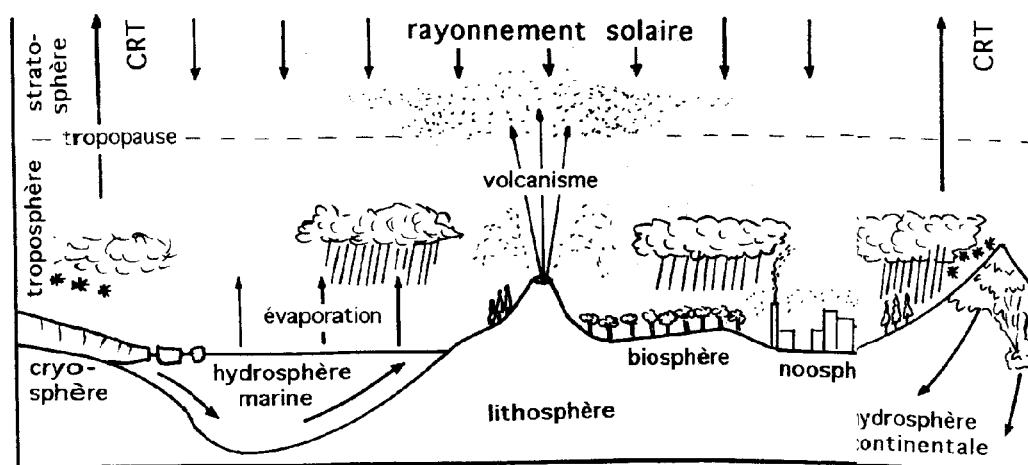


Fig.9 cap.8. Sistemul climatic global (după Leroux M., 1996)

Astfel, în cazul atmosferei și mai ales al troposferei putem vorbi despre o componentă mereu în mișcare, la toate scările.

În cazul hidrosferei, în particular în cazul oceanelor schimburile de căldură și de masă ca și cele de gaze (cum ar fi CO₂ conținut) merg de la scară instantanee în stratul superficial până la scara mileniilor în straturile profunde ale apei oceanice.

Prof. M. Leroux își pune următoarea problemă: „Unde ar trebui căutați factorii capabili să provoace modificări în funcționarea actuală a Sistemului Climatic Global? Dacă în domeniul proceselor interne interacțiunile afectează climatul iar factorii depind de el, în cazul proceselor externe sunt relevați factorii care afectează climatul dar NU depind de el, aceștia din urmă putând exercita deci un “forcing*” asupra climatului.

Trebuie însă clar înțeles că, nu se poate trece direct de la un eventual “factor” sau “proces” (fie el intern sau extern) la consecința climatică imediată și globală ci că se trece în mod obligatoriu prin relațiile care guvernează dinamica vremii și nu a climei.

Aceste relații transformă, amplifică sau estompează efectele ulterioare în climă sau, pot determina (datorită aceleiași cauze inițiale) rezultate diferite în regiuni diferite și chiar uneori, rezultate inverse.

Relațiile sunt rareori binare (adică între doi parametri izolați din context) de aceea orice relație stabilită statistic (cum se face în climatologie) între variația unei cauze presupuse și un parametru oarecare NU trebuie să aibă semnificație veritabilă decât dacă mecanismul fizic real (care le-ar fi propriu) a fost identificat.

Iată un prim exemplu: nu ar fi fost deloc suficient ca temperatura aerului să scadă puternic (datorită parametrilor orbitali), la latitudini circumpolare, pentru ca la Poli să se formeze calotele de gheață cu grosimi de mii de metri ca la Polul Sud;

* o presiune

acumularea în fapt a gheții de calotă (ca și a celei din ghețarii continentali) a presupus transferuri enorme de apă prin intermediul atmosferei dinspre latitudinile bogate în așa ceva, pe calea circulației generale a troposferei, până la Poli; apa adusă de aer a fost precipitată aici în decursul a mii de ani ca timp și prin intermediul unor factori aductori de o forță fizică considerabilă și constantă în tot timpul precipitării.

Alt exemplu de relaționare în Sistemul Climatic Global (în care circulația generală a aerului este chiar „cheia”) foarte atractiv pentru ecolog, ar fi cel al edificării, în decursul timpului, a marilor sisteme de relief cu dune. Astfel, apariția marilor întinderi cu relief de dune nu a necesitat numai diminuarea critică, sistarea sau absența ploii în zonă (locală, deci) ci, în egală măsură și intensificarea circulației aerului aici; ori, această intensificare are cauze nelocale, cauze îndepărtate de locul efectului, deci al producerii dunelor.

Un al treilea exemplu deși este de scară mai redusă pare a fi la fel de sugestiv și anume: nu este de ajuns să crească evaporația conform formulei corelat cu creșterea temperaturii aerului ca să și plouă; dacă nu există în suprafața terestră umezeala suficientă pentru a fi evaporată, nu va ploua niciodată, oricât ar crește temperatura.

Reiese, din exemplele de mai sus că, un element extras dintr-un ansamblu numai pentru că așa este comod schemei de lucru „nu merge” în cazul ansamblului de mediu din cauza relaționării acestui element cu întreg ansamblul, relaționare care este retezată în momentul extragerii lui din întregul dat:

Se va vedea în continuare și unde se poate ajunge când nu se ține cont de ansamblu ci numai de relații binare sau de relaționări între “părți” extrase din ansamblu. Domeniul ales este cel al teoriilor despre tendința climei viitorului, domeniu foarte atractiv pentru cercetătorii ultimilor trei decenii.

8.3.4. Schimbarea climei: opinii pro și contra



Până la ora actuală există trei curente de opinii și anume: a) clima se răcește; b) clima se încălzește; c) suntem în dilemă: se răcește sau se încălzește?!

Timpul a cunoscut nume de referință și argumente pe măsură numai că, în cazul unora, nu teoriile ci realitatea naturii s-a impus, cum vom observa în continuare.

a) Clima se răcește?

În 1974, **Reid Bryson**, directorul de atunci al Institutului de Cercetări pentru Mediul Înconjurător al Universității statului Wisconsin din SUA afirma citez “În momentul de față sunt în curs schimbări climatice importante. Nu este vorba de fenomene de interes academic. Dacă această tendință* continuă însăși viața omului pe această planetă va fi influențată”. Și pentru că acest cercetător considera drept anormal de favorabilă clima erei moderne, adăuga: *“este foarte evident că aceasta a fost*

* Se referă la o răcire a climei în viitor

perioada cea mai anormală din ultimii cel puțin 1000 de ani. A fost deci o întrerupere a “micii epoci glaciare”.

Nu peste mult timp însă (câțiva ani numai), încet dar sigur, Bryson și-a părăsit acest scenariu prognostic sumbru din cauza realității care nu devenea de loc sumbră, de loc glaciară.

În același deceniu, adeptul ardent al lui Bryson era **Kenneth Hare** de la Universitatea din Toronto, Canada, fost președinte al Societății Meteorologice Regale din Marea Britanie, deci o personalitate în domeniu. A crezut atât de mult în răcirea iminentă a climei Pământului, cum era prevăzută de teoria lui Bryson, încât a inițiat demersuri devenite celebre, pe lângă guvernele unor state, pentru ca acestea să creeze “bănci” alimentare gata să intervină salvator când “va veni” etapa răcirii prevăzută de Bryson ca pe o adevărată glaciațiune începând din anul 2000.

Iată ce spunea **Hare**: *“Bryson este figura cea mai impunătoare în climatologia modernă. Eu sunt mult mai conservator decât el dar iau foarte în serios tot ceea ce afirmă acesta*”

Hubert Lamb - cercetător al Universității East Anglia - a ajuns la concluzia că, după interludiul de climă caldă al aceluși deceniu anormal în care trăise și el, ca și Hare și Bryson, va urma o perioadă de răcire. Ideea lui era că, perioadele reci anterioare duraseră circa 1000 ani, întrerupte fiind de altele, mult mai scurte calde; amplitudinea dintre ele ar fi datorată inerției maselor oceanice care, o dată răcite, au nevoie de decenii în șir pentru a se reîncălzi.

După părerea acestui autor, noi ne-am fi aflat cam prin anii 70’ în preajma unei noi răcirii .

În anul 2000, mulți climatologi susțineau că despre încălzirea climei a fost vorba în ultimii 30 de ani. Acum în anul 2008 majoritatea climatologilor „prevăd” o încălzire globală a climei planetei.

b) Clima se încălzește, deci ?

În anii 1970-75 **Y. Murray Mitchell jr.** observa o încălzire a climei în emisfera sudică pe care o pune pe seama “efectului de seră” Făcea publică părerea sa.

În anii 1980-82: cercetările din Antarctica păreau să-i confirme ideea sugerând că acolo clima este în încălzire, de aceea ghețarii alunecau mai repede de pe continent în mările mărginașe (dar de fapt era vorba de încălzirea vremii în acel deceniu!)

În schimb acolo unde ajungeau - deci în mările sudice mărginașe calotei - modificau albedoul apei care în mod normal era de 10%, cu albedoului icebergurilor plutitoare care este de 80%, și implicit scădea temperatura medie aici de unde și concluzia autorului privind răcirea posibilă a mărilor din jurul Antarcticii ca urmare a încălzirii presupuse a se fi produs deasupra calotei de gheață de la Polul Sud.

c) Dilema „clima se răcește sau se încălzește” a existat sau nu?

Cam în același timp, (anii 1970-80) - **Ștephan Schneider** de la Centrul Național de Cercetări Atmosferice din Boulder, Colorado, U.S.A. considera că există tot atâtea

dovezi pentru a prevedea o răcire câte sunt și pentru a prevedea o încălzire a climei viitorului apropiat. Atunci, propunea el, „să realizăm un model matematic al modificărilor climatice în care experiența trecutului să stea la baza prognozelor viitorului dar cu titlul experimental, considerând că exactitatea matematică va tranșa lucrurile”. Totodată Schneider spunea în modul cel mai omenesc cu putință: ***“Dacă un om versat în jocuri de noroc ar examina datele meteorologice, observația că planeta a trecut printr-o lungă perioadă de valori pozitive record ale temperaturii medii, l-ar convinge , cu siguranță, să nu parieze pe repetarea imediată a acestei tendințe”.***

Din anii 70-80 și până astăzi modelarea matematică a evoluat vertiginos ca și tehnicile de observare asupra atmosferei dar dilema schimbărilor climatice globale imediate sau lente a rămas în top.



8.3.5. Discuții pentru înțelegerea problemei

a) Ca să se schimbe clima ce ar trebui să se schimbe mai întâi?

Din punct de vedere teoretic ar trebui să se producă o cât de mică schimbare măcar în cadrul unuia dintre factorii genetici ai climei care, după cum știm, sunt:

1. Radiația solară căreia în afara fluctuațiilor naturale date, care determină variabilitatea naturală a climei ar trebui să i se modifice sensibil unghiul și intensitatea radiațiilor asupra diferitelor latitudini terestre:

2. Natura suprafeței subiacente, în cadrul căreia ar trebui să se schimbe fie raportul dintre apă și uscat la scară planetară, fie raportul între altitudinal și „abisal”, sau, cel mai de temut pentru modelatorii de scenarii climatologice viitoare, ar trebui să se schimbe raportul între calotele glaciare polare (și ghețarii montani) și oceanul planetar prin mutații grave în cadrul circuitului apei în natură;

3. Circulația generală a aerului atmosferic ar trebui să nu mai răspundă cursiv cum face acum nevoii legice de transfer meridional de masă atmosferică, de umezeală, de energie și de impuls între Ecuator și Poli cu închiderea implicită a inelului major de mișcare (Poli - Ecuator).

Ori nimeni nu poate estima pentru momente de timp fixe, de talia deceniilor sau secolelor, care sunt perspectivele tectonice care ar putea modifica major raportul apă/uscat sau dacă se va produce modificarea „scopului” actual al circulației generale a atmosferei tocmai menționat mai sus. Cu atât mai puțin s-ar putea evalua șansa modificării unghiului și intensității radiației solare din acea infimă a 2 miliarde parte de care are acum nevoie Pământul să fie așa cum este.

Deci toți cei trei factori genetici ai climei depind de cauze cosmice sau de cauze interne sistemului terestru inprognozabile la această dată și, din fericire, nu depind de om!

Toate fluctuațiile sau oscilațiile de temperatură, precipitații și nebulozitate privind intervale de timp uni sau biseculare **NU pot fi considerate schimbări climatice globale** ci numai **oscilații** sau **variații** pe o temă dată; ne-o dovedește foarte clar

trecutul nostru istoric, deci timpul istoric față în față cu erele geologice, adică cu timpul geologic. Așadar, variațiile climatice există în mod dat, în mod natural, ca și mersul vremii de la o zi la alta într-un loc sau altul, doar că ele se regăsesc la intervale mai mari.

„Creatorii de scenarii pentru clima de mâine ar trebui să recunoască domeniul lor ca aparținând”, “variabilității naturale intrinsece sistemului climatic actual” sau, cum spun ecologii, „intrinsece ansamblului de mediu de pe Terra”.

b) Care ar trebui să fie raportul spațio-temporal între diagnoza și prognoza climatologică la scară globală ?

Climatologii care emit prognoze climatice globale și pe termen lung, înainte de orice asemenea tentativă, ar trebui să facă o:

➤ **DIAGNOZĂ PALEOGEOGRAFICĂ** globalistă sau măcar amplă pe care să o continue cu diagnoza modestelor noastre timpuri istorice și numai în final să se aplece asupra unei diagnoze observaționale. Aceasta din urmă nu acoperă mai mult de 130-150 de ani ceea ce, în termenii de timp ceruți de adevăratele schimbări climatice, înseamnă “o clipă”.

Așadar, din punct de vedere **paleogeografic, putem vorbi fără a greși despre schimbări* climatice majore și globale care au avut realmente loc, spre exemplu în cadrul erei PALEOZOICE**, care a durat 325-335 milioane din care 30-35 milioane ani Gondwana a cunoscut o intensă glaciațiune.

Cele 4 miliarde de ani cât a durat PRECAMBRIANUL pot lipsi din diagnoza climatologului din lipsa unor certitudini paleo! (Vedeți cu ce ușurință scenariile umane dau deoparte ceea ce nu cunosc încă?)

- În MEZOZOIC care a durat 180 milioane ani și în cadrul căruia au apărut și apoi au dispărut giganticele reptile au avut de asemenea, loc schimbări climatice cu efecte catastrofale.

- NEOZOICUL, în mod dovedit paleontologic, deși a durat numai 65 milioane ani, a schimbat clima planetei, de la cea caldă, de tip tropical și subtropical prezentă la început, (adică în Paleogenul situat la începutul Neozoicului), la o climă zonalizată în Neogen (situat în mijlocul erei) care prefigura clima prezentă. Ultima secvență a Neozoicului numită Cuaternar și nu mai mare de 1,5 milioane ani a cunoscut în prima sa parte numită PLEISTOCEN a cunoscut deci, patru răcirii severe numite glaciațiuni alternând cu perioade de încălzire numite interglaciare. Cele patru glaciațiuni se numesc: GUNZ, MINDELL, RISS și WURM (Wurm a durat 18.000 de ani). După ultima glaciațiune s-a instalat POSTGLACIARUL (pe care mulți geologi îl consideră un ultim interglaciar) căruia îi aparținem noi, oamenii acestei civilizații de circa 10.000 ani. În cadrul acestui ultim interval de timp geologic, numit postglaciar, nivelul

* S-a precizat anterior că variațiile naturale din cadrul „sistemului climatic actual” nu înseamnă deloc poteca discretă dar sigură spre posibile schimbări climatice globale iminente; ele înseamnă de fapt modul dat, natural de a funcționa al ansamblului de mediu, pe Terra

oceanului planetar a crescut cu circa 100 m, chiar dacă comparabil cu începuturile Cuaternarului, clima s-a răcit pe 2/3 de planetă.

➤ DIAGNOZA TIMPURILOR ISTORICE

Cu toate că are la dispoziție un timp incomparabil mai scurt decât cel geologic, la prima vedere diagnoza istorică pare plină de informații. În realitate informațiile sunt incomplete, uneori exagerate și cu totul disparate. Totuși, pe baza lor, s-a realizat un model climatologic care surprinde producerea unor fluctuații neregulate de „lungă durată”, dar atenție! insistăm, raportate la timpul istoric și nu geologic!

