Universitatea din Oradea

Meteorologie practică

De la observații la prognoză

Tudor Caciora

EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN ORADEA

Universitatea din Oradea
Facultatea de Geografie, Turism și Sport
Departamentul de Geografie, Turism și Amenajarea Teritoriului

Tudor CACIORA

Meteorologie practică
De la observații la prognoză

EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN ORADEA

Referenți științifici:
Prof. univ. dr. Ovidiu Gaceu – Universitatea din Oradea
Anișoara Irimescu – Administrația Națională de Meteorologie
Mirela Polifronie – Administrația Națională de Meteorologie

Redactor: Roxana Ivașca
Copertă: Copertă generată cu IA / Tudor Caciora

ISBN: 978-606-10-2528-2

Editura Universității din Oradea
Oradea, 2026

Cuprins

Introducere 5
1. Scurt istoric al observaţiilor meteorologice 6
2. Reţeaua de observaţii meteorologice 9
2.1. Reţeaua globală de observaţii meteorologice 9
2.2. Reţeaua naţională de observaţii meteorologice 14
3. Timpul în meteorologie 21
4. Staţia şi platforma meteorologică 23
5. Măsurarea elementelor meteorologice 29
5.1. Măsurarea presiunii atmosferice 30
5.2. Măsurarea radiaţiei solare 36
5.3. Măsurarea duratei de strălucire a Soarelui 44
5.4. Măsurarea temperaturii aerului şi a solului 46
5.5. Determinarea temperaturii şi stării suprafeţei solului sau a suprafeţei subiacente 51
5.6. Măsurarea umezelii aerului 53
5.7. Observaţii şi măsurători asupra nebulozităţii atmosferice 55
5.7.1. Norii etajului superior 64
5.7.2. Norii etajului mijlociu 73
5.7.3. Norii etajului inferior 81
5.7.4. Particularităţi şi nori anexă 94
5.7.5. Efectuarea observaţiilor asupra norilor 97
5.8. Măsurarea direcţiei şi vitezei vântului 102
5.9. Determinarea vizibilităţii meteorologice 106
5.10. Măsurarea precipitaţiilor atmosferice 113
5.11. Observaţii şi măsurători asupra stratului de zăpadă 118
5.12. Fenomene meteorologice 126
6. Transmiterea datelor şi elaborarea mesajelor meteorologice 132
7. Tehnologiile radar şi satelitare. Funcţionalitate şi aplicaţii în meteorologie 135

7.1. Radarul meteorologic 135
7.1.1. Principiile de funcţionare a radarelor meteorologice 137
7.1.2. Principii şi criterii de instalare a radarelor meteorologice 144
7.1.3. Analiza şi interpretarea produselor radar pentru diagnosticarea fenomenelor atmosferice 146
7.1.4. Evoluţia şi caracteristicile operaţionale ale reţelei naţionale de radare Doppler din România 162
7.2. Satelitul meteorologic 163
7.2.1. Clasificarea sateliţilor meteorologici în funcţie de tipul orbitei 166
7.2.2. Principiul de funcţionare al sateliţilor meteorologici 168
7.2.3. Date şi produse satelitare utilizate în analiza meteorologică 172
8. Prevederea vremii 205
8.1. Metoda sinoptică 209
8.1.1. Principii de întocmire a hărţii sinoptice 211
8.1.2. Harta sinoptică de suprafaţă 213
8.1.3. Harta sinoptică de altitudine 221
8.1.4. Trasarea izopletelor 223
8.1.5. Fronturile atmosferice 237
8.1.6. Descifrarea şi interpretarea hărţilor sinoptice de suprafaţă şi altitudine 244
8.1.7. Diagrama termodinamică 246
8.1.8. Efectuarea prognozei meteorologice utilizând metoda sinoptică 259
8.2. Metoda numerică 279
8.2.1. Generalităţi 281
8.2.2. Modul de funcţionare 287
8.2.3. Limitările modelelor numerice 303
8.2.4. Rolul omului în prognoza numerică a vremii 305
Referinţe bibliografice 307

Introducere

Meteorologia este ştiinţa care studiază starea fizică a atmosferei într-un anumit loc şi la un moment dat, generată de factorii meteorologici (radiaţia solară, centrii barici, circulaţia generală a atmosferei, suprafaţa subiacentă activă, curenţii oceanici calzi sau reci etc) şi caracterizată de valorile elementelor meteorologice (temperatura aerului şi solului, umiditatea aerului, nebulozitatea atmosferică, precipitaţiile atmosferice, durata de strălucire a Soarelui, presiunea atmosferică, vântul, fenomenele meteorologice etc) în scopul prevederii vremii.

Noţiunea de meteorologie provine din cuvintele greceşti *meteoros* (fenomen atmosferic) şi *logos* (ştiinţă), cel mai important scop al ei fiind acela de a prevedea vremea cât mai precis, în vederea sprijinirii activităţilor umane zilnice, a prevenirii şi gestionării riscurilor naturale, a protecţiei vieţii omeneşti şi a bunurilor materiale.

Ca ştiinţă, meteorologia se deosebeşte de climatologie, deşi sunt două ramuri ale ştiinţelor atmosferice strâns interconectate, împărtăşind o bază comună de cunoştinţe, dar cu toate acestea, ele au scopuri şi abordări diferite.

Dacă meteorologia studiază fenomenele şi procesele atmosferice pe termen scurt, pe o suprafaţă mai mică sau mai mare (o localitate, o ţară, un continent sau întreaga planetă), climatologia le studiază la aceeaşi scară spaţială, dar la o scară temporală mult mai mare, extinsă pe zeci, sute sau chiar mii de ani.

Din perspectiva experienţelor umane, meteorologia este ceea ce „se vede" şi „se simte". Astfel, viaţa omului este influenţată de fenomenele meteorologice precum ploaia sau vântul, care modifică temperaturile şi în final, vestimentaţia; aceste aspecte fac ca meteorologia să fie o ştiinţă vizibilă. Pe de altă parte, climatologia nu studiază ceea ce se petrece la un moment dat în atmosferă, astfel ea nu poate să fie simţită şi văzută de către om, ci poate să fie înţeleasă doar în urma statisticilor, graficelor şi modelelor pe calculator.

Diferenţa dintre cele două ştiinţe se face şi în ceea ce priveşte seturile de date cu care lucrează. Meteorologia se bazează pe date colectate în timp real sau pe perioade foarte scurte, de la câteva ore la câteva zile sau săptămâni, de cele mai multe ori fiind valori absolute[1]. Climatologia se foloseşte de date colectate pe perioade lungi de timp, de la zeci de ani până la sute de ani (chiar mii sau milioane de ani, dacă avem în vedere paleoclimatologia), pentru a identifica tendinţe şi modele de evoluţie a vremii. Datele utilizate nu sunt reprezentate de valori absolute, ci de valori mediate[2], fie ele lunare, anuale sau decadale etc.

[1] Se referă la valori exacte, măsurători brute ale elementelor meteorologice, fără prelucrare sau comparaţie. *Ex: Dacă un termometru arată la un moment dat 25,3°C, aceasta este o valoare absolută.*

[2] Valorile mediate sunt rezultatul unui proces de mediere, adică de calcul al valorii medii dintr-un set de măsurători realizate într-o anumită perioadă de timp şi într-o anumită regiune. Ele reprezintă o generalizare a datelor brute pentru a reflecta o tendinţă centrală sau o valoare tipică a fenomenului studiat. *Ex: O valoare medie a temperaturii pe un an calendaristic reprezintă o valoare mediată.*

În ansamblu, elementele cu care cele două discipline lucrează sunt similare (temperatura aerului şi a solului, umiditatea aerului, presiunea atmosferică, precipitaţiile atmosferice etc.). Acest lucru face ca meteorologia şi climatologia să fie strâns legate şi complementare. Climatologia n-ar putea funcţiona fără datele esenţiale furnizate de meteorologie, în timp ce meteorologia depinde de climatologie pentru o mai bună înţelegere a factorilor care influenţează fenomenele atmosferice recurente.

Atât meteorologia, cât şi climatologia sunt domenii care aparţin ştiinţelor geofizice, cu menţiunea că meteorologia este mai apropiată de fizică (este practic fizica atmosferei), iar climatologia este mai apropiată de geografie (este practic geografia climei). Dar în ansamblu, ambele se regăsesc în largul domeniu al geografiei, deoarece ambele studiază fenomene atmosferice care influenţează direct spaţiul geografic, relaţia dintre mediul fizic şi activităţile umane.

1. Scurt istoric al observaţiilor meteorologice

Meteorologia este una dintre cele mai vechi ştiinţe, având rădăcini încă din antichitate, izvorâtă din dorinţa oamenilor de a înţelege fenomenele şi procesele care au loc în atmosferă. Mai târziu, meteorologia s-a individualizat din necesitatea de a înţelege şi anticipa condiţiile atmosferice care aveau un impact direct asupra vieţii umane, agriculturii, industriei, transporturilor şi siguranţei populaţiilor (Bogdan, 2012).

Printre primii observatori ai vremii au fost chinezii şi grecii. Primul tratat de meteorologie aparţine grecului Aristotel, publicat în anul 334 î.e.n., sub denumirea de „Meteorologice”. Cu toate că lucrarea are lacune evidente, reprezentate de limitările tehnice şi metodologice ale vremii, precum şi de neînţelegerea integrală a fenomenelor şi proceselor atmosferice, a cauzelor şi a efectelor acestora, ea stă la baza meteorologiei şi climatologiei actuale (Bowker, 2011).

Un salt uriaş în domeniul meteorologiei a fost făcut o dată cu inventarea mijloacelor instrumentale de măsurare a valorilor elementelor meteorologice. Acestea au debutat cu inventarea termometrului de către Galileo Galilei în 1597 (termometrul nu avea scară), urmată de inventarea primului barometru cu mercur pentru determinarea presiunii atmosferice, de către Evangelista Torricelli în anul 1643. Inventarea pluviometrului este atribuită coreeanului Jang Yeong-sil, nu mai târziu de anul 1441. Ulterior, secolele al XVII-lea şi al XVIII-lea au înregistrat un aflux de invenţii, în toate domeniile ştiinţei, iar meteorologia n-a făcut excepţie. Astfel, în 1673 a fost inventat barometrul aneroid de către Robert Hook, câţiva ani mai târziu, în 1687 a fost dezvoltat primul higrometru de către Guillaume Amontons, pe baza conceptului dezoltat de Leonardo da Vinci în secolul al XV-lea, în 1846 a fost inventat anemometrul cu cupe de către John Thomas Romney Robinson, în 1853 s-a inventat heliograful de către John

Francis Campbell, iar în 1893 s-a construit primul piranometru de către Anders Knutsson Ångström. La începutul secolului al XVIII-lea au apărut primele scări gradate ale termometrelor, cele mai cunoscute fiind scara Fahrenheit (1710), denumită după fizicianul german Daniel Gabriel Fahrenheit, şi scara Celsius (1786), după numele astronomului, matematicianului şi fizicianului suedez Anders Celsius (Burt, 2012).

Un avans mare a luat dezvoltarea instrumentelor la sfârşitul secolului al XVIII-lea şi începutul celui de-al XIX-lea, multe dintre instrumentele meteorologice din zilele noastre avându-şi originea atunci. Totodată, prima jumătate a secolului al XX-lea a adus o modernizare profundă a mijloacelor de investigare a atmosferei, marcată de dezvoltarea radiosondei (1930) şi a radarului meteorologic (1940). Această evoluţie a culminat în anul 1960 cu lansarea primilor sateliţi meteorologici dedicaţi. Ulterior, integrarea senzorilor digitali cu funcţie de înregistrare automată a datelor a revoluţionat meteorologia modernă, punând bazele seriilor lungi şi continue de date de care dispunem în prezent (Brock & Richardson, 2001; Moore, 2015). Toate aceste invenţii au transformat fundamental meteorologia, prin faptul că oferă instrumentele necesare pentru a înţelege, măsura şi monitoriza cu precizie fenomenele şi procesele atmosferice, lăsând posibilitatea de a realiza cu succes principalul deziderat al acestei ştiinţe, acela de a prevedea vremea.

Datorită dezvoltării pe scară largă a instrumentelor de măsură, în secolul al XIX-lea s-au pus bazele teoretice ale meteorologiei (Bogdan, 2009). Astfel, în anul 1823 a fost fondată prima societate de meteorologie, cunoscută sub denumirea de Societatea Meteorologică din Londra, iar mai târziu (1850) s-a înfiinţat Societatea Meteorologică Regală din Anglia, care funcţionează şi astăzi (Walker, 1993). Anul 1849 este de referinţă în meteorologie pentru înfiinţarea primei staţii meteorologice[3], la Berlin, iar anul 1850 reprezintă momentul de cotitură în ceea ce priveşte organizarea reţelei de staţii meteorologice din Europa. În 1873 a avut loc primul congres internaţional de meteorologie la Viena, în cadrul căruia s-au stabilit regulile de funcţionare ale staţiilor meteorologice, în acelaşi an fiind înfiinţată şi Organizaţia Meteorologică Internaţională. Rolul său principal era acela de a coordona şi standardiza activităţile meteorologice, pentru obţinerea unor date meteorologice valide şi comparabile, dar şi pentru a facilita progresul acestei ştiinţe şi aplicarea ei în diverse domenii. Începând cu anul 1950, OMI a fost înlocuită de Organizaţia Meteorologică Mondială (OMM), care a devenit un organism specializat al Organizaţiei Naţiunilor Unite (ONU) un an mai târziu. Astăzi, OMM este organizaţia internaţională care se ocupă de studiul atmosferei terestre, al interacţiunii acesteia cu oceanul şi al tipurilor de climă pe care le generează. În prezent,

[3] În anul 1849 a fost înfiinţată prima staţie meteorologică dedicată, în sensul modern al cuvântului, deşi observaţiile meteorologice au început mult mai devreme.

OMM numără 193 de state membre şi teritorii care cooperează la nivel internaţional pentru dezvoltarea meteorologiei şi hidrologiei, prin schimbul de date şi informaţii meteorologice. Toate aceste demersuri au ca scop final protejarea vieţii şi a bunurilor materiale în faţa dezastrelor naturale, îmbunătăţirea prognozelor meteorologice pentru protejarea mediului şi a vieţilor oamenilor, dezvoltarea economică şi socială, gestionarea resurselor de apă etc. (OMM. History of IMO and WMO, n.d.).

La început, observaţiile instrumentale au fost sporadice, experimentale şi rar acopereau mai mult de câţiva ani în acelaşi loc. O mare diferenţă, faţă de senzorii moderni, se evidenţiază şi în ceea ce priveşte standardele de măsură ale instrumentelor, acurateţea lor şi unităţile de măsură. Unele dintre cele mai vechi observaţii instrumentale provin din reţeaua Medici din Florenţa (Italia), acoperind o perioadă cuprinsă între 1654 şi 1670. Cel mai vechi jurnal meteorologic este cel al lui William Merle, un englez care a notat observaţii asupra vremii din Oxford şi din nordul Lincolnshire între 1337 şi 1344, fără a beneficia de aparatură meteorologică. Cele mai vechi şi continue observaţii meteorologice provin de la staţia meteorologică de la Uppsala (Suedia), unde observaţiile au început în 1722 şi continuă până în prezent. În cadrul acestei staţii meteorologice, organizată la observatorul astronomic, a activat astronomul, fizicianul şi matematicianul Anders Celsius, dezvoltator al unui termometru şi al scării Celsius, care mai târziu avea să fie utilizată pe aproape tot globul. Dintre observaţiile meteorologice continue care datează din secolul al XVIII-lea, demne de menţionat sunt şi cele de la Padova (din 1725 până în prezent), Stockholm (din 1756 până în prezent), Milano (din 1763 până în prezent), Praga (din 1775 până în prezent) şi Hohenpeissemberg (Germania) (din 1781 până în prezent) (Burt, 2012).

Spre deosebire de meteorologie, care este o ştiinţă ale cărei rădăcini se află în zorii vremii, climatologia este relativ tânără. Aceasta s-a individualizat începând cu secolul al XIX-lea, atunci când cercetătorii au început să studieze modelele atmosferice pe termen lung, procesele şi fenomenele care le determină, precum şi implicaţiile pe care acestea le au asupra celorlalte geosfere. Aceste deziderate ştiinţifice s-au bazat în special pe baze de date pe termen lung, colectate prin metode şi mijloace specifice meteorologiei.

2. Reţeaua de observaţii meteorologice

2.1. Reţeaua globală de observaţii meteorologice

În zilele noastre, atmosfera a devenit una dintre cele mai atent vegheate dintre toate geosferele Terrei. Sateliţii o scrutează de la înălţimi mari, radarele meteorologice îi „ascultă” fiecare tresărire, reţelele dense de senzori îi măsoară pulsaţiile cu precizii uimitoare, iar instrumentele digitale păstrează amintirea fiecărui eveniment.

Reţeaua globală de observaţii meteorologice se individualizează ca un sistem foarte bine pus la punct, care include efectuarea de observaţii pe suprafaţa terestră (pe uscat şi pe apă) şi la diferite niveluri ale atmosferei. Ea este coordonată de OMM, în colaborare cu reţelele naţionale ale celor 193 de state membre. Reţeaua meteorologică mondială este compusă din trei centre meteorologice mondiale (Washington, Moscova şi Melbourne), 34 de centre specializate şi 193 de centre meteorologice naţionale. Totodată, în cadrul ei acţionează şase asociaţii regionale, care coordonează activitatea meteorologică şi hidrologică în Africa (Regiunea I), Asia (Regiunea II), America de Sud (Regiunea III), America de Nord, America Centrală şi Caraibe (Regiunea IV), Asia de Sud-Est şi Pacificul de Sud-Vest (Regiunea V) şi Europa (Regiunea VI) (OMM, Sistemul Global de Observaţii, n.d.).

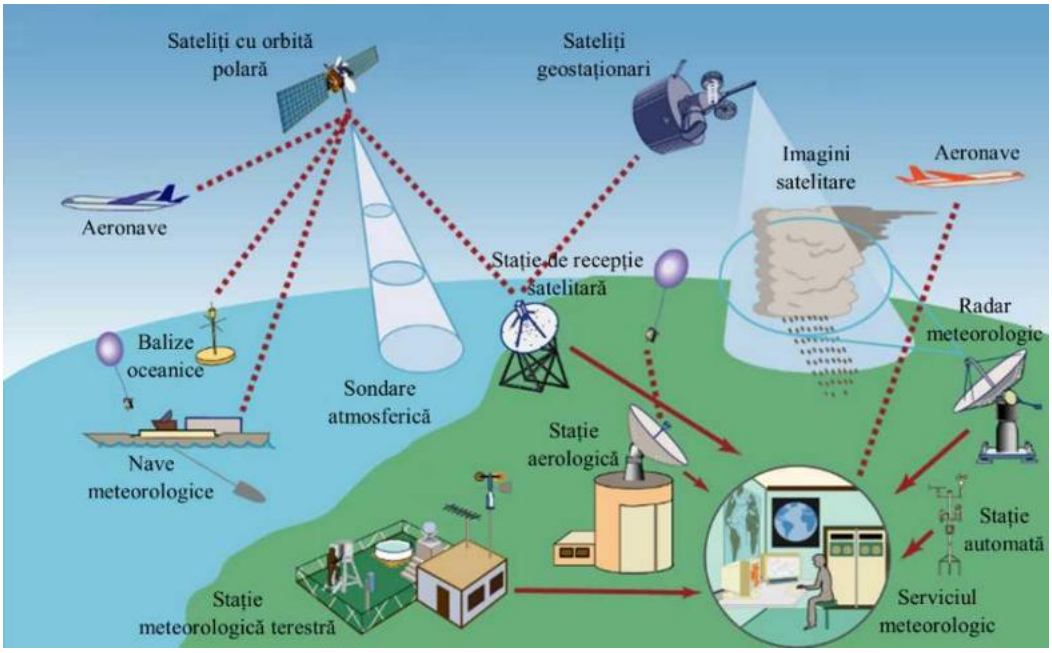


Figura 2.1. Structura reţelei globale de observaţii meteorologice *(sursa: OMM, Componentele de observare ale Sistemului Global de Observare, 2020)*

Reţeaua globală de observaţii cuprinde o mare varietate de senzori, de la staţii meteorologice de suprafaţă, dotate cu personal uman, la staţii complet automate şi autonome, radare meteorologice, sateliţi, radiosonde, balize plutitoare, senzori montaţi

pe avioane şi pe vapoare, senzori subacvatici şi alte dispozitive menite să aducă un plus de cunoaştere a atmosferei şi a interacţiunilor ocean-atmosferă (figura 2.1). La toate acestea se adaugă dispozitivele moderne conectate la internet, care permit ca datele înregistrate de această reţea densă de senzori să fie transmise rapid oriunde în lume, stocate, analizate, interpretate şi, nu în ultimul rând, să faciliteze realizarea unei prognoze meteorologice cât mai calitative.

Conform OMM, pe Terra există, la momentul de faţă, peste 20.000 de staţii meteorologice de suprafaţă amplasate pe uscat, care monitorizează constant elemente meteorologice precum: presiunea atmosferică, direcţia şi viteza vântului, temperatura aerului, umiditatea aerului etc. Repartiţia lor la nivelul suprafeţei terestre este dezechilibrată, reţeaua fiind foarte densă la nivelul statelor dezvoltate (în special cele din Europa, America de Nord şi Asia de Est şi Sud-Est), în timp ce marile pustiuri, precum deşerturile Sahara şi Gobi, Siberia, bazinul fluviului Congo, Alaska şi Groenlanda, au o reţea de staţii meteorologice foarte fragmentată din cauza condiţiilor climatice aspre, a dificultăţilor în ceea ce priveşte accesibilitatea şi costurile ridicate pentru instalarea şi întreţinerea lor (figura 2.2). Marea majoritate a acestor staţii meteorologice au în dotare aparatură automată, dar OMM (OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, 2025) indică faptul că în unele ţări mai puţin dezvoltate se utilizează încă dispozitive manuale de măsurare.

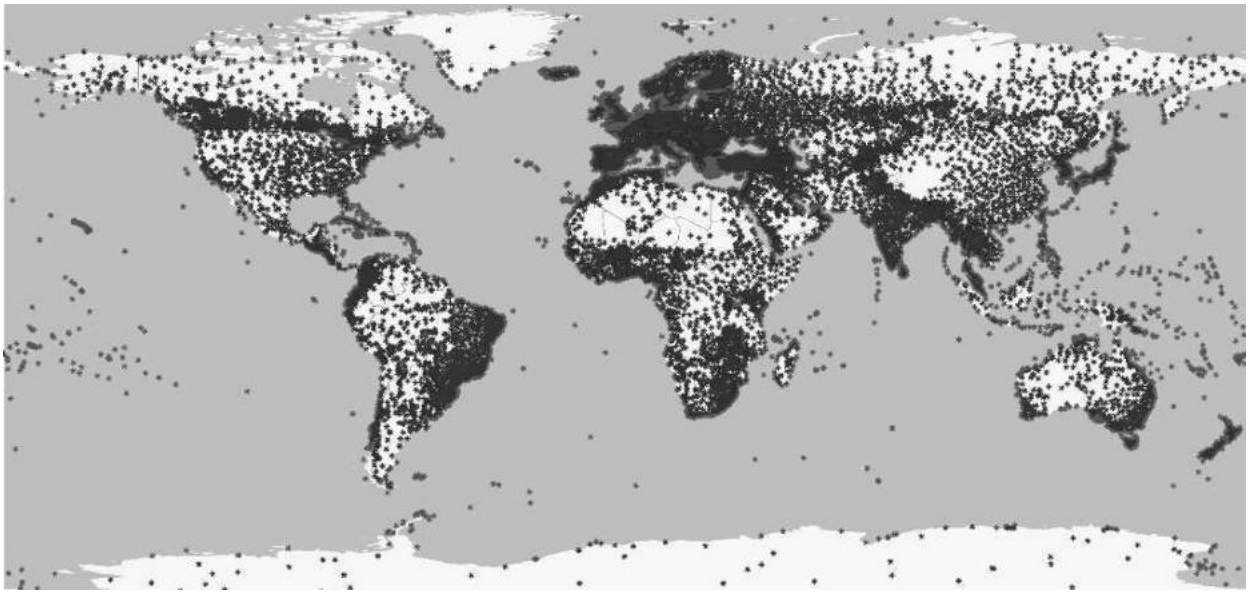


Figura 2.2. Repartiţia globală a staţiilor meteorologice terestre în anul 2025 (*sursa: OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, 2025*)

Observaţiile în aer, la diferite înălţimi, se fac cu ajutorul a aproximativ 1.000 de staţii, radiosonde şi senzori ataşaţi de baloane meteorologice; acestea fac observaţii din

imediata vecinătate a solului şi până la 30 km înălţime în atmosferă (sau chiar mai mult). Deasupra oceanelor, observaţiile cu radiosonde sunt efectuate de pe aproximativ 15 nave care traversează în principal Atlanticul de Nord, acestea fiind dotate cu instalaţii automate de sondare a aerului. Pe mări, oceane, lacuri şi râuri, monitorizarea meteorologică se realizează prin intermediul navelor, al platformelor staţionare şi al geamandurilor (atât ancorate, cât şi în derivă), însumând peste 9.000 de puncte individuale de colectare la nivel global (figura 2.3). Din acest total, se disting aproximativ 4.000 de nave şi 1.200 de geamanduri, care transmit zilnic mii de rapoarte cu valorile temperaturii şi ale presiunii aerului la nivelul mării. Totodată, analiza stării fizice a atmosferei la mari înălţimi se bazează pe sondaje efectuate de circa 4.000 de aeronave; acestea furnizează date esenţiale privind presiunea atmosferică, vântul, temperatura, umiditatea şi turbulenţele (OMM, Sistemul Global de Observaţii, n.d.).

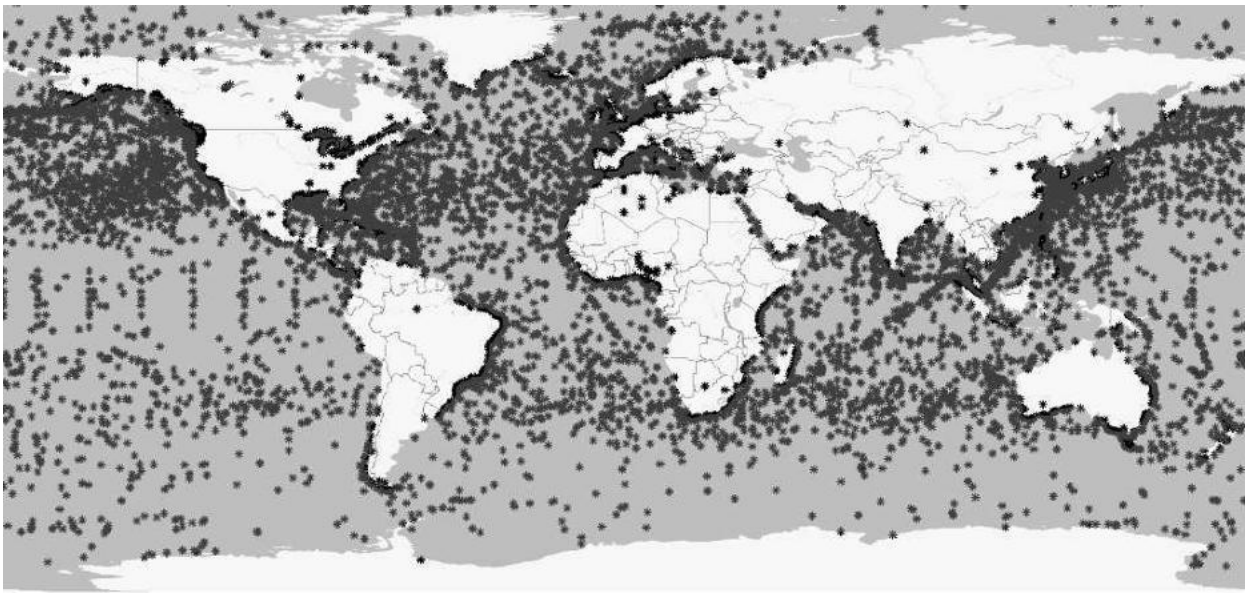


Figura 2.3. Repartiţia globală a senzorilor meteorologici amplasaţi pe oceane, mari, lacuri si râuri în anul 2025 (*sursa: OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, 2025*)

O contribuţie importantă în cadrul reţelei internaţionale de monitorizare o au şi senzorii subacvatici amplasaţi în mări şi oceane, deşi aceştia nu efectuează măsurători directe ale parametrilor atmosferici. Mediul marin are o influenţă majoră asupra dinamicii vremii şi a climei globale, fiind responsabil de stocarea căldurii solare, de eliberarea umidităţii în atmosferă (esenţială pentru formarea norilor şi a precipitaţiilor) şi de generarea unor procese climatice regionale, precum Oscilaţia Sudică (ENSO) sau Oscilaţia Nord-Atlantică. De asemenea, oceanele absorb cantităţi semnificative de dioxid de carbon, contribuind direct la reglarea temperaturii globale. Organizaţia Meteorologică Mondială (OMM) indică o reţea de aproximativ 18.500 de astfel de senzori, distribuiţi

relativ uniform pe suprafaţa acvatică a planetei (figura 2.4) (OMM, Sistemul Global de Observaţii, n.d.).