Iată câteva informații diagnostice privind ultimii 2008 de ani:

În secolul I după Cristos: Europa și Mediterana aveau o climă asemănătoare celei de astăzi.

În secolele II-IV - clima a devenit umedă.

Secolul V-a fost cald și uscat (în Europa și America de Nord).

Secolul IX - a fost umed și rece, iar secolele X și XI - calde și uscate (în Anglia se cultivă intens vița de vie, iar vikingii se stabileau în Groenlanda, între 940 și 1410, de unde au putut naviga foarte nordic, descoperind America de Nord).

Secolele XIII și XIV – au fost umede, cu ierni lungi și reci, de unde și metaforica denumire de „mica glaciațiune” extinsă pentru anii 1450-1885 sau 1550-1850 (depinzând de diverși autori).

Treptat, fără alte răcirii spectaculoase (comparabile cu cele ale sec. XIII și XIV), s-a ajuns la clima perioadei contemporane, care, așa cum se afirma ceva mai sus, nu este diferită de secolul I după Cristos. Prezentarea pe larg a acestui aspect se află în cartea Elenei Teodoreanu intitulată „Se schimbă clima? O întrebare la început de mileniu” (2007, Ed. Paideia, București).

➤ DIAGNOZA BAZATĂ PE DATE INSTRUMENTALE

Acest tip de diagnoză climatologică* este cel mai exact din punct de vedere metodologic dar, din păcate, ia în calcul cel mai scurt „timp” de referință, adică 158 de ani** pentru stațiile continentale (și nu toate!) și 132 de ani pentru cele oceanice (foarte puține).

Diagnoza perioadei istorice recente cu măsurători (care este deci de maximum 158 de ani) ar trebui să se adauge diagnozelor paleogeografice și celor istorice fără măsurători, pe care ar trebui să le realizeze climatologii cu veleități prognostice pe termen scurt, mediu sau lung. Din păcate, excluzându-le pe ultimele, ei nu obțin altceva decât o caracterizare „suspendată în timp” a mersului vremii în ultimii 132-158 de ani, în limitele generale ale variațiilor climatice naturale. Și atunci insistăm, unei asemenea caracterizări diagnostice incomplete n-ar trebui să i se adauge mesaje cu sens pronostic decât în cadrul „variabilității***” naturale date de la început.

* și nu „climatică” pentru că ține de știință despre climă și nu de clima însăși

** anul 1850 marchează apariția primelor stații meteo de uscat, iar anul 1876 pe cele oceanice

*** s-a prezentat în acest capitol motivația pentru care „schimbările climatice” ies din sfera „variațiilor climatice” naturale date și implicit nevoia de a folosi atent acești termeni

Să luăm numai un exemplu din diagnoza ultimilor 123 de ani și anume evoluția termică: între 1885 și 1945 (timp de 60 de ani) temperatura medie a aerului a crescut lent (cu 0,6°C temperatura medie anuală). După 1945, timp de 15 ani, temperatura nu a avut un sens de evoluție net. După 1960 temperatura medie a scăzut cu 1,5°C.

Pornind de la această constatare în 1970 Reid Bryson a imaginat un scenariu care decreta continuarea procesului de răcire în același ritm (descoperit de el în intervalul 1960-1970) până la sfârșitul mileniului, punând (spunea el) în pericol, viața omului pe planetă.

Dar iată-ne ajunși în anul 2008 fără ca mutațiile termice negative prevăzute în anii '70 să se fi produs.

Alți autori de scenarii climatologice prognostice au fost, în ultimele decenii astăzi admirați pentru alte corelații cum ar fi: schimbarea posibilă a climei legată de activitatea umană mare producătoare de CO₂ sau legată de fenomenul “El Niño” sau de modificările stratului de ozon. Dar toate acestea reprezintă plusurile și minusurile acestui geosistem asumate din construcția inițială. Parcă nimeni nu mai accepta faptul că ansamblul de mediu al Terrei are anumite supape subtile de reglaj cu ajutorul cărora își menține starea bună de funcționare. Probabil că datorită acestora nu s-a ajuns la schimbările climei calculate de cercetători prin anii 1970 pentru sfârșitul mileniului și nici ce se estimează astăzi nu va ieși din limitele unei variabilități naturale date raportate însă la mii de ani, nu la 30 de ani cât pot prelucra calculatoarele climatologice.

Așadar, pentru viitorul următoarelor decenii, bazându-ne pe o diagnoză completă putem vorbi despre variații climatice cu amplitudini comparabile sau despre fluctuații climatice pe termen lung în sensul timpului istoric și nicidecum despre: schimbări climatice globale. Și aceasta pentru că, ar trebui să se modifice măcar unul dintre principalii factori generatori de climă: radiația solară, natura suprafeței terestre sau circulația generală a aerului troposferic pentru ca ceea ce se presupune a fi o climă globală a planetei să se modifice așa cum a făcut-o în Mezozoic sau în Neozoic.

8.3.6. Cum este privită problema schimbărilor climatice în România



Până nu demult dr. **Maria-Colette Iliescu**, climatolog de concepție binecunoscut a fost singura personalitate în domeniu care a formulat opinii personale clare atât în țară cât și în străinătate privind: schimbările climatice între “a fi” și “a nu fi”. Astăzi personalitatea de referință este dr. Roxana Bojariu membră I.P.C.C.* adeptă convinsă a schimbărilor climatice în derulare și pe care o puteți cunoaște în cadrul cursurilor la masterul „Gestionarea efectelor schimbărilor climatice” din cadrul Univ. Ecologice din București.

* I.P.C.C. Grupul Interguvernamental pentru Schimbări Climatice

Având în vedere accesul larg la materiale I.P.C.C. și ale Roxanei Bojariu, cartea de față vi le recomandă. Aici, aducem în actualitate poziția de pionierat (în anii 90) a Mariei-Colette Iliescu poziție exprimată în lucrarea sa monografică, de final de cariera, pe care a realizat-o în cadrul fostului INMH actualmente A.N.M.

“Referitor la schimbarea climei, scrie autoarea, întrebarea a rămas la fel de actuală astăzi ca și acum 100 de ani când cunoscutul savant român St.C.Hepites răspundea, în conferința ținută la Societatea Geografică Română la 8/26 martie 1898, problemei “Schimbata-sa clima?”. Este incontestabil faptul că în orientul Apropiat clima este astăzi aceeași ca acum 3250 de ani pe vremea lui Moise, în Franța este la fel ca acum 500 de ani, în America la fel ca pe timpul în care Columb a descoperit-o și în România ca la începutul erei noastre, deci ca acum aproximativ două milenii pe timpul exilului pontic al poetului Ovidius sau în vremea lui Decebal.

O modificare a climei în sensul unei încălziri sau a unei răcirii cu repercursiuni în regimul precipitațiilor și al celorlalte elemente și fenomene atmosferice s-ar resimți, în primul rând, în intervalele de efectuare a lucrărilor agricole care se știe că au rămas aceleași de-a lungul istoriei omenirii. Modificări ale arealelor acoperite de gheață și zăpezi permanente și a nivelului oceanic nu este, de asemenea semnificativă.

Deci clima actuală nu s-a schimbat față de antichitate. Întotdeauna trebuie avut însă în vedere, atunci când ne referim la climă, intervalul de timp despre care vorbim și în funcție de care sunt anumite limite de variabilitate.

Este cunoscută variația naturală a climei la toate scările temporale, de la decenii și secole, la milenii și ere geologice. Fluctuațiile climei au scări de timp diferite care ajung până la 10^8 ani. De exemplu, numai în ultimul milion de ani s-au depistat aproximativ zece modificări care au înlocuit succesiv epoci glaciare cu epoci interglaciare cu durata de 70.000-120.000 ani. Acelea au fost într-adevăr schimbări climatice. La nivelul secolelor și milenilor însă, clima este caracterizată de o oarecare stabilitate. Modificările care să poată fi considerate schimbări apar în timp mult mai îndelungat (cel al erelor geologice n.n.).

Este posibil ca activitatea umană să producă unele modificări ale climei numite de origine antropică. Încălzirea prin “efect de seră” care se presupune că are loc și care, dacă există, influențează temperatura aerului și regimul precipitațiilor, nu poate fi separată de variațiile naturale cunoscute. În următorii ani s-ar putea ca limitele cunoscute ale variațiilor să fie depășite dar nu neapărat din cauza “efectului de seră” antropic, (adăugat celui natural n.n.). Probabil că sunt valori mari sau mici ale elementelor climatice necunoscute care pot să apară la diferite latitudini dar sunt nemăsurate până acum din cauza lipsei observațiilor instrumentale.

Urișa putere a proceselor circulației generale a atmosferei (aceste procese constituind cauza directă a variației seculare a climei) este incomparabilă cu activitatea antropogenă a cărei influență, deși incontestabilă și admisă, nu este încă pusă în evidență la nivel regional, ci numai local (punctual n.n.). Ea este demonstrată practic, la nivel local, în cazul marilor aglomerări urbane. De exemplu, la București-Filaret, în centrul municipiului, temperatura medie anuală a aerului

este cu jumătate de grad Celsius mai mare decât la periferie, adică la București-Băneasa, unde temperatura anuală are valori mai mici, apropiate de cele din regiunea înconjurătoare capitalei României și în general, ale câmpiei din sudul țării. Dar variația seculară a climei are la București-Filaret aproximativ același mers ca în tot sudul României.

Cel puțin pentru România, dar literatura de specialitate străină confirmă acest fapt și în alte părți ale lumii, mersul secular al temperaturii aerului și al cantităților de precipitații nu relevă deocamdată (deși influența antropogenă majoră a început după anii 20 ai secolului nostru), decât ritmicitatea caracterizată de oscilații cu amplitudinea comparabilă (și nu schimbări ale climei n.n.).



8.3.7. Concluziile autoarelor cărții de față

1. Variațiile climatice pe termen lung, în sensul timpului istoric, există și au putut fi demonstrate diagnostic. Ele fac obiectul inițiativelor predicționare ale climatologilor din ultimii 20 de ani validate sau nu de natură sub denumirea improprie de „schimbări climatice”.

2. Schimbările climatice globale au fost confirmate numai în trecutul paleogeografic al planetei, Mezozoicul și Neozoicul fiind un model de raportare corectă a conceptului la timpul său corect de reflectare, cel geologic și nu cel istoric.

3. Predicțiile climatologilor de astăzi nu trebuie privite de omenire ca anunțând schimbări climatice catastrofale “peste noapte” și „la scară globală” cum se distorsionează ele, mai ales în mass media, sunt de fapt numai linii directe ale unor tendințe climatice (cartea a prezentat ce s-a întâmplat cu estimările din 1970 pentru anul 2000!)

4. Predicțiile climatologilor mari anunță că este vorba de “tendințe” pe termen așa_zis „lung” dar numai din punct de vedere istoric (ex.: un an, doi, trei, un deceniu, două, un secol, etc.), ale unor variații termice sau pluviale, semnificative în anumite zone geografice, cu posibilitate de propagare sau nu, cu iradiere la mare distanță sau nu, prin teleconexiuni și nicidecum nu se lansează în avertizări apocaliptice!

5. Predicțiile climatologice “catastrofiste” să le numim așa și care, după cum am văzut anterior, au dominat anii 1970-1980, dar și pe cei prezenți, au decurs din luarea în considerare, ca valabile în mod absolut, a unor modele matematice, a unor scenarii mult simplificate de statistică sau chiar de climatologii fascinați de „scenarite”.

Să presupunem că prudența în simulările pe calculator va repune lucrurile între limitele bunului simț al naturii deoarece s-a dovedit că ea natura, (în cazul de față mersul vremii) nu a tins nici în 40 de ani (cum presupunea Bryson sau Hare sau Lamb sau alții din anii '70) către o nouă glaciațiune și nici că în prezent planeta nu s-a transformat într-o omletă prăjită de Soare cum se „prezicea” mai an !

6. Rămâne însă o problemă foarte spinoasă cea a timpului de raportare a predicțiilor. Aceasta nu se rezolvă decât admitând corectitudinea noțiunilor de: variații climatice cu amplitudini comparabile în timp istoric (sub care trăim noi oamenii) și cea de schimbări climatice globale de care au avut parte erele geologice : Mezozoic și Neozoic – adevărate unități de „timp geologic” și în cazul cărora schimbarea a presupus neîntoarcerea condițiilor climatice la ceea ce fusese înaintea lor.

7. Variațiile climatice pe termene numai istoricește estimate ca lungi NU trebuie considerate și nici denumite „schimbări climatice globale”, pentru că ele NU introduc mutații capitale în întreg mediul existent al Terrei ci trebuie admise corect căci asta sunt: variații cu amplitudini mari.

Iată în încheiere foarte concludentă opinie a aceleiași cercetătoare **Maria Colette Iliescu**:

...”Mersul secular al climei NU relevă deocamdată, în ansamblu, (deși influența antropogenă majoră a început după anul 1920) decât ritmicitatea caracterizată de oscilații cu amplitudini comparabile, care nu are deci o anumită tendință evidentă pe termen lung”

*
* *

Curentul puternic de astăzi în climatologie dar mai ales în „politichie” este cel al „schimbărilor climatice” garantate mergându-se cu predicțiile până în anul 2100 ca spre sfârșitul lumii.

Să ne amintim că pe această temă cel mai celebru avocat al lumii Al Gore, fost vicepreședinte al SUA a primit premiul Nobel în 2007. Oare de ce? Indiferent de ce, opinia noastră rămâne aceeași: clima nu se schimbă într-o viață de om fie el și Al Gore, dar vremea și vremurile da!

Așadar timpul istoric de raportare nu este cel al schimbării climei planetare ci al variabilității ei naturale cu diversele ei tendințe: deceniale, seculare, biseculare, etc; etc!

Spiritul cărții de față ne obligă să recomandăm cu respect studierea materialelor emise de I.P.C.C. precum și literatura la care acesta face trimitere.

Și tot acest spirit ne face să reamintim că în România, de schimbări climatice în sensul I.P.C.C.-ului se preocupă dr. Roxana Bojariu, dr. Aristița Busuioc și alți câțiva cercetători mai tineri de la AMN, din a căror bibliografie am propus câteva titluri reprezentative în lista bibliografică a cărții de față.

* citat din “Caracteristici ale variației seculare a climei României exprimate de indicii termo-pluviometricei” - I.N.M.H. - Maria Colette Iliescu, anii 1990

PARTEA IV

CALAMITĂȚI NATURALE DIN CAUZE METEOROLOGICE

CAPITOLUL 9

CALAMITĂȚI NATURALE DIN CAUZE METEOROLOGICE SAU, ALTFEL SPUS, >>RISCURI METEOROLOGICE DE MEDIU<<



9.1. Prezentarea generală a problemei

Organizația Națiunilor Unite (ONU) a stabilit ca perioada 1991-2000 să se constituie, între altele și într-un “deceniu de acțiuni pentru micșorarea consecințelor catastrofelor naturale” de orice natură ar fi ele. Cercetători din toate domeniile au fost antrenați în acest program. S-a pornit de la inventarierea cauzelor declanșatoare, s-a trecut la studierea amănunțită a tipurilor de catastrofe naturale și a posibilităților umane de a le prognoza și s-a ajuns la ceea ce ar trebui să facă omul pentru a le evita sau pentru a le diminua efectele. În 2008 rezultatele sunt vizibile și au fost numeroase situații în care ele au fost aplicate.

În atenția Organizației Meteorologice Mondiale (celebrul organism al ONU), în cadrul aceluiași deceniu 1991-2000, s-au aflat catastrofele naturale din cauze meteorologice, cunoașterea și posibila lor prognozare.

Numele internaționalizat și prescurtat al obiectivului de cercetat era „Meteorological Hazardous”. Printr-o uimitoare traducere el a devenit în românește fie „hazarde meteorologice”, fie „hazarde naturale” fie „riscuri”, pasiunea pentru neologisme a celor care au realizat traducerea fiind pe deplin dovedită. Este cea mai puțin fericită traducere (după părerea noastră și nu numai) deoarece sensul termenilor aleși nu se suprapune cu nici unul dintre cei românești cvasisinonimi: “catastrofe”, “calamități” sau “dezastre naturale”; în cel mai bun caz ele se afiliază și se completează întărind statutul de excepționalitate pentru stările anormale atinse în anumite condiții spațio-temporale de către atmosferă și având un anumit potențial calamitar.