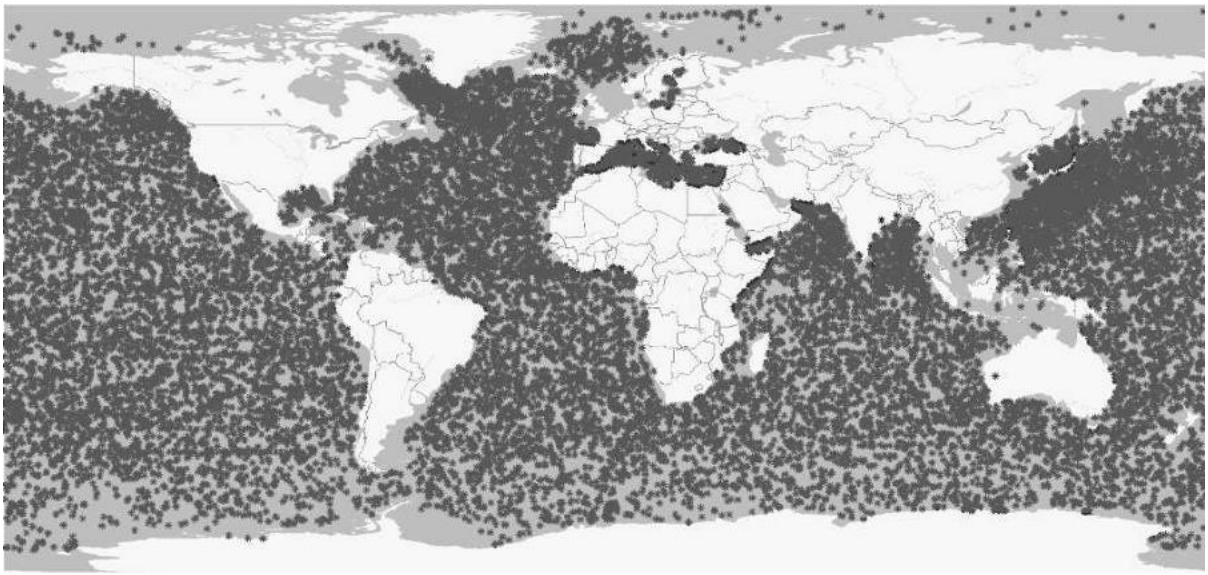


Figura 2.4. Repartiţia globală a senzorilor subacvatici, amplasaţi pe mări şi oceane în anul 2025 (*sursa: OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, 2025*)

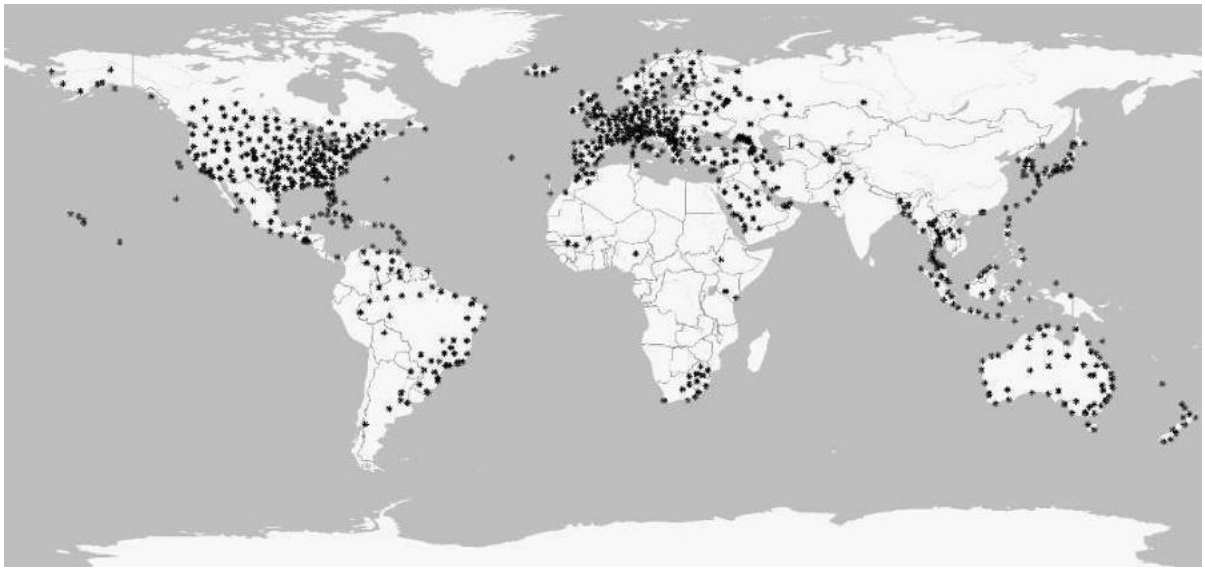


Figura 2.5. Repartiţia globală a radarelor meteorologice *(sursa: OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, 2025)*

Deosebit de importante pentru prognoza meteorologică, în special pentru cea pe termen scurt, sunt radarele meteorologice. Dezvoltate în timpul celui de-al Doilea Război Mondial, acestea au devenit o componentă esenţială a reţelelor moderne de observare a vremii. Actualmente, pe Terra există mai mult de 900 de astfel de sisteme, însă acestea sunt repartizate disproporţionat. Cele mai multe sunt situate în regiunile dezvoltate

economic (nu mai puţin de 539 sunt amplasate în Europa şi America de Nord), acoperirea fiind deficitară în multe regiuni din emisfera sudică şi în ţările în curs de dezvoltare (doar 30 de astfel de sisteme scrutează orizonturile continentului african) (figura 2.5).

Acestor sisteme li se adaugă şi sateliţii meteorologici, unele dintre cele mai moderne dispozitive pentru observarea vremii. Premisele meteorologiei satelitare au apărut o dată cu dezvoltarea primilor sateliţi artificiali (non-meteorologici), Sputnik 1 în 1957 şi Explorer 1 în 1958. Abia la data de 1 aprilie 1960, NASA în colaborare cu US Weather Bureau, a lansat în spaţiu primul satelit meteorologic (TIROS-1), care a marcat începutul dezvoltării unei vaste reţele globale de sateliţi meteorologici, utilizate astăzi pentru monitorizarea vremii (Conway, 2008; Kidd, 2010). Actualmente, OMM indică existenţa a peste 390 de sateliţi meteorologici operaţionali, geostaţionari[4] sau cu orbite polare[5], cei mai cunoscuţi fiind Meteosat, GOES, FY-2, FY-4 (geostaţionari) şi Metop, NOAA, Meteor (orbitali) (OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool) (figura 2.6).

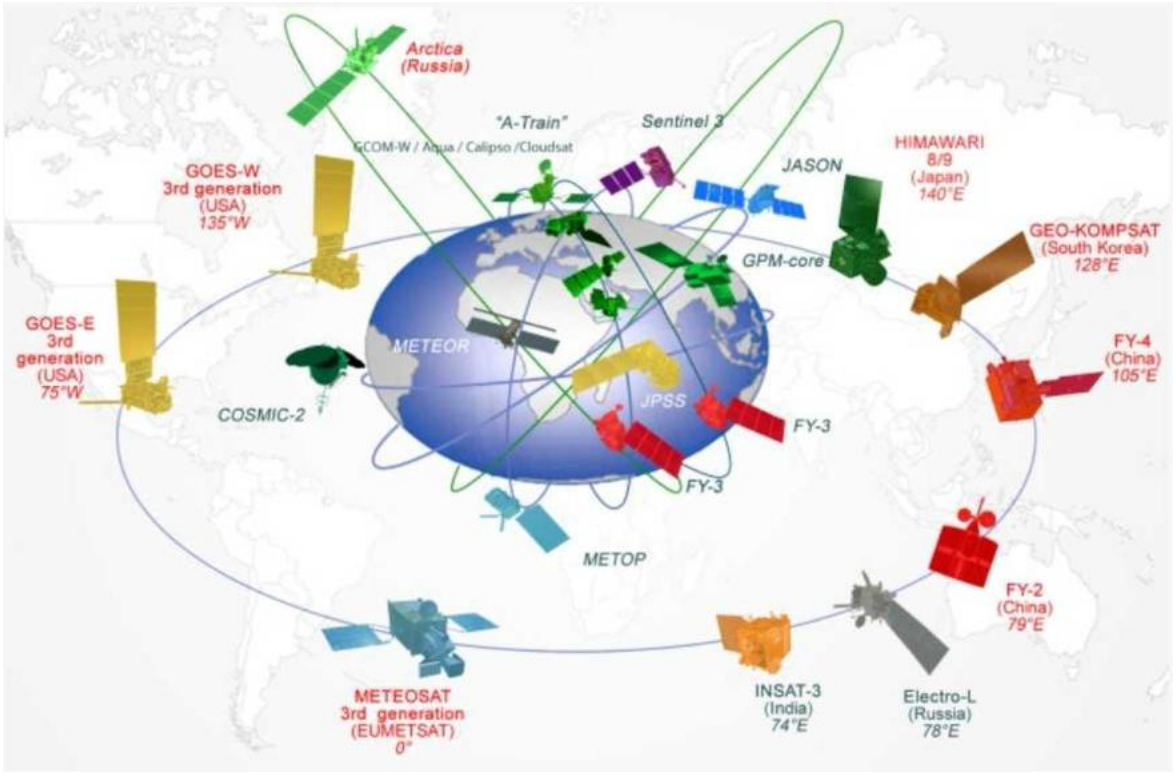


Figura 2.6. O parte a reţelei globale de sateliţi meteorologici operaţionali, utilizată pentru observaţii meteorologice şi monitorizarea vremii în anul 2025 *(sursa: OMM, Sistemul Global de Observaţii, n.d.)*

[4] Sateliţii geostaţionari sunt construiţi astfel încât să aibă o viteză egală cu cea de rotaţie a Terrei, acest lucru permiţându-le să se rotească în acelaşi timp cu Terra şi să rămână fixaţi deasupra aceluiaşi punct. Sunt situaţi la aproximativ 35,000 km altitudine deasupra Ecuatorului pământesc (Pelton et al., 2017).

[5] Sateliţii orbitali se mişcă în jurul Terrei pe traiectorii bine stabilite, numite orbite (independent de rotaţia planetei). Înălţimea la care aceştia orbitează este foarte variabilă, de la câteva sute de km la mii de km (Pelton et al., 2017).

Sateliţii meteorologici devin cu atât mai importanţi cu cât, după cum a fost evidenţiat anterior, reţeaua globală de staţii terestre este repartizată neuniform, unele regiuni fiind slab monitorizate. Astfel, tehnologiile satelitare au capacitatea de a compensa aceste lacune de repartiţie teritorială prin metode de teledetecţie, asigurând o monitorizare continuă şi extinsă la scară globală. Cu toate acestea, este important de menţionat că datele satelitare au o acurateţe mai mică decât cele determinate prin măsurători directe la sol.

2.2. Reţeaua naţională de observaţii meteorologice

Primele observaţii instrumentale meteorologice din România au debutat în secolul al XVIII-lea prin activitatea medicului militar Lerche la Iaşi în 1770 şi a farmacistului Sigerius, care a început măsurători sistematice la Sibiu în 1789. Această activitate a continuat în secolul al XIX-lea, fiind completată de observaţiile profesorului Hornay la Cluj, în 1833, şi de cele ale profesorului Petrache Sava la Bucureşti, începând cu anul 1836 (Erhan, 1979; Bogdan, 2012). Cu toate că înregistrările parametrilor atmosferici principali au început timpuriu, iar pe teritoriul României au funcţionat iniţial doar câteva staţii izolate, organizarea reţelei naţionale de profil a demarat abia în anul 1884. Acest proces a fost marcat de înfiinţarea, la 30 iulie 1884, a Serviciului Meteorologic al României, sub conducerea lui Ştefan C. Hepites (1851-1922), fizician, astronom, academician şi una dintre figurile ilustre ale ştiinţei româneşti (Institutul de Meteorologie şi Hidrologie, 1984). Noua instituţie avea rolul de autoritate tehnică naţională în domeniu, fiind un precursor al Administraţiei Naţionale de Meteorologie (ANM), înfiinţată în anul 2004 prin reorganizarea Companiei Naţionale „Institutul Naţional de Meteorologie, Hidrologie şi Gospodărire a Apelor" - S.A. În prezent, conform Legii nr. 139/2000 privind activitatea de meteorologie şi Legii nr. 216/2004 privind înfiinţarea ANM, cu modificările şi completările ulterioare, instituţia are statutul de regie autonomă de interes public naţional. Scopul său principal este asigurarea protecţiei meteorologice a vieţii şi a bunurilor, precum şi monitorizarea, analiza şi prognoza fenomenelor meteorologice de pe teritoriul României.

În anul 1884 au fost înfiinţate primele 17 staţii meteorologice din România, iar extinderea reţelei a continuat rapid, astfel încât până în 1887 numărul acestora a ajuns la 30, iar până în 1906 la 60. Această dezvoltare a continuat într-un ritm accelerat până în anul 1938, când reţeaua număra 210 unităţi. Până în anul 1959, pe teritoriul României funcţionau deja 332 de staţii, dintre care 188 aveau statut de staţii auxiliare (puncte cu dotări de bază şi un program simplificat de monitorizare). Structura din acel an era completată de o reţea densă formată din 1665 de posturi pluviometrice şi 250 de posturi fenologice (ANM, Istoric, n.d.).

Anul 1961 reprezintă un punct de cotitură în istoria meteorologiei româneşti, deoarece atunci a avut loc o reorganizare a reţelei naţionale şi s-a trecut de la un program cu trei observaţii climatologice zilnice la un standard de patru observaţii pe zi, aliniate la fluxul sinoptic internaţional. Noile înregistrări au fost fixate la orele standard stabilite la nivel mondial, corespunzătoare orelor 00, 06, 12 şi 18 UTC. Raportat la fusul orar al României (UTC+2 în perioada de iarnă), aceste observaţii obligatorii, pe timp de zi şi de noapte, se efectuează la orele locale 02, 08, 14 şi 20, asigurând astfel o monitorizare continuă şi comparabilă. Tot atunci, structura reţelei a suferit o modificare majoră, numărul de staţii active fiind redus la 170. În perioada următoare, numărul acestor unităţi a crescut, ajungându-se la 175 în anul 1984 şi la 229 în anul 1991 (figura 2.7) (Raliţă, 2006).

Anul 2000 este marcat de cea de-a doua mare „reformă" din meteorologia românească, definită prin automatizarea procesului de achiziţie a datelor şi prin introducerea staţiilor meteorologice automate, prin intermediul programului SIMIN. Tot atunci s-a avut în vedere şi unificarea programelor de observaţii şi măsurători sinoptice, precum şi scăderea numărului de staţii la 160, număr care se înregistrează şi în prezent. Automatizarea nu s-a făcut concomitent la toate staţiile, ci a fost un proces care s-a desfăşurat treptat, astfel că la nivelul anului 2005, doar 90 dintre cele 160 de staţii meteorologice din România dispuneau de aparatură automată (Raliţă, 2006) (figura 2.7). Totodată, instalarea sistemelor radar Doppler a reprezentat un pas major în îmbunătăţirea calităţii prognozelor pe termen scurt.

Fluctuaţiile privind numărul de staţii meteorologice de pe teritoriul României au fost datorate necesităţilor ştiinţifice, economice şi administrative, precum şi unor evenimente istorice, modificărilor procedurilor din domeniul meteorologiei şi schimbărilor de aparatură (Raliţă, 2006).

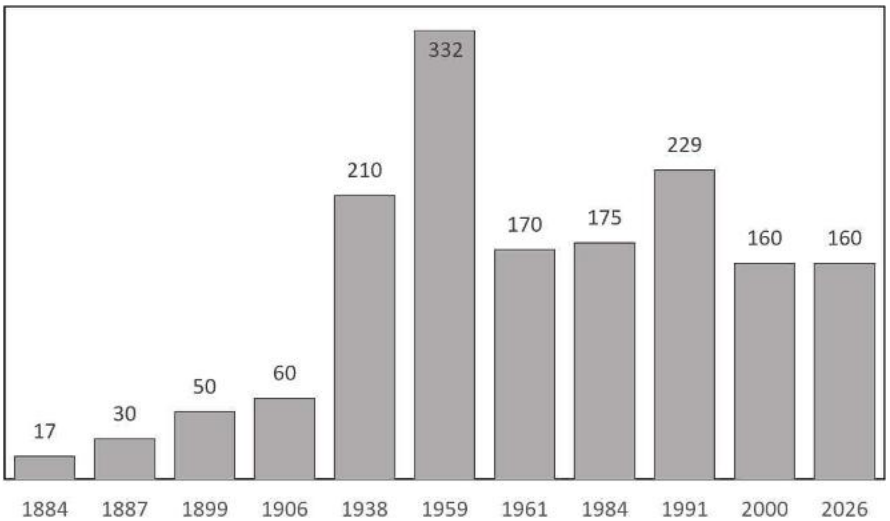


Figura 2.7. Numărul de staţii meteorologice din Romania de la înfiinţarea reţelei naţionale până în prezent *(prelucrat după Raliţă, 2006)*

La nivelul anului 2026, reţeaua de observaţii meteorologice din România era formată dintr-un număr de 160 de staţii meteorologice automate (23 dintre acestea fiind în fluxul internaţional de date din reţeaua regională sinoptică de bază), distribuite astfel încât să asigure reprezentativitatea pe toată suprafaţa ţării, în toate regiunile geografice şi pe toate formele de relief. Aceasta are în vedere măsurători meteorologice standard (temperatura aerului, umiditatea aerului, direcţia şi viteza vântului, precipitaţiile atmosferice etc.); nouă dintre acestea au şi program actinometric (determinarea radiaţiei solare), la 66 de staţii se efectuează şi program de observaţii agrometeorologice, iar o singură staţie are program de observaţii aerologice (efectuate la Staţia Aerologică Bucureşti-Afumaţi). Reţeaua terestră de observaţii meteorologice este completată de 64 de posturi pluviometrice. La acestea se adaugă sistemele de antene pentru recepţia directă a datelor satelitare, cu rol major în monitorizarea continuă a evoluţiei sistemelor noroase la scară macro- şi mezoscală.

Monitorizarea terestră de suprafaţă este completată la nivel naţional de o reţea formată din şapte sisteme radar Doppler de ultimă generaţie, operative în bandă S şi cu tehnologie dual-polarimetrică. Acestea sunt amplasate strategic pentru a asigura acoperirea integrală a teritoriului naţional la: Bucureşti, Bobohalma–Târnăveni, Ciurea–Bârnova, Cârcea–Craiova, Medgidia, Oradea–Dealul Vântului şi Timişoara (figura 2.8). Integrarea datelor radar colectate este fundamentală pentru detecţia timpurie a structurilor convective şi pentru emiterea alertelor de tip nowcasting, evoluţia istorică şi parametrii tehnici ai acestei reţele fiind detaliaţi în Subcapitolul 7.1.4.

În ceea ce priveşte sateliţii meteorologici, chiar dacă România nu deţine astfel de dispozitive în mod individual, în calitate de stat membru al EUMETSAT, aceasta beneficiază de acces deplin la datele şi produsele satelitare. Recepţia acestora se realizează prin sistemul de difuzare EUMETCast, care asigură atât fluxurile de la sateliţii din a doua generaţie (MSG - Meteosat Second Generation), cât şi de la sateliţii din noua generaţie MTG (Meteosat Third Generation), aflaţi în plină desfăşurare operaţională.

În cadrul ANM funcţionează o reţea de nouă senzori de detectare a descărcărilor electrice, amplasaţi la Adamclisi, Iaşi, Târgu Ocna, Buzău, Caracal, Batoş, Polovragi, Sighetu Marmaţiei şi Arad. Această reţea a fost modernizată în anul 2024, prin instalarea şi punerea în funcţiune a noilor echipamente. Senzorii măsoară undele electromagnetice generate de descărcările electrice din atmosferă şi permit determinarea locaţiei şi momentului exact al apariţiei fulgerelor.

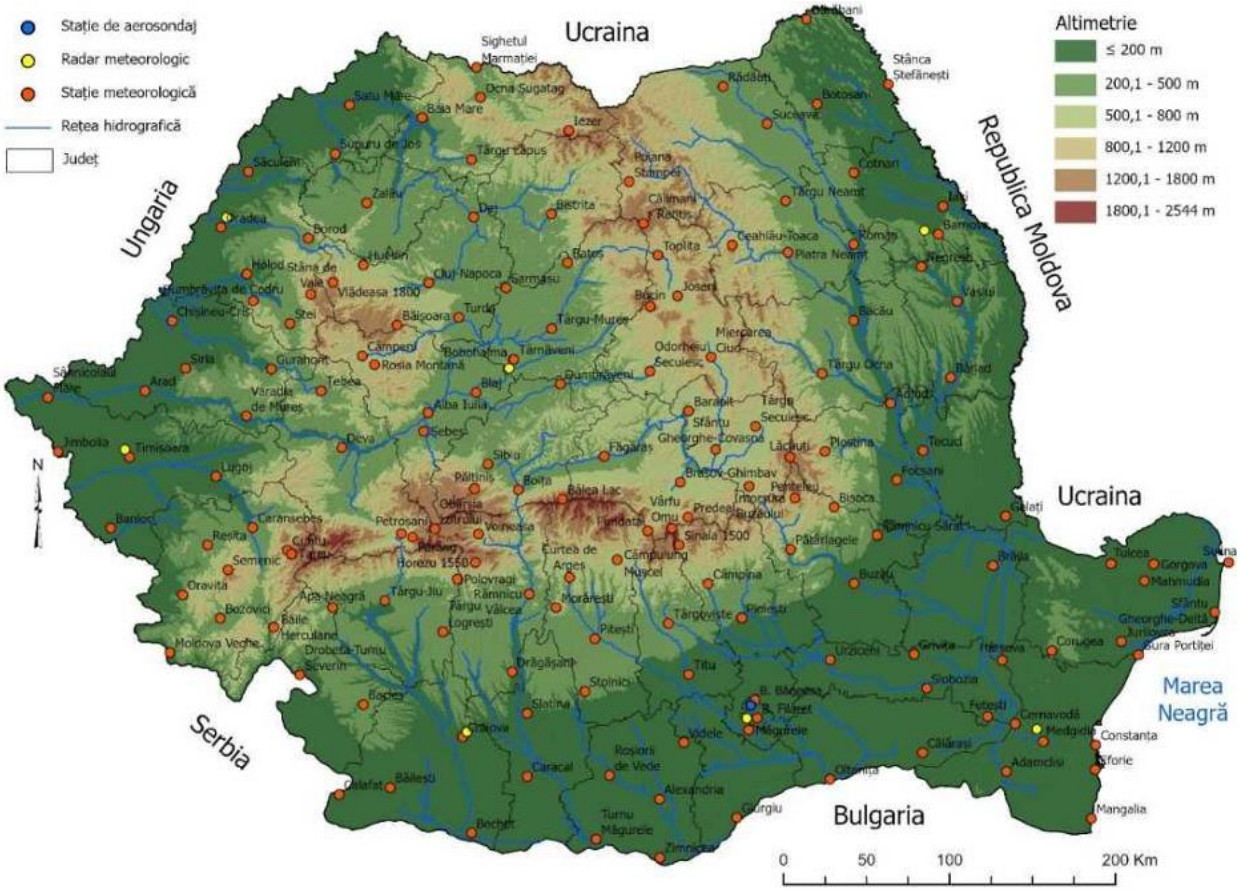


Figura 2.8. Repartiţia teritorială la nivelul României a reţelei de observaţii meteorologice *(sursa: ANM, 2023)*

În ceea ce priveşte repartiţia teritorială a staţiilor meteorologice, 43% dintre acestea sunt poziţionate în etajul de câmpie (între 0 şi 200 m altitudine), 42% în cel de deal şi podiş (între 201 şi 800 m altitudine) şi 15% în etajul montan (peste 800 m altitudine). Staţiile meteorologice amplasate la cea mai mică altitudine sunt Constanţa Dig (0 m), Sfântu Gheorghe (Delta Dunării) (1 m), Gorgova (1 m) şi Gura Portiţei (2 m), în timp ce unităţile situate la cea mai mare altitudine sunt Călimani-Reţiţiş (2022 m), Bâlea Lac (2070 m), Ţarcu (2180 m) şi Vârful Omu (2504 m) (figura 2.9a). Analiza reţelei naţionale, în funcţie de perioada istorică, evidenţiază faptul că 23% dintre staţii datează din intervalul 1857-1900, 36% din perioada 1901-1950, iar ponderea majoritară de 39% a fost înfiinţată între anii 1951 şi 2000 (figura 2.9b). Deşi, în mod tradiţional, reţeaua clasică de suprafaţă s-a extins cu doar 2% după anul 2000, prin puncte de monitorizare precum Bârnova (înfiinţată în 2003) sau Constanţa Dig (înfiinţată în 2018), dinamica recentă a fost marcată de trecerea la o nouă generaţie de senzori. Astfel, extinderea actuală a capacităţii de monitorizare se realizează prin integrarea staţiilor meteorologice automate şi autonome. Din această nouă categorie de puncte digitale de măsurare, lipsite de personal uman permanent, se disting staţiile montane de altitudine Horezu 1550, Rânca şi Straja,

destinate optimizării diagnozei sinoptice în bazinele montane, alături de staţiile automate Perişoru şi Amzacea, vitale pentru urmărirea parametrilor agrometeorologici în zonele de interes agricol din sudul şi sud-estul ţării.

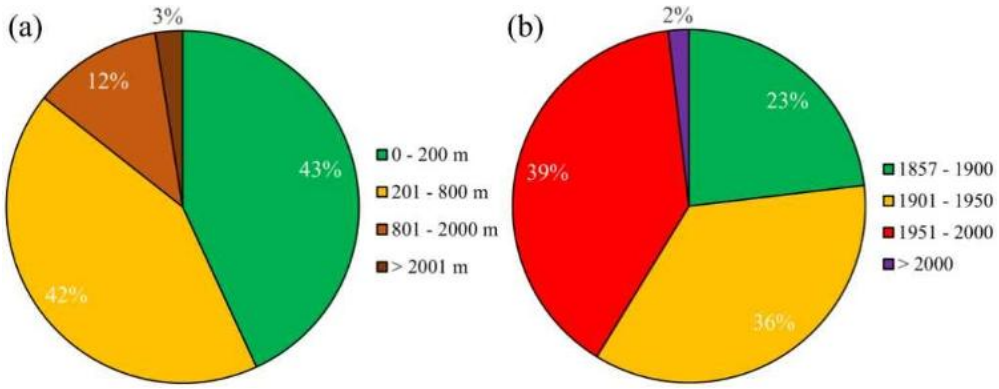


Figura 2.9. Distribuţia staţiilor meteorologice din România pe categorii de altitudine (a) şi perioade de înfiinţare (b) *(sursa: OSCAR. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, 2025)*

În ceea ce priveşte perspectivele de evoluţie a monitorizării climatice, ANM îşi manifestă interesul pentru dezvoltarea şi extinderea continuă a reţelei naţionale de staţii. Strategia instituţiei vizează modernizarea infrastructurii de profil prin integrarea de noi tehnologii automate şi autonome, capabile să completeze măsurătorile efectuate de reţeaua clasică de suprafaţă. O astfel de expansiune structurală are ca obiectiv principal optimizarea rezoluţiei spaţiale a datelor climatice, reducerea zonelor cu monitorizare deficitară şi eficientizarea sistemelor de avertizare timpurie în cazul fenomenelor meteorologice severe.

Cele şapte radare pe care România le deţine astăzi sunt amplasate în Bârnova, Medgidia, Bobohalma, Timişoara, Oradea, Bucureşti şi Craiova. Şase dintre acestea sunt amplasate la câmpie, un singur radar fiind amplasat la deal, cel de la Bobohalma (Mureş) (figura 2.9). Acestea sunt amplasate în puncte strategice, astfel încât să acopere întregul teritoriu al ţării şi să poată fi utilizate în reţea, prin combinarea datelor din cele şapte puncte de observaţie. Informaţiile furnizate de radarele meteorologice sunt legate de sistemele de nori şi precipitaţiile aferente, precum: întinderea orizontală şi dezvoltarea verticală a sistemului noros, direcţia şi viteza cu care se deplasează, tendinţa de evoluţie şi fenomenele periculoase asociate (intensificări de vânt, oraje, precipitaţii abundente) (ANM, Reţeaua Naţională Radar, n.d.).

Din punct de vedere structural, în conformitate cu reglementările legale obligatorii privind organizarea instituţională, reţeaua naţională de observaţii a fost reorganizată, vechile centre fiind transformate în direcţii meteorologice regionale, aflate în subordinea ANM. Acestea sunt repartizate după principiul omogenităţii climatice, în conformitate cu recomandările internaţionale, scopul lor fiind de a administra şi de a centraliza datele

obţinute de la staţiile meteorologice arondate. Totodată, toate datele de la staţiile cu program sinoptic din fiecare direcţie meteorologică regională se transmit către centrele teritoriale de prognoză a vremii şi către Centrul Naţional de Colectare a Datelor din Bucureşti. Fiecare direcţie regională include un centru de prognoză a vremii, iar acestea sunt localizate la Timişoara pentru Banat-Crişana, Cluj-Napoca pentru Transilvania Nord, Sibiu pentru Transilvania Sud, Bacău pentru Moldova, Craiova pentru Oltenia, Bucureşti pentru Muntenia şi Constanţa pentru Dobrogea (figura 2.10).



Figura 2.10. Organizarea teritoriului naţional în cadrul celor şapte direcţii meteorologice regionale

Reţeaua meteorologică naţională activează în colaborare cu reţelele meteorologice din alte ţări ale lumii, deoarece activitatea de prevedere a vremii şi cercetare meteorologică nu poate avea loc decât cu cunoaşterea vremii din ţările învecinate şi în parteneriat cu acestea, în vederea schimbului de date (Raliţă, 2006).

În afară de staţiile meteorologice din reţeaua naţională, există şi staţii private, precum şi unităţi care activează în cadrul aeroporturilor, administrate de instituţii specifice, cum ar fi ROMATSA. Datele înregistrate de staţiile private independente nu sunt utilizate de către ANM în scopuri oficiale din cauza abaterilor de la normele de

amplasare. Prin contrast, staţiile aeronautice administrate de ROMATSA sunt complet certificate conform standardelor internaţionale ICAO şi OMM, iar fluxul lor de date (mesaje METAR/TAF) este integrat operativ în reţeaua naţională pentru protecţia meteorologică a zborurilor, aşa cum este detaliat în Capitolul 6.

3. Timpul în meteorologie

Pentru ca datele meteorologice să poată fi analizate şi comparate, este necesar ca efectuarea observaţiilor şi măsurătorilor meteorologice să fie sistematică, să se realizeze la intervale bine stabilite şi să respecte o metodologie clară. Ţinând cont de acest lucru, precum şi de faptul că în cadrul reţelei naţionale şi internaţionale de observare a vremii măsurătorile şi observaţiile se fac atât vizual, cât şi instrumental, utilizându-se aparatură automată şi/sau analogă (manuală), se deosebesc două moduri de preluare a datelor, automat şi manual.

În ceea ce priveşte măsurătorile efectuate de staţiile meteorologice automate, datele sunt preluate cu o frecvenţă foarte mare (1 minut) şi sunt cuantificate în mesaje dese (10 minute) şi în mesaje intermediare (60 de minute). Aceste date sunt utilizate în scopuri sinoptice şi sunt realizate în funcţie de ora fiecărei ţări. În ceea ce priveşte observaţiile vizuale şi determinarea elementelor meteorologice utilizând aparatură manuală (analogă), acestea nu se execută în mod continuu, ci de patru ori pe zi, utilizându-se aceleaşi ore pentru toate staţiile din reţelele naţionale şi internaţionale de observare a vremii. Astfel, măsurătorile sunt efectuate simultan, prin înţelegere internaţională, pe întregul cuprins al Terrei (ANM, 2017a şi b).