Deoarece literatura meteorologică, ecologică și geografică din România a preluat toate aceste forme (fie ele imperfect traduse) ale noțiunii de „calamitate” sau de

„catastrofă” naturală, noi nu putem să le negăm, ci să le echivalăm ca sens cu ceea ce nouă ni se pare a fi corect.

Aducem ca argument de bază sensul dat de Dicționarul de Neologisme (ediția a III-a, Ed. Acad. RSR, 1986) cuvintelor care au legătură cu subiectul acestui capitol:

- Calamitate = **nenorocire** mare, **dezastru** care lovește o colectivitate;
- Catastrofă = **nenorocire** mare, **dezastru**, **calamitate**;
- Dezastru = **nenorocire** de mare proporție, **catastrofă**;
- Risc – primejdie, pagubă posibilă;
- Hazard = soartă, destin, întâmplare;
- Hazardat – periculos, imprudent, riscant;

Pe noi compararea sensurilor ne îndepărtează de folosirea termenilor de „hazard” sau „risc” și ne apropie mult de folosirea cuvintelor românești calamitate, catastrofă sau dezastru din cauze meteorologice, al căror sens este foarte clar.



Prin CATASTROFE, CALAMITĂȚI sau DEZASTRE vom înțelege, în cartea de față, *acele evenimente atmosferice care pot avea consecințe grave pentru om și omenire: pierderi de vieți și pagube deosebit de grave*. Clasificarea* lor cea mai simplă poate fi următoarea:

1. Cu declanșare rapidă din cauze pur meteorologice
2. Cu viteză medie de producere din cauze pur meteorologice
3. Cu viteză lentă de producere din cauze pur meteorologice
4. Cu declanșare rapidă, medie sau lentă dar din cauze combinate (cutremure asociate sau urmate de ploi diluviale, erupții vulcanice plus ploi diluviale, etc.)
5. Calamități cu declanșare greu sesizabilă și din cauze greu de stabilit inițial.

În carte vom folosi termenul de „calamități din cauze meteorologice” și vom face câte o scurtă caracterizare urmând clasificarea anterior prezentată .

Iată caracterizarea pe scurt a acestora:

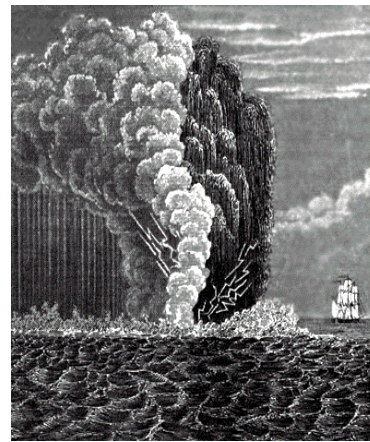
1. Calamități meteorologice cu declanșare rapidă: au în general o extindere restrânsă (raportată la scara globului terestru), o durată redusă și produc pagube umane și materiale pe plan local sau subregional.

În această categorie intră:

- a) descărcările electrice, căderile de grindină și vânturile puternice legate de norii Cumulonimbus precum și aversele acestor nori;

* Există o bibliografie bogată în domeniu și numeroase alte clasificări (ex. Bogdan O., 1999, Ciulache S., 1995, etc.)

- b) spectaculoasele trombe și tornade toate având declanșare rapidă și extindere strict locală;
- c) ciclonii tropicali: deși au o preapariție detectabilă, declanșarea lor este aproape instantanee, durata de manifestare ceva mai lungă decât a tornadelor, iar extinderea lor este regională, deci mai mare decât în cazurile a) și b).



2. Calamități meteorologice cu viteză medie de apariție și cu extindere locală sau regională.

Aparent, bruma, chiciura, poleiul, înghețul, ceața sau viscolul sunt simple fenomene meteorologice previzibile care durează un timp limitat și nu ne conduc neapărat la ideea apariției unor stări calamitare, din cauza lor.

Riscul există totuși când fiecare dintre aceste fenomene persistă, un timp mai îndelungat decât în mod normal asupra uneia, mai multor localități sau asupra uneia sau mai multor regiuni geografice.

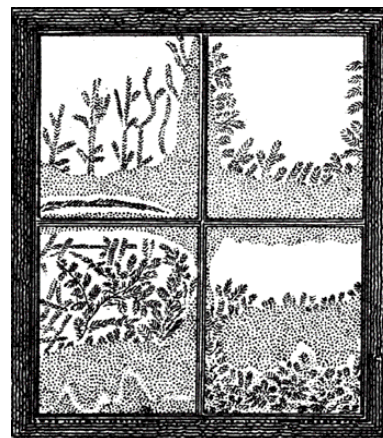
Bruma spre exemplu, devine fenomen calamitar când apare foarte timpuriu toamna sau foarte târziu primăvara și când agricultorii nu au fost preveniți prognostic sau când aceștia nu pot lua măsuri deși au fost atenționați.

Ceața conține riscul accidentelor de circulație și al poluării grave în marile aglomerări urbane. Practic nu prea se poate lupta cu ceața și nici cu chiciura (teoretic însă, da).

Chiciura provine din sublimarea ceței iarna, în nopțile geroase și se poate depune pe conductorii electrici sub formă de “bărbi” de chiciură care conduc uneori până la ruperea acestora, cu reacții grave, în lanț.

Poleiul sau crusta de gheață care se formează brusc din ploaia care îngheață pe șosele, șine, fire, arbori, culturi, mașini, instalații industriale când acestea sunt cu mult mai reci (t° negative) decât ploaia care cade din nori. Poleiul este un factor de risc în atenția locuitorilor latitudinilor temperate și cu care lupta este dificilă.

Viscolul este un eveniment complex al troposferei inferioare, cu efecte imediate dar și pe durata a câteva zile și care acoperă de obicei regiuni întregi, areale însemnate din trupul unor țări printre



care se numără și România. Vom reveni asupra viscolului ca factor de “risc”^{*} meteorologic, după ce încheiem clasificarea în derulare.

3. Calamități meteoclimatice^{} cu risc de apariție lentă**

Aici cele mai reprezentative sunt secetele despre care vom vorbi mai pe larg după clasificarea generală.

4. Calamități naturale din cauze combinate și cu declanșări diferite.

Declanșarea acestora poate fi rapidă, medie sau lentă iar cauzele pot fi combinate astfel:



- a. un cutremur asociat cu ploi diluviale, cu ninsori abundente sau cu geruri grele, depinzând de latitudine și de tipul de climă al locului. Efectele catastrofale sunt amplificate tocmai de componenta atmosferică.
- b. o erupție vulcanică asociată cu fenomene ca mai sus sau cu altele, proprii atmosferei.
- c. inundații pe râuri sau fluvii asociate

cu ploi diluviale de lungă durată și pe toată lungimea acestor râuri sau fluvii.

5. Calamități cu declanșare greu sesizabilă inițial și din cauze combinate, greu de descifrat

Acestea sunt mai degrabă promise de scenariile oamenilor de știință decât verificate în cadrul ultimilor 2008 de ani de civilizație umană!

Literatura de specialitate abundă în abordări pro și contra următoarelor trei catastrofe globale de mediu cu loc inițial de citire în atmosferă: este vorba despre:

- a) distrugerea potențială a stratului de ozon atmosferic, sau de
- b) creșterea alarmantă a CO₂ de proveniență antropică în atmosferă care ar accentua intensitatea efectului de seră dat, „vinovatul” principal fiind tehnologia umană și, ca o consecință a primelor două, ar mai fi:

^{*} în construcții de felul acesta folosirea cuvântului risc se justifică

^{**} am folosit în titlatură termenul „meteoclimatice” deoarece secetele presupun persistența în timp a unui context meteorologic generator și favorizant al stării de secetă zi după zi. Acest context cauzal conduce la apariția de șiruri lungi de date numai bune pentru a studia periodicitatea, intensitatea și distribuția geografică a acestei stări grave -seceta- în care poate intra mediul (ex. cel mai intens vara anului 2000).

c) schimbarea climei planetei în ansamblul ei fie în direcția unei răcirii, fie a unei încălziri, (autorii nu s-au pus încă de acord)

9.2. Particularizări: Ciclonii tropicali, tornadele, viscolul, avalanșele, seceta



În acest subcapitol ne vom ocupa concret de:

- A - Ciclonii tropicali, trombele sau tornadele de uscat pentru că sunt intens mediatizate, dar puțin cunoscute și înțelese științific.
- B - Viscoale pentru că sunt proprii României dintotdeauna (tot aici vom prezenta avalanșele căci se produc și în Carpații Românești).
- C - Secetele latitudinilor temperate pentru că sunt proprii și estului și sudului României, din toate timpurile.

A.1. - CICLONII TROPICALI

Nu au legături genetice cu ciclonii latitudinilor temperate (Islandez sau Aleutin) deși poartă același nume de: CICLONI (și nu „cicloane” cum impun, pur și simplu, autorilor de cărți meteorologice, unele edituri celebre din România!)

Sinonimia are totuși la bază un element comun: ambele formațiuni barice acoperă arii de joasă presiune atmosferice la nivelul suprafeței terestre, arii în care mișcarea dominantă este cea turbionar ascendentă, în sensul invers acelor de ceas, pentru emisfera nordică și invers în cea sudică.

Ciclonii tropicali se produc numai în spațiul geografic oceanic cuprins în general între 7° și 15° latitudine nordică și sudică de unde pot călători însă pe traiectorii stranie ajungând să pătrundă chiar în domeniul latitudinilor temperate (până la Londra, de exemplu).

Inițial, aveau nume de sfinți apoi de corăbii scufundate chiar de ei, apoi nume de femei, astăzi ele au și nume masculine (dacă s-au înmulțit numeric).

Diferențele între cele două tipuri de cicloni atmosferici care acționează în troposferă sunt numeroase și încep de la însăși cauzele declanșatoare:

- în cazul ciclonilor de latitudini temperate cauzele fizice sunt conținute în derularea procesului major de schimb de căldură, de masă de aer, de umezeală și de impuls la scară globală, între zonele Pământului puternic încălzit de Soare cu zonele polare;

- în cazul ciclonilor tropicali, sau mai corect spus intertropicali, (pentru că iau naștere în zona 7° - 15° latitudine nordică și sudică) numiți generic cicloni antilici, australieni, atlantici, hurricane americane sau taifunuri japoneze, deși geneza lor nu este

pe deplin descifrată, se admite unanim că: apar în cadrul acelorași mase de aer și nu la contactul dintre două tipuri diferite, apar mereu numai deasupra suprafețelor oceanice foarte calde, la nivelul cărora temperatura să fie de cel puțin 26,5°C (preferă latitudinile menționate anterior pentru că acolo apare forța Coriolis, inexistentă la Ecuator).

- Ceea ce este total diferit de ciclonii extratropicali Islandez și Aleutin este faptul că ciclonii tropicali nu au contrast termic, nu au sectoare de front rece și cald, sectoare care stau la baza concepției Bjerknes despre ciclogeneza extratropicală. Sunt deci simetrici din punct de vedere termic și nu au fronturi ca ciclonii latitudinilor temperate (numiți și „extratropicali”)

- Valoarea la centru este de sub 1000 mb, uneori chiar de sub 900 mb.

- Diametrul lor mediu este cuprins între 360 km și 540 km. Cei mai mici au avut diametrul de 90 km iar cei mai mari au avut 1.800 km.

- Înălțimea lor este de 17 km egală cu a troposferei intertropicale.

- „Ochiul” senin, specific ciclonilor tropicali are un diametru mediu de 20-50 km, rar atingând 100 sau 150 km iar temperatura aerului în interiorul ochiului este cu 10-18°C mai ridicată decât în masele de aer din jur.

Se consideră că, ciclonii intertropicali NU reprezintă verigi indispensabile ale circulației generale a aerului în troposferă, ci că sunt supape atmosferice cu rol în descătușări sporadice, neciclice, de energii atmosferice uriașe, în spații geografice reduse; au de asemeni traiectorii aberante față de dominanta circulației generale a aerului troposferic în cele două emisfere.

Există cercetători care nu exclud posibilitatea ca mobilul declanșării lor bruște și violente să fie anumite penetrații energetice sau de masă de origini extratroposferice, puțin cunoscute deocamdată (numite și infiltrații de fluxuri stratosferice).

Cercetările ciclonilor tropicali se bazează astăzi pe ipoteza că ei apar exclusiv pe seama instabilității accentuate a maselor de aer tropical, ca rezultat al unui tip de mișcări “macroconvective” proprii în zonele oceanice precizate.

Eventualele pulsații de aer impropriu numit mai rece, fiind vorba de o diferență de maximum 2...3°C, ajunse în zona intertropicală ar avea numai rolul de catalizator al procesului considerat responsabil de macroconvecție și nu rolul formării unui sector de front rece ca în cazul marilor cicloni extratropicali citați anterior.

În cadrul unui ciclon tropical mobil viteza vântului depășește 32 m/sec adică 115 km/h putând atinge și 225 km și chiar mai mult.

Ciclonii tropicali poartă denumiri regionale diferite cum ar fi: *taino* în Haiti, *baruio sau baquio* în Filipine, *cyclon* în Pacific și Oc.Indian, *taifun* în Japonia *hurricane* în America.

Ciclonii tropicali afectează preferențial anumite areale geografice și au cel puțin două praguri de viteze medii luate în studiu. De obicei, au traiectorii lungi (Fig.1 cap.9) de 2500-3000 mile marine; durează 8-10 zile iar lunile lor predilecte sunt august și septembrie pentru emisfera sudică. Gama latitudinală completă de formare a lor ar putea fi considerată între 5°...8° și 15°...20° latitudine nordică și sudică (cu frecvența

maximă între 7° și 15° de latitudine); urmându-și traiectoriile pot ajunge se se stingă chiar și la 35° latitudine nordică sau sudică. Tabelul de mai jos prezintă lucrurile în mod didactic.

Regiunea intertropicală din:	Viteza maximă a vântului și denumirea locală	
	17-32 m/s	32-85 m/s
Oc.Pacific de Nord-Est	Ciclon tropical	Taifun
Gf.Bengal și M.Oman	Ciclon (nu cunoaște alt tip decât tropical)	Ciclon violent
Oc.Indian de Sud	Depresiune tropicală (nu cunoaște alt tip decât tropicală.)	Ciclon tropical
Oc.Pacific de Sud	-	Ciclon
Oc.Atlantic de Nord Oc.Pacific de Nord-Est	Furtună tropicală	Ciclon Uragan

Tabel preluat din cartea “Fenomene atmosferice de risc”
Sterie Ciulache, Nicoleta Ionac, 1995 Ed.Științifică

Este sugestivă comparația între energia cinetică produsă de un ciclon tropical într-o singură zi și energia produsă de întreaga societatea omenească: este vorba de 10^{12} KW/h adică sensibil mai mult decât produce omenirea într-o zi.

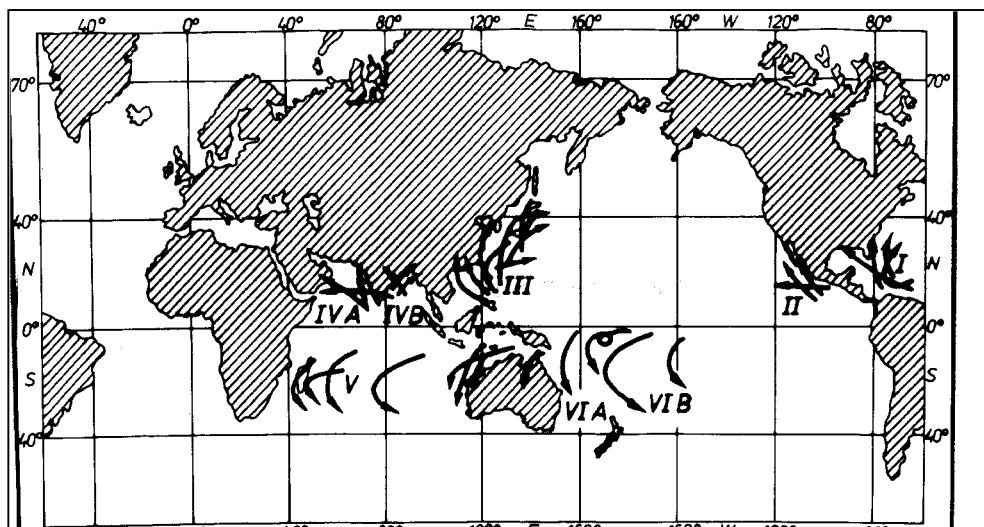


Fig.1 cap.9. Traiectoriile ciclonilor tropicali (după Neguț S., 1981) Zonele numerotate pe hartă cuprind: I –vestul Oc. Atlantic la nord de Ecuator; II – Oc. Pacific de nord-est față de Ecuator III – vestul Oc. Pacific la nord de Ecuator; IV A- Marea Arabiei; B – Golful Bengal V – Oceanul Indian de Sud, etc.; VI A – Noua Guinee – coasta de nord-vest a Australiei la vest meridianul de 160°E; B – Oc.Pacific centrală și estul meridianului de 160°E

Ciclonii tropicali născuți întotdeauna deasupra oceanelor, dar angajați pe traiectorii, ajung adeseori deasupra unor zone de uscat unde produc pagube enorme prin intensitatea vântului și prin precipitații (continentul american este preferat. Ei sunt restimulați de mișcările ascendente foarte intense vara pe continent și, de aceea, deplasarea și efectele lor pot dura până la două săptămâni până când sursa de energie constituită din căldura latentă de evaporare se consumă; atunci vânturile și turbulența se reduc ca intensitate dar ploile continuă încă. Rămâne celebru ciclonul tropical Katrina și cei 3-4 cicloni succesivi din aug-sept 2008 dintre care ultimul a afectat grav statul Texas.

Pagubele ciclonilor tropicali decurg din:

1. vânturile intense care conduc la distrugeri umane și materiale;
2. ploile abundente care cad în timp scurt sau mediu pe suprafețe foarte reduse determinând inundații locale, alunecări de teren și deteriorarea rețelelor de comunicații
3. valuri oceanice induse de vântul stârnit în ciclonii tropicali, odată ajunse la țărm, fie singulare fie sumate adică valuri suprapuse pe marea pozitivă putând atinge înălțimi de 10-20m dar și de 32m.

Frecvența ciclonilor tropicali.

Ciclonii tropicali înregistrează o frecvență maximă în Pacificul tropical de Nord-Vest*, dar se produc, de asemenea, în nordul Oceanului Indian (Gulful Bengal și Marea Oman), în sudul acestuia (de-a lungul coastelor de nord-vest ale Australiei), în Pacificul de Sud și în Atlanticul de Nord, desigur în spațiul intertropical al acestora, mai frecvent între 7° și 15° lat. N și S, în general între 5° și 20° lat. N și S (fig.1, cap.9)

Distribuția în timp a ciclonilor variază de la o regiune la alta; în funcție de deplasarea zonei de convergență intertropicală** și de caracteristicile termobarice specifice. În anumite regiuni, cum sunt Pacificul de Nord și Gulful Bengal, ciclonii sunt posibili tot anul dar, în fiecare dintre aceste zone, posibilitatea producerii lor este mai mare pentru anumite luni decât pentru altele.

Datele statistice privitoare la formarea ciclonilor tropicali, provenite din șiruri de observații ce variază între 10 și 70 de ani, indică diferențe apreciabile de frecvență de la o regiune la alta, astfel circa 75% din ciclonii tropicali se formează în emisfera nordică, iar cel mai mare număr mediu anual revine regiunii Pacificului tropical de Nord-Vest (31,6) urmată de Pacificul tropical de Nord-Est (13,5). Faptul că în regiunea Pacificului de Nord-Vest, luna septembrie, cea mai băntuită de taifunuri, cunoaște 6,2 cicloni tropicali, față de numai 0,8 câți înregistrează luna noiembrie în Gulful Bengal, nu trebuie să conducă la concluzia că pericolul prezentat de aceste fenomene atmosferice ar fi mai redus în regiunile unde frecvența lor este mai slabă.

Statisticile arată că ciclonii tropicali, ca și undele de marea și inundațiile pe care aceștia le determină sunt concentrate net în Asia și ating un mare număr de țări în curs de dezvoltare. În decursul timpului, 96% din victimele omenești provocate de ciclonii tropicali s-au înregistrat tocmai în această regiune a lumii.

* Este vorba numai de intervalul latitudinal intertropical al oceanelor

** dictate de migrația sezonieră a Ecuatorului Meteorologic într-o emisferă sau alta, față de cel matematic

Din punct de vedere al distribuției temporale, ciclonii tropicali se produc mai ales vara și toamna. Fiecare regiune are o lună cu frecvență maximă, excepție făcând doar Golful Bengal și Marea Oman unde se înregistrează două maxime: unul la începutul verii și altul la sfârșitul toamnei.

Detectarea ciclonilor tropicali se face cu mijloace clasice și moderne, etc. Există Centre de Vânătoare a ciclonilor tropicali, radare, sateliți, nave, balize, hărți, (există o bibliografie amplă în domeniu) etc.

A.2. TORNADE SAU TROMBE DE USCAT*

Tornadoele sau trombele de uscat intră în categoria evenimentelor atmosferice violente dar de mică extindere spațio-temporală, față de ciclonii tropicali, anterior prezentați care, deși mult mai amplii, la rândul lor nu au dimensiuni mari comparativ cu cei extratropicali.

Trombele sau tornadoele de uscat afectează suprafețe foarte restrânse, se deplasează în cadrul unor culoare foarte înguste, apar și se consumă înainte de a fi putut străbate 100km lungime de traiectorie dar tocmai de aceea forța lor distructivă, concentrată pe 10-20 km, este deosebit de mare

O “tornadă de uscat” sau o “trombă” care se formează deasupra unor suprafețe cvasipiane, nu are nici o legătură genetică cu ciclonul tropical chiar dacă în zonele geografice intertropicale ea apare în zilele postmergătoare unui pasaj ciclonic tropical. Acest fapt trebuie reținut alături de dimensiunile și durata lor foarte reduse și de traiectoriile lor extrem de scurte.

Iată mecanismul tornadei: pe fondul existenței unui sau mai multor nori de tip Cumulonimbus apare ca un turbion ascendent care seamănă cu o coloană rotitoare de aer în jurul unui ax central de foarte scăzută presiune atmosferică, rotirea particulelor de aer, în sens invers acelor de ceas, făcându-se cu o viteză incredibil de mare.

Umezeala conținută în aerul ascensionat condensează rapid în altitudine, acolo unde este aruncat, generând o formațiune noroasă tipică ca o “pâlnie cu gura spre cer” numită “tubă” (pentru că seamănă mult cu instrumentul tubă), formațiune care conturează foarte bine tornada.

Când „gâtul” sau „ciocul” pâlniei atinge solul începe dezastrul deoarece, viteza vântului depășește 80 m/s adică depășește 300 km/h iar vidul parțial creat prin depresurizarea din axul pâlniei absoarbe în sus tot ceea ce vântul smulge de la sol transformând mașini, oameni, arbori, acoperișuri în proiectile necontrolate.

Pentru formarea trombelor sau tornadelor de uscat trebuie să preexiste:

1. suprafețe întinse de uscat deasupra cărora:
2. aerul prezent la un moment dat să aibă o instabilitate termodinamică foarte mare capabilă să permită și să amplifice orice inițiativă termoconvectivă diurnă (generatoare de nori Cumulonimbus).

* există și trombe marine dar distrugerile lor sunt mai restrânse; tocmai din această cauză lipsesc datele de observare pentru studiul trombelor marine

3. potențialul de condensare al aerului aici existent să fie mare ca și potențialul de evaporare la nivelul solului care să fie capabil să suplimenteze umezeala existentă în aer.

4. la suprafața solului să existe acea conjunctură mezosinoptică care să faciliteze convergența aerului din mai multe direcții spre un singur loc, fapt ce conduce la declanșarea vortexului inițial.

5. De la pragul altitudinal de 1-2 km, tornadele se dezvoltă astfel: în sus ca pâlnie noroasă, iar în jos, până la sol sub formă de “gât” al pâlniei sau al “tubei”, gât lat de numai 150 m dar nimicitor.

Tornadele acționează maximal pe o traiectorie medie de numai 10 km chiar dacă ating traiectorii complete de 50-100km.

În S.U.A. ele sunt foarte frecvente, se nasc singular sau post ciclonic dar fără legătură cauzală cu acesta (după un ciclon tropical). Lunile de predilecție sunt aprilie, mai, iunie. În zona preeriilor texane este celebră așa numita “ALEE A TORNADELOR”, un culoar geografic unde frecvența lor este maximă și unde “vânătorii de tornade” se avântă din ce în ce mai îndrăzneț pentru nobilul scop de a le înțelege mecanismul.

În ultimii ani se vorbește despre asemenea „tornade” sau „pseudotornade” de uscat și în România ca despre ceva cu totul nefiresc și legat, se zice, în mod sigur de încălzirea globală a climei. Să nu ne pierdem cumpătul la fiecare „senzațional” TV! Să ne amintim că bunicii și străbunicii noștri se fereau ca de foc de „vârtejurile” de vară numite „ochiul dracului” din generație în generație în Bărăgan cel puțin (dar nu aveau cum povesti țării, căci nu era televiziune!)

Și, chiar dacă le-am numi astăzi tornade sau minitornade și nu „furtuni de vară” sau „ochiul dracului” ca bunicii, ele sunt tot aceleași scurte furtuni de vară, de mică întindere, care apar ocazional la noi ca de altfel în toate zonele de câmpie sau podișuri largi cu veri fierbinți ale lumii. Totul este să nu fim ispitiți să ne comparăm cu preerile americane la acest capitol! Nimic nu este nou și nemaivăzut până acum în mersul vremii doar mass-media este nouă și avidă de senzațional ! Ea reușește să direcționeze greșit mulți consumatori de știri bombă! INTERNET-ul vă stă la dispoziție pentru documentare cu condiția să știți să cerneți neghina de grâu, dragi cititori !

B.1. VISCOLUL

Definiție, arie de producere și efecte de mediu

Viscolul este un eveniment atmosferic complex în cadrul căruia zăpada ce cade sau a căzut este spulberată puternic de către vânt, astfel încât vizibilitatea scade extrem de mult, iar aprecierea căderii concomitente a ninsorii este imposibilă. Este un fenomen atmosferic complex cu un mare potențial calamitar.

Pentru zonele temperate și reci, viscolul este fenomenul atmosferic de iarnă cu consecințele cele mai grave și cu spectaculozitatea cea mai mare. El acționează atât prin forța mecanică a vântului, care poate rupe crengile arborilor, conductorii aerieni, etc.

cât și mai ales, prin spulberarea zăpezii din spațiile deschise și acumularea ei în locurile adăpostite, unde grosimea stratului ajunge uneori de mai mulți metri, producând dificultăți serioase transporturilor rutiere și feroviare. Spulberarea zăpezii de pe întinse suprafețe agricole, lipsește culturile de toamnă de stratul natural protector care le ferește de îngheț și diminuează umezeala atât de necesară parcurgerii fazelor vegetative de primăvară.

Viscoalele provoacă în anii în care se produc pagube importante tuturor țărilor din zonele temperate și de latitudini mari. Drept urmare, ele sunt studiate cu atenție sub raportul repartiției, direcției vântului, cantității de zăpadă, datelor producerii, duratei și condițiilor sinoptice în care se dezvoltă.

Viscoalele în România

Analiza succintă a hărții sintetice (Fig. 2, cap.9) privind repartiția viscoalelor pe teritoriul României aparținând cercetătorilor O.Bălescu și N.Beșleagă (1962), permite desprinderea trăsăturilor prezentate în continuare.

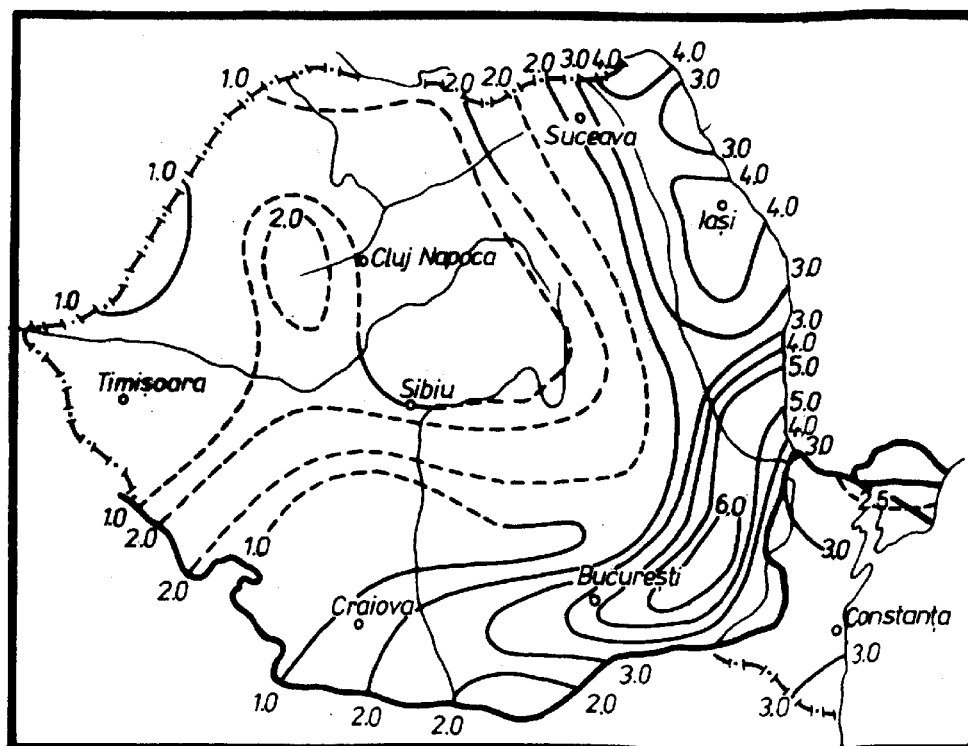


Fig.2, cap.9. Frecvența viscoalelor în România (după O.Bălescu și colab., 1962)

Viscolul este rezultatul interacțiunii dintre particularitățile circulației aerului deasupra continentului european și caracteristicile suprafeței terestre a României.

Viscolul se formează în anumite situații sinoptice specifice pentru România care rezultă din cuplajul a doi centri barici europeni, fig.3 cap.9 respectiv, anticlonul Est-European, Azoric sau Scandianav cu o perturbație mediteraneană la contactul dintre ei se

formează gradienti termobarici foarte mari, de 40-50 mb/km și de 2-3°C/100 km, chiar și mai mult.

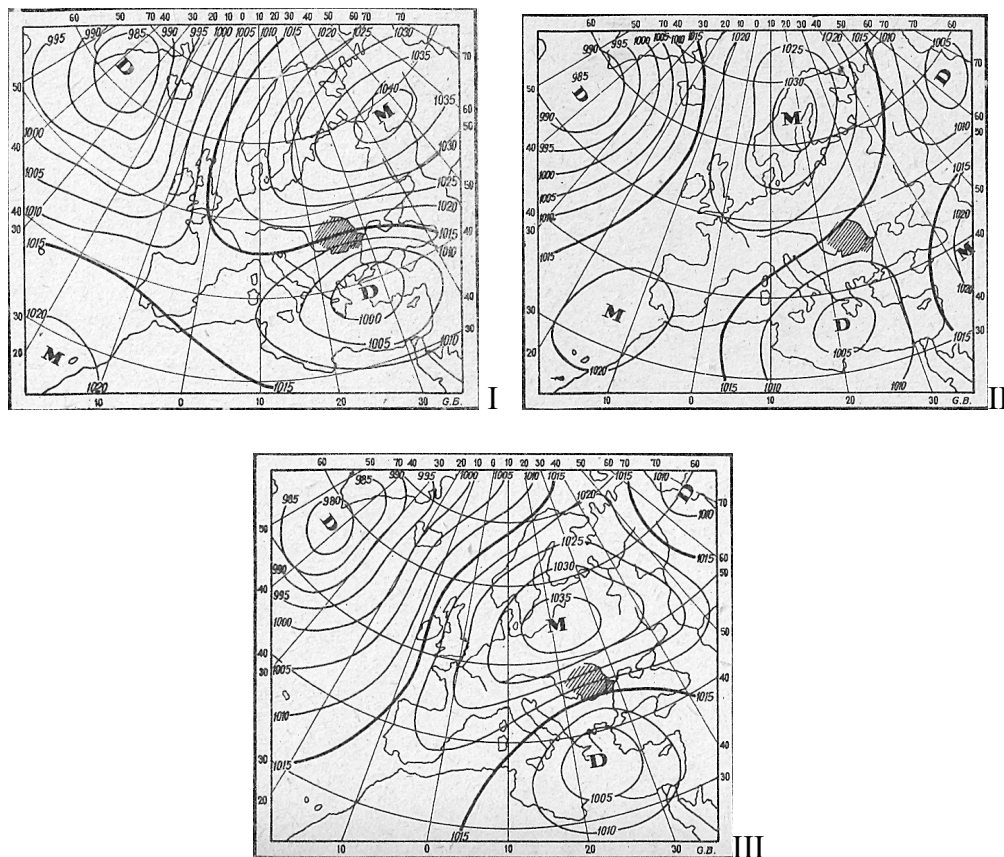


Fig.3, cap.9. Tipuri barice generatoare de viscole în România
(după O.Bălescu și colab. 1962)

Cele mai puternice viscole în România sunt cele care iau naștere în condițiile în care peste Europa Centrală și de Est acționează un brâu anticlionic. Acest brâu este determinat de înaintarea unei dorsale anticlonice peste toată Europa de vest, est și centrală, în timp ce deasupra Mării Mediterane se desfășoară o activitate ciclogenetică prodigioasă fig.3 și 4 cap.9.