Orele la care se efectuează măsurătorile şi observaţiile se numesc *ore standard principale*, fiind exprimate în timp universal, prescurtat UTC (Coordinated Universal Time), în funcţie de ora meridianului Greenwich. Ora standard principală este ora la care se efectuează observaţia sinoptică, care face obiectul schimbului de date la scară regională sau mondială; orele standard principale sunt 00, 06, 12 şi 18 UTC. Având în vedere faptul că ora României este determinată de poziţionarea ei longitudinală, orelor standard principale li se adaugă 3 ore (UTC+3) atunci când în România este ora de vară, respectiv 2 ore (UTC+2) atunci când se utilizează ora de iarnă. Astfel, orele standard principale pentru observaţiile şi măsurătorile meteorologice în România sunt 02, 08, 14 şi 20, atunci când este utilizată ora de iarnă, respectiv 03, 09, 15 şi 21, în cazul orei de vară (ANM, 2017a).

Având în vedere că staţiile meteorologice sunt repartizate neuniform din punct de vedere teritorial în România, iar observaţiile asupra elementelor meteorologice nu pot reflecta acelaşi moment solar local la toate staţiile, pentru a compensa diferenţele de fus orar faţă de meridianul de referinţă (30° longitudine estică), este necesară aplicarea unor corecţii de timp. Astfel, pentru a determina cu precizie ora oficială la care se efectuează măsurătorile la fiecare staţie, se adaugă câte patru minute pentru fiecare grad de longitudine situat spre vest faţă de meridianul de 30° E, iar pentru fiecare minut de longitudine se adaugă suplimentar câte patru secunde (ANM, 2017a). Spre exemplu, la staţia meteorologică Oradea, fiind situată la 21°53′45″ E, diferenţa de longitudine până la

meridianul de 30° E va fi de 8°6′15″; prin urmare, corecţia de timp aplicată este de 32 de minute şi 25 de secunde. Astfel, la staţia Oradea, observaţiile se vor efectua la orele 01:32, 07:32, 13:32 şi 19:32 în perioada orelor de iarnă, iar în cea de vară la orele 02:32, 08:32, 14:32 şi 20:32.

Conform precizărilor OMM, în scopul de a asigura uniformitatea efectuării observaţiilor, pe lângă cele patru ore standard principale, se utilizează şi ore standard intermediare pentru observaţiile sinoptice de suprafaţă (03:00 UTC, 09:00 UTC, 15:00 UTC, 21:00 UTC), respectiv ore standard vizuale pentru observaţiile sinoptice de suprafaţă (01:00 UTC, 02:00 UTC, 04:00 UTC, 05:00 UTC, 07:00 UTC, 08:00 UTC, 10:00 UTC, 11:00 UTC, 13:00 UTC, 14:00 UTC, 16:00 UTC, 17:00 UTC, 19:00 UTC, 20:00 UTC, 22:00 UTC, 23:00 UTC) (OMM, 2023a).

4. Staţia şi platforma meteorologică

Staţia meteorologică este un loc special amenajat în care se efectuează observaţii şi măsurători meteorologice. Aceasta este alcătuită din două părţi, şi anume platforma meteorologică şi biroul staţiei meteorologice.

Platforma meteorologică este locul unde se instalează aparatura meteorologică şi unde se înregistrează datele conform metodologiilor în vigoare. Biroul staţiei meteorologice este reprezentat de o clădire în care se creează condiţiile necesare pentru buna desfăşurare a activităţii observatorilor. Tot aici sunt amplasate şi echipamentele necesare pentru descărcarea şi procesarea primară a datelor, precum şi pentru transmiterea acestora către direcţiile meteorologice regionale de prognoză a vremii şi către sediul central al ANM.

Denumirea unei staţii meteorologice este determinată, în mod uzual, de localitatea pe teritoriul căreia se află platforma, identificarea fiind uneori completată de numele cartierului, al străzii sau al instituţiei gazdă. Atunci când un punct de măsurare este amplasat în extravilanul unei localităţi, într-un areal izolat sau nelocuit, denumirea este stabilită pe baza unor criterii geografice relevante. Acestea includ numele formelor de relief adiacente (precum munţi, râuri, lacuri sau altitudinea amplasamentului, ca în cazul staţiei Sinaia 1500), toponimele tradiţionale sau istorice, ori elemente de localizare tehnică şi coordonate geografice (OMM, 2023a).

Pentru ca staţiile meteorologice să fie identificate corect în cadrul reţelei naţionale şi internaţionale de staţii meteorologice, acestea sunt definite prin intermediul câtorva elemente reprezentative (tabelul 4.1):

- coordonatele geografice (poziţia fiecărei staţii trebuie să fie indicată precis în grade, minute şi secunde, atât pentru latitudine, cât şi pentru longitudine);
- altitudinea absolută deasupra nivelului mării (pentru fiecare staţie meteorologică se indică altitudinea la care este amplasată în metri);
- indicativul numeric al staţiei (este un cod unic atribuit fiecărei staţii meteorologice de către o ţară membră a OMM, pentru a fi cât mai uşor de identificat în cadrul reţelei naţionale şi internaţionale). Acest cod este format din trei cifre şi este unic la nivel internaţional. În România, indicativul numeric este atribuit în intervalul 0 – 499, în ordine crescătoare, de la nord la sud şi de la vest la est. Având în vedere că indicativul internaţional al României este 15, la fiecare cod unic al staţiilor meteorologice se va adăuga 15 înainte de indicativul format din trei cifre) (ANM, 2017a).

Tabelul 4.1. Elemente de reprezentativitate ale câtorva staţii meteorologice din România *(sursa: ANM, 2023)*

Staţia meteorologică	Latitudine (N)	Longitudine (E)	Indicativ	Altitudine (m)	Judeţ	Anul înfiinţării
Alba Iulia	46°03'50"	23°33'48"	15208	246	Alba	1881
Vârfu Omu	45°26'44"	25°27'23"	15280	2504	Braşov	1928
Oradea	47°02'08"	21°53'45"	15080	136	Bihor	1871
Stâna de Vale	46°41'17"	22°37'28"	15118	1111	Bihor	1979

Amplasarea platformei meteorologice trebuie să se facă conform normelor naţionale şi internaţionale în vigoare, pe o suprafaţă deschisă, cu o topografie simplă, tipică pentru regiunea respectivă, care să permită amplasarea în condiţii optime a aparatelor şi instrumentelor de măsurare. Terenul trebuie să asigure o bună vizibilitate în toate punctele cardinale, lucru esenţial pentru determinarea fenomenelor meteorologice şi a vizibilităţii orizontale. În România, Legea nr. 139/2000 privind activitatea de meteorologie reglementează modul de amplasare a platformelor meteorologice. Astfel, în jurul platformelor meteorologice se instituie areale de protecţie meteorologică absolută în care, pe o distanţă de 30 m de la gardul platformelor, nu sunt permise construcţiile supraterane, creşterea vegetaţiei înalte, drumuri sau alte amenajări care ar putea influenţa datele obţinute; totodată, sunt interzise orice surse de poluare a aerului. Clădirile mai înalte de 1/6 din distanţa dintre acestea şi marginea ariei de protecţie, reţelele de înaltă tensiune sau de telecomunicaţii, amenajările care emit fum şi praf, sistemele de irigare prin aspersiune şi centurile de protecţie forestieră, situate în raza de 500 m faţă de aria de protecţie a platformei meteorologice, sunt permise numai cu aprobarea prealabilă a Centrului Meteorologic Naţional din Bucureşti.

Conform recomandărilor din ghidul OMM (OMM, 2023a), staţia meteorologică trebuie să fie poziţionată cât mai departe de obstacolele care ar putea influenţa valorile indicate de aparatură, respectiv la cel puţin 100 m de orice sursă care poate emite sau reflecta căldură (clădiri, suprafeţe de beton etc.) şi de orice întindere de apă (râu, lac, mare); cu excepţia cazurilor speciale de staţii meteorologice, precum sunt cele amplasate pe suprafeţele acvatice). Pentru a evita particularităţile locale, staţiile meteorologice nu trebuie amplasate în imediata vecinătate a văilor adânci, a denivelărilor mari de relief sau a pantelor abrupte (exceptând cazurile particulare ale staţiilor de munte). Amplasarea corectă a staţiei meteorologice are un impact semnificativ asupra datelor înregistrate şi asupra surprinderii apariţiei şi evoluţiei fenomenelor de risc; de aceea, trebuie realizată cu maximă responsabilitate şi în cunoştinţă de cauză.

Platformele meteorologice standard au dimensiunile de 26 m × 26 m, excepţie fac cele în care se fac măsurători speciale, unde parcelele destinate amplasării aparatelor pot fi mai mari (de 36 m × 26 m pentru staţiile cu program actinometric) sau mai mici (de 16

m × 20 m în cazul celor situate la munte, unde denivelările reliefului nu permit instalarea platformelor de dimensiuni standard) (figura 4.1).



Figura 4.1. Imagini satelitare ilustrând dimensiunea şi forma platformelor meteorologice a trei staţii din România, cu suprafeţe diferite *(a - platforma meteorologică a staţiei de la Oradea, cu dimensiunea standard de 26 × 26 m; b - platforma meteorologică a staţiei de la Timişoara, cu suprafaţa extinsă la 36 × 26 m; c - platforma meteorologică a staţiei Vlădeasa 1800 m, cu suprafaţa restrânsă la 16 × 20 m)*

În interiorul platformei meteorologice, suprafaţa pe care se amplasează aparatele trebuie să fie orizontală (fără denivelări pozitive sau negative), acoperită cu iarbă scurtă care să nu depăşească 20 cm înălţime. Excepţie fac staţiile meteorologice montane, unde platforma poate fi amplasată direct pe rocă, precum şi staţiile meteorologice costiere, unde platforma poate fi amplasată pe nisip (ANM, 2017a). În interiorul platformei trebuie amenajată o parcelă cu pământ dezgolit de vegetaţie, cu dimensiunea de 2 m × 2 m, destinată efectuării măsurătorilor temperaturii şi umidităţii la suprafaţa solului şi în interiorul acestuia. Dacă se are în vedere monitorizarea temperaturii la o adâncime mai mare de 20 cm, aceste determinări pot fi făcute şi în afara parcelei, cu sol dezgolit.

Pentru păstrarea platformei meteorologice într-o stare cât mai apropiată de cea naturală, deplasarea în interiorul acesteia se va realiza exclusiv pe aleile de acces special amenajate. Acestea pot fi betonate cu condiţia ca lăţimea amenajărilor să nu depăşească 50 cm. Pentru protecţia senzorilor şi instalaţiilor meteorologice, precum şi pentru buna desfăşurare a activităţii de măsurare şi observare a elementelor meteorologice, platforma trebuie să fie împrejmuită cu un gard de sârmă, înalt de 2 m, cu ochiuri de 5 × 5 cm, întins pe cadre metalice care, la rândul lor, sunt fixate pe ţevi metalice implantate în sol; pentru a se asigura circulaţia liberă a aerului la toate instrumentele de măsură. Poarta de acces în platforma meteorologică va fi amplasată întotdeauna pe latura dinspre nord (OMM, 2023c).

În cadrul platformei meteorologice, senzorii trebuie amplasaţi astfel încât să nu se influenţeze reciproc. Prin urmare, OMM reglementează distanţa dintre acestea şi eventualele obstacole (inclusiv gardul care împrejmuieşte platforma), distanţa dintre

senzori, precum şi poziţionarea fiecăruia în cadrul platformei. Figura 4.2 prezintă modul standard de amplasare al senzorilor în cazul platformelor meteorologice clasice (OMM, 2023a).

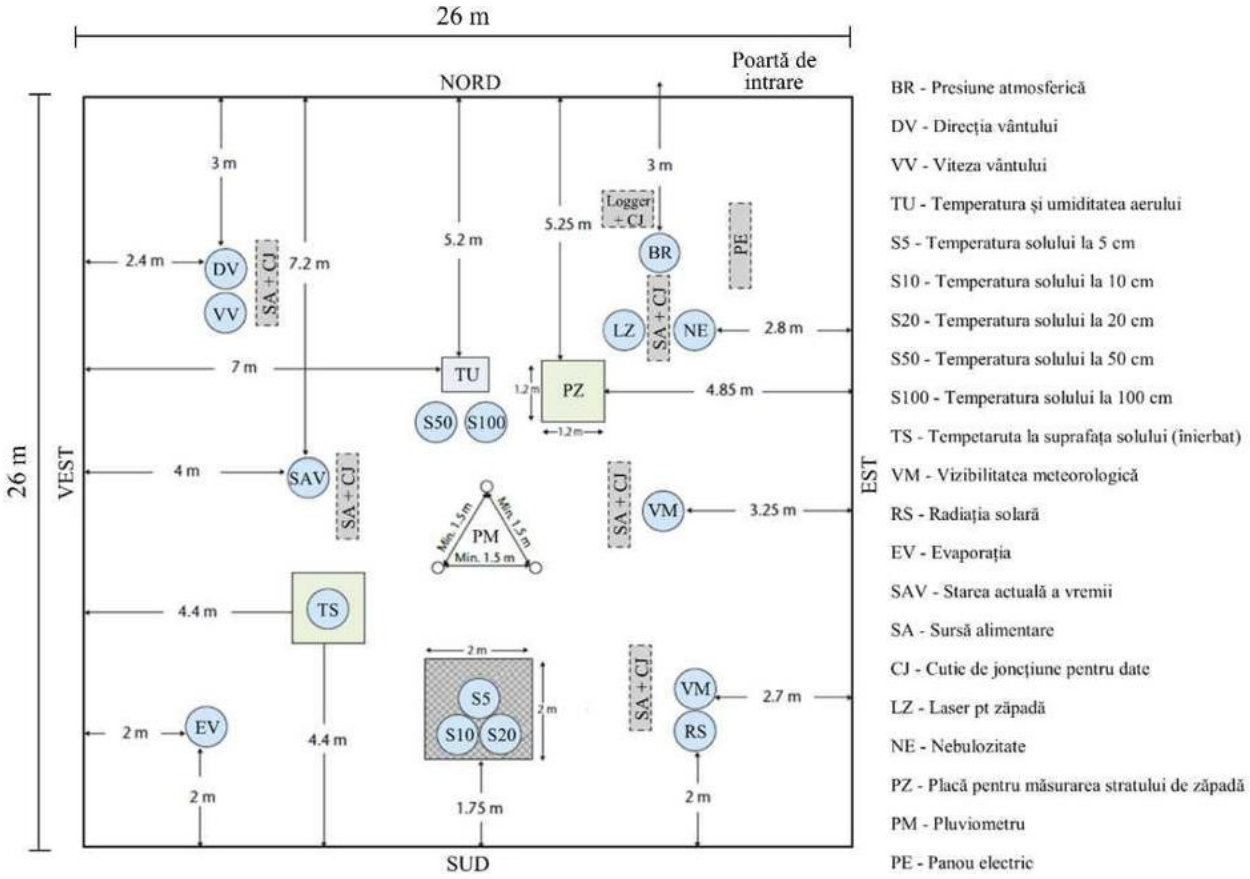


Figura 4.2. Modul de amplasare standard al senzorilor în cadrul unei platforme meteorologice clasice *(prelucrat după OMM, 2023a)*

Trebuie ţinut cont de faptul că, în unele situaţii, amplasarea senzorilor aşa cum este indicată în figura 4.2 este cu neputinţă, din multiple cauze, iar în aceste situaţii se impun soluţii de compromis, adecvate senzorilor utilizaţi şi măsurătorilor vizate. Totodată, nu toate staţiile meteorologice dispun de întreaga paletă de echipamente indicate în figura 4.2. La majoritatea staţiilor, senzorii pentru determinarea temperaturii şi a umezelii aerului nu sunt poziţionaţi separat, în partea centrală a platformei, ci pe o structură care înglobează şi senzorii pentru determinarea direcţiei şi vitezei vântului. Aceste aspecte determină o reorganizare a modului de distribuire a aparaturii şi a echipamentelor în cadrul platformelor meteorologice, care diferă uşor de situaţia indicată în ghidul OMM (2023a). În cazul staţiilor meteorologice automate şi autonome, această reorganizare este şi mai evidentă, deoarece majoritatea senzorilor sunt integraţi într-un ansamblu compact, montat pe un singur stâlp de susţinere. Astfel, senzorii pentru

temperatura şi umiditatea aerului, viteza şi direcţia vântului, radiaţia solară, precum şi alte elemente meteorologice sunt amplasaţi pe aceeaşi structură, împreună cu unitatea de achiziţie a datelor, sistemul de alimentare (panou fotovoltaic şi acumulator) şi echipamentul de transmisie a datelor. Această configuraţie reduce spaţiul necesar instalării, facilitează montajul şi întreţinerea echipamentelor şi permite funcţionarea autonomă a staţiei în locaţii izolate, fără a compromite semnificativ calitatea măsurătorilor, cu condiţia respectării recomandărilor privind amplasarea întregii structuri faţă de obstacolele din teren.

Toate staţiile meteorologice din România sunt dotate cu personal de specialitate, care asigură monitorizarea meteorologică continuă, efectuarea de observaţii vizuale, precum şi înregistrarea fenomenelor meteorologice locale. Aceştia verifică starea echipamentelor, raportează dacă apar incidente şi colectează şi transmit datele meteorologice. În caz de indisponibilitate parţială sau totală a echipamentelor automate, aceştia trebuie să efectueze observaţii manuale, să codifice şi să transmită mesaje, acordând prioritate mesajelor de alertă. De asemenea, observatorii validează datele şi completează înregistrările meteorologice în format electronic. Observatorii sunt, de asemenea, responsabili pentru întreţinerea platformei meteorologice, a căilor de acces şi a echipamentelor în conformitate cu standardele de siguranţă a muncii (ANM, 2017a).

Pentru întreţinerea platformei meteorologice, aceasta trebuie supravegheată continuu de către observatorul de serviciu şi menţinută în stare bună de funcţionare. În cazul în care platforma meteorologică şi instalaţiile de pe aceasta suferă deteriorări, şeful staţiei va acţiona pentru a remedia situaţia. Dacă deteriorările nu pot fi remediate de personalul staţiei, se va anunţa serviciul meteorologic la care staţia este arondată. Când materialul vegetal din platformă creşte peste 20 cm în înălţime, acesta va fi cosit şi îndepărtat. Gardul înconjurător, aparatele şi suporturile acestora trebuie să fie de culoare albă, iar acest lucru implică vopsirea lor la nevoie.

În timpul iernii, observatorul are obligaţia de a menţine căile de acces la platforma meteorologică şi la aparatura din cadrul acesteia degajate. Stratul natural de zăpadă de pe platforma meteorologică nu trebuie, pe cât posibil, alterat. Dacă se formează troiene de zăpadă în apropierea instrumentelor şi modifică semnificativ înălţimea stratului de zăpadă în comparaţie cu împrejurimile staţiei, acestea trebuie nivelate la înălţimea generală a stratului, iar excesul de zăpadă trebuie îndepărtat de pe platformă. Înlăturarea cantităţilor de zăpadă trebuie înregistrată în jurnalul meteorologic electronic. Totodată, toate aparatele se vor menţine degajate de zăpadă, iar în jurul stâlpului staţiei automate, pe o rază de 1 m, se va menţine un strat de zăpadă care să nu depăşească 50 cm în înălţime. În cazul celorlalte aparate, distanţa minimă dintre baza lor şi suprafaţa zăpezii trebuie să fie de 10 cm. În cazul depunerilor de gheaţă pe aparatele înregistratoare, se va

proceda la îndepărtarea acesteia (încă din stadiul de formare), fără a perturba procesul de înregistrare a datelor (ANM, 2017a).

Toate aparatele din cadrul platformei meteorologice trebuie să fie poziţionate în conformitate cu cele specificate în manualul de instrucţiuni de utilizare şi să fie verificate periodic în raport cu standardele, pentru a se asigura că poziţionarea şi funcţionarea lor sunt conforme.

Orice modificări pe o rază de 200-300 m în jurul platformei meteorologice (construcţii, demolări, defrişări, irigaţii etc.) trebuie înregistrate în registrul meteorologic şi în registrul cu istoricul staţiei şi raportate la serviciul meteorologic responsabil.

În mod obişnuit, observaţiile efectuate la o staţie meteorologică amplasată într-o regiune de câmpie sau cu relief omogen sunt reprezentative şi relevante pentru o suprafaţă de până la 100 km în jurul acesteia. Totuşi, în zonele montane, din cauza fragmentării reliefului şi a etajării climatice, această rază de reprezentativitate scade drastic, iar parametrii meteorologici variază semnificativ de la un versant la altul. De asemenea, în cazul monitorizării fenomenelor şi proceselor atmosferice la scară redusă, în special a fenomenelor meteorologice periculoase (furtuni, grindină), aria de reprezentativitate se restrânge semnificativ pentru orice tip de relief, putând ajunge la dimensiuni de până la 10 km în jurul staţiei, sau chiar mai mici.

5. Măsurarea elementelor meteorologice

Măsurarea elementelor meteorologice reprezintă procesul de determinare şi înregistrare a valorilor numerice ale parametrilor meteorologici, precum şi ale variaţiilor acestora în timp. Totodată, include aprecierea caracteristicilor calitative ale fenomenelor atmosferice care definesc starea vremii într-un anumit punct de observaţie. Acest proces se realizează prin metode vizuale pentru elementele descriptive şi prin mijloace instrumentale pentru obţinerea datelor cantitative, asigurând astfel o caracterizare completă şi riguroasă a condiţiilor meteorologice.

Aceste măsurători sunt realizate în scopul elaborării prognozelor meteorologice, furnizării de informaţii meteorologice utile pentru diferite ramuri ale economiei, precum şi pentru susţinerea cercetării în domeniile meteorologiei şi climatologiei.

În cadrul reţelei naţionale de staţii meteorologice de suprafaţă se efectuează observaţii asupra elementelor meteorologice precum: temperatura aerului, umezeala aerului, temperatura solului, umiditatea solului, presiunea atmosferică, vântul, durata de strălucire a Soarelui, radiaţia solară, precipitaţiile atmosferice, stratul de zăpadă, nebulozitatea, vizibilitatea orizontală a atmosferei, depunerile solide, fenomenele meteorologice, temperatura apei mării şi măsurători asupra valurilor. La staţiile care au program agrometeorologic se fac şi observaţii fenologice, privind starea fitosanitară şi elemente de productivitate la specii de câmp (porumb, grâu, rapiţă, orz etc.) şi pomiviticole. În cadrul staţiilor cu program aerologic se au în vedere măsurători ale atmosferei înalte cu ajutorul radiosondei (ANM, 2017a).

Marea majoritate a măsurătorilor se efectuează cu senzori automaţi, introduşi treptat începând cu anul 2000. Datele sunt preluate automat şi transmise la biroul staţiei meteorologice, unde sunt recepţionate de aplicaţiile software dedicate (MeteoApp). În reţeaua naţională, staţiile meteorologice automate au fost configurate astfel încât să preia informaţii despre starea atmosferei la fiecare minut (date despre vânt sunt preluate la fiecare secundă), iar acestea sunt apoi folosite pentru generarea mesajelor dese (medie pe 10 minute) şi a celor intermediare (la fiecare oră) (Raliţă, 2006). La staţiile meteorologice, datele culese sunt înregistrate şi validate iniţial în aplicaţia electronică de tip registru meteorologic, iar ulterior sunt prelucrate în cadrul direcţiilor regionale şi centrelor naţionale.

OMM indică faptul că instrumentele meteorologice utilizate în cadrul staţiilor meteorologice trebuie să fie fiabile şi stabile, să aibă o acurateţe şi o precizie conformă cu cerinţele declarate pentru respectivul element meteorologic, să fie uşor de utilizat, calibrat şi întreţinut, să aibă un design simplu, să fie durabile, să aibă un cost acceptabil de achiziţie şi întreţinere, precum şi să fie sigure pentru personal şi pentru mediu. În acelaşi timp, este foarte important ca instrumentele utilizate să fie capabile să menţină o

acurateţe cunoscută pentru o perioadă cât mai lungă, fără a necesita intervenţii de calibrare (OMM, 2023a).

În condiţiile în care un senzor automat se defectează, măsurătorile indicatorului respectiv vor fi realizate cu echipamentul de rezervă, fie el automat sau manual, cu condiţia ca acesta să existe, să funcţioneze corect şi să deţină un certificat de verificare valabil. Din acest motiv, pe platformele staţiilor meteorologice încă se mai păstrează anumiţi senzori analogi, precum pluviometre sau adăposturi meteorologice pentru termometre şi higrometre clasice. Datele obţinute în astfel de situaţii vor fi introduse manual în sistem şi în cadrul mesajelor SYNOP şi ALERT

Condiţia esenţială la care trebuie să răspundă observaţiile meteorologice este comparabilitatea datelor în timp, fie cu cele provenite de la alte staţii meteorologice, fie între ele. Pentru ca acest deziderat să fie înfăptuit, măsurătorile şi observaţiile trebuie efectuate într-un mod centralizat, după metodologii standardizate dezvoltate de OMM, cu aparate şi instrumente comparabile.

5.1. Măsurarea presiunii atmosferice

Aerul are greutate datorită faptului că este format din moleculele gazelor constituente (azot, oxigen, argon, vapori de apă, dioxid de carbon etc.), care au o masă specifică. Astfel, presiunea atmosferică reprezintă forţa (greutatea) pe care atmosfera o exercită asupra unei suprafeţe orizontale. În condiţii normale, la nivelul mării, la temperatura de 0°C (temperatură la care mercurul are densitate normală) şi la 45° latitudine (unde acceleraţia gravitaţională are valoare normală), presiunea atmosferică este de 760 mmHg sau 1013 hPa/mbr.

Presiunea atmosferică este unul dintre cele mai importante elemente meteorologice (în acelaşi timp este şi un factor meteorologic), deoarece generează circulaţia atmosferică şi, în final, vremea. Presiunea atmosferică este egală cu greutatea pe o unitate de suprafaţă (1 cm²) a coloanei verticale de aer care se întinde de la suprafaţa Terrei până la limita superioară a atmosferei. Variaţiile presiunii atmosferice la suprafaţa terestră sunt în principal determinate de variaţiile temperaturii aerului (Clima României, 2008). Astfel, la nivelul mării şi în condiţii normale de temperatură şi presiune, greutatea coloanei de aer de deasupra unei suprafeţe de 1 m² este de aproximativ 11 tone. Oamenii nu pot percepe această greutate, datorită faptului că presiunea lichidelor din interiorul corpului nostru o echilibrează, dar modificări ale acestei greutăţi devin sesizabile spre exemplu atunci când călătorim la altitudini mari (3000-4000 m deasupra nivelului mării, unde presiunea este cu aproximativ 30% mai mică decât la nivelul mării), sau când zburăm cu avionul şi experimentăm senzaţia de înfundare şi trosnire a urechior, datorită modificării bruşte de presiune etc (Topor, 1957; Burt, 2012).

Densitatea atmosferică scade o dată cu creşterea altitudinii. La altitudini mari, presiunea atmosferică este redusă datorită scăderii densităţii şi a masei coloanei de aer deasupra unui punct specific, ceea ce determină o diminuare a forţei exercitate asupra suprafeţei de către gravitaţia terestră. În acelaşi timp, temperatura şi umiditatea relativă a aerului determină variaţii semnificative ale presiunii atmosferice. Aerul cald, având o densitate mai redusă, tinde să se ridice, generând suprafeţe cu presiune atmosferică mai redusă, în timp ce aerul rece, mai dens, coboară, formând areale cu presiune mai ridicată. În mod similar, aerul umed, bogat în vapori de apă, are o densitate mai mică decât aerul uscat, ceea ce determină o scădere a presiunii atmosferice în regiunile cu umiditate ridicată, precum cele tropicale, caracterizate de precipitaţii frecvente (Bogdan & Câmpean, 2006; Ahrens & Henson, 2020).

Unităţile de măsură ale presiunii atmosferice

Presiunea atmosferică se poate exprima în diferite unităţi de măsură, dar cel mai folosit în meteorologie în prezent, conform sistemului internaţional, este hectopascalul (hPa), care este derivat din unitatea de bază pascal (Pa). Având în vedere că 1 hPa = 100 Pa, hPa este o unitate mai practică şi mai uşor de interpretat decât Pa (fiind o unitate mai mare). În acelaşi timp, 1 hPa este echivalent cu 1 milibar (mbar), o unitate de măsură utilizată anterior în meteorologie (dar care încă se foloseşte).

Pe lângă hPa şi mbr, se mai utilizează şi unitatea de măsură reprezentată de milimetri coloană de mercur (mmHg). Aceasta a fost prima unitate de măsură pentru determinarea presiunii atmosferice, avându-şi originea în experimentul realizat de Evangelista Torricelli în 1643, când a pus bazele barometrului cu mercur (Middleton, 1964). Astfel, Torricelli, în experimentul lui, a umplut un tub de sticlă cu mercur, l-a răsturnat într-un vas (în care se afla tot mercur) şi a observat că mercurul din tub se stabilizează la o anumită înălţime, care creşte atunci când presiunea atmosferică este mai mare şi scade atunci când aceasta este mai mică, arătând astfel că aerul exercită o presiune variabilă asupra mercurului din vas şi implicit, asupra suprafeţei terestre (figura 5.1). În urma acestui experiment a fost introdusă şi unitatea de măsură a presiunii atmsoferice torr, denumită în onoarea lui Torricelli, care este echivalentă cu mmHg.

Având în vedere că mercurul este un material toxic, eliminarea lui din utilizările industriale şi ştiinţifice a făcut ca exprimarea presiunii atmosferice în mmHg să fie înlocuită de hPa, deşi este încă folosit în aplicaţii specifice.

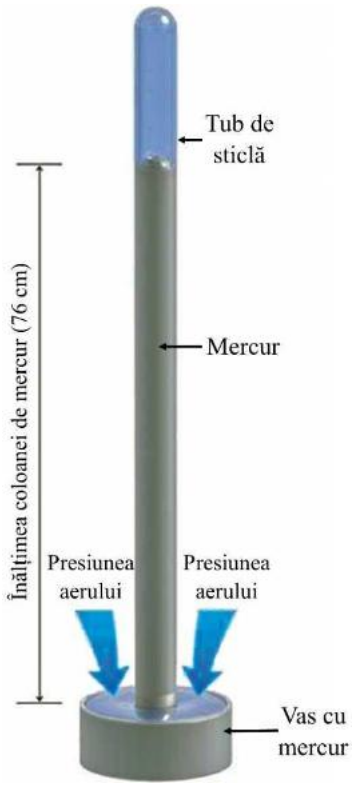


Figura 5.1. Schema experimentală a barometrului cu mercur, bazată pe experimentul lui Torricelli *(prelucrat după Ahrens & Henson, 2020)*

Pentru transformarea valorilor măsurate din mmHg în hPa/mbar şi invers, trebuie să se ţină seama de următoarea echivalenţă între unităţi:

$$1\ mmHg\ =\ \frac{4}{3}\ hPa\ (mbr)\ =\ 1{,}33\ hPa\ (mbr)$$

$$1\ hPa\ (mbr)\ =\ \frac{3}{4}\ mmHg\ =\ 0{,}75\ mmHg$$

Faţă de această valoare normală, presiunea atmosferică suferă abateri pozitive şi negative în timp şi spaţiu, de mare importanţă pentru dinamica aerului şi evoluţia vremii.

Efectuarea măsurătorilor de presiune atmosferică

Conform OMM, măsurarea presiunii atmosferice se poate face cu diferite tipuri de instrumente meteorologice, precum barometrul cu mercur, barometrul electronic, barometrul aneroid, hipsometrul etc. De o mare importanţă este ca instrumentele utilizate să se încadreze în standardele internaţionale, în ceea ce priveşte caracteristicile. Prin urmare, instrumentele trebuie să aibă un ecart de măsurare cuprins între 500 şi 1080 hPa, o acurateţe de cel puţin 0,1 hPa, o rezoluţie de cel puţin 0,1 hPa, o constantă de timp

pentru măsurătorile efectuate cu senzor de 20 de secunde, iar timpul de mediere a rezultatelor să fie de 1 minut. O astfel de rezoluţie temporală poate surprinde fenomene atmosferice, precum dinamica furtunilor şi fronturile atmosferice. Aceste condiţii pot fi îndeplinite numai de barometrele standard de nouă generaţie, aflate într-un mediu controlat strict (de laborator), iar în practică caracteristicile lor pot să difere în funcţie de factorii externi (ANM, 2017a; OMM, 2023a)

Instrumentele de măsurare a presiunii atmosferice trebuie să fie poziţionate astfel încât să se evite factorii externi care pot provoca erori, cum ar fi vântul, radiaţia solară, variaţiile de temperatură, vibraţiile, fluctuaţiile electrice sau şocurile de presiune.

În cadrul reţelei naţionale de observaţii meteorologice, pentru măsurarea presiunii atmosferice se utilizează în prezent senzori electronici automaţi, dar la multe staţii meteorologice se mai păstrează un barometru cu mercur, pentru situaţiile în care cel automat se defectează. Aceşti senzori au în vedere detectarea modificării presiunii atmosferice prin deformarea unei membrane de siliciu, care modifică înălţimea volumului aspirat din interiorul senzorului. Volumul aspirat, cu laturile paralele, acţionează ca un condensator, a cărui capacitate se modifică o dată cu distanţa dintre electrozi. Această capacitate este convertită în valori ale presiunii atmosferice (ANM, Istoric, n.d.).



Figura 5.2. Senzorul Vaisala BAROCAP® Pressure Module BARO-1 şi modul de amplasare al lui în cadrul Vaisala Data Logger QML201C *(prelucrat după Vaisala, 2023)*

Senzorii utilizaţi la staţiile meteorologice din România sunt fabricaţi de Vaisala şi sunt de tip BAROCAP® Pressure Module BARO-1. Acesta poate fi utilizat împreună cu Vaisala Data Logger QML201C, care nu are rolul de a măsura direct valorile elementelor meteorologice, ci de a integra şi gestiona datele provenite de la reţelele de senzori (figura

5.2). Specificaţiile senzorului BARO-1 sunt prezentate în tabelul 5.1, cu menţiunea că are două versiuni de calibrare, clasa A şi clasa B, fiecare cu o acurateţe specifică.

Tabelul 5.1. Specificaţiile senzorului Vaisala BAROCAP® Pressure Module BARO-1 în ceea ce priveşte acurateţea *(sursa: Vaisala, 2023)*

Intervalul de observare	500 - 1100 hPa	
Temperatura de operare	-40°C - +60°C	
Acurateţe	Clasa A	Clasa B
Linearitate	±0,05 hPa	±0,10 hPa
Histerezis	±0,03 hPa	±0,03 hPa
Repetabilitate	±0,03 hPa	±0,03 hPa
Incertitudinea de calibrare	±0,07 hPa	± 0,15 hPa
Acurateţea la 20°C	±0,10 hPa	±0,20 hPa
Acurateţea totală la -40°C - 60°C	±0,15 hPa	± 0,25 hPa
Rezoluţia	0,01 hPa	0,1 hPa
Dependanţa de temepratură	± 0,10 hPa	
Stabilitatea pe termen lung	± 0,10 hPa/an	

La staţiile meteorologice, pe lângă determinarea presiunii atmosferice efective, în sensul în care aceasta reprezintă o măsură reală a forţei exercitate de aerul din atmosferă asupra unei suprafeţe, se mai determină şi valoarea şi caracteristica tendinţei barice.

Tendinţa barică reprezintă diferenţa dintre două determinări ale valorii presiunii atmosferice, una dintre ele fiind făcută la momentul orei de observaţie, iar cea de-a doua cu trei ore înainte. Dacă presiunea atmosferică la ora de observaţie este mai mare decât cea determinată cu trei ore înainte, tendinţa barică este pozitivă, iar dacă valoarea determinată este mai mică decât cea aferentă observaţiei efectuate cu trei ore mai devreme, tendinţa barică este negativă. În cazul în care valorile dintre cele două observaţii nu se modifică, tendinţa barică este neutră. Valorile tendinţei barice se exprimă în mbar şi în zecimi de mbar (ANM, 2017a). Aceste aspecte sunt foarte importante pentru stabilirea condiţiilor meteorologice de la staţia respectivă. O tendinţă barică pozitivă indică o presiune atmosferică în creştere, care adesea determină o îmbunătăţire a vremii, asociată cu pătrunderea unui sistem de presiune înaltă (anticiclon), sistem care favorizează condiţii de vreme stabilă şi cer senin. În opoziţie, o tendinţă barică negativă indică o deteriorare a vremii, asociată cu pătrunderea unui sistem de presiune joasă (ciclon), care aduce vreme instabilă, precipitaţii şi intensificări ale vântului. Presiunea neutră indică faptul că sistemele atmosferice sunt stabile, iar schimbări majore ale vremii sunt puţin probabil să aibă loc în viitorul apropiat.

Staţiile meteorologice automate calculează în mod autonom, prin intermediul programelor computerizate specializate, valoarea şi tendinţa barică.

Reducerea presiunii atmosferice la nivelul mării şi calculul geopotenţialului

Având în vedere că presiunea atmosferică scade odată cu creşterea altitudinii, transformarea presiunii atmosferice de la nivelul staţiei meteorologice la nivelul mării este esenţială pentru a standardiza şi a compara măsurătorile din diferite puncte de pe Terra, indiferent de altitudinea acestora. Totodată, este esenţială pentru cartografierea câmpurilor de presiune atmosferică şi întocmirea hărţii cu izobare, precum şi pentru identificarea formaţiunilor câmpului baric (cicloni, anticicloni, fronturi atmosferice) şi, în final, pentru prevederea vremii. Fără transformarea la nivelul mării, variaţiile de presiune ar fi imposibil de interpretat în raport cu dinamica generală a atmosferei (Ahrens & Henson, 2016).

Prin urmare, în meteorologie se individualizează doi parametri în ceea ce priveşte presiunea atmosferică: presiunea atmosferică determinată la nivelul staţiei ($P_{staţie}$) şi presiunea atmosferică transformată la nivelul mării (P_{mare}).

Fără o astfel de intervenţie pentru transformarea valorilor, staţiile meteorologice poziţionate la altitudini diferite ar înregistra valori ale presiunii semnificativ diferite, chiar dacă starea atmosferică generală nu ar înregistra diferenţe majore. Spre exemplu, diferenţa de presiune atmosferică (presiunea măsurată la staţie) dintre staţia meteorologică Sf. Gheorghe (Deltă) şi Iaşi este de 12,5 hPa în perioada 1961-2000, chiar dacă diferenţa de altitudine este de doar 101 m. Prin comparaţie, diferenţa dintre valorile presiunii atmosferice măsurate la nivelul staţiei de la Sf. Gheorghe (Deltă), care este poziţionată la 1 m altitudine şi cele de la Vf. Omu, poziţionată la 2504 m altitudine, este de 269,5 hPa (Clima României, 2008).

În reţeaua naţională, procedura de transformare a presiunii atmosferice de la nivelul staţiei meteorologice la nivelul mării se aplică pentru toate staţiile aflate la o altitudine mai mică de 750 m; pentru cele aflate la o altitudine mai mare sau egală cu 750 m, se utilizează formulele de calcul pentru determinarea înălţimii geopotenţialului (ANM, 2017a).

Exprimată într-o formă exponenţială şi în mod simplificat, formula de transformare a presiunii măsurate la nivelul staţiei în presiune la nivelul mării (pentru staţiile poziţionate între 50 m şi 750 m altitudine), este următoarea:

$$P_{mare} = P_{statie} \times \exp\left(\frac{g \times h}{R \times T}\right)$$

unde *g* este acceleraţia gravitaţională, *h* este altitudinea staţiei (în metri), *R* este constanta specifică a aerului, *T* este temperatura absolută a aerului determinată la staţia respectivă exprimată în kelvin (K) şi calculată ca *T°K = T°C + 273,15 (0*°C = -273,15°K), unde *T°C* este temperatura exprimată în grade Celsius (°C) (Burt, 2012; OMM, 2023a).

Pentru staţiile amplasate la o altitudine mai mică de 50 m, se adaugă la presiunea măsurată la nivelul staţiei o reducţie constantă (C) care este exprimată prin formula:

$$C = P_{statie} \times \frac{h}{29{,}27 \times T_v}$$

unde h este altitudinea staţiei (în metri), *29,27* este o constantă utilizată pentru determinarea variaţiei presiunii atmosferice cu altitudinea (aplicabilă la staţii situate la sub 50 m altitudine), iar T_v este valoarea medie anuală normală a temperaturii la staţie, în °K (OMM, 2023a).

Aşa cum s-a menţionat, pentru staţiile meteorologice aflate la altitudini mai mari de 750 m, transformarea presiunii atmosferice măsurate la nivelul staţiei în presiune redusă la nivelul mării nu mai este suficient de precisă dacă se utilizează o formulă simplificată, ca în cazul staţiilor aflate la altitudini mai mici. În aceste cazuri, se recurge la calculul înălţimii de geopotenţial şi la formule barometrice avansate, pentru a reflecta cât mai corect variaţiile reale din atmosferă (ANM, 2017a; OMM, 2023a).

Staţiile meteorologice automate, prin intermediul aplicaţiilor software specializate, calculează automat şi autonom înălţimea de geopotenţial şi fac conversia presiunii măsurate la nivelul staţiei în presiune la nivelul mării. În eventualitatea unei defecţiuni a senzorului automat de presiune atmosferică, determinarea valorilor de presiune se va realiza manual, utilizând un barometru cu mercur. Ulterior, se vor implementa corecţiile necesare pentru reducerea presiunii la nivelul mării, se va determina altitudinea geopotenţială şi se vor calcula valoarea şi sensul tendinţei presiunii atmosferice. Toate aceste date vor fi ulterior introduse manual în sistemele informatice specializate, fiind incluse şi în mesajul meteorologic SYNOP.

Reducerea presiunii atmosferice la nivelul mării este esenţială pentru compararea presiunii măsurate în diferite puncte ale globului şi alcătuirea hărţii sinoptice cu izobare[6]. Aceste hărţi redau relieful baric, respectiv arealele cu presiune mare (anticicloni) şi arealele cu presiune joasă (cicloni).

5.2. Măsurarea radiaţiei solare

Energia care susţine viaţa pe Terra şi, implicit, sistemul climatic provine de la Soare, sub forma undelor electromagnetice. O undă electromagnetică este o formă de energie care se propagă prin spaţiu sub formă de oscilaţii ale câmpului electric şi ale câmpului magnetic, care sunt interdependente. Propagarea energiei electromagnetice se numeşte radiaţie şi călătoreşte cu viteza luminii. Această formă de energie este

[6] Izobarele sunt linii care unesc puncte cu aceeaşi valoare a presiunii atmosferice.

responsabilă de încălzirea planetei, iar în lipsa ei temperatura de la suprafaţa Terrei ar fi de aproximativ -273°C (0 K); în aceste condiţii viaţa vegetală şi animală de la suprafaţa Terrei nu ar fi posibilă (Măhăra, 2001; Box & Box, 2024).

Lumina este parte din radiaţia electromagnetică vizibilă pentru ochiul uman, având lungimea de undă cuprinsă între 400 nm şi 730 nm. Radiaţia cu lungimea de undă mai mică de 400 nm se numeşte radiaţie ultravioletă, iar cea cu lungimea de undă mai mare de 800 nm se numeşte radiaţie infraroşie; ambele sunt invizibile pentru ochiul uman (Ahrens & Henson, 2016). Atmosfera Terrei nu se încălzeşte, în cea mai mare parte a ei, în urma acţiunii directe a radiaţiei solare de undă scurtă, ci acest proces este atribuit radiaţiei calorice de undă lungă, emisă de suprafaţa activă (ANM, 2017a).

Măsurătorile asupra radiaţiei solare sunt extrem de importante pentru studierea transformărilor energetice care au loc în atmosfera Terrei, a variaţiilor energiei în timp şi spaţiu, a distribuţiei şi a variaţiei radiaţiei primite, a radiaţiei emise şi a radiaţiei nete. Măsurarea radiaţiei solare presupune determinarea intensităţii ei şi a mărimii fluxului radiativ, formând obiectul de studiu al unei ramuri a meteorologiei numită actinometrie sau radiometrie.

Procesul de străbatere a atmosferei de către radiaţia solară are ca efect modificarea acesteia, astfel că radiaţia solară are valori diferite la altitudini diferite. La limita superioară a atmosferei, radiaţia solară are o valoare relativ constantă, de 1,98 cal/cm²/min., ceea ce corespunde unei valori standardizate de aproximativ 1361 W/m². Totuşi, faţă de această valoare pot apărea variaţii de circa 7% (înregistrate până în prezent), respectiv între +3,5% la periheliu şi -3,5% la afeliu, în funcţie de activitatea solară şi de variaţiile orbitale (excentricitatea, oblicitatea şi precesia) (Ahrens & Henson, 2020). Dar nu toată energia emisă de Soare ajunge să fie reţinută în sistemul terestru. Aşa cum se observă în reprezentarea grafică, o parte din energia solară este reflectată direct în spaţiu, reprezentând 30% (6% reflectată de atmosferă, 20% reflectată de nori şi 4% reflectată de suprafaţa terestră). O altă parte a fluxului este absorbită de atmosferă, însumând 19% (16% de atmosferă şi 3% de nori). În final, energia absorbită de sol şi oceane reprezintă ponderea majoritară de 51%, devenind principala sursă care alimentează procesele dinamice terestre şi convecţia (figura 5.3) (Hanson, 1976).

Având un regim mai uniform, aşa cum s-a arătat mai sus, radiaţia solară se măsoară doar la nouă staţii meteorologice (Iaşi, Cluj-Napoca, Deva, Timişoara, Poiana Braşov, Galaţi, Bucureşti-Afumaţi, Constanţa şi Craiova), care acoperă toate regiunile geografice ale ţării. Această distribuţie este conformă recomandărilor OMM, care indică faptul că distanţa dintre două staţii actinometrice poate fi de până la 500 km, cu excepţia arealelor cu un gradient mare al radiaţiei solare (arealele montane şi litorale) (Clima României, 2008; ANM, 2017a). Bilanţul radiativ al suprafeţei terestre este determinat de

următoarele componente: radiaţia solară directă, radiaţia solară difuză, radiaţia globală, radiaţia reflectată de suprafaţă, radiaţia absorbită de suprafaţă, radiaţia terestră, radiaţia atmosferică şi radiaţia netă.

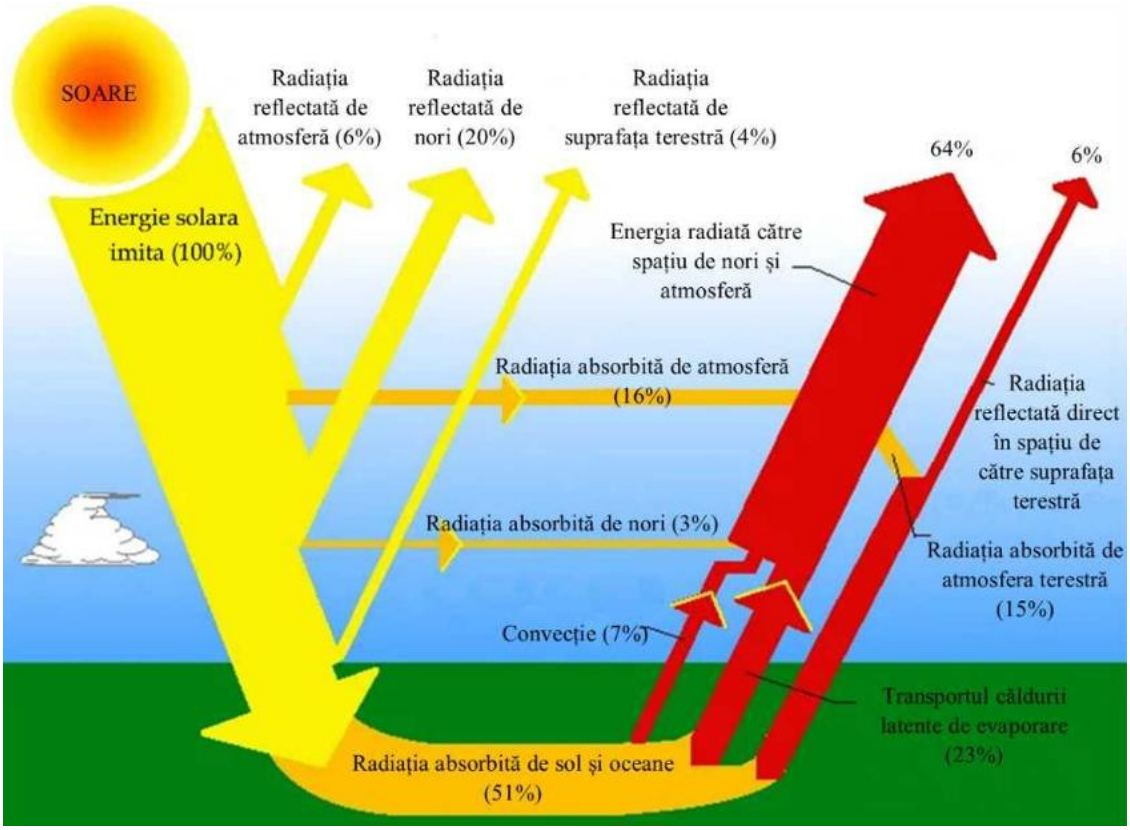


Figura 5.3. Cantitatea de radiaţie solară absorbită şi reflectată de către sistemul Atmosferă-Terra (*prelucrat după IPCC, 2021*)

Măsurarea radiaţiei solare directe

Radiaţia solară directă se referă la acea parte a fluxului radiativ solar care ajunge la suprafaţa terestră sub formă de flux continuu incident (perpendicular), nemodificată prin difuzie, refracţie sau reflexie. Cantitatea ei este influenţată de înălţimea Soarelui deasupra orizontului, de latitudinea locului, de altitudine şi de transparenţa atmosferei. Acest tip de radiaţie are lungimi de undă scurte, între 0,29 µm şi 3,0 µm. Intensitatea sa s-a exprimat tradiţional în calorii pe centimetru pătrat pe minut (cal/cm² ·min), însă în meteorologia modernă şi în specificaţiile senzorilor automaţi se utilizează standardul internaţional de waţi pe metru pătrat (W/m²), unde valoarea de 1 cal/cm² ·min este echivalentă cu 697,3 W/m² (Bogdan, 2012).

Cantitatea de radiaţie solară directă se măsoară cu ajutorul pirheliometrului (figura 5.4; tabelul 5.2). Acest aparat trebuie amplasat astfel încât să nu existe obstacole care ar putea afecta cantitatea de radiaţie care ajunge la senzor. Totodată, locul de

amplasare trebuie ales astfel încât frecvenţa de producere a fenomenelor meteorologice (ceaţă, pâclă etc.) să fie cât mai reprezentativă pentru zona respectivă.



Figura 5.4. Pirheliometrul automat CHP-1L produs de Kipp & Zonen *(sursa: Kipp & Zonen. Broşură pirheliometru CHP-1L, n.d.)*

Tabelul 5.2. Specificaţiile pirheliometrului automat CHP-1L produs de Kipp & Zonen *(Sursa: Kipp & Zonen. Broşură pirheliometru CHP-1L, n.d.)*

Interval spectral	de la 200 până la 4000 nm
Senzitivitate	de la 7 până la 14 μV/W/m²
Timp de răspuns	< 5 s
Zero offset B	< 1 W/m²
Dependenţa de temperatură a sensibilităţii	< 0,5% (-20° to +50°C)
Câmp vizual	5° ±0,2°
Interval de temperatură de funcţionare şi înregistrare	de la -40°C până la +80°C
Non-liniaritate	< 0,2%
Iradiere maximă	4000 W/m2
Standarde internaţionale	ISO de primă clasă

Suprafaţa de recepţie a unui pirheliometru trebuie să fie orientată astfel încât să menţină o poziţie perpendiculară faţă de radiaţia solară care intră în senzor. Designul şi montarea pirheliometrului ar trebui să faciliteze ajustări rapide şi directe atât ale unghiului de azimut, cât şi ale unghiului de elevaţie. Pentru a asigura o aliniere precisă, instrumentul este echipat cu o fantă care permite trecerea unui fascicul de lumină. Atunci când suprafaţa de recepţie este orientată corect (perpendiculară pe radiaţia solară incidentă), fasciculul de lumină produce o imagine în centrul unui semn de referinţă. Această caracteristică permite verificarea precisă a alinierii instrumentului şi asigură înregistrarea corectă a datelor (ANM, 2017a).

Determinarea radiaţiei solare directe se poate efectua şi prin raportarea valorilor măsurate ale radiaţiei globale la cele ale radiaţiei difuze. Aceste elemente pot fi determinate utilizând instrumente precum piranometrele.

Măsurarea radiaţiei globale

Radiaţia globală este alcătuită din suma radiaţiei solare directe şi a celei difuze (care este dispersată în procesul de traversare a atmosferei de către factori precum norii, vaporii de apă, particulele de aerosoli, moleculele de gaze etc.) (Lutgens & Tarbuck, 2016). Practic, aceasta reprezintă totalitatea fluxului radiativ solar care ajunge la suprafaţa terestră.

Radiaţia globală se măsoară cu ajutorul unui senzor electronic automat, denumit piranometru. Acesta are în vedere măsurarea radiaţiei solare globale incidente pe o suprafaţă orizontală. Este un instrument pasiv care utilizează o termopilă acoperită cu un dom de sticlă pentru a detecta diferenţa de temperatură creată de radiaţia solară (ANM, 2017a). Deoarece piranometrele sunt instalate pe platforme meteorologice expuse la condiţii exterioare, designul lor trebuie să fie foarte durabil pentru a rezista la toate condiţiile meteorologice şi la coroziune, în special pe litoral. Senzorul trebuie etanşat corespunzător, iar carcasa trebuie construită astfel încât să se deschidă uşor, pentru a facilita îndepărtarea umezelii din interior (ANM, 2017a).

În cadrul celor nouă staţii cu program de observaţii actinometric din reţeaua naţională este utilizat piranometrul de tip CMP 6, dezvoltat de compania olandeză Kipp & Zonen (figura 5.5). Conform ISO 9060, este un dispozitiv de categorie B, potrivit pentru măsurători de înaltă calitate în medii variate (tabelul 5.3), fiind constituit dintr-o cupolă de sticlă cu rol de protecţie a senzorului termoelectric, care converteşte energia radiantă în semnale electrice proporţionale. Deşi în prezent achiziţia datelor actinometrice se realizează în mod complet digital prin intermediul acestor senzori automaţi, pentru asigurarea continuităţii şi comparabilităţii cu seriile climatice istorice, calibrarea şi verificarea periodică a senzorilor CMP 6 se realizează în raport cu standardele naţionale şi manuale de rezervă păstrate în cadrul reţelei.



Figura 5.5. Piranometrul automat Kipp & Zonen CMP 6 *(sursa: Kipp & Zonen. Broşură piranometru CMP6, n.d.)*

Tabelul 5.3. Specificaţiile piranometrului automat Kipp&Zonen CMP 6 *(Sursa: Kipp&Zonen. Broşură piranometru CMP6, n.d.)*

Interval spectral (50% puncte)	de la 285 până la 2800 nm
Senzitivitate	de la 5 până la 20 μV/W/m²
Timp de răspuns	12 secunde
Zero offset A	< ±8 W/m²
Zero offset B	< ±2 W/m²
Răspuns direcţional (până la 80° cu fascicul de 1000 W/m²)	< ±20 W/m²
Răspuns temperatură (-10 până la +40°C)	< ±2%
Interval de temperatură de funcţionare şi înregistrare	de la -40°C până la +80°C
Iradiere solară maximă	2000 W/m²
Câmp vizual	180°

Pentru a obţine măsurători de o acurateţe cât mai mare, piranometrul trebuie bine reglat şi corect amplasat, în partea sud-estică a platformei meteorologice, pe un stâlp în poziţie verticală, la aproximativ 1,5-2 m înălţime. În jurul acestuia nu trebuie să existe obstacole care ar putea să obtureze senzorul instrumentului şi trebuie să fie ferit de orice umbre care ar putea fi create de structuri aflate în imediata vecinătate a acestuia. De asemenea, instrumentul nu trebuie amplasat lângă clădiri sau obiecte de culoare albă, care, prin albedoul ridicat, ar putea introduce valori mai mari decât cele reale ale radiaţiei solare (OMM, 2023a).

Măsurarea radiaţiei solare difuze

După cum s-a menţionat anterior, radiaţia solară directă incidentă, la momentul străbaterii atmosferei, este difuzată (împrăştiată) de către diferite particule care intră în componenţa atmosferei. Acest proces depinde de dimensiunile constituenţilor atmosferici şi de concentraţia lor, de înălţimea Soarelui deasupra orizontului, de intensitatea radiaţiei solare directe, de opacitatea atmosferei şi de gradul de acoperire a boltei cereşti cu nori. Având în vedere că depinde de atât de mulţi factori, a căror valori se modifică continuu, radiaţia solară difuză nu este constantă.

Pentru măsurarea cantităţii de radiaţie solară difuză, se utilizează acelaşi piranometru ca în cazul radiaţiei solare globale, căruia i se montează un dispozitiv de umbrire, care are rolul de a împiedica radiaţia solară directă să ajungă la partea receptoare a instrumentului (figura 5.6). În acest mod este determinată exclusiv componenta difuză a radiaţiei solare.

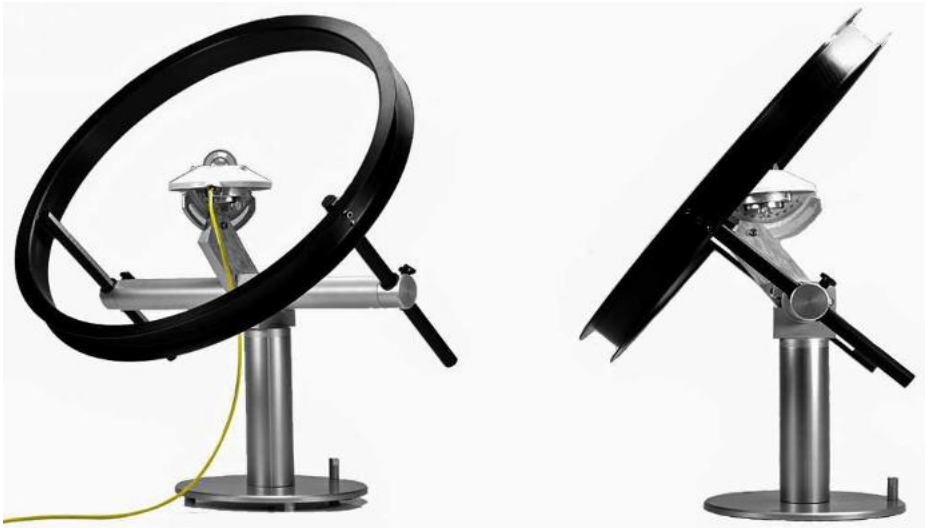


Figura 5.6. Piranometru Kipp & Zonen CMP 6 dotat cu un inel de umbrire Kipp & Zonen CM121B/C pentru determinarea cantităţii de radiaţie solară difuză *(prelucrat după Kipp & Zonen. Broşură inel de umbrire CM121B/C, n.d.)*

Calibrarea inelului de umbrire trebuie realizată cu mare precizie, ţinând cont de coordonatele locaţiei şi de momentul din an, pentru a urmări cu exactitate traiectoria Soarelui. Întrucât poziţia Soarelui se modifică continuu, inelul necesită ajustări periodice, iar acest lucru se face cu ajutorul riglelor glisante cu care este dotat. Pentru ajustarea poziţiei riglelor glisante, operatorul dispune de tabele de corecţie care ţin cont de data calendaristică, conform traiectoriei aparente a Soarelui. Sistemele moderne de umbrire a piranometrelor încorporează adesea mecanisme automate pentru a se asigura că inelul rămâne sincronizat cu mişcarea Soarelui. În plus, este foarte important să se calculeze cu precizie dimensiunea şi poziţia inelului pentru a preveni obstrucţia excesivă a radiaţiei solare difuze, menţinând astfel acurateţea măsurătorilor.

Măsurarea radiaţiei solare reflectate

Radiaţia solară totală (globală), atât directă, cât şi difuză, ajunsă la suprafaţa Terrei, este parţial absorbită de suprafaţa subiacentă, în proporţie de aproximativ 51%, jucând un rol esenţial în procesele fizice, cum ar fi transferul de energie, menţinerea echilibrului termic şi susţinerea funcţiilor biologice, precum fotosinteza şi ciclurile naturale (Ahrens & Henson, 2020). Cealaltă parte este reflectată către suprafaţa terestră, spre atmosferă, fără a fi absorbită de sol, apă sau alte obiecte. Raportul procentual dintre cantitatea de radiaţie solară reflectată şi radiaţia solară incidentă se numeşte albedou. Intensitatea radiaţiei solare reflectate se exprimă, la fel ca în cazurile precedente, în cal/cm^2, dar albedoul se exprimă în procente (%).