Brâul anticlionic se formează între dorsala unui anticlon Est-European care ajunge să se unească peste Europa Centrală cu o dorsală a Anticlonului Azoric.

Uneori, brâul anticlionic, poate fi înlocuit de prezența mai multor anticicloni care acționează individual ca Azoric, Scandinarv sau Est-European care se prelungesc prin câte o dorsală peste teritoriul Europei Centrale și al României și care intră în cuplaj cu ciclonii de deasupra Mării Mediterane, sau Mării Negre.

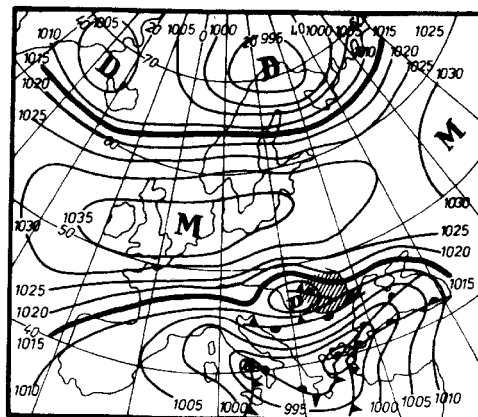


Fig.4 cap.9. Configurația barică a ultimei zi a marelui viscol din 1-4 II 1954

Pe lângă cauzele sinoptice, un rol important în geneza viscolului revine particularităților structurii suprafeței active și în mod deosebit prezenței, masivității și formeii Carpaților Românești, aceștia hotărând în bună măsură nuanțările climatei României.

Știut fiind că viscolele se produc la întâlnirea strânsă între două tipuri de mase de aer cu caracteristici fizice diferite, care se confruntă brutal numai în straturile inferioare ale troposferei (până la 600-800 m altitudine), rolul barajului orografic apare și mai evident.

Statistic vorbind cel mai mare număr mediu anual de zile cu viscol se înregistrează în regiunile estice și sudice ale teritoriului României. Pretutindeni, în aceste regiuni, el este mai mare de două zile; în nord-estul extrem al Moldovei în Podișul Central Moldovenesc depășește patru, iar în Bărăgan depășește 5-6 zile ca medie anuală de producere.

Cel mai mic număr mediu anual de zile cu viscol se înregistrează în Podișul Transilvaniei, în Câmpia de Vest dar și în sud-vestul Câmpiei Române, unde coboară, ca durată, sub o zi.

Direcția și viteza vântului în timpul viscolului este definită după cum urmează: În Moldova de Nord predomină viscolele cu direcția vântului dinspre nord-vest, iar în Moldova de Sud, cele cu direcție dinspre nord. Bărăganul se caracterizează prin viscole de direcție nordică ca și Delta Dunării sau litoralul, în timp ce Dobrogea de Sud are viscole de direcție nord-vestică. În Muntenia de est și centrală, până aproape de Olt, predomină viscolele în care direcția vântului este de nord-est, iar în Oltenia din direcție pur estică sau vestică și numai rareori nord-vestică. În Câmpia și Dealurile vestice viscolele au vântul orientat dinspre nord, iar în Transilvania, dinspre nord-vest.

Cauza principală care produce intensificările de vânt în timpul viscolului este apariția unor gradienti barici ridicați (diferențe mari de presiune deci) între formațiunile anticiclone situate la nord sau nord-est de România și depresiunile barice situate în sud-estul Europei, sau deasupra Mărilor Mediterană și Neagră.

Insistăm arătând că natura suprafeței terestre, obstacolul reprezentat de lanțul Carpaților în special, dictează și orientarea generală a vânturilor inducând un paralelism evident al acestora la linia reliefului major terestru mai ales în regiunile de deal și câmpie ale Moldovei și Munteniei.

Viteza vânturilor, în timpul viscoalelor, variază în medie, pentru teritoriul României, între 11 și 17 m/s, adică între 41 și 60 km/h; în realitate ea depășește aceste limite convenționale atingând și 120 km/h.

În funcție de viteza vântului, viscoalele se grupează convențional în trei categorii, și anume: *violente* (cu viteze mai mari de 17 m/s), *puternice* (cu viteze între 17 și 11 m/s) și *moderate* (cu viteze între 10 și respectiv 6 m/s).

Viscoalele violente se produc cu frecvența cea mai ridicată în sud-estul Moldovei și în Bărăgan.

Cantitatea de zăpadă căzută în timpul viscoalelor se exprimă în litri pe metru pătrat, atât pentru fiecare direcție a vântului în parte, cât și pentru fiecare zi cu viscol, indiferent de direcția vântului.

Datele statistice arată că, în cea mai mare parte a României, cele mai mari cantități de zăpadă cad în situațiile în care vântul este orientat dinspre nord și nord-vest. Situația se schimbă doar în sudul extrem și pe litoral, unde cele mai mari cantități medii anuale de zăpadă cad în timpul viscoalelor cu vânt orientat dinspre est și nord-est. De asemenea, cantitățile medii de precipitații căzute în cursul unei zile cu viscol evidențiază existența valorilor celor mai mari (peste 8 l/m²) în sud-estul Olteniei și sud-vestul Munteniei, în nordul Dobrogei și în regiunea izvoarelor Mureșului și Oltului. Acestea nu coincid însă cu regiunile în care viscoalele au frecvența maximă (fig.1).

Datele producerii viscoalelor și durata acestora. Prima zi cu viscol se produce la date care variază sensibil de la o regiune la alta. Astfel, în Moldova, cel mai timpuriu prim-viscol are loc în jurul datei de 27 octombrie (probabilitatea lui este de numai 2%), iar cel mai târziu prim-viscol corespunde lunii martie (probabilitatea lui fiind de 2%).

În Dobrogea, datele respective sunt 13 noiembrie (2%) și luna martie (5%); în Muntenia 27 octombrie (2%) și martie (2%); în Oltenia 14 noiembrie (2%) și prima jumătate a lunii martie (3%), iar în Banat și Transilvania între 14 noiembrie și 13 decembrie și decadele a doua și a treia ale lunii martie.

Data medie a primului viscol se încadrează între ultimele zile ale lunii decembrie și prima jumătate a lunii ianuarie pentru teritoriile din estul și sudul țării și se suprapune ultimei decade a lunii ianuarie pentru restul țării.

Ultima zi cu viscol este 23 aprilie în Moldova (2%), 27 martie pe litoral, între 23 martie și 7 aprilie pe Dunăre, prima jumătate a lunii martie în Transilvania, 23 martie în Banat.

Data medie a ultimului viscol corespunde primei jumătăți a lunii februarie.

Durata viscoalelor exprimată în numărul de zile succesive și nesuccesive cu viscol se diferențiază net în regiunile din afara și din interiorul arcului carpatic.

Viscoalele cu durata de o zi sunt caracteristice pentru întreaga țară, dar mai ales pentru Transilvania, nordul Olteniei și regiunea dintre Turnu-Măgurele și Giurgiu

Viscoalele cu durata de două zile succesive predomină în nordul Moldovei, centrul Transilvaniei, sud-estul Moldovei și nordul Dobrogei.

Viscoalele cu durata de trei zile sunt caracteristice pentru sud-estul țării și sud-vestul Olteniei și pe alocuri Moldovei;

Cele cu durata de patru zile succesive se produc în sudul țării și în jumătatea sudică a Moldovei.

În mod excepțional (3%) viscoalele cu durată mai mare de patru zile succesive se înregistrează în Bărăgan.

Durata viscoalelor exprimată în număr de zile nesuccesive variază de la sub trei zile pe an în vestul Olteniei și în Subcarpați, până la peste nouă zile pe an în Bărăgan.

B.2. AVALANȘELE

Deși nu au nici o legătură directă cu viscoalele, avalanșele intră în aceeași grupă de evenimente meteorologice cu risc calamitar pentru jumătatea rece a anului. Sunt așadar evenimente montane, locale, hibernale periculoase, provocate de mersul capricios al vremii. Ele sunt deosebit de violente și agresive prin modul de manifestare și foarte grave prin consecințe. De asemenea, sunt relativ frecvente în Carpații Românești, pe așa-numitele culoare de avalanșe (pe unde este de dorit ca ecologi să nu se aventureze din moment ce vor cunoaște câte ceva despre avalanșe) .

Prof.dr. Octavian Bogdan, în cartea sa “Riscurile Climatice din România”*, Buc.1999, le face o prezentare succintă dar cuprinzătoare care va sta la baza abordării noastre.

În literatura de specialitate, *avalanșa este prezentată ca o unitate de masă de zăpadă care se deplasează gravitațional, prin alunecare sau rostogolire, cu viteză foarte mare (de 50 - 200 km/h) pe văile și pe versanții cu pante accentuate (>25 - 35°) antrenând în drumul ei, bolovani, pietre mari, arbori sau alte obiecte întâlnite în cale, mărindu-și treptat volumul, greutatea și viteza.*

Cauzele genetice ale avalanșelor

Acestea sunt de mai multe feluri: meteorologice, geomorfologice, geofizice, antropice și indifferente.

Cauzele meteorologice au rolul cel mai important deoarece de acestea depinde formarea masei de zăpadă și transformarea caracteristicilor ei fizice care determină apariția **pragului critic**, respectiv **apariția rupturii și declanșarea avalanșei**. Dintre acestea amintim (Topor 1957):

- ninsorile abundente care formează strat gros de zăpadă;

* la care a avut-o colaboratoare pe dr. Elena Niculescu din același institut academic

- grosimea stratului de zăpadă care deplasează centrul de greutate al acestuia de la sol în sus, aducându-l în echilibru instabil;
- temperatura mai ridicată a solului din cauza radiației efective a pământului, care topește zăpada la limita ei inferioară, creând spații goale, o desprinde de substrat făcând-o să alunece pe un strat mobil de apă;
- alternanța temperaturilor negative cu cele pozitive care determină topirea zăpezii, tasarea și ruperea ei sub influența greutății;
- ploile de la sfârșitul sezonului de iarnă care influențează topirea și ruperea stratului de zăpadă;
- vântul care prin „presingul” său dă un impuls stratului de zăpadă ce se află în echilibru indiferent;
- unele caracteristici fizice ale stratului de zăpadă care decurg din regimul depunerii și al conservării lui cum ar fi: lipsa de coeziune dintre cristalele ce formează pătura de zăpadă și lipsa de sudură dintre păturile de zăpadă cu vechimi diferite care face ca un strat să alunece pe celălalt.

Cauzele geomorfologice ocupă al doilea loc în declanșarea și producerea avalanșelor. Ele țin de particularitățile locale ale reliefului: pantă, expoziție, lungimea versantului, prezența sau absența pădurii pe versant care pot influența deplasarea zăpezii și viteza de deplasare.

Cele mai favorabile condiții de relief pentru producerea avalanșelor sunt:

- pantele muntoase netede, acoperite cu ierburi sau grohotișuri, cu o înclinare cuprinsă între 25 - 35°;
- pantele abrupte cu o înclinare mare, cu trepte sau plafoane de depozitare a zăpezii care favorizează producerea avalanșelor în cascadă;
- pereți aproape verticali, opuși direcției dominante a vântului și care formează pe creste cornișe sau balcoane de zăpadă;
- pantele care au un culoar de vale;
- pantele lipsite de jnepenișuri și păduri.

Cauze geologice sunt mai puțin frecvente și anume: cutremurele de care dislocă stratul de zăpadă și concomitent cu el, bolovani, pietre într-o acțiune mecanică bruscă și violentă.

Cauzele antropice sunt legate de activitățile umane desfășurate în zona subalpină prin tăierea sau arderea jnepenișurilor și în zona montană prin tăierea pădurii de pe versanți, creând condiții favorabile de declanșare a avalanșelor.

Cauzele indiferente sau, altfel spus, străine de situație cuprind orice zgomot provocat de:

- rostogolirea unei pietre sau stânci;
- trecerea unui turist, sau a unui grup de turiști;
- strigătele turiștilor sau șuieratul trenului pe vâi;
- fuga unei căprioare sau zgomotul ei;
- vibrațiile aerului;
- tunetele de primăvară;
- detunăturile armelor de foc, etc.

Aceste cauze scot stratul de zăpadă din repaus punându-l în mișcare.

Când se produc avalanșele?

Avalanșele se pot produce pe tot parcursul sezonului de iarnă, astfel: la începutul acestuia, după ninsori proaspăt căzute; în plin sezon de iarnă, sau la sfârșitul acestuia, când alternanța temperaturilor pozitive și negative are o frecvență mai mare; primăvara ploile calde care determină înmuierea și tasarea zăpezii, creșterea greutateii ei și producerea dezechilibrului cerut de declanșarea avalanșelor.

Clasificarea avalanșelor

În literatura de specialitate se cunosc mai multe clasificări ale avalanșelor după criterii diferite astfel:

- **după dimensiuni** sunt: (Ciulache, Ioanac, 1995; Grecu, 1997)
 - avalanșe cu lungimi și lățimi mai mici de 50 m;
 - avalanșe de versant a căror dimensiuni nu ating fundul văii (avalanșe de suprafață);
 - avalanșe de vale, cu dimensiuni mari care ating fundul văii și provoacă, în cazuri extreme, pagube catastrofale (avalanșe de adâncime).
- **după structura fizică a zăpezii:**
 - avalanșe prăfoase;
 - avalanșe grăunțoase;
 - avalanșe de bulgări sau gheață.
- **după puritatea zăpezii:**
 - avalanșe curate;
 - avalanșe murdare.

- **după cauze genetice** (Topor, 1957) se ia în considerare și structura fizică a zăpezii, detașându-se:

- avalanșe de ninsoare prăfoasă numite și areina, Staublawine sau avalanșe afânate.

Sunt posibile chiar în timpul ninsorilor abundente alcătuite din cristale de gheață, în condițiile unei pante de 25-35° cu strat vechi de zăpadă; cristalele nefiind legate între ele, zăpada se prăbușește ca o pulbere fină; în timpul deplasării, mii de tone de zăpadă prăfuită amestecată cu roci smulg arborii, distrug pădurile, fărâma și răstoarnă casele, fac la marginea avalanșei vârtejuri violente de zăpadă care nimicesc totul în cale cu vuit nebun. Este tipul de avalanșă cel mai periculos, atât prin efectele distructive, cât și prin modul brusc de declanșare, fiind greu de prevăzut locul și momentul de producere. Sunt posibile în tot timpul iernii.

- avalanșe de fund sau compacte numite avalanșe de primăvară, sau Grundlawinen.

Sunt frecvente în perioadele calde de iarnă sau spre sfârșitul iernii și primăvara când începe topirea zăpezii, proces care se realizează de jos în sus; zăpada se umezește din cauza topirii și a ploilor de primăvară, se desprinde de sol, devine grea și sub

influența gravitației antrenează plăci enorme care alunecă în bloc ca și banchizele polare, făcând un zgomot foarte puternic. Zăpada este udă și grea, de aceea turistul prins sub ea este pierdut. Totuși, sunt mai puțin periculoase deoarece sunt mai ușor de prevăzut decât precedentele; ele au loc după ce câteva zile la rând, temperatura a fost mai mare de 0°C, pe pantele netede, ierboase, fără accidente de teren. Ele se produc ziua, între anumite ore, astfel:

- între 9 - 12 h pe versanții estici;
- între 12 - 14 h pe versanții sudici
- între 14 - 18 h pe versanții vestici;
- între 18 - 24 h pe versanții nordici.