Cantitatea de lumină reflectată depinde de natura suprafeţelor. În ceea ce priveşte suprafeţele naturale, albedoul este influenţat de proprietăţile fizice, tipurile de sol şi de

vegetaţie, faza fenologică, gradul de umezeală, înălţimea Soarelui deasupra orizontului şi unghiul de incidenţă al radiaţiei solare. Valori mari ale albedoului se înregistrează pe zăpada proaspătă pe timp geros (80-85%) şi, în general, pe orice suprafaţă uscată (în special pe terenurile nisipoase). Albedoul mic este caracteristic suprafeţelor acvatice, solurilor negre cu umiditate mare, culturilor agricole şi pădurilor de orice fel. De asemenea, norii sunt caracterizaţi de un albedou foarte mare la limita lor superioară, între 50% şi 80%, în funcţie de gen şi specie (Bogdan, 2012).

Cantitatea de radiaţie reflectată se determină tot cu ajutorul piranometrului. Spre deosebire de modul de amplasare al piranometrului, în cazul în care se are în vedere măsurarea celorlalte componente ale radiaţiei solare, pentru radiaţia reflectată este montat în poziţie răsturnată faţă de planul orizontal (cu senzorul în jos). Această poziţie lasă posibilitatea senzorului de a capta doar radiaţia care este reflectată de către suprafaţa activă. În această situaţie specifică, denumirea utilizată este albedometru, deşi, din punct de vedere al construcţiei şi al modului de funcţionare, nu diferă cu nimic de piranometru (figura 5.7).



Figura 5.7. Senzorul Kipp & Zonen CMP 6 folosit în cadrul unei monturi de tip CMF1, atât ca piranometru, cât şi ca albedometru *(prelucrat după Kipp & Zonen. Fişă tehnică montură CMF1, n.d.)*

Albedometrul este protejat de radiaţia solară directă sau difuză din atmosferă, datorită orientării sale răsturnate şi a unui guler de umbrire din plastic poziţionat în jurul senzorului. Poziţia şi gulerul de plastic asigură faptul că radiaţia măsurată provine exclusiv din reflexia radiaţiei solare de către suprafaţa de sub instrument.

În cazul în care se utilizează un piranometru pentru determinarea radiaţiei incidente şi unul întors pentru măsurarea radiaţiei reflectate, albedoul este determinat utilizând următoarea formulă:

$$A = \left(\frac{R_r}{R_i}\right) \times 100$$

unde *A* reprezintă albedoul, R_r este radiaţia solară reflectată exprimată în cal/cm², iar R_i este radiaţia solară incidentă (totală/globală) exprimată în cal/cm².

Determinarea bilanţului radiativ

Cunoscându-se atât valorile radiaţiei solare totale (globale), cât şi cele ale radiaţiei solare reflectate, se poate calcula bilanţul radiativ (radiaţia efectivă). Acesta este rezultatul diferenţei dintre fluxul radiativ care intră şi cel care iese din sistem, respectiv dintre radiaţia solară primită de suprafaţa Pământului şi cea cedată sub diferite forme. Aceasta se exprimă în cal/cm² suprafaţă orizontală/minut şi se calculează utilizându-se următoarea ecuaţie:

$$BR = R_i - R_r$$

unde *BR* este bilanţul radiativ, R_i este radiaţia solară incidentă (totală/globală), exprimată în cal/cm², iar Rr este radiaţia solară reflectată, exprimată în cal/cm².

Determinarea bilanţului radiativ este esenţială pentru evaluarea fluxurilor energetice la suprafaţa Terrei şi a proceselor atmosferice asociate.

5.3. Măsurarea duratei de strălucire a Soarelui

Durata efectivă de strălucire a Soarelui reprezintă intervalul de timp, din cursul unei zile, în care Soarele a strălucit efectiv pe cer şi razele sale au intrat în contact direct cu suprafaţa terestră. Acest element se exprimă în ore şi minute.

Durata posibilă de strălucire a Soarelui reprezintă intervalul de timp dintre răsăritul şi apusul Soarelui. Durata efectivă de strălucire a Soarelui este egală cu durata posibilă de strălucire a Soarelui doar în cazul în care cerul nu este acoperit de nori sau razele solare nu sunt obstrucţionate de o topografie cu caracter depresionar (situaţie rar întâlnită, deoarece în atmosferă au loc procese complexe care determină frecvent apariţia norilor şi a ceţii).

Măsurarea duratei de strălucire a Soarelui presupune determinarea precisă a numărului total de ore şi minute în care acesta a iluminat direct platforma meteorologică. Pe baza acestor informaţii se poate determina şi fracţia de insolaţie, ca raport procentual

dintre durata efectivă de strălucire a Soarelui şi durata posibilă de strălucire a acestuia într-o zi. Fracţia de insolaţie arată cât timp a fost cerul senin faţă de cât ar fi putut străluci Soarele, în condiţii ideale. La staţiile meteorologice, aceste măsurători se efectuează cu ajutorul instrumentelor automate avansate, inclusiv senzori de radiaţie care permit calcularea duratei efective de iluminare şi senzori specializaţi de luminozitate solară, proiectaţi pentru acest scop. În plus, în unele situaţii, instrumentele tradiţionale, cum ar fi heliograful, sunt folosite şi pentru a asigura observaţii precise şi complementare (ANM, 2017a).

Senzorul dedicat pentru măsurarea duratei de strălucire a Soarelui determină acest element prin identificarea pragului de radiaţie solară incidentă de 120 W/m² (figura 5.8a); acest prag indică faptul că Soarele străluceşte efectiv pe bolta cerească, fără ca radiaţia directă să fie influenţată de nori sau de alte fenomene meteorologice. Pentru a putea funcţiona neîntrerupt pe toată perioada anului, senzorul are încorporată o rezistenţă termică pentru topirea gheţii şi a zăpezii care se depun pe suprafaţa sa în zilele reci de iarnă. Senzorii automaţi moderni monitorizează continuu acest prag energetic de 120 W/m². Dacă valoarea este depăşită, sistemul software integrat înregistrează intervalul ca fiind însorit, convertind impulsurile electrice în zecimi de oră sau minute, date care alimentează direct registrele electronice descrise în capitolul introductiv.

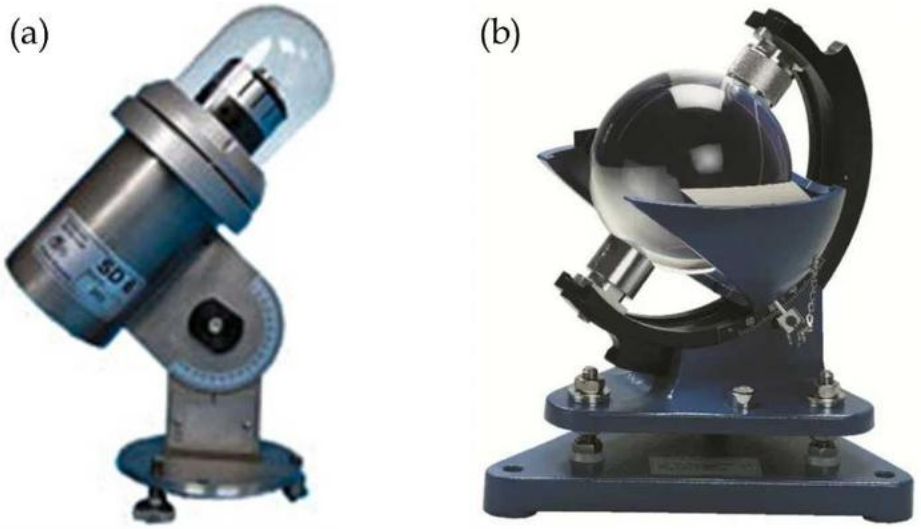


Figura 5.8. (a) senzorul automat pentru măsurarea duratei de strălucire a Soarelui, model SD6 *(prelucrat după Meteorologyshop.eu, n.d.)*, (b) heliograful de tip Campbell-Strokes

Senzorul pentru măsurarea duratei de strălucire a Soarelui nu are piese mobile şi foloseşte diode cu difuzoare special concepute pentru a realiza, în mod automat şi autonom, calculul duratei efective de strălucire a Soarelui. Lungimea de undă a benzilor pentru senzor acoperă intervalul 600–1050 nm.

Pentru determinarea duratei de strălucire a Soarelui se poate utiliza şi piranometrul (descris anterior), dar cu anumite condiţii şi limitări faţă de senzorul specializat. Pentru acest lucru trebuie să se aibă în vedere stabilirea unui prag privind intensitatea radiaţiei globale (de obicei 120 W/m²), iar valorile înregistrate trebuie măsurate şi raportate faţă de pragul stabilit. Dacă valorile sunt mai mari sau egale cu valoarea setată, se consideră că Soarele străluceşte efectiv pe cer. În acest mod se pot acumula toate intervalele în care condiţia de intensitate a radiaţiei solare este îndeplinită şi se poate determina durata totală de strălucire a Soarelui într-o zi.

Acest element meteorologic se poate determina, în unele situaţii, şi cu heliograful, un dispozitiv manual clasic care se păstrează pe majoritatea platformelor meteorologice (figura 5.8b), fiind folosit numai complementar (pentru comparaţie şi arhivare) sau atunci când senzorii automaţi sunt nefuncţionali.

5.4. Măsurarea temperaturii aerului şi a solului

Temperatura unui corp reprezintă gradul (măsura, mărimea) de încălzire sau răcire a acestuia. În meteorologie, temperatura aerului şi a solului reprezintă starea de încălzire sau de răcire a atmosferei, măsurată în proximitatea suprafeţei terestre, respectiv a pedosferei, la suprafaţa solului şi la diferite adâncimi. Temperatura reprezintă unul dintre cele mai importante elemente care caracterizează condiţiile atmosferice, deoarece rezultă direct din interacţiunea dintre radiaţia solară, circulaţia maselor de aer şi curenţii oceanici şi suprafaţa terestră (uscată sau apă). De valorile temperaturii depind, într-o mare măsură, şi valorile celorlalte elemente meteorologice.

Temperatura aerului şi a solului este o mărime fizică ce caracterizează starea termică a aerului, respectiv a stratului superficial al solului, determinată instrumental cu ajutorul termometrului, pe baza echilibrului termic stabilit între corpul termometrului şi mediul cu care acesta este pus în contact (OMM, 2023a).

Scări termometrice şi unităţi de măsură

Unitatea de măsură a temperaturii este reprezentată de gradul de temperatură, care este o diviziune a unei scări de temperatură. Mărimea acestei diviziuni depinde de scara utilizată. În meteorologie se folosesc mai multe scări pentru indicarea temperaturii.

Cea mai utilizată scară este Celsius, având unitatea de măsură gradul Celsius (°C), care atribuie valoarea de 0°C punctului de îngheţ al apei şi valoarea de 100°C punctului de fierbere al apei, deci are 100 de diviziuni. În mod similar, scala Fahrenheit foloseşte gradul Fahrenheit (°F) ca unitate de măsură, definind punctul de îngheţ al apei la 32°F şi punctul de fierbere al apei la 212°F, deci are 180 de diviziuni între aceste două puncte de referinţă. Ambele scări au, de asemenea, subdiviziuni. Astfel, intervalului de 100°C îi

corespunde un interval de 180°F. Prin urmare, raportul dintre unităţile celor două scări este de 180°F la 100°C, ceea ce înseamnă că o variaţie de 1,8°F corespunde unei variaţii de 1°C (prin urmare, 1°C este echivalent cu 1,8°F).

Relaţia generală de conversie se obţine ţinând seama de faptul că punctul de îngheţ al apei, în cazul scării Fahrenheit (32°F), nu coincide cu cel al scării Celsius (0°C). Astfel, temperatura exprimată în ^{o}F se calculează prin înmulţirea temperaturii în ^{o}C cu 1,8 (1^{o}C = 1,8^{o}F) şi adăugarea valorii 32, conform relaţiei:

$$\mathrm{T(°F)} = 1{,}8 \times \mathrm{T(°C)} + 32$$

Conversia inversă, din ^{o}F în ^{o}C, se realizează prin scăderea valorii 32 şi împărţirea rezultatului la 1,8, conform relaţiei:

$$\mathrm{T(°C)} = \frac{\mathrm{T(°F)} - 32}{1{,}8}$$

Marea majoritate a ţărilor utilizează scara Celsius pentru măsurarea temperaturii, dar există şi câteva naţiuni, precum Statele Unite ale Americii, în care scara Fahrenheit este unitatea standard de măsură. O diferenţă notabilă între cele două este faptul că Fahrenheit are un interval mai mare de subdiviziuni între punctele de îngheţ şi de fierbere ale apei (180 faţă de doar 100 ale scării Celsius), ceea ce face ca aceasta să ofere o rezoluţie mai fină. Totuşi, scara Celsius este mai frecvent utilizată datorită caracterului său intuitiv (logic) şi accesibilităţii interpretării.

În împrejurări speciale, pe lângă cele două scări deja prezentate, se mai utilizează şi scara Kelvin (a temperaturilor absolute) (K). Temperatura termodinamică se exprimă în kelvin, fără utilizarea simbolului gradului, deoarece kelvinul este o unitate absolută de temperatură, definită pornind de la zero absolut, şi nu o scară relativă raportată la un punct de referinţă arbitrar, aşa cum sunt scările Celsius şi Fahrenheit. Valorile punctelor de reper ale scării Kelvin sunt diferite de cele ale scărilor menţionate anterior, astfel că temperaturii de 0°C/32°F îi corespunde valoarea de 273,15 K, iar celei de 100°C/212°F îi corespunde valoarea de 373,15 K.

Prin urmare, pentru a transforma o temperatură exprimată în grade Celsius în Kelvin, se adaugă valoarea 273,15, rezultând relaţia:

$$T(K) = T(°C) + 273{,}15$$

În mod invers, pentru a transforma o temperatură exprimată în Kelvin în grade Celsius, se scade valoarea 273,15, conform relaţiei:

$$\mathrm{T(°C)} = \mathrm{T(K)} - 273{,}15.$$

În cazul transformării temperaturilor măsurate pe scara Fahrenheit în Kelvin, se ţine seama mai întâi de relaţia de conversie dintre scările Fahrenheit şi Celsius, conform căreia temperatura în °C se obţine prin scăderea valorii 32 şi împărţirea rezultatului la 1,8. Această valoare se raportează apoi la zero absolut prin adăugarea constantei 273,15, conform ecuaţiei:

$$T(K) = \frac{T(°F) - 32}{1{,}8} + 273{,}15$$

Pentru transformarea unei temperaturi exprimate în Kelvin în ^{o}F, se scade mai întâi valoarea 273,15 pentru a obţine temperatura în ^{o}C, apoi rezultatul se înmulţeşte cu 1,8 şi se adaugă valoarea 32, conform relaţiei:

$$\mathrm{T(°F)} = [\mathrm{T(K)} - 273{,}15] \times 1{,}8 + 32$$

Scara Kelvin este utilizată în principal în domeniile ştiinţifice şi tehnice (fizică, chimie, meteorologie, astronomie etc) unde este necesară măsurarea absolută a temperaturii, deoarece elimină valorile negative. Acest lucru se datorează faptului că 0 K reprezintă zero absolut, starea în care mişcarea moleculară încetează complet.

Deşi aceste scări de temperatură sunt cele mai des folosite, există numeroase alte exemple, precum scările Rankine, Réaumur, Rømer, Delisle, Newton, care nu se mai folosesc astăzi sau ale căror aplicabilitate este limitată doar la anumite domenii de activitate.

Instrumente pentru măsurarea temperaturii aerului şi a solului

În cadrul platformelor meteorologice din reţeaua ANM se utilizează senzori combinaţi de temperatură-umezeală (termohigrometru), care determină temperatura aerului prin convertirea variaţiei unei rezistenţe electrice. Senzorii utilizaţi la toate staţiile meteorologice sunt automaţi, de tip Vaisala HMP155 (figura 5.9a). Aceştia asigură măsurarea temperaturii aerului şi a altor variabile în mod continuu, precum şi o calitate foarte bună a înregistrărilor (tabelul 5.4).

Temperatura este un element meteorologic care poate fi influenţat foarte uşor de mediul înconjurător, precum vegetaţia, existenţa clădirilor, tipul de acoperire a solului cu vegetaţie etc. (OMM, 2023a). Din acest motiv, senzorul care măsoară temperatura aerului trebuie să fie poziţionat în cadrul platformei meteorologice astfel încât influenţa

elementelor care compun mediul înconjurător să fie cât mai redusă. Prin urmare, nu trebuie să fie amplasaţi în imediata apropiere a clădirilor, a copacilor sau a altor obstacole.

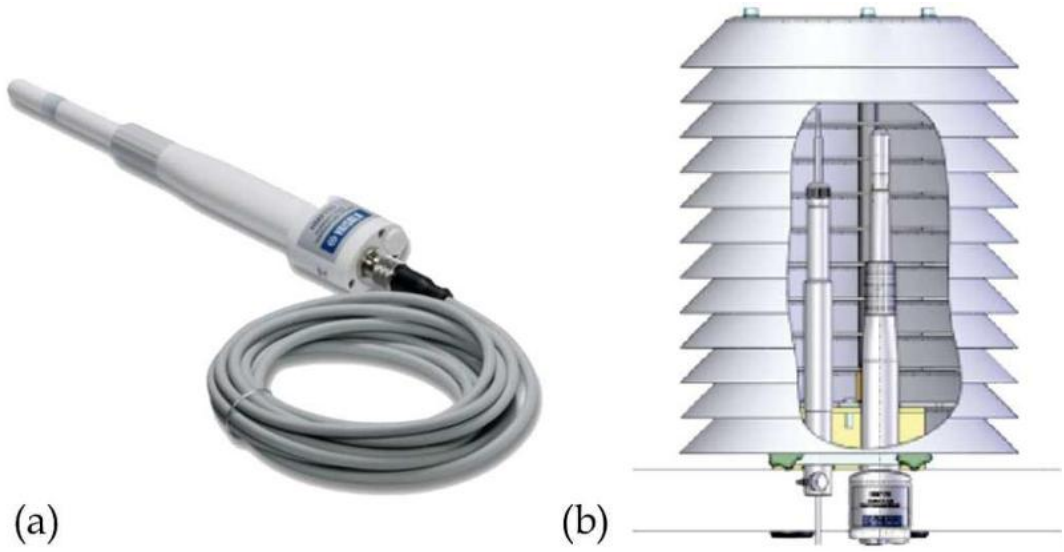


Figura 5.9. Senzorii automaţi pentru măsurarea temperaturii aerului utilizaţi în reţeaua naţională de observaţii meteorologice: (a) termohigrometrul electronic Vaisala HMP155 (b) şi modul de amplasare al acestuia în adăpostul radiativ Vaisala DTR13 *(prelcurat după Vaisala, 2023)*

Tabelul 5.4. Specificaţiile senzorului Vaisala HMP155 pentru măsurarea temperaturii aerului *(sursa: Vaisala, 2023)*

Intervalul de observare	−80 … +60 °C
Temperatura de înregistrare	−80 … +60 °C
Umiditatea de funcţionare	0 … 100% (relativă)
Precizie cu ieşirea de tensiune	
Între −80 şi +20°C	± (0,226 – 0,0028 × temperatura măsurată) °C
Între +20 şi 60°C	± (0,055 + 0,0057 × temperatura măsurată) °C
Acurateţea cu ieşire pasivă (rezistivă)	
Conform clasei de toleranţă AA (IEC 60751)	± (0,1 + 0,0017 × |temperatura măsurată|) °C
Acurateţea cu ieşire RS-485	
Între −80 şi +20°C	± (0,176 – 0,0028 × temperatura măsurată) °C
Între +20 şi 60°C	± (0,07 + 0,0025 × temperatura măsurată) °C

O caracteristică a radiaţiei solare (fie ea directă sau difuză) de undă scurtă este aceea că nu încălzeşte aerul, ci că aceasta este absorbită de suprafaţa subiacentă, iar aerul se încălzeşte datorită radiaţiei de undă lungă emisă de aceasta. Însă dacă un instrument termometric este expus în aer fără protecţie radiativă, acesta va absorbi radiaţia emisă de Soare, de nori şi de obiectele din jur. Ca urmare, temperatura indicată de instrument se va abate de la temperatura reală a aerului. În cazuri extreme de expunere fără protecţie radiativă, această abatere poate ajunge până la 25°C (Burt, 2012; ANM, 2017a).

Pentru a elimina această posibilă sursă de erori, instrumentul termometric este plasat într-un adăpost radiativ, care îi serveşte şi drept suport. În cadrul reţelei naţionale de staţii meteorologice, adăpostul radiativ este de tip Vaisala DTR13 (figura 5.9b). Adăpostul este echipat cu obloane poziţionate la aproximativ 45°, cu spaţiu între ele, pentru ca aerul să circule în interiorul acestuia, dar fără a lăsa posibilitatea ca radiaţia solară să pătrundă în interior. În plus, adăpostul previne umezirea instrumentului termometric în timpul precipitaţiilor şi îl protejează de deteriorarea mecanică (OMM, 2023a)

Conform OMM (2023a), expunerea instrumentelor termometrice pe platformele meteorologice trebuie să respecte câteva criterii esenţiale. Astfel, aerul trebuie să circule cât mai liber pe o distanţă cât mai mare în jurul platformei, locul de amplasare să fie expus radiaţiei solare şi vântului, iar înălţimea de amplasare să fie cuprinsă între 1,25 şi 2 m. Cel din urmă criteriu este unul foarte important, având în vedere că la baza solului există gradienţi mari de temperatură, lucru care poate influenţa măsurătorile. În România, conform ANM, senzorul de temperatură este amplasat la o înălţime standard de 2 metri deasupra suprafeţei solului. Adăpostul meteorologic în care este montat senzorul este fixat pe un stâlp, poziţionat convenţional în partea de nord a platformei meteorologice.

Determinarea caracteristicilor temperaturii aerului presupune măsurarea automată a valorilor la fiecare minut şi transmiterea datelor către aplicaţia MeteoApp din biroul staţiei. De aici, datele sunt procesate şi incluse în mesajele meteorologice operative (SYNOP, CLIMAT, ALERT), care sunt transmise către Centrul Meteorologic Regional.

Termohigrometrele trebuie întreţinute în bună stare de funcţionare pe toată durata anului. În sezonul rece, pentru a asigura buna circulaţie a aerului la senzor, zăpada depusă pe adăpostul radiativ al acestuia va fi îndepărtată cu o perie sau o pensulă cu păr moale. În timpul sezonului cald, se va avea în vedere îndepărtarea pânzelor de păianjen, a prafului, a frunzelor sau a altor obiecte care ar putea altera calitatea măsurătorilor. În situaţia în care senzorul automat de măsurare a temperaturii se defectează, observaţiile meteorologice se efectuează manual (cu termometre clasice) până la remedierea defecţiunii. Măsurătorile manuale se realizează la termenele sinoptice principale (00, 06, 12 şi 18 UTC) şi intermediare (03, 09, 15 şi 21 UTC), în funcţie de programul cu personal al staţiei. Valorile determinate manual sunt introduse în aplicaţia software prin opţiunea de corecţii din editorul SYNOP, iar de acolo sunt transmise către centrul meteorologic regional (ANM, 2017a).

5.5. Determinarea temperaturii şi stării suprafeţei solului sau a suprafeţei subiacente

Gradul de încălzire sau de răcire a solului se determină prin măsurarea temperaturii la suprafaţa sa şi în profunzime. Acest element este foarte important deoarece solul facilitează schimbul de energie şi materie între atmosferă, biosferă şi litosferă, influenţând astfel procesele climatice, biologice şi chimice. Prin variaţiile de temperatură, solul reglează activitatea microorganismelor, creşterea plantelor şi circulaţia apei. Astfel, monitorizarea temperaturii solului este esenţială pentru agricultură, ecologie, irigaţii şi stabilitatea construcţiilor (ANM, 2017a).

Regimul termic la suprafaţa solului şi în profunzime este influenţat de variaţiile spaţio-temporale ale temperaturii, de tipul de sol, de însuşirile fizice proprii (structura solului, culoarea, gradul de umectare etc.) şi de caracterul acoperirii sale (dezgolit de vegetaţie, cu vegetaţie, variind în funcţie de tipul vegetaţiei; cu zăpadă, variind în funcţie de grosimea stratului). Aceste elemente determină capacitatea solului de a absorbi, stoca şi transmite căldura, influenţând astfel regimul său termic la suprafaţă şi în profunzime (Chesworth et al., 2016).

Pentru efectuarea măsurătorilor temperaturii solului, în cadrul platformei meteorologice se foloseşte o parcelă cu sol dezgolit de vegetaţie şi neumbrită. Această parcelă trebuie să prezinte aceleaşi caracteristici ca terenul înconjurător al platformei meteorologice şi să fie la nivelul acestuia, pentru a asigura reprezentativitatea măsurătorilor. În general, în funcţie de suprafaţa disponibilă pentru acest scop, este alocată o parcelă de 3×4 m situată pe latura de sud a platformei meteorologice (ANM, 2017a).

În mijlocul acestei parcele sunt amplasaţi senzorii automaţi pentru determinarea temperaturii la suprafaţa solului şi în interiorul acestuia. În cadrul reţelei naţionale de observaţii meteorologice, senzorii automaţi utilizaţi sunt Vaisala QMT107 şi QMT103/110 (figurile 5.10a şi b). Ambele tipuri de senzori au în vedere monitorizarea temperaturii solului, iar diferenţa dintre ele constă în domeniul lor de aplicare. Senzorul QMT103/110 măsoară temperatura la suprafaţa solului, în timp ce senzorul QMT107 este utilizat pentru profilarea temperaturii atât deasupra solului (la 5 cm şi 0 cm), cât şi la diferite adâncimi (-5 cm, -10 cm, -20 cm, -50 cm şi -100 cm) (ANM, 2017a). Senzorii din cadrul QMT107 sunt introduşi într-un tub din fibră de sticlă umplut cu răşină epoxidică, care asigură o structură impermeabilă cu conductivitate termică scăzută.

Senzorii utilizaţi pentru determinarea temperaturii solului în cadrul reţelei naţionale de observaţii meteorologice au un interval de măsurare larg, o precizie mare şi temperatura de funcţionare cuprinsă între -40°C şi 60°C (tabelul 5.5).

În perioada anului fără zăpadă, parcela pentru măsurarea temperaturii solului trebuie să fie săpată, nivelată, greblată şi afânată, urmărindu-se ca suprafaţa acesteia să fie la acelaşi nivel cu cea a platformei meteorologice. În cazul în care există un strat de zăpadă, acesta nu va fi îndepărtat de pe senzori. Senzorii care sunt fixaţi în sol nu sunt mobili, deci aceştia nu trebuie să fie mutaţi de către observator pentru a nu perturba măsurătorile şi a nu pierde reprezentativitatea datelor înregistrate (ANM, 2017a).

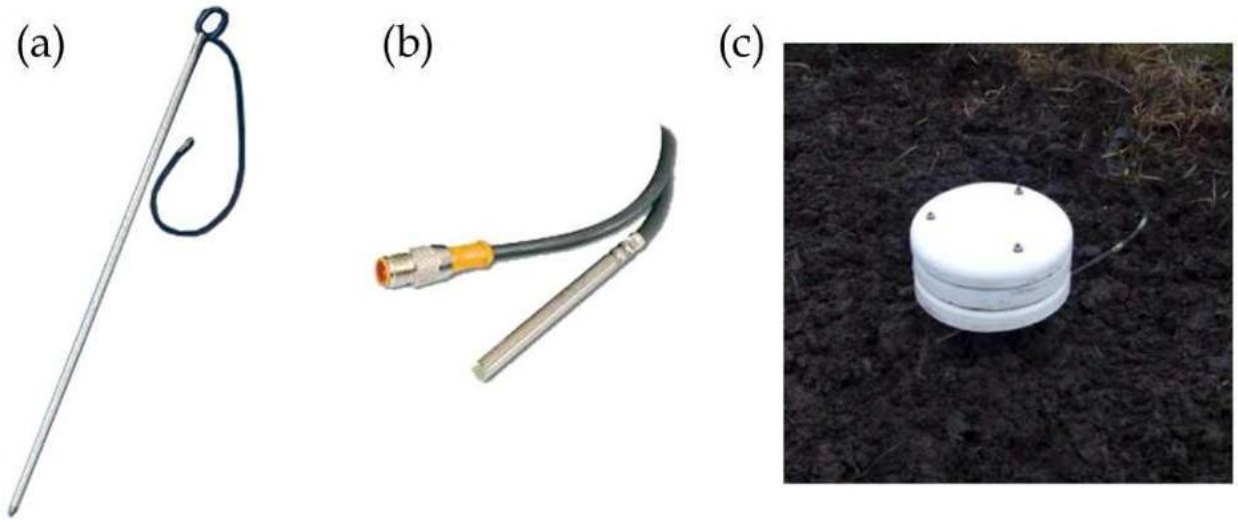


Figura 5.10. Senzorii automaţi utilizaţi pentru măsurarea temperaturii solului *(a - senzor automat multinivel Vaisala QMT107; b - senzor automat Vaisala QMT107/110; c – modul de poziţionare în sol a senzorului automat Vaisala QMT107/110) (prelucrat după Vaisala, 2023)*

Tabelul 5.5. Specificaţiile tehnice ale senzorilor Vaisala QMT107 şi QMT103/110 pentru măsurarea temperaturii solului *(sursa: Vaisala, 2023)*

Vaisala QMT107	
Intervalul de măsurare	-40 ... +60°C
Precizie	±0,3°C
Greutate	875 g
Dimensiune	120 cm (lungime) × 2 cm (ø)
Vaisala QMT103/110	
Temperatura de funcţionare (instalaţie fixă)	−40 … +80°C
Temperatura de funcţionare (instalaţie flexibilă)	−25 … +80°C
Performanţă	Mai mică de +0,08°C la 0°C, conform cu 1/4 DIN 43760B
Sensitivitate	0,385 ohm/°C
Dimensiune	15 cm (lungime) × 0,6 cm (ø)

Dacă solul s-a tasat şi senzorii automaţi nu mai sunt în poziţia corectă de instalare, observatorul trebuie să contacteze inginerul de sistem pentru repoziţionare. În plus, pe tot parcursul anului, observatorul trebuie să monitorizeze continuu poziţia senzorilor pentru a se asigura că aceasta a rămas neschimbată (ANM, 2017a).

În cadrul staţiilor meteorologice cu profil agrometeorologic, evaluarea umidităţii solului se realizează utilizând atât metode indirecte (gravimetrice), cât şi metode directe (bazate pe utilizarea senzorilor automaţi).

Efectuarea observaţiilor asupra stării solului

Observaţiile asupra stării solului se fac vizual pe tot parcursul anului, zilnic între orele 06 şi 18 UTC, în funcţie de programul personalului de la staţia meteorologică în cauză. Aceste observaţii au în vedere în special umiditatea solului. În partea caldă a anului, fără strat de zăpadă, observaţiile privind starea suprafeţei solului se efectuează pe parcela cu sol dezgolit. În acest caz, în mesajul sinoptic, tabela de cod utilizată pentru starea solului este COD 0901 (anexa 2). În perioada rece a anului, când solul este acoperit de zăpadă sau gheaţă, observaţiile asupra stării acestuia se fac într-un loc din afara platformei, dar în apropierea acesteia, de unde împrejurimile staţiei sunt vizibile. Locul de efectuare a acestor observaţii va rămâne mereu acelaşi. În mesajul sinoptic, pentru starea solului acoperit cu zăpadă sau gheaţă se va folosi tabela de COD 0975 (anexa 2). Determinarea stării solului se efectuează zilnic, în cadrul rondului preliminar, realizat la orele sinoptice standard de 06 UTC şi 18 UTC, conform procedurii operaţionale (ANM, 2017a).

5.6. Măsurarea umezelii aerului

Umezeala aerului se referă la concentraţia de vapori de apă prezenţi într-o anumită unitate de volum a aerului atmosferic.

Pentru definirea cantităţii de vapori de apă din aer la un moment dat şi a însuşirilor higrometrice ale acestuia se utilizează o serie de mărimi şi unităţi de măsură, precum: raportul de amestec, tensiunea vaporilor de apă, deficitul de saturaţie, umezeala specifică, punctul de rouă, umezeala relativă şi umezeala absolută.

Raportul de amestec (r) este o mărime fizică care exprimă cantitatea de vapori de apă conţinută în aer (m_v) şi masa aerului uscat (m_a) dintr-o unitate de volum de aer, fiind definit matematic ca:

$$r = \frac{m_v}{m_a}$$

Această mărime se exprimă în grame de vapori de apă pe kilogram de aer uscat (g/kg). Un raport de amestec de 12 g/kg înseamnă că, în fiecare kilogram de aer uscat, sunt 12 g de vapori de apă.

Tensiunea vaporilor de apă (t_v) sau *tensiunea actuală a vaporilor de apă* este presiunea parţială a vaporilor de apă într-un volum de aer dat, aflat în echilibru termodinamic cu o

suprafaţă de apă sau gheaţă care se evaporă. Atunci când aerul este saturat cu vapori de apă, presiunea parţială atinge valoarea maximă, cunoscută sub denumirea de presiune de saturaţie sau presiune maximă. Atât tensiunea actuală a vaporilor de apă, cât şi tensiunea maximă a vaporilor de apă şi deficitul de saturaţie se exprimă în hPa.

Deficitul de saturaţie (d_s) reprezintă diferenţa dintre tensiunea maximă a vaporilor de apă şi tensiunea parţială efectivă a vaporilor de apă la o temperatură şi presiune specificate. Acest parametru caracterizează gradul de deficit de saturaţie a aerului şi este esenţial pentru evaluarea proceselor de evaporare şi de condensare din atmosferă.

Umezeala specifică (u_s) reprezintă raportul dintre masa vaporilor de apă (m_v) şi masa totală a aerului umed (m_u). Această mărime se exprimă, la fel ca în cazul raportului de amestec, în g/kg. Umezeala specifică se calculează astfel:

$$u_s = \frac{m_v}{m_u} = 0{,}623\ \frac{e}{p}$$

unde *e* este tensiunea vaporilor de apă, iar *p* este presiunea atmosferică.

Punctul de rouă (T_{pr}) reprezintă temperatura la care aerul devine saturat, iar vaporii de apă încep să se condenseze. Această mărime se exprimă în grade Celsius (°C). Când tensiunea actuală a vaporilor de apă este egală cu tensiunea maximă, temperatura măsurată este egală cu temperatura punctului de rouă; scăderea temperaturii determină condensarea vaporilor de apă şi depunerea lor sub formă de picături de rouă.

Umezeala relativă (U_r) este reprezentată de diferenţa dintre tensiunea actuală a vaporilor de apă (t_a) şi tensiunea maximă a vaporilor de apă (t_m), la aceeaşi temperatură. Umezeala relativă se exprimă în procente (%) şi se poate calcula utilizând relaţia:

$$U = \frac{t_a}{t_m} \times 100$$

Umezeala absolută (U_a) este definită ca fiind cantitatea de vapori de apă pe care o conţine 1 m^3 de aer la o anumită temperatură. Această unitate se exprimă în g/m^3. Umiditatea absolută creşte o dată cu temperatura, datorită faptului că aerul mai cald are capacitatea de a înmagazina mai multă apă.

Diferenţa dintre U_a şi U_r este aceea că U_a exprimă câţi vapori de apă sunt cu adevărat în aer, în timp ce U_r arată cât de aproape este aerul de a fi saturat cu vapori de apă.

Pentru măsurarea umezelii aerului şi a mărimilor acesteia se utilizează acelaşi senzor automat Vaisala HMP155 ca în cazul măsurării temperaturii aerului, având în

vedere că este un senzor combinat temperatură-umezeală. Tabelul 5.6 prezintă specificaţiile acestui senzor pentru măsurarea umidităţii aerului.

Amplasarea instrumentului trebuie să ţină seama de aceleaşi condiţii prezentate anterior, dar, în plus, trebuie ca, în interiorul adăpostului în care este montat, să nu se folosească materiale care absorb şi eliberează vapori de apă, iar senzorul să fie ferit de ploaie şi de vânt (ANM, 2017a).

Tabelul 5.6. Specificaţiile senzorului Vaisala HMP155 în ceea ce priveşte măsurarea umidităţii aerului *(sursa: Vaisala, 2023)*

Umiditatea de funcţionare	0 … 100%
Temperatura de operare pentru măsurarea umidităţii	−80 … +60 °C
Timp de răspuns la +20°C în aer static cu filtru din teflon sinterizat	63%: 20 s; 90%: 60 s
Incertitudinea de calibrare din fabrică la +20°C	±0,6% RH (0 … 40% RH); ±1,0% RH (40 … 95% RH)
Acurateţea (inclusiv neliniaritatea, histereza şi repetabilitatea)	
La +15 … +25°C	±1% RH (0 … 90% RH) ±1,7% RH (90 … 100% RH)
La -20 … +40°C	± (1,0 + 0,008 × RH măsurată) % RH
La -40 … -20°C	± (1,2 + 0,012 × RH măsurată) % RH
La +40 … +60°C	± (1,2 + 0,012 × RH măsurată) % RH
La -60 … -40°C	± (1,4 + 0,032 × RH măsurată) % RH

Determinarea caracteristicilor de umezeală ale aerului presupune măsurarea umidităţii relative a aerului în toate momentele de observare şi calcularea temperaturii punctului de rouă. Tot atunci se determină şi ceilalţi parametri ai umezelii aerului, cum ar fi presiunea vaporilor, deficitul de saturaţie etc.

5.7. *Observaţii şi măsurători asupra nebulozităţii atmosferice*

Nebulozitatea se defineşte ca fiind gradul de acoperire a cerului cu nori. Norul este un hidrometeor[7] constituit dintr-o suspensie de particule foarte fine de apă, gheaţă sau dintr-o mixtură a celor două, care nu atinge solul. În unele situaţii, poate conţine şi particule solide, provenite din vapori industriali, fum sau pulberi de diferite tipuri.

Nebulozitatea reprezintă unul dintre cele mai importante elemente meteorologice, deoarece influenţează direct starea vremii dintr-un anumit areal şi influenţează activitatea zilnică a omului prin intermediul diferitelor fenomene asociate. Ca urmare a proceselor de formare, norii se grupează în sisteme noroase care pot să acopere o

[7] Un hidrometeor este definit ca orice agregare de particule de apă, fie sub formă lichidă, fie solidă, care este prezentă în atmosferă, fie în suspensie, în cădere, sau depusă pe suprafeţe, ca rezultat al proceselor atmosferice.

suprafaţă foarte întinsă (până la mii de km²) sau să acţioneze la o scară medie şi mică (formaţiuni noroase locale).

Noţiunea de sistem noros se referă la o grupare organizată sau un ansamblu de nori care prezintă caracteristici comune, atât din punct de vedere al structurii fizice, cât şi al dinamicii atmosferice, fiind distinct şi suficient de durabil pentru a influenţa condiţiile meteorologice într-o anumită regiune. Sistemele noroase sunt rareori staţionare; ele migrează dintr-un loc în altul. Responsabil pentru dinamica lor este vântul, la baza căruia stau perturbaţii ale câmpului baric (Rossby, 1939; Topor, 1957; Wallace & Hobbs, 2006).

Porcese care duc la formarea norilor

Prima etapă din procesul de formare a norilor este evaporarea apei de la suprafaţa oceanelor, mărilor, lacurilor, râurilor, din sol şi de la nivelul vegetaţiei. În cadrul acestui proces, moleculele de apă trec din stare lichidă în stare gazoasă (vapori de apă), ca urmare a creşterii energiei cinetice[8] a acestora (Hann & Ward, 1903; Battan, 2003).

Evaporarea este mai intensă în aerul cald decât în cel rece, deoarece temperatura ridicată creşte energia cinetică a moleculelor de apă, facilitând tranziţia acestora în stare gazoasă. Totodată, aerul cald poate reţine o cantitate mai mare de vapori de apă, având o presiune de saturaţie mai mare, ceea ce creează un gradient favorabil evaporării. În plus, curenţii de convecţie specifici aerului cald transportă vaporii departe de suprafaţa lichidului, menţinând condiţii optime pentru evaporare continuă. De asemenea, dacă aerul cald are umiditate relativă scăzută, diferenţa dintre cantitatea de vapori la suprafaţa apei şi în atmosferă devine mai mare, accelerând procesul (Constantin, 2017).

Ce-a de-a doua etapă debutează o dată cu mişcările ascendente ale aerului cald. Pe măsură ce acesta se ridică în straturile mai înalte ale troposferei, se răceşte adiabatic; acest proces duce la o scădere a temperaturii aerului fără pierdere de căldură către mediul înconjurător. În cadrul acestui proces, conţinutul de vapori de apă al aerului aflat în ascensiune continuă să se răcească până ajunge la saturaţie, când se produce condensarea surplusului de vapori şi trecerea efectivă a apei din stare gazoasă în stare lichidă (Pretor-Pinney, 2006).

În final, vaporii de apă se condensează şi formează picături minuscule de apă sau, dacă temperatura este sub punctul de îngheţ, cristale de gheaţă. Unii nori, care sunt mai bine dezvoltaţi pe verticală, pot fi alcătuiţi atât din picături de apă, cât şi din cristale de gheaţă. Aceste particule sunt foarte mici şi rămân în suspensie datorită curenţilor

[8] Energia cinetică este mărimea fizică ce descrie mişcarea unui corp, în funcţie de masa şi viteza sa. Orice obiect care are o masă şi este în mişcare posedă acest tip de energie. În cazul apei lichide, moleculele acesteia sunt într-o continuă mişcare, iar unele, care se află la suprafaţa lichidului au suficientă energie cinetică pentru a învinge forţele de atracţie intermoleculară şi a scăpa în aer sub formă de vapori (Wallace & Hobbs, 2006).

ascendenţi din atmosferă. Pe măsură ce procesul de condensare continuă, numărul de picături de apă sau de cristale de gheaţă creşte, iar norul devine mai vizibil.

Atunci când picăturile de apă sau cristalele de gheaţă devin suficient de mari şi grele pentru a învinge rezistenţa aerului, cad spre pământ sub formă de precipitaţii (ploaie, ninsoare, grindină). După cele două etape menţionate de formare şi evoluţie a norilor, urmează a treia, de involuţie, în care norii se destramă, urmată de un nou ciclu în care procesul se repetă la nesfârşit, în cadrul circuitului apei în natură.

Stratul atmosferic în care se formează norii

După cum s-a văzut în primele capitole ale prezentei lucrări, atmosfera Terrei este un imens ocean de aer. În funcţie de proprietăţile fizice, chimice şi termodinamice, atmosfera terestră este structurată în cinci straturi suprapuse, denumite sfere, care, prin ansamblul lor, alcătuiesc atmosfera. Acestea sunt troposfera, stratosfera, mezosfera, termosfera şi exosfera. Troposfera este cel mai apropiat strat de suprafaţa terestră şi, deşi are o grosime mică, în cadrul ei au loc aproximativ 75-80% din totalitatea fenomenelor din atmosferă şi include aproximativ 95% din cantitatea totală de vapori de apă (Hann & Ward, 1903; Petterssen, 1956; Constantin, 2017). Prin urmare, norii se formează aproape exclusiv în troposferă. Foarte rar apar în stratosferă, precum în cazul norilor stratosferici polari, sau în mezosferă, precum în cazul norilor argintii (figura 5.11).

Troposfera are o grosime variabilă în timp şi spaţiu, fiind mai redusă în timpul iernii şi la poli, respectiv mai pronunţată în timpul verii şi în regiunile intertropicale. Diferenţele în ceea ce priveşte grosimea troposferei deasupra celor trei zone ale globului se explică prin faptul că stratele inferioare ale Terrei iau forma acesteia, care nu este perfect sferică, ci de geoid de rotaţie (mai bombat la Ecuator şi turtit la poli). În acest mod se prezintă şi troposfera, bombată la ecuator şi aplatizată la poli, datorită forţei centrifuge, curenţilor de convecţie şi acţiunii vântului solar. Astfel, deasupra Ecuatorului, troposfera poate ajunge la 16-18 km altitudine; la latitudini medii este de aproximativ 10-12 km, în timp ce la poli se subţiază până la 6-8 km (Lohmann et al., 2016). Aceste valori pot varia semnificativ în funcţie de anotimp; de exemplu, în timpul iernii, în regiunile polare, grosimea troposferei poate coborî până la 4–6 km, ca urmare a convecţiei slabe, în timp ce vara aceasta ajunge la 6–8 km sau chiar mai mult (Houghton, 2002).

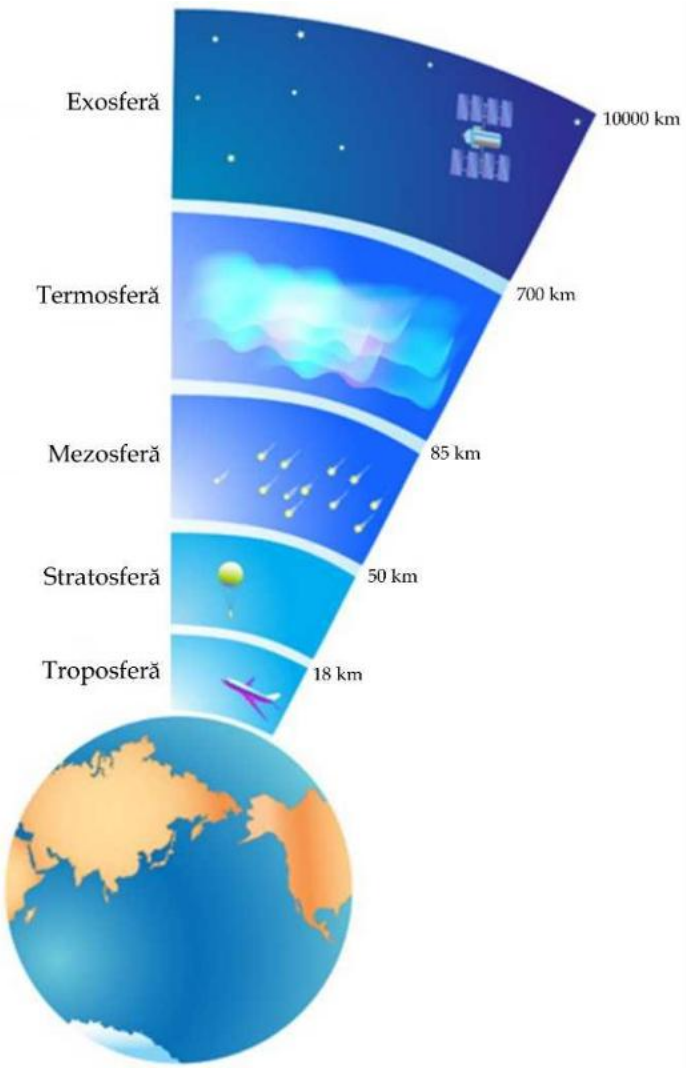


Figura 5.11. Structura atmosferei. Subdiviziunile pe verticală a acesteia *(prelucrat după Royal Meteorological Society, 2025)*

Troposfera este, la rândul ei, divizată în trei substraturi în funcţie de altitudine. Troposfera inferioară este cuprinsă între suprafaţa subiacentă şi aproximativ 2 km înălţime, troposfera mijlocie se întinde între aproximativ 2 şi 7 km altitudine, în timp ce troposfera superioară este cuprinsă între 7 şi 18 km înălţime. Aceste limite nu trebuie privite ca fiind fixe (ele reprezintă mai degrabă o generalizare), deoarece grosimea acestora poate varia în funcţie de o serie de factori enumeraţi anterior (Pruppacher & Klett, 2010). Limitele celor trei subdiviziuni ale troposferei sunt de o reală importanţă pentru a înţelege procesele de formare, evoluţie şi involuţie a norilor, precum şi structura, compoziţia, forma şi vremea pe care o generează diferitele genuri de nori, după cum se va prezenta ulterior.

Criterii de clasificare a norilor

Multe secole s-a crezut că norii sunt formaţiuni ambigue şi, prin urmare, nu se pot identifica şi clasifica din punct de vedere ştiinţific. Această idee a persistat până în anul 1803, când Luke Howard, un meteorolog amator englez, a dezvoltat o schemă pentru clasificarea norilor. El i-a împărţit în patru categorii, dându-le nume latine: cumulus (morman), stratus (strat), nimbus (ploaie) şi cirrus (ondulat). Lucrarea sa, denumită "*Eseu despre modificarea norilor*", a reprezentat un punct de cotitură în cunoaşterea norilor (Howard, 1803).

Astăzi, norii se clasifică în funcţie de numeroase criterii, dintre care se evidenţiază dimensiunea, textura, forma, culoarea, luminanţa, înălţimea, geneza şi structura lor microfizică. Criteriile menţionate nu au reuşit să satisfacă în totalitate cerinţa esenţială pentru observaţiile meteorologice şi schimbul de informaţii, şi anume comparabilitatea observaţiilor. Din acest motiv, s-a recurs la utilizarea unor criterii sistematice, bazate în principal pe morfologia elementelor analizate. Deşi norii sunt într-o continuă formare şi transformare, ca orice fenomen natural, aceştia prezintă totuşi forme predominante caracteristice, care pot fi observate în orice regiune a globului. Aceste caracteristici oferă o bază solidă pentru clasificarea lor.

Un aspect foarte important al categorisirii tipurilor de nori este aspectul exterior al acestora (forma), în funcţie de care norii se împart în:

- *nori cumuliformi* – sunt dipuşi sub formă de grămezi cu aspect de rotocoale de fum, fiind caracterizaţi de dezvoltare predominant verticală în timpul formării lor şi extindere pe orizontală în timpul destrămării;
- *nori ondulaţi* - apar sub forma unor straturi cu aspect de valuri sau şiruri, formate din elemente fibroase, lamelare sau sferice;
- *nori stratiformi* – au aspect de văl, mai mult sau mai puţin dens, care formează o masă compactă ce poate acoperi în totalitate bolta cerească (INMH, 1986; Gaceu, 2001).

Pentru a se înlătura neajunsurile în ceea ce priveşte clasificarea norilor, OMM a implementat o schemă standardizată care permite identificarea şi clasificarea acestora pe baza unuia sau a mai multor criterii, precum: aspectul sau forma, procesele de formare, altitudinea, frecvenţa de apariţie şi compoziţia specifică. Această schemă organizează norii observaţi în mod obişnuit la staţiile meteorologice de la nivelul suprafeţei terestre în trei categorii taxonomice fundamentale: genuri, specii şi varietăţi. La acestea se adaugă particularităţile suplimentare şi norii anexă, care completează descrierea vizuală a norilor. Această structură serveşte drept element central pentru descrierea, identificarea şi codificarea norilor (INMH, 1986; Hamblyn, 2008; OMM, 2017a).

Genul este diviziunea sistematică fundamentală în schema de clasificare a norilor. Fiecare gen este definit de forma caracteristică principală, aceste forme fiind distincte şi reciproc exclusive în cadrul sistemului de clasificare, precum şi de procesele specifice de formare. În funcţie de caracteristicile lor specifice, norii sunt organizaţi în următoarele zece genuri fundamentale: Cirrus (Ci[9]), Cirrocumulus (Cc), Cirrostratus (Cs), Altocumulus (Ac), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns), Stratocumulus (Sc), Stratus (St), Cumulus (Cu) şi Cumulonimbus (Cb) (INMH, 1986; OMM, 1987; Constantin, 2017; ANM, 2017a).

Specia este o subdiviziune directă a genului care grupează norii de aceeaşi formă după trăsături şi caracteristici comune. Specia păstrează caracteristica principală a genului din care face parte, iar speciile unui anumit gen sunt reciproc exclusive. Acest lucru înseamnă că unui nor determinat i se poate atribui o singură denumire de gen şi o singură denumire de specie, asigurând o clasificare clară şi precisă (OMM, 2017).

În determinarea speciei se iau în considerare mai multe caracteristici importante, cum ar fi forma generală, care poate include bancuri, văluri, pânze sau straturi, dimensiunea, exprimată prin mărimea elementelor constitutive şi extinderea pe verticală, structura internă, care poate varia de la nori constituiţi din cristale de gheaţă, picături de apă sau o combinaţie a acestora, şi procesele fizice cunoscute sau presupuse care stau la baza formării lor.

Speciile de nori sunt: fibratus (fib), uncinus (unc), spissatus (spi), castellanus (cas), floccus (flo), stratiformis (str), nebulosus (neb), lenticularis (len), fractus (fra), humilis (hum), mediocris (med), congestus (con), calvus (cal) şi capillatus (cap) (OMM, 1987; Constantin, 2017; ANM, 2017a).

Varietatea reprezintă un grup de indivizi sau elemente care se diferenţiază în cadrul unei specii prin anumite particularităţi morfologice. Aceste particularităţi includ combinaţii specifice ale elementelor macroscopice constitutive. Spre deosebire de specie, o varietate poate fi comună mai multor genuri. În plus, acelaşi nor poate prezenta caracteristicile mai multor varietăţi. În acest caz, numele norului trebuie să includă toate denumirile corespunzătoare ale varietăţilor observate (OMM, 1956; OMM, 2017).

Varietăţile de nori sunt: intortus (in), vertebratus (ve), undulatus (un), radiatus (ra), lacunosus (la), duplicatus (du), translucidus (tr), perlucidus (pe) şi opacus (op) (OMM, 1987; Constantin, 2017; ANM, 2017a).

Particularităţile suplimentare ale norilor sunt elemente structurale distincte ataşate de masa principală, precum protuberanţe care pot avea formă sau aspect de

[9] Ci, Cc, Cs, Ac, As, Ns, Sc, St, Cu, şi Cb sunt abrevieri internaţionale standardizate utilizate în meteorologie pentru a desemna genurile norilor. Aceste abrevieri provin din denumirile ştiinţifice latine şi sunt folosite în întreaga lume pentru a simplifica identificarea şi clasificarea norilor (OMM, 2017).

mameloane, identificate pe partea inferioară a norilor, trene de precipitaţii suspendate sau fragmente de nori joşi. Particularităţile norilor sunt: mamma (mam), incus (inc), virga (vir), praecipitatio (pra), arcus (arc) şi tuba (tub) (INMH, 1986; OMM, 2017).

Norii anexă au dimensiuni relativ mici şi însoţesc uneori anumite genuri sau specii. Aceştia pot fi fie separaţi de masa principală a norului, fie parţial ataşaţi de aceasta, contribuind la diversitatea morfologică a sistemului noros observat. Norii anexă cuprind formele: pileus (pil), velum (vel) şi pannus (pan) (OMM, 1987; Hamblyn, 2008).

Denumirile utilizate în clasificarea norilor provin din limba latină şi nu reprezintă simple etichete convenţionale, ci au o semnificaţie precisă. Aceste denumiri au fost alese astfel încât să redea, prin sensul lor literal, elemente care pot fi recunoscute în timpul observaţiilor. Înţelegerea semnificaţiei termenilor latini facilitează recunoaşterea şi identificarea norilor, întrucât permite asocierea directă dintre denumire şi ceea ce este observat pe cer (tabelul 5.7).

În funcţie de altitudinea troposferei la care se dezvoltă cel mai frecvent anumite genuri de nori, acestea au fost împărţite în trei etaje distincte: etajul inferior, etajul mijlociu şi etajul superior. De obicei, limitele celor trei etaje se suprapun cu cele ale celor trei diviziuni ale troposferei. Prin urmare, norii etajului superior se dezvoltă în principal în troposfera superioară, cei ai etajului mijlociu în troposfera mijlocie, iar cei ai etajului inferior în troposfera inferioară. De menţionat că, deoarece norii se află într-o continuă mişcare şi transformare, limitele acestora nu sunt fixe, ci se suprapun şi oscilează pe verticală, în funcţie de latitudine, anotimp şi orografie.

Tabelul 5.7. Semnificaţia termenilor latini utilizaţi în clasificarea norilor *(prelucrat după INMH, 1986)*

Gen		Specii		Varietăţi	
Denumire latină	Traducere în limba română	Denumire latină	Traducere în limba română	Denumire latină	Traducere în limba română
Cirrus	fir, buclă, şuviţă	fibratus	fibros, filamentos	intortus	răsucit
Cirrocumulus	grămadă de fire	uncinus	cârlig	vertebratus	cu aspect de vertebre
Cirrostratus	strat de fire	spissatus	dens, compact	undulatus	ondulat
Altocumulus	grămadă înaltă	castellanus	castel	radiatus	dispus radial
Altostratus	strat înalt	floccus	smoc	lacunosus	cu goluri
Nimbostratus	strat de ploaie	stratiformis	cu formă de strat	duplicatus	dublu, suprapus
Stratocumulus	grămadă stratificată	nebulosus	ceţos	translucidus	translucid
Stratus	strat	lenticularis	lentilă	prelucidus	cu goluri
Cumulus	grămadă	fractus	rupt, fragmentat	opacus	opac
Cumulonimbus	grămadă de ploaie	humilis	jos, slab dezvoltat		
		mediocris	moderat dezvoltat		
		congestus	puternic dezvoltat		
		calvus	chel, cu vârf neted		
		capillatus	cu aspect de păr		

Particularităţi suplimentare		Nori anexă	
Denumire latină	Traducere în limba română	Denumire latină	Traducere în limba română
mamma	mameloane	pileus	căciulă
incus	nicovală	velum	văl
virga	dâră de precipitaţii	pannus	cârpă, zdrenţă
praecipitatio	precipitaţie		
arcus	arc		
tuba	tub, pâlnie		

Pe lângă cele trei etaje, se mai individualizează şi norii cu mare dezvoltare verticală, cum ar fi Nimbostratus, Cumulus şi Cumulonimbus (INMH, 1986; OMM, 2017). Dar aceştia pot fi incluşi şi în cadrul celor trei etaje indicate anterior având în vedere că:

- norii Nimbostratus se pot extinde atât în etajul inferior cât şi în cel mijlociu, cu toate acestea sunt aproape invariabil observaţi în troposfera mijlocie; prin urmare, aceştia pot fi atribuiţi etajului mijlociu;
- norii Cumulus (specia congestus în deosebi) şi Cumulonimbus au grosimi foarte mari, ceea ce le permite să se extindă frecvent din etajul inferior până în cel superior. Cu toate acestea, în sistemul de clasificare al OMM, baza unui nor este criteriul principal utilizat pentru a determina etajul căruia îi aparţine, chiar dacă norii pot avea o extindere verticală semnificativă. În cazul Cumulus şi Cumulonimbus, baza lor se formează în trosposfera inferioară, prin urmare şi ei sunt atribuiţi etajului inferior;
- norii Altostratus se întâlnesc cel mai frecvent în troposfera mijlocie, însă uneori pot să se extindă şi în cea superioară. Dar, având în vedere că altitudinea predominantă a masei norului se situează în troposfera medie, acesta este clasificat ca făcând parte din etajul mijlociu (figura 5.12) (INMH, 1986; OMM, 1987; Gaceu, 2001; ANM, 2017a).

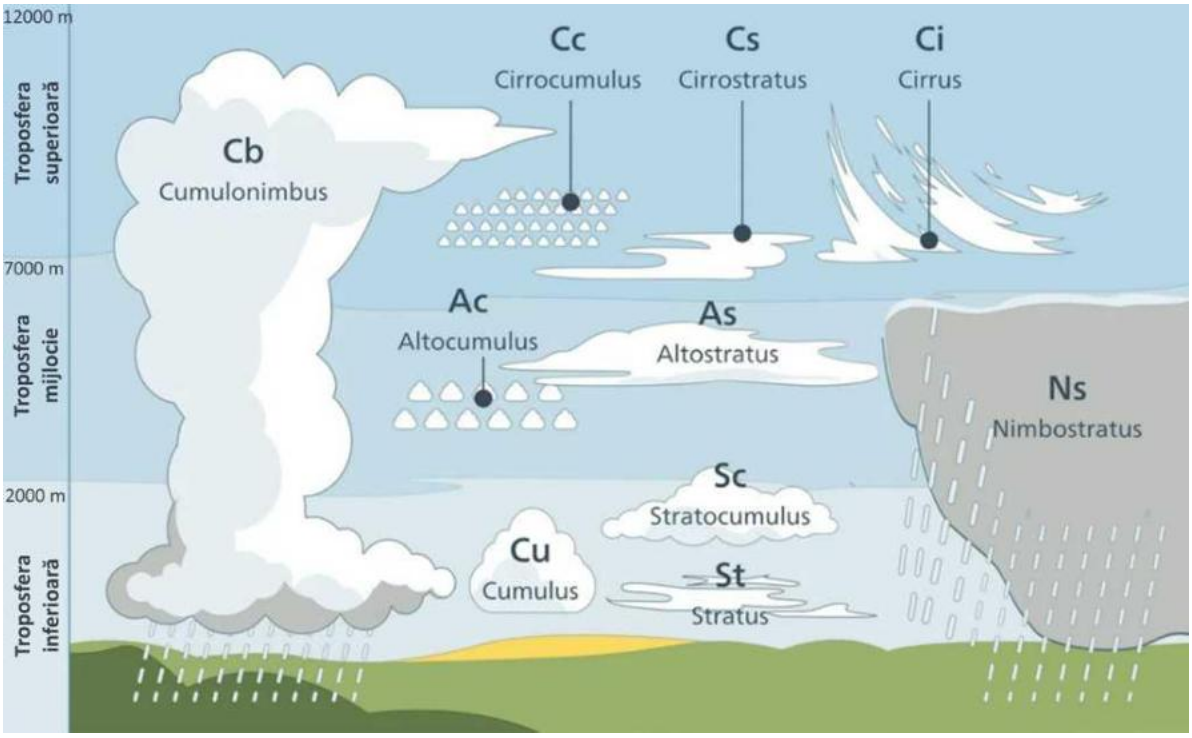


Figura 5.12. Repartiţia genurilor de nori în cadrul celor trei subdiviziuni ale troposferei *(prelucrat după OMM, 2017)*

Astfel, repartiţia genurilor de nori în cadrul celor trei etaje şi altitudinile la care se dezvoltă, în funcţie de regiunile de pe glob, sunt prezentate în tabelul 5.8 (INMH, 1986; Ahrens & Henson, 2020). De menţionat este faptul că intervalele altimetrice de dezvoltare ale norilor, prezentate în tabelul 5.8, reprezintă valori medii care variază semnificativ în funcţie de anotimp.