Declanșarea lor este însoțită de mari pocnitori și zgomote care permite turistului să fugă pe crestele laterale;

- avalanșe în scânduri de zăpadă.

Sunt specifice pe terenurile cu înclinare mică, folosite la practicarea schiurilor. Sunt formate din strate de zăpadă suprapuse pe versant ca niște scânduri. Primul strat de zăpadă este lipit de sol, vântul îl netezește la suprafață și îl îndeasă, iar temperatura îl face, prin îngheț repetat, mai compact, mai dur, încât acoperă muntele ca o carapace, tare și șlefuită. Peste acest prim strat se poate depune un alt strat de zăpadă grăunțoasă, mobilă, fără aderență între cristale, care, doar la suprafață, prinde o crustă de gheață; urmează un al treilea strat de mazărice moale care sub influența vântului formează o altă „scândură”. Prin tasare, zăpada ultimului strat se rupe sub propria-i greutate, alunecând pe stratul grăunțos ca pe niște rulmenți, provocând mare zgomot la rupere, care, din fericire, reprezintă un semnal pentru turiștii ce se vor retrage cât mai repede;

- avalanșe în bulgări de zăpadă sau avalanșe de cataractă.

Apar, de regulă, primăvara sau chiar vara; este specifică galeriilor cu pereți abrupti, sau în hornuri pe pereții cărora sunt numeroase plafoane pe care se poate depozita zăpada. La dezgheț primăvara, blocurile de gheață alunecă de pe o platformă pe alta, sfărâmându-se în bulgări care cad în prăpastie până la piciorul muntelui. Ele cad cu regularitate în zilele călduroase, la aceleași ore (pentru că depind de procesul de încălzire a aerului), în galeriile săpate pe versanții nordici, binecunoscute de ciobani și de aceea denumite „moara” sau „sita dracului”;

- avalanșe în cornișe sau balcon.

Se produc atât iarna (când, din cauza greutateii zăpezii depusă pe cornișa de gheață, aceasta se rupe), cât și primăvara (când începe procesul de încălzire și cornișa sau balconul începe să se topească și se rupe, prăbușindu-se cu zgomot în abisul văii).

*
* *

În **Carpații Românești**, asemenea avalanșe se produc în majoritatea masivelor cu altitudini de circa 1800-2000 m, sau mai mari: în Munții Rodnei, Căliman, Ceahlău, în Carpații Păduroși ai Maramureșului, în Bucegi, Făgăraș, Lotru, Șureanu, Parâng, Retezat, Godeanu, Țarcu și ceva mai puțin în Munții Bihor, Vlădeasa și Gilău. Numărul culoarelor de avalanșe se ridică la circa 300, transportând un volum de zăpadă de 15.000 - 30.000 m³ (Arghiriade, 1977).

Așa de exemplu, în masivul Godeanu, cercetătorul Gh. Niculescu (1965) a cartat circa 25 de asemenea culoare de avalanșe pe versanții nordici ai acestuia, cele mai multe fiind pe afluenții Lăpușnicului Mare. Cele mai frecvente avalanșe s-au produs în iernile cu ninsori abundente, când s-a format un strat de zăpadă cu grosimi apreciabile. Avalanșele au fost absente în iernile cu ninsori slabe sau moderate, deoarece stratul de zăpadă subțire s-a topit rapid sub influența radiației efective a soarelui terestru (la partea lui inferioară) și a radiației solare (la partea lui superioară).

Pericolul avalanșelor

Din descrierea tipurilor genetice de avalanșe s-a putut constata care sunt și consecințele acestora.

Prin consistența masei de zăpadă ca și prin corpurile străine pe care le conține, avalanșa declanșează mari energii exercitând o acțiune mecanică puternică asupra mediului înconjurător. Ele provoacă doborâturi de arbori sau stâlpi de înaltă tensiune, distrug jnepenișurile, pădurile de pe versanți, drumurile forestiere, cabanele, refugiile alpine, „odăile” și „sălașele” păstorești, satele de la baza versanților etc. În același timp formează culoare de avalanșe care sunt terenuri răpoase cu aspect dezolant care favorizează eroziunea accelerată pe versanți.

În multe situații, avalanșele produc victime în rândul turiștilor care se hazardează în condiții de timp nefavorabil să traverseze versanții abrupti, cu zăpadă proaspăt căzută, cu zgomot și veselie, sau să urce pe crestele cu cornișe de unde încep să strige, provocând zgomote și declanșând avalanșe cu ei cu tot. În Alpi, cazurile sunt frecvente, dar nici în Carpați nu lipsesc cu desăvârșire.

În acest sens sunt necesare câteva recomandări pentru turiști care constau în:

- alegerea corectă a perioadei de excursie, adică fără ninsori abundente și viscole;
- alegerea celor mai cunoscute și marcate trasee;
- selecționarea traseelor de munte cât mai înalte, chiar de culme, pentru a evita stratul de zăpadă gros din vale, vulnerabile din punct de vedere al avalanșelor;
- evitarea cornișelor de pe culmi care pot rapid să se rupă sub greutatea omului;
- traversarea versanților într-o tăcere deplină pentru a evita provocarea avalanșelor din cauza zgomotului;
- evitarea transportului unor greutăți mare care, în caz de avalanșă, îi pot împiedica pe excursioniști să se urce rapid pe înălțimile cele mai apropiate, etc.

C. SECETELE LATITUDINILOR TEMPERATE AU POTENȚIAL CALAMITAR

Înainte de a prezenta subiectul propus de titlu, este necesară elucidarea sensurilor date de cercetători noțiunii de „secetă”.

Ecologul, mai mult decât oricine altul, trebuie să fie atent la nuanțe, pentru a nu rămâne cu dubii științifice.

Ce sens trebuie dat expresiei „starea de secetă” ?

Prin **starea de secetă** ecologul trebuie să înțeleagă* : ***răspunsul dat de mediu lipsei prelungite (lipsă parțială sau totală) a precipitațiilor atmosferice sau numai alternanței nearmonioase a unor perioade de timp lipsite de precipitații cu alte perioade în care cad precipitații cu mult peste normalitatea climatică a locului și a anotimpului.***

Credem că această definiție ecologică a stării de secetă le concentrează pe toate celelalte date până acum „pe specialități”, fie de agronomi, fie de hidrologi sau biologi, fie de meteorologi, fiecare din unghiul său de vedere.

Pentru că, în fond, seceta hidrologică, sau cea pedologică, cea agrometeorologică și recent definită „secetă socială” (prin epuizarea apei de către societatea omenească) sunt tot atâtea fațete ale „răspunsului naturii față de lipsa apei meteorice” adică a precipitațiilor atmosferice.

Este bine să cunoașteți și câteva dintre definițiile „pe specialități” ale secetei și anume:

- seceta meteorologică: este oglindită de starea mediului în fazele de timp în care cad precipitații cu mult sub normal, sau nu cad deloc, pe o zonă geografică extinsă, un timp foarte îndelungat, cu alte cuvinte: lipsa totală sau parțială a precipitațiilor atmosferice în teritoriul de referință;

- seceta agricolă se declară de către specialiști în momentul în care, cantitățile și repartitia precipitațiilor atmosferice se combină de așa manieră cu rezervele de apă din sol și cu pierderile prin evapotranspirația plantelor încât duc la scăderea dramatică a randamentului culturilor și implicit a producției animale;

- seceta hidrologică: indică de obicei gravitatea fazelor precedente (meteo și agro) și se traduce prin retragerea (coborârea) nivelului apelor freatice după ce, în prealabil, s-au atins și depășit fazele diminuării debitului scurgerii apelor pe râuri, uneori până la secări de pârâuri, la câmpie mai ales.

În afara acestor precizări privind sensul noțiunii de secetă, mai este bine de știut că:

În ultimele două decenii s-au încetățenit în lumea științifică câteva noțiuni a căror defnire s-a modificat într-o măsură mai mare sau mai mică atunci când ele au intrat în preocupările modelării computerizate a naturii. Din păcate, aceste noțiuni au ”prins” la presă și în politică, bătând monedă forte ori de câte ori se poate. Este vorba despre ARIDIZARE, DEȘERTIFICARE, DESPĂDURIRE, CLIMAT MEDIU ȘI (DIN NOU!) SCHIMBĂRI CLIMATICE. Vom defini mai jos fiecare noțiune pentru a vă feri de greșeli din neștiință atunci când veți deveni, poate, patroni, ziariști sau politicieni celebri.

1. Aridizarea: prin >>zone aride<< adevărații cercetători ai naturii desemnează ținuturile sterpe sau semisterpe ale planetei, acestea acoperind între 30 și 50 mil. km² din suprafața ei.

Astăzi se consideră că această suprafață este în creștere, prin evaluarea raportului dintre bilanțul radiativ net anual la suprafața solului și cantitatea de căldură necesară

* Cartea de față propune această definiție

pentru a avea loc procesul de evaporare al precipitațiilor căzute într-un an. Rezultatul trebuie să fie mai mare sau egal cu 2. Când acest raport crește se consideră că zona geografică dată, a intrat într-un >>proces de aridizare<< reversibil sau nu.

2. Deșertificarea: s-a impus ca termen de folosință ONU, OMM etc. din 1977 când la Nairobi în Kenia a avut loc o conferință O.N.U. care a decis și asupra acestui aspect al mediului.

Prin deșertificare, așadar se înțelege astăzi: degradarea terenurilor natural aride, semiaride sau subumede prin presiunea utilizării lor de către om, peste capacitatea lor de răspuns, și anume prin exploatare agricolă prelungită (culturi, păstorit), chiar și pe fondul unor perioade lungi de secetă.

3. Despădurirea: este definită de silvicultori drept *schimbarea intervenită în utilizarea suprafețelor inițial împădurite sau diminuarea acoperirii cu arbori până la mai puțin de 10% din suprafața pădurii originare.*

*
* *

După ce am precizat sensul acestor noțiuni de mediu, din ce în ce mai intens dar și mai incorect folosite de oameni, să ne reamintim acum, cât mai corect, sensul noțiunii de „schimbări climatice” și scara lor spațio-temporală. Iată ce propune cartea de față în acest capitol:

1. SCHIMBARE CLIMATICĂ GLOBALĂ, ar presupune* modificarea echilibrului energetic al sistemului Pământ - Ocean - Atmosferă - Criosferă - Biosferă de așa manieră încât să conducă la o schimbare ireversibilă a climatului mediu dat, adică existent dinainte pe tot globul terestru. Prin definiție, folosirea acestei noțiuni la scara timpului istoric nu se certifică deoarece nu o cuprinde. Timpul istoric cuprinde schimbările vremii de la o zi la alta, de la o lună, an, deceniu, secol la altul, etc., nu ale climei. Clima are numai o variabilitate naturală în această scară de timp.

2. CLIMAT MEDIU: pentru un anumit spațiu geografic (regiune, țară, emisferă sau întregul glob) este dat de valorile mediate pe 10 zile, o lună, un anotimp, un an, calculate pe o perioadă de referință de numai 30 de ani (ex. 1951-1980 sau 1961-1990 sau 1971-2000). Acesta este un termen tehnic în climatologie.

Pentru autoarele de față limita de 30 de ani poate este semnificativă în statistică dar în climatologia riguroasă este insuficient pentru a obține seriozitatea unui asemenea scop: definirea climatului mediu.

3. VARIAȚIE CLIMATICĂ: provine din dispersia statistică a elementelor meteorologice în jurul valorilor lor medii (calculate doar pentru 100-140 de ani de când se fac măsurători). Variația de tip statistic (luată în considerare conform definiției anterioare) conduce la noțiunea de “variabilitate climatică naturală” care este o caracteristică intrinsecă a climei și nicidecum un preindiciu de schimbare climatică globală.

* doar ar presupune căci certitudinile vin în unități de timp geologic nu istoric sau biologic (în zeci de mii de ani!)

Toate aceste noțiuni cu care operează climatologii, dacă nu sunt bine cunoscute de ecologi, creează confuzii de înțelegere a naturii și implicit alegerea în practică a unor soluții nepotrivite, catastrofiste sau nereserioase cum se întâmplă acum în mass-media în agricultură, etc, etc.



9.3. Starea de secetă în România

De la început subliniem faptul că, **apariția stării de secetă într-o provincie sau alta a României, este episodică și NU modifică în timp clima temperat continentală de tranziție a acesteia ci o certifică.**

Secetele meteorologice se pot produce pe teritoriul României în orice anotimp deci nu sunt sistematice (Ciulache St., 1995) . Cele mai dăunătoare sunt **secetele de primăvară**, cu durată mare (cum a fost cea din 1968 în sud-estul țării), care urmează iernilor cu precipitații reduse și rezerve mici de apă în sol la desprimăvărare. Efectele lor dăunătoare nu pot fi compensate complet nici dacă în lunile următoare ploile sunt abundente.

Secetele meteorologice care survin în anotimpul de vară, compromit recoltele în funcție de faza de vegetație care a fost afectată. Astfel, dacă seceta a coincis cu faza formării rădăcinilor secundare, rezultatul este o înrădăcinare slabă; dacă a coincis cu faza înfloririi plantelor atunci provoacă sterilitatea spicului și deci scăderea recoltei, etc.

Secetele meteorologice din a doua jumătate a verii, prelungite în septembrie și octombrie, afectează culturile de toamnă în primele faze de vegetație (germinarea, încolțirea, etc.) făcându-le să intre în iarnă insuficient dezvoltate și cu o rezistență redusă. În astfel de condiții, iernile grele diminuează sensibil producțiile la hectar.

Deosebit de severe sunt **secetele meteorologice care afectează mai mulți ani consecutivi**, cele mai grave fiind cele din Moldova, Bărăgan și Dobrogea în 1945, 1946, iar pe alocuri și în 1947.



Amplele variații pe care le înregistrează circulația atmosferică la latitudini temperate, și mai ales în domeniile de tranziție, determină puternice fluctuații ale cantităților anuale de precipitații și ale regimurilor acestora. Din această cauză, secetele apar în România la intervale neregulate și afectează, mai ales, regiunile sudice și sud-estice de tip câmpie, podiș și uneori dealuri subcarpatice.

Există o alternanță a intervalelor de ani ploioși cu altele de ani secetoși, spune N. Topor (1964). Începând din a doua jumătate a secolului al XIX-lea și până în prezent s-a constatat că pe teritoriul României grupările de ani cu precipitații excedentare nu au depășit, decât rare ori, trei ani, în timp ce perioadele secetoase au durat cinci și chiar șase ani la rând.

În mod obișnuit, anii secetoși au fost precedați de ani cu precipitații excedentare, iar secetele cele mai severe s-au înregistrat nu în primul, ci în al doilea sau al treilea an de la debutul perioadelor de ani cu precipitații deficitare.

Pentru cea mai mare parte a secetelor celebre (care au produs pagube importante agriculturii) deficitul de precipitații a început încă din toamna anului precedent, continuându-se în perioada rece, primăvara și vara anului următor. Printre marile grupări de ani secetoși care au afectat teritoriul României, cea mai lungă și mai dăunătoare a fost perioada 1945-1953 (analizată pe larg de dr. Octavia Bogdan, 1999).

În altă ordine de idei, secetele corespund cel mai adesea lunilor septembrie, martie, aprilie și foarte rar lunii iunie. Cu toate acestea, deficitul de umezeală în sol și suferința plantelor sunt maxime în lunile de vară, când temperaturile foarte mari sporesc evapotranspirația care se adaugă, în sens nefavorabil, lipsei precipitațiilor.

Așadar pe teritoriul României instaurarea stării de secetă se datorează (după Ciulache St., 1995 și alții), în mare parte activității prelungite a centrilor barici de mare presiune, adică a anticiclonilor care aduc mase de aer cu o mare stabilitate termodinamică și cu un conținut foarte mic de vaporii de apă (circa 5 mg/m³). În Câmpia Română, spre exemplu la temperaturi de circa 35°C, umezeala relativă ajunge la 10% de la 70%-80% cât ar fi normal). Aceste însușiri termice și higrometrice determină intensificarea evapotranspirației care conduce la scăderea bruscă a rezervei de apă din sol și la apariția dezechilibrului dintre necesarul sporit de apă al plantelor și resursele mult diminuate ale solului. Intensificarea sau severitatea secetei se exprimă tocmai prin valoarea acestui dezechilibru.

Există un curent de opinie științifică ce susține că perioadele secetoase ce au afectat teritoriul României au fost determinate de persistența dorsalelor anticiclonice de tip azoric sau de tip nord-african și chiar datorită unor nuclee anticiclonice de tip scandinav, susținute însă totdeauna în troposfera liberă de un constant și puternic curent tropical dinspre sud-vest, cald și uscat.

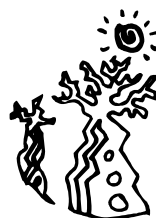
Meteorologii sinopticieni nu sunt la fel de tranșanți; ei văd lucrurile din alt unghi și de aceea spun și mai ales demonstrează că lipsa acută de precipitații în România are o strânsă legătură cu activitățile ciclogenetice mediteraneene slabe, știut fiind că ciclonii mediteraneeni aduc cea mai mare parte a precipitațiilor care cad în regiunile extracarpatice ale țării noastre.

Durata medie a secetelor meteorologice pe teritoriul României, se cifrează la 16 zile în regiunile vestice și 19 zile în cele estice, duratele maxime au depășit însă 60 de zile.

În concluzie caracteristicile secetelor de pe teritoriul României, sunt reprezentative în bună măsură pentru întreaga categorie a “secetelor episodice” de latitudini temperate, oriunde s-ar produce acestea. Ele afectează cu precădere marile regiuni agricole ale acestor zone temperate și produc anual pagube importante într-un loc sau altul, în ciuda amplelor eforturi depuse de numeroase state pentru amenajarea și susținerea unor vaste sisteme de irigații cum a fost și cazul României.

CAPITOLUL 10

CAPITOL CONCLUZIV: ATMOSFERA, COMPONENTĂ STRUCTURALĂ SI FUNCȚIONALĂ A MEDIULUI



Și acum, din nou: Ce este atmosfera?

Atmosfera, cu aspectul ei eteric, cu aparenta ei inconsistență este ultimul înveliș continuu al Terrei, cel ce o protejează, prin structură și funcțiuni precise, de „frigul cosmic” și totodată de “arderea completă”, posibilă, sub forța directă a energiei Soarelui, dacă radiațiile acestuia i-ar atinge, în integritatea lor, suprafața. Din punct de vedere al Ecologiei, ca domeniu al științelor care studiază inter-relațiile dintre viețuitoare și mediul lor de viață, atmosfera este o componentă abiotică, alături de hidrosferă și litosferă.

Aceeași imagine integratoare avem și dacă privim “Pământul ca locuință a omului”, cum spunea cu un secol în urmă, geograful Karl Ritter când definea domeniul geografiei.

Meteorologii, în majoritatea lor, consideră acest înveliș terminal, această geosferă invizibilă, ca pe un mediu fizic definindu-l ca: ***“un amestec de gaze și suspensii lichide sau (și) solide, suspensii care provin de pe Pământ sau din cosmos”*** (vapori de apă, cristale fine de sare, spori, bacterii, granule de polen, resturi organice dar și cenușă vulcanică, particule de sol, sau “praf cosmic”).

Teoretic vorbind, aerul atmosferic este incolor, inodor, insipid, dar și mobil, elastic, expansibil și compresibil. Are în compoziția sa de “amestec de gaze” cel puțin 20 de elemente sau compuși chimici a căror prezență sau proporție, nouă oamenilor care îl respirăm ni se par bizare. Iată câteva exemple: azot = 78,088%; oxigen = 20,949%; dioxid de carbon = 0,030%; Argon = 0,930% (mai mult decât CO₂!) heliu=5,2.10⁻⁴%; hidrogen=5.10⁻⁵%, dar și urme de metan, apă oxigenată, dioxid de sulf sau de azot, amoniac, etc.

Atmosfera ca înveliș continuu, are o grosime de 1.000 km după unele opinii sau de 3.000 km și mai mult, după altele, etc. Densitatea acestei ultime geosfere este infimă comparativ cu a celorlalte, cu toate acestea ea exercită o “apăsare” măsurabilă și

variabilă (asupra suprafeței planetare) între limite confortabile vieții, “apăsare” cunoscută sub numele de “presiune atmosferică”; masa atmosferică reprezintă însă numai a milioana parte din masa planetei Pământ ($5,98 \cdot 10^{21} \text{ t}$) pentru că nu cântărește decât aproximativ $5,16 \cdot 10^{15} \text{ t}$.

Din totalul masei atmosferice, 99% se concentrează în primii ei 36 km de înălțime pornind de la nivelul mării, iar în cadrul acesteia, cea mai densă peliculă este situată între 0m și 11-12 km înălțime medie. Așadar, mai sus de 36 km, pentru restul “miilor” de km calculați ca grosime atmosferică, rămâne numai 1% din corpul masei, procent diasporat la distanțe din ce în ce mai mari și sub forme din ce în ce mai “cosmice”.

Iată un experiment convingător: cântărind câte 1 m^3 de aer recoltat de la diverse înălțimi, din atmosfera “apropiată” nouă, am constata că: la nivelul 0m al mării 1 m^3 de aer cântărește 1,293 kg, la 12 km înălțime el cântărește: 319 gr; la 25 km înălțime cântărește 43 gr., iar la 40 km cântărește doar 4 gr.!

Cum în natură nimic nu este în plus și fără sens, toate aceste trăsături de constituție, alături de multe altele, conduc la o dinamică proprie a învelișului ce se sprijină pe legi indiscutabile. Această dinamică de înveliș gazos pune aerul într-o multitudine de relații specifice cu celelalte geosfere superficiale: hidrosfera, litosfera, biosfera pentru că numai împreună și în interdependență ele constituie ansamblul de mediu sau altfel spus ECOSFERA.

Atmosfera - componentă structurală și funcțională a mediului înconjurător



Fiind interpusă între Cosmos și suprafața activă a Terrei, ca ultim înveliș al acesteia deci, atmosfera face parte, dintru început, din structura intrinsecă a “Sistemului Terra”, din “matricea” lui, asupra căreia nu este nimic de adăugat.

Este de adăugat însă că, fără dotarea ei instrumentală și structurală obligatorie pentru a putea juca rolul **de interfață între cosmic și teluric**, nimic din ceea ce constituie astăzi unicat, adică mediul de viață al Terrei, nu ar fi arătat așa cum este. Nu știm la ce moment de timp, T_1 sau T_x , a intrat atmosfera în matricea Sistemului Terra dar știm că, de când el s-a constituit ca sistem, atmosfera este învelișul său exterior, adică primul care intră în relații specifice cu Soarele și energia acestuia. Ori, aceasta stă la baza tuturor formelor de viață de pe planetă, dar NUMAI după ce atmosfera îi selectează vitala deși infima “a doua miliardă parte” din totalul radiației oferit de “fratele Soare”. Așadar, făcând parte din structura sistemului global, ea este desemnată funcțional să filtreze numai acea cantitate și calitate a energiei solare care să întrețină viața pe planetă, atât și nimic mai mult. Mecanismele de filtrare, încă puțin cunoscute de om, îl uimesc mereu pe acesta sau îl extaziază.

Să ne concentrăm acum atenția asupra segmentului din baza atmosferei, segment cu care “diafanul vâl” se mulează fin dar direct pe corpul planetar și care poartă numele de TROPOSFERĂ. Ea măsoară numai 6-8 km grosime (uneori și mai puțin) deasupra calotelor polare și 16-18 km (uneori mai mult) deasupra Ecuatorului. „Secțiunea” troposferă este cea care se întrepătrunde fizic intim cu straturile de suprafață ale oceanelor și continentelor; este totodată și mediu fizic în sine pentru sectoarele aeriene ale plantelor, pentru majoritatea animalelor și pentru OM.

În Troposferă au loc intense schimburi energetice între suprafața geoidului, care primește radiația solară sub unghiuri diferite și în intervale diferite și particulele de aer din imediata lui apropiere. Pentru că, un alt mijloc fascinant de a exista, așa cum este dat, al Sistemului Terra, este acela prin care atmosfera se încălzește major nu de la Soare în mod direct ci prin intermediul suprafeței active a planetei. Aceasta, după ce primește radiația solară completă, decelează și retransmite atmosferei imediate numai radiația calorică din spectrul lungimilor mari de undă. Astfel căldura (de origine solară) indirect primită de aer de la suprafața planetară, se propagă din aproape în aproape, în Troposferă printr-un ansamblu special de mișcări ale particulelor de aer, bine controlate desigur de legile fizicii gazelor. Din acest schimb intim de căldură* între suprafața planetei și “stratul limită de jos” al atmosferei, cum îl mai numesc meteorologii, se trag toate marile mișcări de volume de aer dintr-un loc geografic în altul, dintr-o zonă în alta.

Fizicienii compară atmosfera în mișcare cu o uriașă mașină termică; diferența dintre energia primită și cea cedată este transformată în lucrul mecanic al giganticei mașinării în mișcare în care sunt antrenate continuu atmosfera, litosfera, criosfera, hidrosfera cu reflectarea imediată, conform “tiparului” inițial al mediului, în biosferă.

Cele spuse mai sus arată că atmosfera este o **componentă de structură** a mediului natural terestru (a mediului inițial, deci cel nemodificat de om) dar și **de funcționare** a acestuia ca un angrenaj perfect conceput.



Atmosfera ca factor ecologic

Ecologia, într-o primă evaluare, consideră atmosfera – așa cum s-a spus anterior - drept componentă abiotică a mediului de viață dat plantelor, animalelor și omului pe “Planeta Albastră”.

Ori, atmosfera prin tot ce oferă și prin tot ce primește intră permanent în relații pozitive sau negative cu celelalte componente abiotice de mediu dar mai ales cu “locatarii” acestui mediu, adică lumea vegetală, animală și umană dată.

* Precizăm cu insistență că nu este vorba de căldura emanată din interiorul incandescent al corpului planetar, ci este vorba de relația suprafeței planetare cu Soarele, relație de retransmitere a radiației de undă lungă înapoi, deci spre aerul din jurul planetei

Iată câteva repere cu privire la atmosfera care:

1. este “parasolarul” Pământului; - ea asigură confortul termic pe tipuri de mediu și de aici biodiversitatea planetară funcție de mediu; marile zone climatice ale planetei, Ei i se datorează și implicit zonarea biogeografică planetară de la global la endemic;
2. este “cămara” viețuitoarelor pentru oxigen, dioxid de carbon, azot, apă meteorică, etc., pentru că deține și oferă multe elemente sau compuși chimici indispensabili proceselor vieții;
3. primește reziduurile gazoase metabolice;
4. participă indispensabil la transferul de umezeală și căldură, de praf, cenușă vulcanică, spori, bacterii, granule de polen, semințe, etc. la mai mare sau mai mică distanță de surse;
5. este un factor pedogenetic;
6. este sursa de materii prime pentru om;
7. este “punga de aspirator” a reziduurilor gazoase provenite de la comunitățile umane cu adresă directă la Troposferă;
8. are însă și manifestări relaționare negative cu urmări grave în toate compartimentele mediului, cum ar fi:
 - ploi diluviene în spații geografice care au sau nu acest specific (și implicit inundații catastrofale), secete prelungite și extinse în spațiu și timp, dincolo de domeniile deșertice sau semideșertice date, care aduc după sine mari prejudicii în ecosistemele marginale prin aridizare subsumată;
 - ciclonii tropicali, tornadele, trombele;
 - fenomenul “El Nino”.

Toate aceste evenimente de mediu, deși au spații geografice “de băntuire” cvasidelimitate, aberează adeseori fie de la traiectorii fie ca intensitate de manifestare sau intră în teleconexiune și atunci generează efecte negative în lanț, la o scară cu mult mai mult decât locală (când se produc relaționări indirecte). Exemplele ar putea fi mult mai numeroase, important este ca ele să poată fi raportate corect la întregul mediu, iar consecințele lor să poată fi bine evaluate.

Scopul cunoașterii ecologice este creșterea capacității omului de a aplica corecții de mediu acolo unde l-a stricat chiar el, precum și de a proteja ceea ce nu a distrus încă!

Acest domeniu al științei trebuie însă să-și facă cunoscute rezultatele, concluziile, strategia de viitor, cât mai penetrant și cât mai rapid cu putință pentru a-și atinge scopul.

Nu greșim dacă spunem că, în mediul natural inițial, terestru, avându-l ca parte componentă “încoronată” pe OM, proporțiile între “drepturile” și “obligățiile” fiecărei componente erau de așa natură stabilite încât armonia ansamblului să fie posibilă! Nu într-o formă statică, desigur, ci într-o căutare continuă. Întreșerea relaționară dintre componente, adică tocmai ceea ce nu se vede în fapt, ci în consecințe, aceasta este cea care asigură “continua aspirație” și niciodată stagnare din aspirația către armonie, a Sistemului Terra.

Pentru eventuale “deficiențe funcționale sau relaționare” ca și pentru “excesul de zel în funcționare” a vreunei părți, întregul, sistemul de mediu al Terrei deci, a fost dăruit cu adevărate “supape” de autoreglare, de o ingeniozitate absolută. Acestea intervin în funcționarea mecanismului numai pentru a corecta abaterea vreunei părți înainte ca ea să pericliteze armonioasa funcționare a ansamblului de mediu. Paleogeografia Terrei oferă numeroase exemple de ajustaj în timp și spațiu. Chiar și “copilăria” sau “adolescența” omenirii a fost ferită de povara grijii pentru aerul, apa, solurile și viețuitoarele planetei sale: mediul natural se autoregla iar omul se putea dezvolta personal și social pe spații geografice din ce în ce mai mari.

Omul de astăzi cu expansiunea sa numerică cu evoluția sa tehnologică ultrarapidă, schimbă proporțiile dintre “obligățiile” și “drepturile” lui față de mediul natural a cărui parte componentă a fost făcut să fie. El poate fi factor agresiv de mediu iar celelalte componente de mediu nu-l pot reeduca, dacă el, “trestia gânditoare”, nu le pricepe limbajul. Poate deveni agresiv atunci când actele sale pot declanșa reacții de răspuns în lanț din partea naturii, cu repercursiuni globale, mergând până la dizarmonia fatală propriei lui existențe.

Oare ar exista “supape naturale de autoreglare” în afara omului și în acest caz?!...

... Sau chiar omul, folosindu-și în cele din urmă tot potențialul de inteligență dat, pentru a renunța la neglijența și inconștiența actuală în domeniu, să fie supapa mediului în caz de alarmă maximă... ?!..

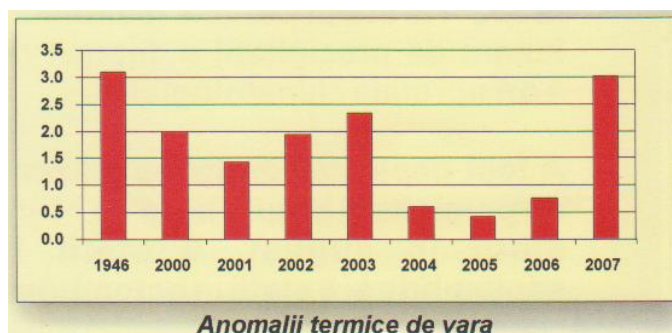
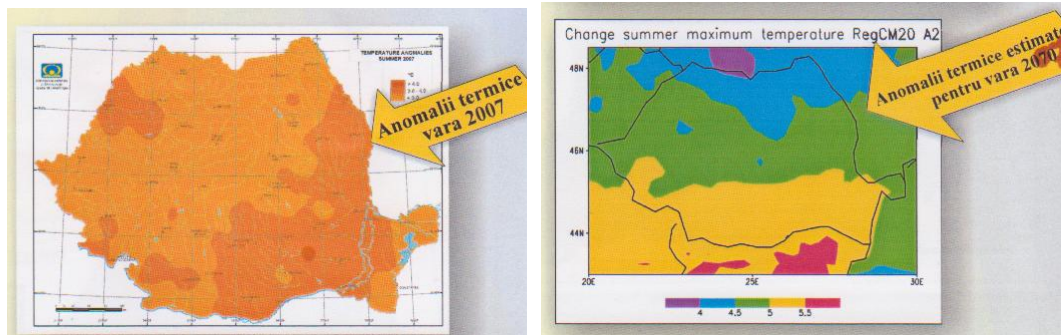
Omul lucid, gânditorul și protectorul mediului său de viață, cu soluțiile minții lui, soluții de purificare a ceea ce a murdărit, și de refacere a ceea ce a distrus: oare nu tocmai el este soluția?...