Tabelul 5.8. Repartiţia genurilor de nori în cele trei etaje în funcţie de înălţimea bazei lor *(prelucrat după OMM, 2017)*

Etaj	Genul de nori	Înălţimea bazei (m)		
		Zona rece	Zona temperată	Zona caldă
Inferior	Stratocumulus, Stratus, Cumulus, Cumulonimbus	0 - 2000	0 - 2000	0 - 2000
Mijlociu	Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus	2000 - 4000	2000 - 7000	2000 - 8000
Superior	Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus	3000 - 8000	5000 - 13000	5000 - 18000

Conceptul de etaj este esenţial pentru identificarea norilor, deoarece permite corelarea altitudinii acestora cu genurile care apar în mod normal în etajele corespunzătoare.

Determinarea tipurilor de nori se face pe cale vizuală, utilizând în acest sens materiale bibliografice, precum atlasele de nori, în vederea identificării cât mai exacte a genurilor, speciilor, varietăţilor, caracteristicilor suplimentare şi a norilor anexă. Elementele esenţiale care trebuie identificate de către observator sunt: înălţimea, structura, dimensiunea, culoarea, strălucirea, fenomenele optice (curcubeu, halo, coroană, irizaţie etc.) şi cele electrice (tunet, fulger şi trăznet) generate de norii respectivi.

Pentru diferenţierea genurilor de nori pe baza dimensiunii acestora, în meteorologie se utilizează o metodă practică şi simplă, folosind mâna ca instrument de măsură a unghiurilor vizuale. Această tehnică constă în întinderea completă a braţului, cu palma orientată spre linia de observaţie, şi în folosirea degetelor ca instrumente de măsură. Astfel, dacă dimensiunea aparentă a elementelor noroase este mai mică decât lăţimea unui deget, corespunzătoare unui unghi de aproximativ 1°, norii aparţin genului Cirrocumulus. În situaţia în care elementele norilor sunt mai mari decât lăţimea unui deget (≈1°), dar mai mici decât lăţimea a trei degete, corespunzătoare unui unghi de aproximativ 5°, aceştia sunt caracterizaţi ca Altocumulus. Atunci când dimensiunea aparentă a elementelor noroase depăşeşte lăţimea a trei degete (≈5°), norii aparţin etajului inferior şi sunt identificaţi, în funcţie de aspect, ca Cumulus sau Stratocumulus.

5.7.1. Norii etajului superior

Norii din etajul superior cuprind genurile Cirrus, Cirrocumulus şi Cirrostratus, fiecare având specii, varietăţi şi particularităţi suplimentare (nu şi nori anexă) (tabelul 5.9).

Tabelul 5.9. Clasificarea norilor etajului superior în funcţie de genuri, specii şi varietăţi *(prelucrat după OMM, 2017)*

Genul	Specia	Varietatea	Particularitatea suplimentară	Norul anexă
Cirrus (Ci)	Fibratus Uncinus Spissatus Castellanus Floccus	Intortus Radiatus Vertebratus Duplicatus	Mamma	
Cirrocumulus (Cc)	Stratiformis Lenticularis Castellanus Floccus	Undulatus Lacunosus	Virga Mamma	
Cirrostratus (Cs)	Fibatrus Nebulosus	Duplicatus Undulatus		

Se formează la înălţime mare, de 5-13 km, în zona temperată şi sunt alcătuiţi aproape exclusiv din cristale de gheaţă, care le dau o culoare albă strălucitoare. De asemenea, sunt subţiri şi transparenţi, prin ei observându-se albastrul cerului şi astrele. Sunt primii luminaţi în tente de roşu şi portocaliu la răsăritul Soarelui şi ultimii care rămân luminaţi după apusul astrului. Grosimea medie a acestor nori este relativ mică, în general între 100 şi 1000 m. Astfel, ele nu proiectează umbre pe sol, iar obiectele de pe sol au umbre. Nu dau niciodată precipitaţii, ci generează doar virga[10] sub anumite varietăţi. Generează fenomenul de halo[11], specific doar norilor cirriformi, dar este complet doar în cazul norilor Cirrostratus (INMH, 1986; OMM, 2017; Constantin, 2017).

Norii cirriformi constituie un element care ajută la prognoza vremii, având în vedere că apar în asociaţii specifice marilor sisteme noroase, care, în deplasarea lor, însoţesc perturbaţiile ciclonice. În unele situaţii, prezenţa lor pe cer anunţă schimbări ale vremii caracteristice apropierii unui front cald, având în vedere că ei apar în avangarda unui astfel de front, în general cu 24-48 de ore înainte ca frontul să ajungă efectiv (Shaw, 1936; Petterssen, 1956)

[10] Virga este un fenomen meteorologic asociat cu norii, în care precipitaţiile (fie ele ploaie sau ninsoare) cad dintr-un nor, dar se evaporă sau sublimează înainte de a ajunge la sol.

[11] Fenomenul de halo este un efect optic atmosferic care apare sub forma unor inele luminoase sau arcuri colorate în jurul Soarelui sau al Lunii. Este cauzat de interacţiunea luminii cu cristalele de gheaţă din atmosfera superioară.

Aceşti nori se formează prin ridicarea aerului umed la altitudini mari, ceea ce favorizează suprasaturarea şi formarea de cristale de gheaţă. În plus, ei pot să apară şi în urma transformării celorlalte tipuri de nori, în special a celor cu dezvoltare mare pe verticală (INMH, 1986; Lohmann et al., 2016).

Norii Cirrus, Cirrocumulus şi Cirrostratus, deşi toţi sunt nori înalţi, se diferenţiază prin aspect şi structură. Cirrus au un aspect filamentos, cu fire delicate sau smocuri răsfirate, fiind cei mai firavi. Cirrocumulus prezintă o textură granulată, organizată în grupuri uniforme, asemănătoare solzilor de peşte sau globurilor. Cirrostratus, în schimb, apar ca un văl subţire, uniform, care acoperă total sau parţial cerul (figura 5.13).

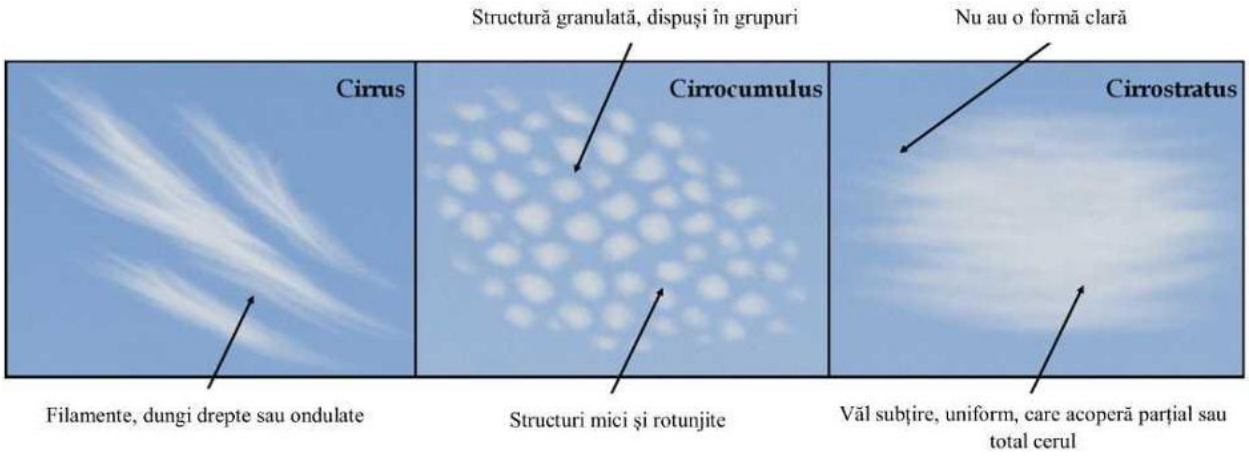


Figura 5.13. Caracteristici morfologice ale genurilor de nori aparţinând etajului superior

Genul Cirrus

Norii Cirrus sunt înalţi, au culoare albă strălucitoare şi aspect fibros sau filamentos. Sunt dispuşi în bancuri, filamente sau benzi asemănătoare cu vinişoare sau cu cozi de cal. Se formează prin sublimarea vaporilor de apă, datorită răcirii adiabatice a aerului aflat în mişcare ascendentă pe lungul pantelor frontale din troposfera înaltă. Pot să ia naştere şi prin involuţia norilor Altocumulus floccus şi castellanus, Cirrocumulus (trenele de virga), Cirrostratus, Cumulonimbus şi Cumulus congestus (datorită destrămării părţilor superioare). Grosimea lor poate varia de la câteva sute de metri la mii de metri, dar, în general, sunt nori subţiri. Cirrus nu sunt asociaţi cu producerea precipitaţiilor, însă constituie un indicator important al evoluţiei vremii, semnalând modificări ale condiţiilor meteorologice (INMH, 1986; OMM. 2017).

Specii

Figura 5.14 ilustrează principalele specii ale norilor Cirrus, evidenţiind caracteristicile morfologice ale fiecărei specii.

Cirrus fibratus (Ci. fib.) - apar ca nişte dâre, filamente sau vinişoare paralele, cu spaţii clare între ele, fără a fi terminate prin virgule sau cârlige. Acoperă doar o mică parte a boltei cereşti, iar marginile sunt adesea netede, fără semne de destrămare. Se formează de obicei în condiţii de vreme stabilă, în fluxurile de aer din straturile superioare ale atmosferei. Cirrus fibratus sunt adesea asociaţi cu vreme stabilă, dar pot indica şi apropierea unui front cald sau a unui sistem de presiune joasă (ciclon).

Cirrus uncinus (Ci. unc.) – filamente alungite cu capete curbate sub formă de cârlige, gheare sau virgule. Cirrus uncinus se formează deoarece trenele de virga care cad din norii etajului superior sunt purtate de vânturile de la înălţime.

Cirrus spissatus (Ci. sp.) – bancuri cu masă principală relativ densă şi mai închisă la culoare, iar marginile sunt destrămate. Atunci când provin din nori Cumulonimbus sau când produc multă virga, norii Cirrus spissatus sunt foarte groşi, blocând lumina Soarelui.

Cirrus castellanus (Ci. cas.) - prezintă, în partea superioară, mici excrescenţe care seamănă cu turnurile unui castel, de unde şi denumirea. Ele sunt uşor rotunjite şi stau pe o bază comună. Aceşti nori sunt destul de denşi, iar lăţimea micilor turnuleţe care se formează în partea superioară este de aproximativ 1° (care corespunde lăţimii degetului mic când este privit cu braţul întins).

Cirrus floccus (Ci. flo.) - se aseamănă cu fulgii sau cu flocoanele mici, cu marginile zdrenţuite sau destrămate, însoţiţi de virga. Lăţimea aparentă a flocoanelor este de aproximativ 1°. Norii Cirrus floccus indică instabilitate atmosferică.

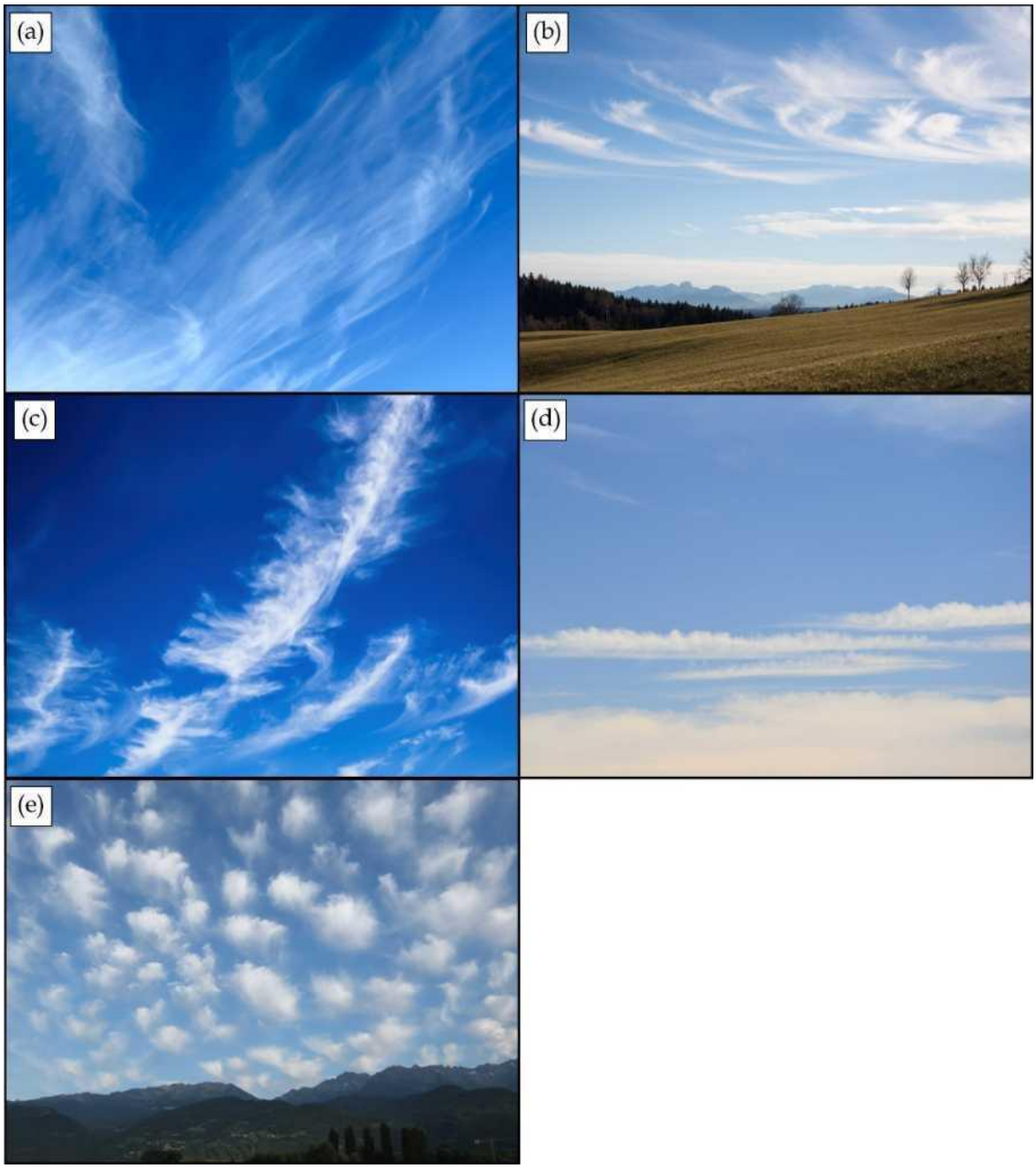


Figura 5.14. Speciile genului de nori Cirrus; *a – Cirrus fibratus, b – Cirrus uncinus, c – Cirrus spissatus, d – Cirrus castellanus, e – Cirrus floccus (OMM, 2017)*

Varietăţi

Cirrus intortus (Ci. in.) - fibrele norilor sunt încâlcite, neavând o orientare preferenţială într-o anumită direcţie. De cele mai multe ori, această varietate este întâlnită în cazul norilor Cirrus spissatus, caz în care sunt denumiţi Cirrus spissatus intortus (figura 5.15).

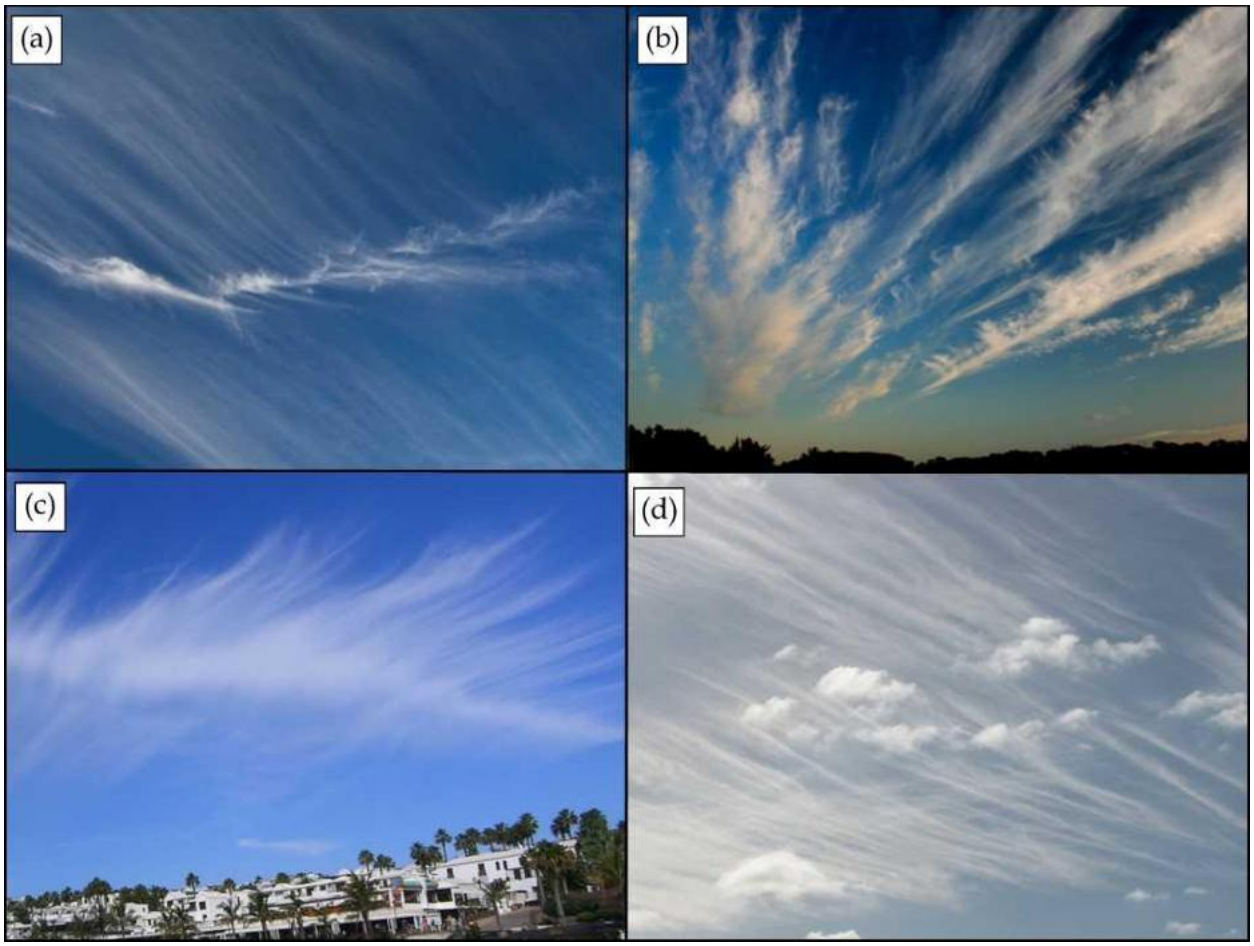


Figura 5.15. Varietăţile genului de nori Cirrus; *a – Cirrus intortus, b – Cirrus radiatus, c – Cirrus vertebratus, d – Cirrus duplicatus (OMM, 2017)*

Cirrus radiatus (Ci. ra.) - fâşii lungi, paralele, convergente sau divergente, care pot avea originea într-un punct al orizontului şi pot fi întinse până în punctul opus al acestuia.

Cirrus vertebratus (Ci. ve.) - filamente dispuse într-o formă care seamănă cu scheletul unui peşte lipsit de cap sau cu coastele ataşate unei coloane vertebrale. În general, partea mediană este mai densă decât ramificaţiile laterale.

Cirrus duplicatus (Ci. du.) – straturi de nori suprapuse şi dispuse la înălţimi diferite, cele de deasupra având fibrele preferenţial orientate spre o anumită direcţie, iar cele de jos spre altă direcţie. Acest tip de nori se formează atunci când aerul de la altitudini diferite, dar apropiate, se mişcă în direcţii diferite sau cu viteze diferite (figura 5.15).

Genul Cirrocumulus

Norii genului Cirrocumulus sunt înalţi, au aspect de banc, strat sau pătură subţire şi sunt compuşi din elemente foarte mici. În marea majoritate a cazurilor, elementele componente au o lăţime aparentă mai mică de 1°. Sunt lipsiţi de umbre proprii şi, doar

în cazuri rare, au un aspect fibros. În unele situaţii sunt foarte subţiri şi transparenţi, trecând neobservaţi, iar existenţa lor este foarte scurtă.

Spre deosebire de norii din genul Cirrus, Cirrocumulus se organizează în modele repetitive sau în bobiţe individuale, fiind observat rareori sub formă izolată, de obicei făcând parte dintr-un sistem mai larg. Totodată, sunt compuşi dintr-un amestec de cristale de gheaţă şi picături suprarăcite, indicând un spectru mai larg al condiţiilor de formare comparativ cu norii Cirrus. Acest lucru indică faptul că se formează mai jos decât norii Cirrus (5000-8000 m), dar tot în troposfera superioară. Grosimea stratului de Cirrocumulus este mică, de obicei cuprinsă între 200 şi 400 m (INMH, 1986).

Pot indica instabilitate atmosferică, fiind uneori un semn al dezvoltării unui sistem frontal sau al furtunilor. Totodată, Cirrocumulus se deosebeşte de Cirrostratus prin faptul că acesta se organizează într-un strat continuu şi uniform, acoperind cerul într-o peliculă subţire.

Procesul de formare este similar cu cel al norilor Cirrus, dar poate lua naştere şi din transformarea norilor Cirrus, Cirrostratus sau Altocumulus. Sunt constituiţi din cristale de gheaţă, dar pot conţine, într-o cantitate neglijabilă, şi picături de apă suprarăcite.

Specii

Cirrocumulus stratiformis (Cc. str.) - strat sau pânză de nori care acoperă bolta cerească în totalitate sau o mare parte a acesteia. Pânza de nori Cirrocumulus stratiformis prezintă adesea găuri, fisuri sau spaţii libere între elementele sale granulare. Acest aspect îi face să pară fragmentaţi şi să aibă o textură de „piele de peşte".

Cirrocumulus lenticularis (Cc. lent.) - apar sub formă de petice cu diferite întinderi şi forme pe cer, de cele mai multe ori asociate cu formele caracteristice ale lentilelor sau migdalelor. Este de culoare albă, cu o textură netedă şi margini bine definite. Se formează frecvent în straturi multiple, oferind un aspect stratificat şi spectaculos, mai ales atunci când sunt luminaţi de Soare.

Cirrocumulus castellanus (Cc. cas.) - sunt caracterizaţi de elemente dezvoltate vertical, sub formă de turnuri aşezate pe o bază comună, cu lăţime aparentă de sub 1°. Sunt provocaţi de instabilitatea atmosferică locală, datorită curenţilor de aer ascendenţi. Deşi nu sunt însoţiţi de precipitaţii, prezenţa lor poate semnala o atmosferă predispusă la furtuni. Diferenţa principală, în ceea ce priveşte aspectul, dintre Cirrocumulus castellanus şi Cirrus castellanus este că primul prezintă o bază granulată din care se ridică turnuri distincte, în timp ce Cirrus castellanus are un aspect fibros şi delicat, cu turnuri mai fine şi mai difuze.

Cirrocumulus floccus (Cc. flo.) - sunt constituiţi din flocoane cumuliforme de mici dimensiuni (lăţime aparentă de sub 1°), provenite din destrămarea norilor Cirrocumulus castellanus. Au un aspect pufos, vârfuri rotunjite şi baze zdrenţuite, fiind un semn de instabilitate atmosferică la acel nivel al troposferei. Fiecare element este izolat sau doar uşor legat de celelalte, iar dedesubtul fiecărui nor mic pot apărea uneori dâre subţiri de virga (figura 5.16).

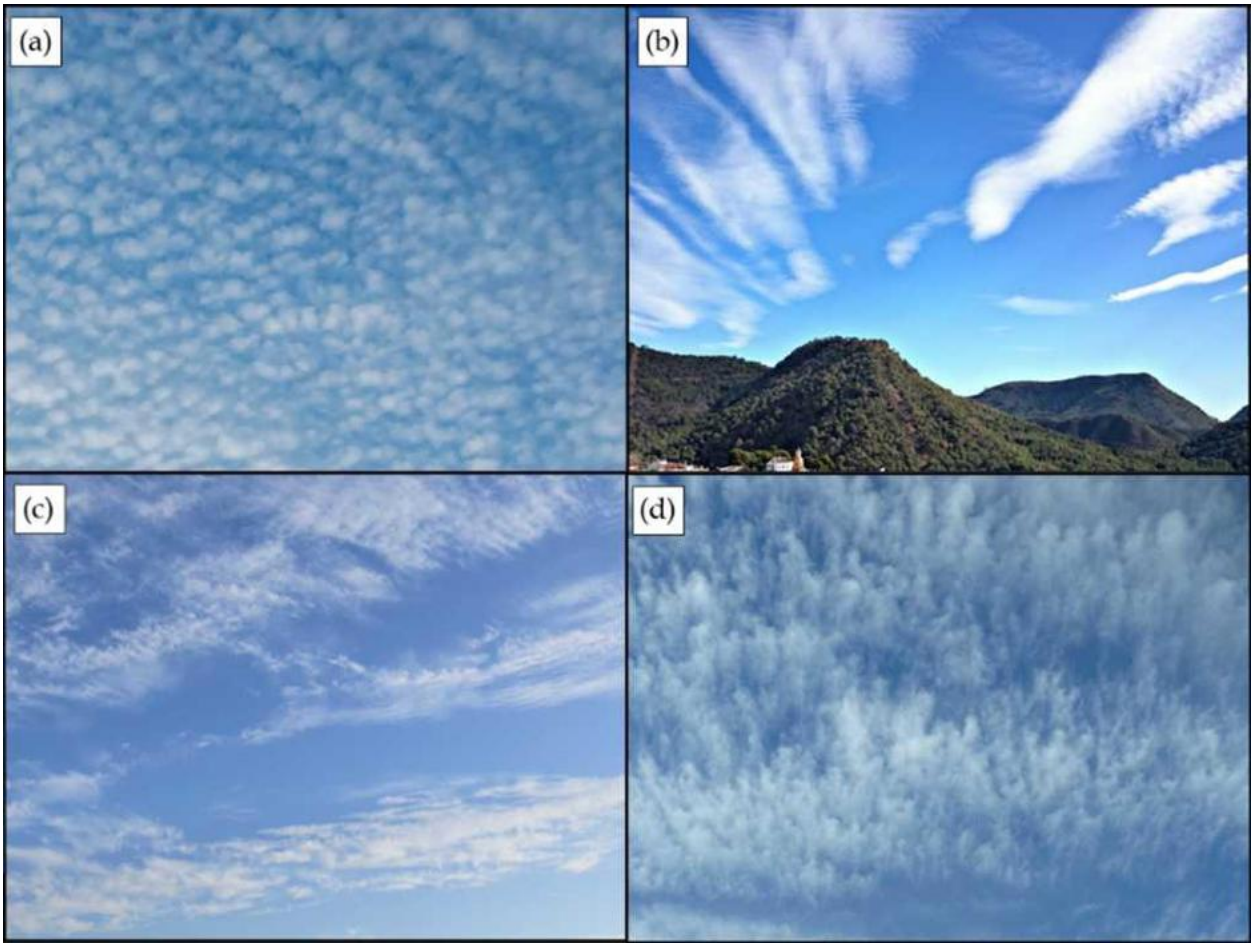


Figura 5.16. Speciile genului de nori Cirrocumulus; *a – Cirrocumulus stratiformis, b – Cirrocumulus lenticularis, c – Cirrocumulus castellanus, d – Cirrocumulus floccus (OMM, 2017)*

Varietăţi

Cirrocumulus undulatus (Cc. un.) - fragmentele de Cirrocumulus sunt integrate sau parţial ondulate în direcţia vântului dominant, dând aspectul unor şiruri sau valuri de nisip. Textura este delicată, formată din bobiţe mici care urmează un model ondulat.

Cirrocumulus lacunossus (Cc. la.) - pânză sau strat de nori care prezintă spaţii senine (lacune) datorită subţierii diferenţiate a unor porţiuni din acesta. Lacunele pot avea întinderi şi forme diferite, dar, în cele mai multe cazuri, au o formă asemănătoare cu cea

a unui fagure de miere. Marginile golurilor sunt adesea bine definite, iar norii par distribuiţi uniform în jurul acestora (figura 5.17).