În loc de concluzii
... o scurtă aplicație :

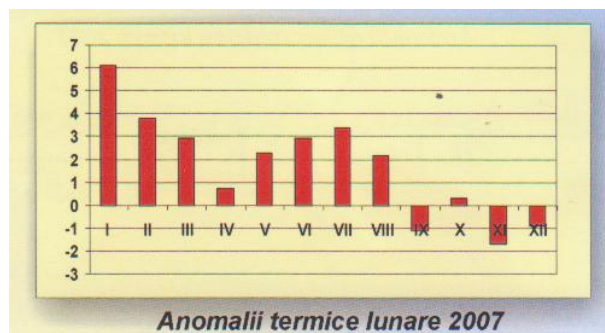
EVENIMENTE EXTREME
ÎN ROMÂNIA ANULUI 2007

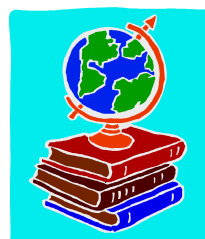
Evenimente extreme din anul 2007

- Anul 2007 a fost cel mai cald de când există observații meteorologice în România
- VARA 2007 a fost comparabilă cu cea din 1946, însă cu o persistență mai mare a zilelor caniculare.



- IARNA 2007 a fost cea mai caldă din ultimii 107 ani, încălzirea cea mai pronunțată fiind în luna ianuarie care a fost cu 6°C, în medie pe țară, mai caldă față de normala climatologică (1961-1990) a acestei luni.





Bibliografie selectivă

Aubert S. 2007: “La dynamique du temps et le climat de la Roumanie” (these de doctorat) – Universite Lyon III – Jean Moulin, 705 pg.

Barry R.G.R.J Chorley, 1992: “Atmosphere, Weather an Climate”. Routledge, London, New-York, 400 pg.

Bălescu O. si Besleagă N., 1962 , “ Viscoalele în Republica Populară Română”, C.S.A. Inst. Met. 119. pg.

Besancenot J.P., 2001: “Climat et santé”. Coll Médecine et Santé, Presses Univ. De France

Besleagă N. , 1972: “Elemente de meteorologie dinamică” Tipografia Inst. National de Meteorologie București 230 pg.

Bogdan O, E Niculescu, 1999: “Riscurile climatice din România” – Compania Segă Internațional, București .

Bogdan O, Marinică I., 2007: “Hazarde meteoclimatice din zona temperată – geneză și vulnerabilitate, cu aplicații în Romania, ed. Lucian Blaga, Sibiu, 422 pg.

Bojariu, R., R. Garcia Herrera, L. Gimeno, T. Zhang, and O. W. Frauenfeld, 2008: Cryosphere-atmosphere interaction related to variability and change of Northern Hemisphere Annular Mode. Annals of the New York Academy of Science. Accepted.

Bojariu R. and M. Dinu, 2007: Snow variability and change in Romania. In: STRASSER, U. & VOGEL, M. (Eds.): Proceedings of the Alpine*Snow*Workshop, Munich, October 5-6, 2006, Germany. Berchtesgaden National Park research report, Nr. 52 .

- Bojariu R. and F. Giorgi**, 2005: The North Atlantic Oscillation signal in a regional climate simulation for the European region. *Tellus*, 57A, pp. 641-653, 2005.
- Bojariu, R., L.Gimeno**, 2003: *The influence of snow cover fluctuations on multiannual NAO persistence*. *Geophysical Research Letters*, 30(4), 1156, doi:10.1029 /2002GL015651.
- Bordei–Ion Ecaterina**, 1983: “Rolul lanțului alpino-carpatic în evoluția ciclonilor mediteraneeni, Ed. Academiei RSR, București, 136 pg.
- Bordei–Ion Ecaterina, Simona Căpșună**, 2000: “Curs de meteorologie și climatologie”, Univ.Ecologică București, 343 pg
- Bordei-Ion N.**, 1988: “Fenomene meteoclimatice induse de configurația Carpaților în Câmpia Română, Ed. Academiei RSR, București, 174 pg.
- Busuioc A.**, 2003: “Schimbări climatice – perspective globale și regionale”, Culegere de lucrări A.N.M.
- Ciulache Sterie**, 1985: “Meteorologie și climatologie” Universitatea București
- Ciulache S., N. Ionac**, 1995: “Fenomene atmosferice de risc”, Ed. Științifică, București.
- Holton J. R** , 1979: “An Instruction to Dynamic Meteorology” Academic Press 423 pg.
- Houghton J**, 2005: “Global Warming: the complete briefing”, Cambrige Univ. Press.
- Hufty A.**, 2001: “Introduction à la climatologie”, Less Presses de l’Univ. Laval, Quebec.
- Iliescu Maria Colette**, 1994: “Tendance de la variation a longue duréé de la température de l’air sur le territoire de la Roumanie, Rev. Roum de Géogr. tom 38.
- Jaworowski Z.**, 2007: “CO₂ – The Greates Scientific Scandal of Qur Time”, E.I.R. Science, march 16, 2007
- Jaworowski Z.**, 1999: “The Global Warming Folly” – 21 st. Century Science and Technology” vol 12, nr. 4. pg. 64-75, 1999.
- Kurz M.** 1998: “Sinoptic Meteorology” Ed. Deutscher Wetterdienst Offenbach am Main, 400 pg.
- Leroux M**, 1996: “La dynamique du temps et du climat”, Masson coll. Enseignement des sciences de la Terre, Paris, 310 pg.

- Lamb H.H.** 1982: "Climate, history and the modern world ... ?
- Mason B. J** , 1971: "The Physics of Clouds". Clarendon Press, Oxford, 500 pg.
- Milankovich M**, 1941: "History of Radiation on the Earth and its use for the Problem of the Ice Ages (tradus din germană în engleză prin "Israee Program for Scientific Translations", 1969), 633 pg.
- Neguț Liviu** 1981: "Meteorologie maritimă", Ed. Sport – Turism, București
- Palmen E., C. W. Newton** 1969: "Atmospheric Circulation Systems", Academic, New York, 600 pg.
- Pedelaborde P.**, 1982: "Introduction a l'étude scientifique du climat", S.E.D.E.S., Paris, 352 pg
- Petterssen S**, 1956: "Weather Analysis and Forecasting", Mc Graw-Hill Book Co., New York, Toronto
- Pop Gh.**, 1988: "Introducere în meteorologie si climatologie" Ed. Științifică și Enciclopedică, București.
- Roșu Al.**, 1987: "Terra-Geosistemul Vieții" Ed. Științifică și Enciclopedică, București, 455 pg
- Strahler Artur** 1973: "Geografia fizică", Ed. Științifică, București.
- Ștefan Sabina**, 2004: "Fizica atmosferei". Editura Universității din București, 423 pg.
- Teodoreanu Elena**, 2002: "Bioclimatologie umană, Editura Academiei Române, București, 215 pg
- Teodoreanu Elena**, 2007: "Se schimbă clima? O întrebare la început de mileniu" Ed. Paideia, București, 319 pg
- Teodoreanu Elena**, 1980: "Culoarul Rucăr-Bran , studiu climatic si topoclimatic" Ed. Academiei, București 165 pg.
- Topor N.**, 1963: "Ani ploioși și secetoși în R.P.R." ; C.S.A Inst. Meteorologic București, 173 pg.
- Topor N și Stoica**, 1965: "Tipuri de circulație și centri de acțiune atmosferică deasupra Europei", C.S.A Inst. Meteorologic, București, 173 pg.
- Vădineanu Angheluță**, 1999: "Dezvoltarea durabilă, teorie și practică, Ed. Universității București

Walker, G.T, E.W.Bliss 1932: “World Weather V, Mem,Royal Meteor, Soc. 4, 53, 84

*** (1966), - Clima Republicii Socialiste România, date climatologice Vol.II, CSA
Inst. Meteorologic , București.

*** (2004 a), - La réduction des risques de catastrophes d’origine hydrométéorologique
– un travail de collaboration, Bulletin de l’OMM, vol. 53, nr.1,
janv.

*** (2005 b), - Incertitudes scientifiques et risques climatiques, Geoscience, Numéro
thématique, T.337, fasc. 4, Acad. de Science, Paris

*** Site-ul Administrației Naționale de Meteorologie, <http://www.inmh.ro/index.php>

*** Protocolul de la Kyoto, http://www.mmediu.ro/dep_mediu_schimbari_climatice

*** Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working
Group I to the Fourth Assessment Report of the
Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D.
Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M.
Tignor and H. L. Miller (eds.), Cambridge University Press,
Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

*** Climate Change 2007 - Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of
Working Group I to the Fourth Assessment Report of the
Intergovernmental Panel on Climate Change, Martin Parry,
Osvaldo Canziani, Jean Palutikof, Paul van der Linden and Clair
Hanson (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United
Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

*** Climate Change 2007: Mitigation of Climate Change Contribution of Working
Group III to the Fourth Assessment Report of the
Intergovernmental Panel on Climate Change. Bert Metz,
Ogunlade Davidson, Peter Bosch, Rutu Dave and Leo Meyer
(eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United
Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

www.ipcc.ch și www.unfccc.int

C U P R I N S

Cuvânt înainte	
Momente din istoria meteorologiei	1
 PARTEA I : UNELE PROBLEME ALE METEOROLOGIEI DE INTERES PENTRU ECOLOGI	
 Capitolul 1. METEOROLOGIA ȘI ORGANIZAȚIA METEOROLOGICĂ MONDIALĂ (O.M.M.)	
1.1. Meteorologia și obiectul său de studiu	7
1.2. Compartimentele de cercetare ale meteorologiei	9
1.3. Observația meteorologică în conformitate cu normele OMM	10
1.3.1. Programul de observații	11
1.3.2. Cum se calculează momentul exact al efectuării observațiilor la fiecare stație meteorologică	13
1.3.3. Rețeaua meteorologică de stații amplasate la sol funcționează în conformitate cu normele OMM	14
1.3.3.1. Densitatea rețelei de stații meteorologice	15
1.3.3.2. Alegerea terenului pentru stațiile meteorologice de suprafață - stabilirea reprezentativității lor	16
1.4. Sistemul meteorologic mondial O.M.M.(Organizația Meteorologică Mondială)	17
1.4.1. Sistemul meteorologic mondial	17
1.4.2. Sistemul meteorologic național din România	20
1.4.3. O.M.M. – Organizația Meteorologică Mondială	20
 Capitolul 2. ATMOSFERA – ULTIMUL ÎNVELIȘ AL PLANETEI PĂMÂNT	
2.1. Atmosfera - identitate, formă și dimensiuni (scurta trecere în revistă) ...	23
2.1.1. Definirea atmosferei	23
2.1.2. Opinii asupra originii atmosferei	26
2.1.3. Forma și dimensiunile de bază ale atmosferei	26
2.1.4. Aerul atmosferic – compoziție și proprietăți fizico-chimice	28
2.1.5. Stratificarea verticală a atmosferei cu privire specială asupra troposferei și tropopauzei	45
 Capitolul 3. RADIAȚIA SOLARĂ, TERESTRĂ ȘI ATMOSFERICĂ; BILANȚUL RADIATIV	
3.1. Soarele, sursa cosmică radiativă	53
3.2. Radiația terestră	60
3.2. Radiația atmosferică	60
3.4. Bilanțul radioactiv	61

Capitolul 4. CIRCULAȚIA GENERALĂ A AERULUI ÎN TROPOSFERĂ; PUNCTE DE VEDERE

4.1. Teoria circulației unicelulare a aerului în troposferă	71
4.2. Teoria circulației trichelulare a aerului în troposferă	72
4.3. Teoria „Leroux” sau a A.M.P.-urilor	76

Capitolul 5. ANTICICLONII, CICLONII, FRONTURILE ATMOSFERICE ȘI MASELE DE AER – TRĂSĂTURI GENERALE

5.1. Formele barice majore ale Troposferei: anticilonii și ciclonii	89
5.1.1. Trăsături generale	89
5.1.2. Anticiclonii	94
5.1.3. Ciclonii	98
5.2. Fronturile atmosferice	105
5.2.1. Clasificarea fronturilor	108
5.2.2. Frontul rece – caracteristici	109
5.2.3. Frontul cald – caracteristici	113
5.2.4. Frontul oclus – caracteristici	116
5.3. Masele de aer	119
5.3.1. Trăsături definitorii	120
5.3.2. Proprietățile maselor de aer (conservative și neconservative)	120
5.3.3. Clasificări ale maselor de aer	121

PARTEA A II-A: UNELE PROBLEME DE CLIMATOLOGIE DE INTERES PENTRU ECOLOGI

Capitolul 6. CLIMA PLANETEI PĂMÂNT – ASPECTE DE INTERES MAJOR

6.1. Clima și climatologie - punerea problemei	125
6.2. Zonarea climatică a planetei Pământ	127
6.2.1. Zona caldă a planetei și tipurile sale climatice	128
6.2.2. Zona temperată a planetei și tipurile sale climatice	135
6.2.3. Zona rece	141
6.2.4. Clima montană	142

Capitolul 7. CLIMA ROMÂNIEI – ASPECTE DE INTERES ECOLOGIC

7.1. Punerea problemei	145
7.2. Factorii care determină clima României	149
7.3. Regimul și repartitia valorilor termice caracteristice în România	149
7.4. Regimul și repartitia precipitațiilor în România	152
7.5. Regimul eolian în România	154
7.6. Etaje și nuanțe climatice în România	156
7.6.1. Etaje climatice în România	157
7.6.2. Nuanțe sau influențe climatice colaterale în România	159
7.7. Procese meteorologice în România, induse de Carpați	160

PARTEA A III-A: PROBLEME ÎN DEZBATERE

Capitolul 8: PUNCTE DE VEDERE ÎN PROBLEME CONTROVERSATE CUM AR FI: FENOMENUL EL NIÑO, EFECTUL DE SERĂ ȘI SCHIMBĂRILE CLIMATICE GLOBALE, SAU NU

8.1. El Niño	171
8.1.1. El Niño, prima definiție și momente din istoricul cercetărilor ...	174
8.1.2. Cum explică meteorologii de astăzi relația între ocean și atmosfera în anii fără El Niño	177
8.1.3. Care este comportamentul Oceanului Pacific în anii cu El Niño?	178
8.1.4. Se poate vorbi despre un El Niño atlantic?	179
8.1.5. El Niño și teleconexiunile	180
8.1.6. El Niño – momente celebre în secolul XX	180
8.1.7. El Niño în lumina „teoriei Leroux”	181
8.2. Efectul de seră	188
8.2.1. Efectul de seră natural	188
8.2.2. Efectul de seră antropic	191
8.3. Schimbările climatice globale între „a fi” și ”a nu fi”-puncte de vedere	192
8.3.1. Clima – variante de definire	193
8.3.2. Sensul unor noțiuni de profil cum ar fi: schimbarea climatică, variația climatică naturală, tendințe, oscilații, anomalii climatice, crize climatice, etc.	194
8.3.3. „Sistemul climatic global” nu trebuie să conducă la ideea schimbării iminente a unui „climat global”	196
8.3.4. Schimbarea climei: opinii pro și contra	198
8.3.5. Discuții pentru înțelegerea problemei	200
8.3.6. Cum a fost abordată problema schimbărilor climatice în România și cum este ea privită astăzi	203
8.3.7. Concluzii de autor	205

PARTEA A IV-A: CALAMITĂȚI NATURALE DIN CAUZE METEOROLOGICE

Capitolul 9: CALAMITĂȚI NATURALE DIN CAUZE METEOROLOGICE SAU ALTFEL SPUS „RISURI METEOROLOGICE DE MEDIU”

9.1. Prezentarea problemei	207
9.2. Particularizări: ciclonii tropicali, tornadele, viscolul, avalanșele, seceta ..	211
9.3. Starea de secetă în România	228

Capitolul 10: CAPITOL CONCLUZIV: ATMOSFERA ESTE O COMPONENTĂ STRUCTURALĂ ȘI FUNCȚIONALĂ A GEOSISTEMULUI TERRA

231

Bibliografie selectiva	239
-------------------------------------	------------