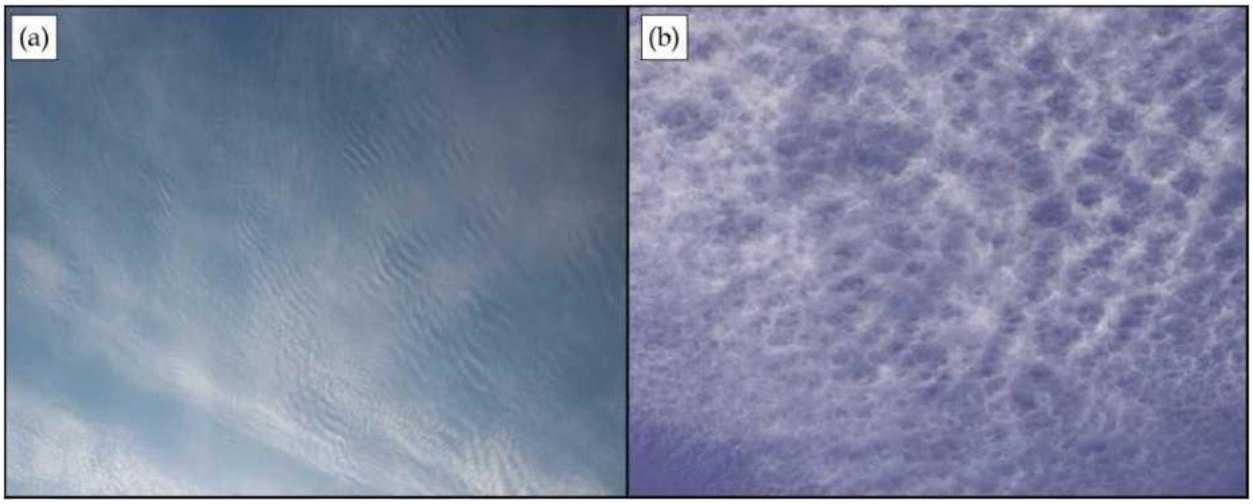


Figura 5.17. Varietăţile genului de nori Cirrocumulus; *a – Cirrocumulus undulatus , b – Cirrocumulus lacunossus (OMM, 2017)*

Genul Cirrostratus

Norii Cirrostratus au aspectul unui văl albicios, transparent sau translucid, cu aspect fibros sau difuz, care acoperă parţial sau integral bolta cerească. Acest voal noros nu scade foarte mult intensitatea luminii solare şi lasă astrul să se observe prin el. Aceşti nori apar foarte frecvent pe cer, în medie o dată la fiecare trei zile, dar trec adesea neobservaţi, fie din cauza transparenţei lor, fie pentru că sunt mascaţi de nori aparţinând etajelor inferioare. În unele situaţii, când sunt atât de subţiri încât pe cer se distinge doar o nuanţă albicioasă, ei pot fi identificaţi doar pe baza fenomenului de halo, care evidenţiază pânza noroasă respectivă (INMH, 1986; Lohmann, 2016).

Sunt constituiţi din cristale de gheaţă foarte mici şi dispersate, acest lucru explicându-le transparenţa şi faptul că nu au umbre proprii, iar obiectele de pe sol au umbre atunci când ei acoperă bolta cerească. Norii Cirrostratus pot rezulta şi din evoluţia altor nori, în special a norilor Cirrus, atunci când aceştia se extind şi se unesc, formând un strat uniform şi translucid. De asemenea, se pot forma prin ridicarea lentă a unei mase de aer umed şi rece în atmosfera superioară, care determină sublimarea vaporilor de apă în cristale de gheaţă sau din destrămarea părţii superioare a norilor Cumulonimbus (Shaw, 1936; Hamblyn, 2008).

Norii de tipul Cirrostratus sunt adesea premergători ai fronturilor atmosferice calde, iar, asociaţi cu o scădere a presiunii, indică înrăutăţirea vremii, de obicei semnalând ploaie sau ninsoare în următoarele 12–24 de ore.

Specii

Cirrostratus fibratus (Ci. fib.) - este un văl alburiu compus din filamente rectilinii sau curbilinii, cu aspect striat. Fibrele nu sunt terminate sub formă de cârlige, virgule sau gheare, ci sunt drepte. Aceşti nori au un aspect neted şi translucid, acoperind de obicei o mare parte a cerului sau chiar întreg cerul.

Cirrostratus nebulosus (Ci. neb.) - este un văl alburiu şi subţire, cu aspect neclar, monoton, în care nu se pot distinge detalii. Nu are texturi fibrose sau granulare, fiind complet uniform. De multe ori poate fi identificat doar pe baza haloului pe care îl formează (figura 5.18).

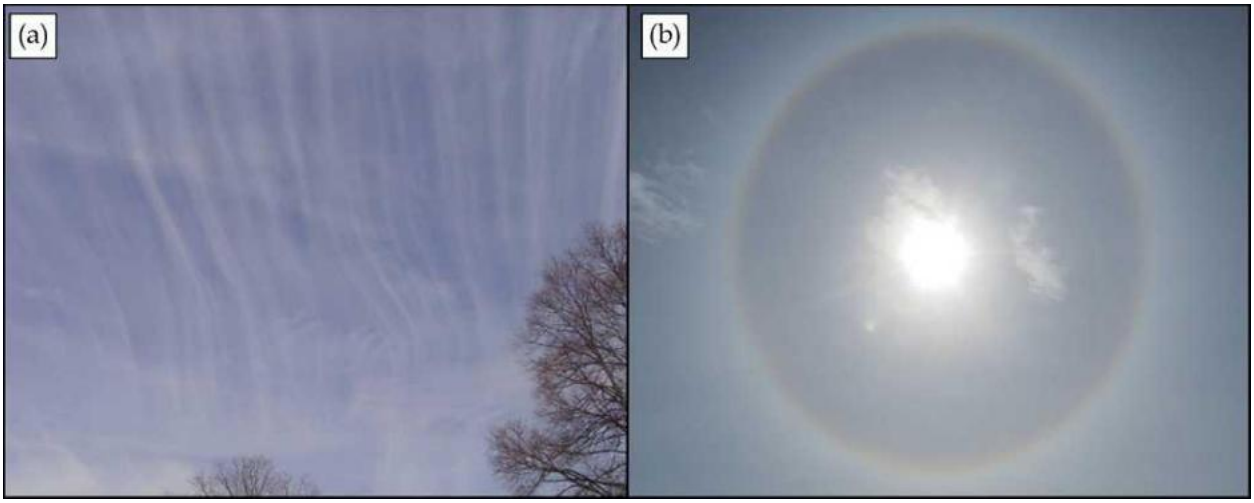


Figura 5.18. Speciile genului de nori Cirrostratus; *a – Cirrostratus fibratus, b – Cirrostratus nebulosus (OMM, 2017)*

Varietăţi

Cirrostratus duplicatus (Cs. du.) - straturi de nori dispuse pe două sau mai multe niveluri, situate la înălţimi diferite. Ele pot fi uşor separate sau parţial fuzionate, dându-i cerului un aspect stratificat. Straturile de nori sunt vizibile doar când au structură fibroasă şi când orientarea unui strat este diferită de cea a celuilalt. Straturile sunt fine, netede şi translucid-lăptoase, păstrând aspectul general al norilor Cirrostratus.

Cirrostratus undulatus (Cs. un.) - strat de nori care prezintă ondulaţii datorate vântului de la înălţime. De obicei, ondulaţiile sunt perpendiculare pe direcţia dominantă a vântului. Aspectul ondulat este mai subtil comparativ cu alte tipuri de nori undulatus şi este vizibil în condiţii potrivite de iluminare, în special atunci când Soarele se află la răsărit sau la apus (figura 5.19).

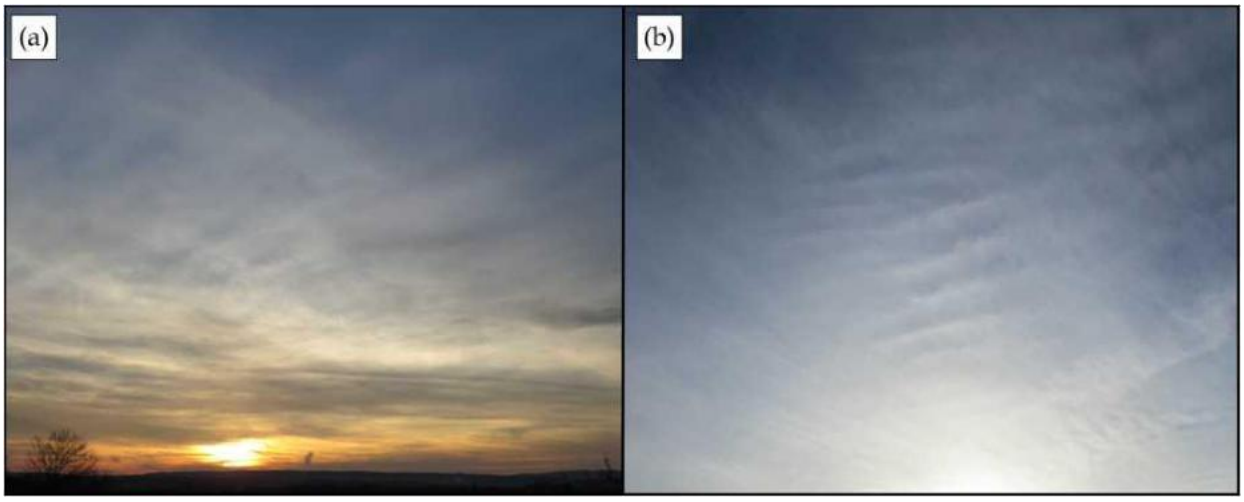


Figura 5.19. Varietăţile genului de nori Cirrostratus; *a – Cirrostratus fibratus, b – Cirrostratus nebulosus (OMM, 2017)*

5.7.2. Norii etajului mijlociu

Norii din acest etaj sunt de genul Atocumulus, Altostratus şi Nimbostratus, cu speciile, varietăţile, particularităţile şi norii anexă aferenţi (tabelul 5.10). Se dezvoltă în troposfera medie, la înălţimi cuprinse între 2 şi 7 km.

Tabelul 5.10. Clasificarea norilor etajului mijlociu pe bază de gen, specie, varietăţi şi nori anexă *(prelucrat după OMM, 2017)*

Genul	Specia	Varietatea	Particularitatea suplimentară	Nori anexă
Altocumulus (Ac)	Stratiformis Lenticularis Castellanus Floccus	Translucidus Perlucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus Lacunosus	Virga Mamma	
Altostratus (As)		Translucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus	Praecipitatio Virga	Pannus
Nimbostratus (Ns)			Praecipitatio Virga	Pannus

Sunt nori de mari dimensiuni, constituiţi din bancuri sau pânze, care acoperă adesea întreaga boltă cerească. Structura lor este predominant lichidă, iar în unele situaţii, când se extind peste limita valorilor termice negative, structura este mixtă (picături de apă şi cristale de gheaţă). Norii din etajul mijlociu sunt, în general, mai groşi decât cei din etajul superior, dar mai subţiri decât cei din etajul inferior. Grosimea lor poate varia de la câteva sute de metri până la câţiva kilometri, în funcţie de tipul norului şi de condiţiile

atmosferice. Altostratus şi Altocumulus au culoare gri deschis până la gri-albicios, care reflectă mai puţină lumină decât norii etajului superior. În schimb, Nimbostratus este gri închis, uniform, acoperind cerul complet, fără forme sau margini clare. Datorită grosimii lor mai mari, norii din etajul mijlociu pot crea umbre mai pronunţate pe sol, iar în acest caz obiectele de pe sol nu au umbre (Hamblyn, 2008; Constantin, 2017) (figura 5.20; tabelul 5.11).

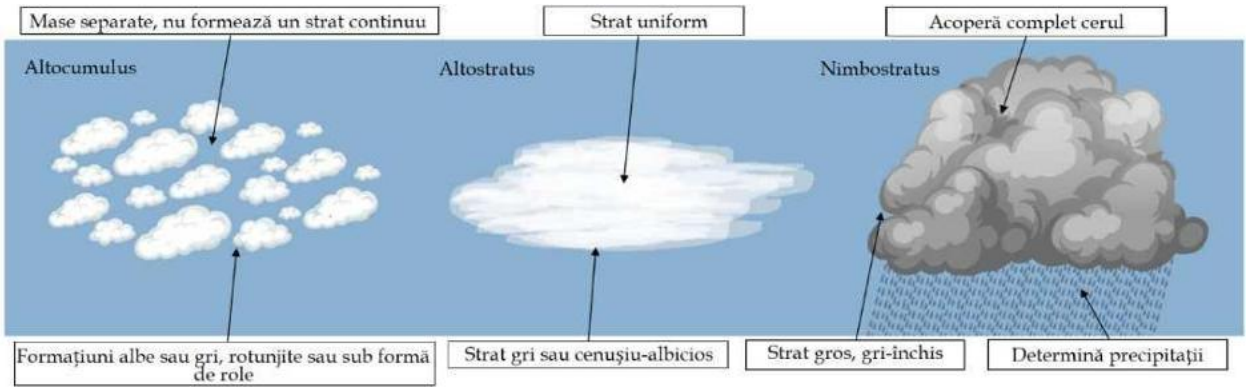


Figura 5.20. Caracteristici morfologice ale genurilor de nori aparţinând etajului mijlociu

Tabelul 5.11. Caracteristici şi diferenţe în ceea ce priveşte culoarea genurilor de nori aparţinând etajului mijlociu *(prelucrat după OMM, 2017)*

Gen	Gri deschis	Gri închis	Albicios	Nuanţe calde (la apus/răsărit)
Altostratus	✓	×	✓	✓
Nimbostratus	×	✓	×	×
Altocumulus	✓	✓	✓	✓

Genul Altocumulus

Norii Altocumulus sunt dispuşi sub formă de banc, strat sau pătură de nori albi şi/sau cenuşii, care sunt alcătuiţi din elemente cu diferite forme, uneori apărând sub formă de solzi mari, aşezaţi în grămezi, şiruri sau rulouri, cu spaţii mai mici sau mai mari între ele. Elementele constituente ale norilor Altocumulus au dimensiuni care pot varia între 1° şi 5° (lăţimea aparentă de 5° echivalează cu 3 degete atunci când braţul este ţinut întins). Înălţimea bazei lor este, în mod normal, între 2000 şi 4000 m altitudine, iar grosimea acestora variază între 200 şi 700 m (Constantin, 2017).

Se formează prin răcirea adiabatică a maselor de aer aflate în mişcare convectivă ascendentă, sau din transformarea genurilor Altostratus, Stratocumulus, Cirrocumulus, Cumulus sau Cumulonimbus.

În timpul dimineţii sau al serii, atunci când Soarele le luminează partea inferioară, aceştia capătă nuanţe de roşu sau de portocaliu. Sunt alcătuiţi din picături de apă suprarăcite, din cristale de gheaţă sau dintr-un amestec al celor două stări de agregare ale apei. În funcţie de compoziţie, pot forma coroane solare şi irizaţii.

Generează precipitaţii slabe, de durată relativ scurtă. Norii Altocumulus sunt adesea asociaţi cu schimbările de vreme şi pot preceda diferite tipuri de fronturi atmosferice. Apar frecvent înaintea unui front cald, indicând ridicarea lentă a aerului cald peste o masă de aer rece, dar pot apărea şi înaintea unui front rece, mai ales în condiţii de instabilitate atmosferică. În absenţa instabilităţii, norii Altocumulus nu aduc precipitaţii, dar indică o posibilă schimbare a vremii.

Specii

Altocumulus stratiformis (Ac. str.) are aspect de strat sau pânză noroasă de mare întindere, pe a cărui suprafaţă inferioară pot fi identificate elementele constituente, cu sau fără spaţii între ele, prin care se poate vedea albastrul cerului. Apariţia lor indică de obicei o atmosferă stabilă la altitudini medii, dar dacă încep să prezinte structuri verticale (cum ar fi castellanus), pot semnala instabilitate atmosferică şi apropierea unor furtuni (figura 5.21).

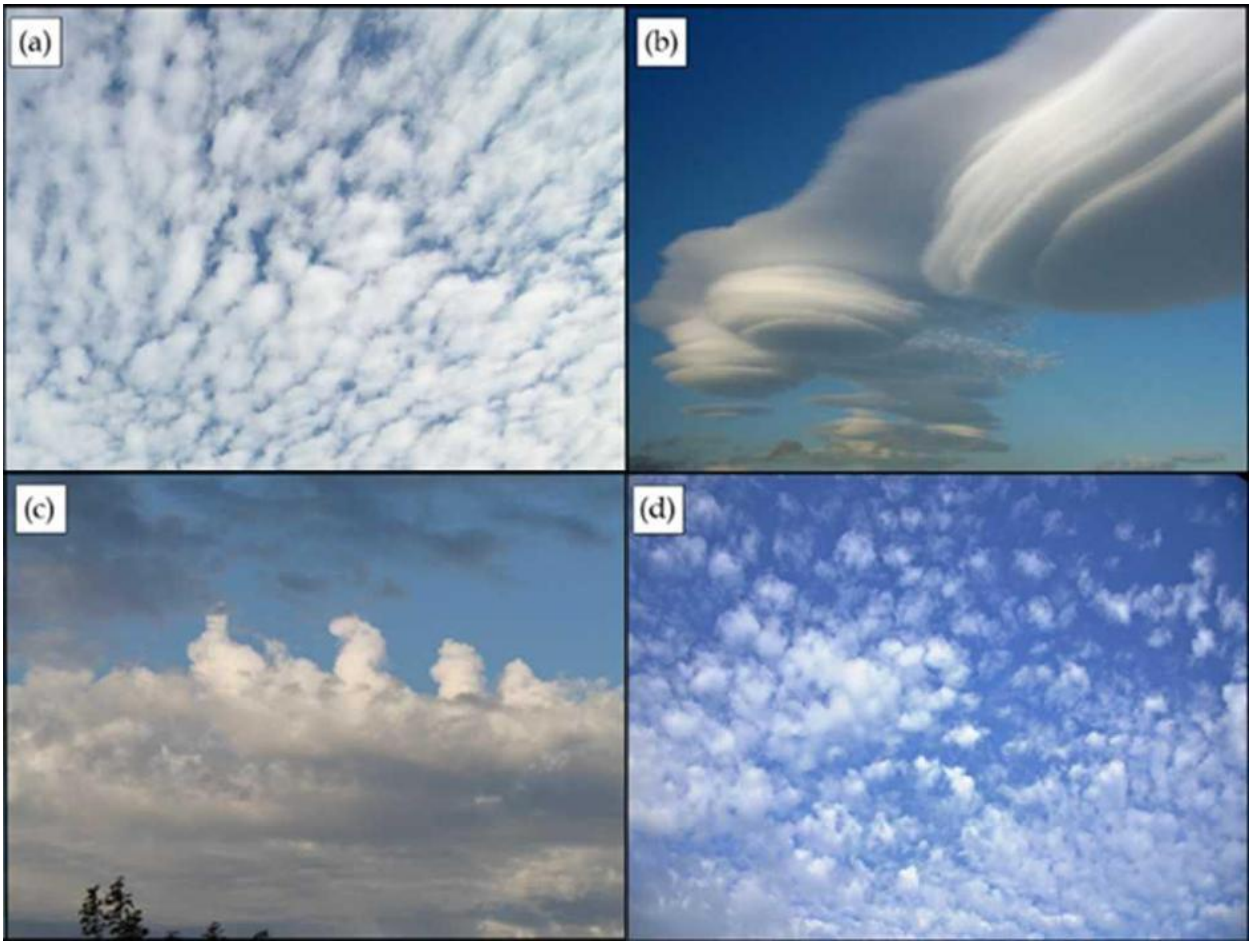


Figura 5.21. Speciile genului de nori Altocumulus; *a – Altocumulus stratiformis, b – Altocumulus lenticularis, c - Altocumulus castellanus, d - Altocumulus floccus (OMM, 2017)*

Altocumulus castellanus (Ac. cas.) - nori cu vârfuri de formă turnuleţelor dispuse pe o bază orizontală comună. Norii pot fi izolaţi sau dispuşi în grupuri, iar baza rămâne, de obicei, uniformă. Prezenţa lor indică instabilitate atmosferică la altitudine medie şi poate fi un semn al dezvoltării lor ulterioare în nori convectivi, respectiv Cumulus congestus şi Cumulonimbus, care aduc furtuni.

Altocumulus floccus (Alt. flo.) - are aspect de flocoane albe sau cenuşii, care aduc a bulgări cu marginile zdrenţuite şi separate prin spaţii largi. Fiecare element pare izolat sau uşor grupat, iar sub ele pot fi observate uneori trene subţiri de virga. Indică instabilitate la altitudine medie şi, în unele cazuri, se pot transforma în nori Altocumulus castellanus sau chiar Cumulonimbus. Flocoanele din care sunt formaţi îşi schimbă mereu conturul.

Altocumulus lenticularis (Ac. len.) - formaţiuni noroase cu elemente de formă alungită izolate sau dispuse în grupuri mici. Se identifică printr-o formă distinctivă, asemănătoare unor lentile sau migdale. Aceşti nori apar cel mai frecvent deasupra munţilor, fiind formaţi de undele de cvasistaţionare ale aerului care se dezvoltă pe măsură ce aerul este forţat să urce peste ele. Norii Altocumulus lenticularis nu aduc precipitaţii, dar indică prezenţa vântului puternic şi a turbulenţelor la altitudinea la care se formează, fiind un semn al instabilităţii atmosferice şi al posibilei apropieri a unui front atmosferic (figura 5.21).

Varietăţi

Altocumulus translucidus (Ac. tr.) - strat sau pânză subţire şi transparentă, cu elemente mici bine definite, dispuse uniform. Lumina poate trece prin acest strat, făcând ca Soarele sau Luna să fie vizibile, dar uşor difuzate.

Altocumulus perlucidus (Ac. pe.) – strat sau pânză subţire şi transparentă, cu elemente mici bine definite, dar distanţate între ele, prin care se poate observa Soarele, Luna sau albastrul cerului. Altocumulus perlucidus este o formă intermediară între Altocumulus translucidus, care permite trecerea clară a luminii, şi Altocumulus opacus, care blochează complet lumina provenită de la aştri.

Altocumulus opacus (Ac. op.) - banc, pânză sau strat noros al cărui elemente sunt lipite, formând o pătură continuă. Datorită densităţii şi grosimii lor, blochează complet lumina Soarelui sau a Lunii, oferind un aspect uniform şi întunecat stratului noros. Pot genera precipitaţii slabe cantitativ şi de durată scurtă, dar, în general, premerg sistemelor noroase precipitante.

Altocumulus duplicatus (Ac. du.) se caracterizează prin prezenţa a două sau mai multor straturi suprapuse, aflate la înălţimi diferite, care pot fi paralele sau parţial intercalate, creând un aspect stratificat şi complex pe cer (figura 5.22).

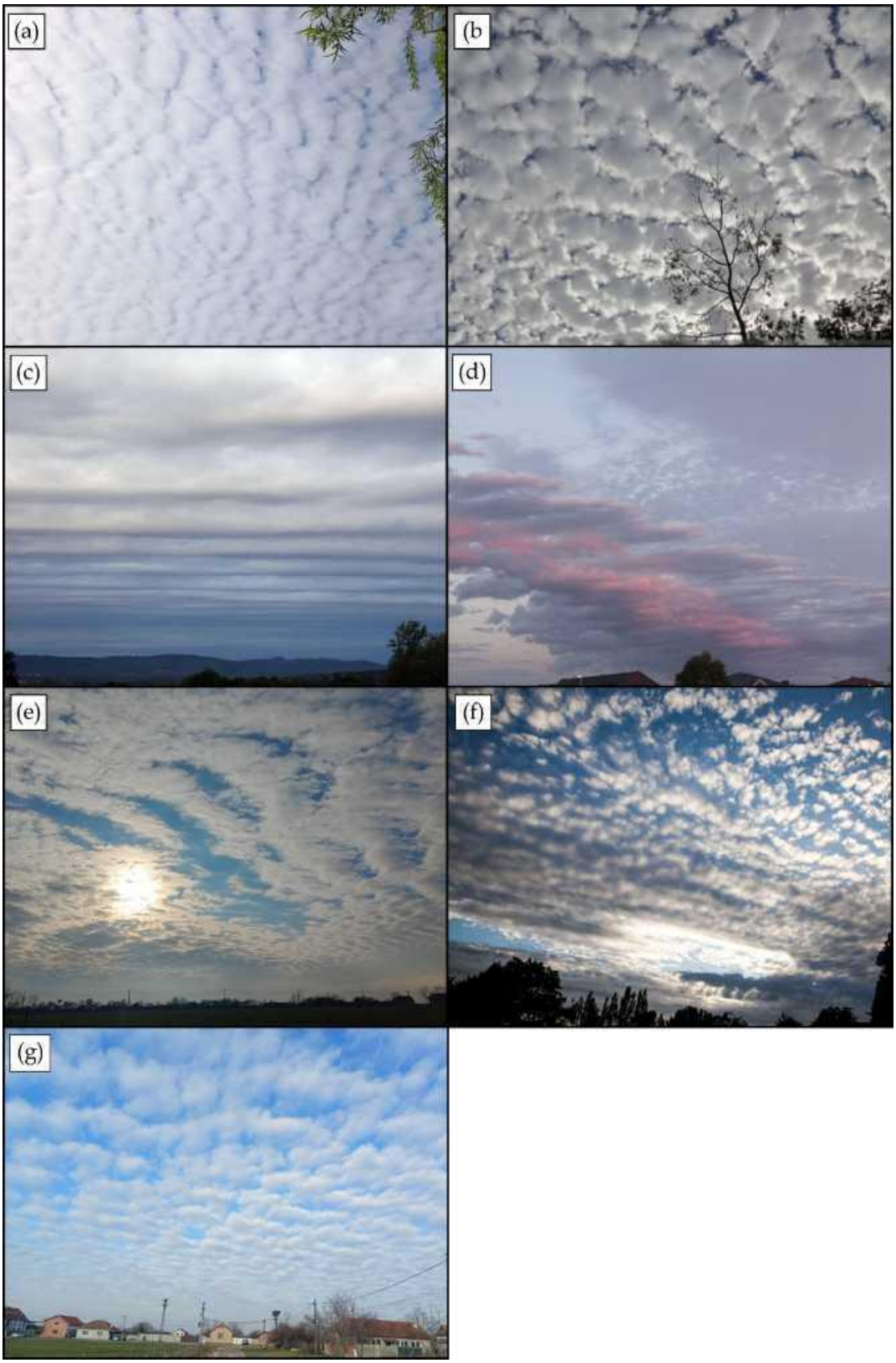


Figura 5.22. Varietăţile genului de nori Altocumulus; *a – Altocumulus translucidus, b – Altocumulus perlucidus, c - Altocumulus opacus, d - Altocumulus duplicatus; e -Altocumulus undulatus; f - Altocumulus radiatus; g - Altocumulus lacunosus (OMM, 2017)*

Altocumulus undulatus (Ac. un.) - elemente de culoare albă sau cenuşie, caracterizate printr-un aspect ondulat, formate din linii sau valuri paralele, interconectate sau fragmentate. Spaţiile care se formează între valuri permit, în unele situaţii, observarea cerului.

Altocumulus radiatus (Ac. ra.) - benzi paralele care, datorită efectului de perspectivă[12], converg într-unul sau mai multe puncte ale orizontului. Dispunerea acestora reflectă prezenţa unor curenţi de aer la altitudinea de formare. Aceşti curenţi se formează când masele de aer umed sunt ghidate de vânturi constante, caracterizate prin uniformitate în direcţie şi stabilitate în viteză.

Altocumulus lacunosus (Ac. la.) - pânză sau strat de nori care prezintă goluri circulare sau ovale, ceea ce le conferă un aspect asemănător cu cel al unui fagure de miere. Marginile golurilor sunt adesea bine definite şi pot avea o textură neregulată. Diferenţele de temperatură şi umiditate din stratul noros creează porţiuni în care aerul coboară, se încălzeşte şi evaporă parţial norul, formându-i golurile caracteristice (figura 5.22).

Genul Altostratus

Norii Altostratus au aspect de pânză sau strat de culoare albicioasă sau cenuşie, având o mare întindere orizontală (sute de km), cu aspect striat, fibros sau uniform, acoperind total sau parţial cerul. Uneori grosimea lor este de ordinul sutelor de metri, lăsând Soarele sau Luna să fie vizibile prin ei sub forma unor pete de lumină, iar alteori grosimea lor poate fi de ordinul kilometrilor, caz în care sunt opaci şi nu lasă aştrii să fie observaţi. Nu generează halo, iar când Luna şi Soarele sunt vizibili prin ei, obiectele de pe sol nu au umbre (Hamblyn, 2008).

Genul Altostratus se formează prin ridicarea unei mase de aer umed la altitudini medii, unde se răceşte treptat şi condensează într-un strat uniform de nori. Acest proces se datorează apropierii unui front atmosferic cald. Aceştia se pot forma şi prin îngroşarea şi coborârea norilor Cirrostratus, subţierea norilor Nimbostratus sau transformarea trenelor de virga căzute dintr-un Altocumulus (Constantin, 2017).

Aceşti nori au o structură mixtă, fiind formaţi atât din picături foarte fine de apă (în partea inferioară), cât şi din cristale de gheaţă (în partea superioară). Altostratus poate produce precipitaţii, dar acestea sunt de obicei uşoare şi continue, nefiind prea însemnate cantitativ. Dacă norii Altostratus devin suficient de groşi, pot produce precipitaţii mai consistente şi de durată lungă, sub formă de ploaie sau ninsoare moderată ca intensitate. Norii Altostratus indică de obicei apropierea unui front cald, sugerând o schimbare

[12] Efectul de perspectivă este o iluzie vizuală care apare atunci liniile paralele din realitate par să se unească într-un punct pe orizont, datorită modului în care ochiul uman percepe distanţa. Aşa se întâmplă şi cu două drumuri sau şine de tren paralele, care par să se unească în depărtare, deşi rămân paralele.

iminentă a vremii. Prezenţa lor semnalează o atmosferă saturată în vapori de apă, iar pe măsură ce stratul devine mai gros şi coboară, este probabil să urmeze precipitaţii de lungă durată. Apariţia lor indică adesea o tranziţie de la vreme stabilă la condiţii de precipitaţii.

Specii

Având în vedere faptul că sunt caracterizaţi de o mare uniformitate, norii Altostratus nu prezintă specii.

Varietăţi

Altostratus translucidus (As. tr.) - strat sau pânză de nori de culoare albicioasă sau cenuşie, prin care se poate vedea Soarele sau Luna ca şi printr-un geam mat. Se aseamănă cu Cirrostratus, dar sunt mai denşi, mai groşi şi mai cenuşii decât acesta.

Altrostratus opacus (As. op.) - pânză sau strat continuu de nori, de culoare cenuşie, care acoperă complet cerul, nelăsând să se distingă prin ei albastrul cerului sau aştrii. Generează cele mai însemnate precipitaţii dintre toate varietăţile genului Altostratus şi sunt indicatori buni ai evoluţiei vremii.

Altostratus duplicatus (As. du.) - două sau mai multe straturi suprapuse, paralele sau uşor intercalate, situate la înălţimi diferite. Crează un aspect stratificat al cerului, dar au o textură generală uniformă.

Altostratus undulatus (As. un.) - strat uniform de nori, de culoare albicioasă sau gri, cu un model ondulat distinctiv, cu linii sau valuri paralele. Valurile sunt mai vizibile acolo unde stratul este mai subţire şi în părţile cu iluminare variabilă.

Altostratus radiatus (As. ra.) - benzi paralele care converg spre unul sau două puncte ale orizontului (figura 5.23).

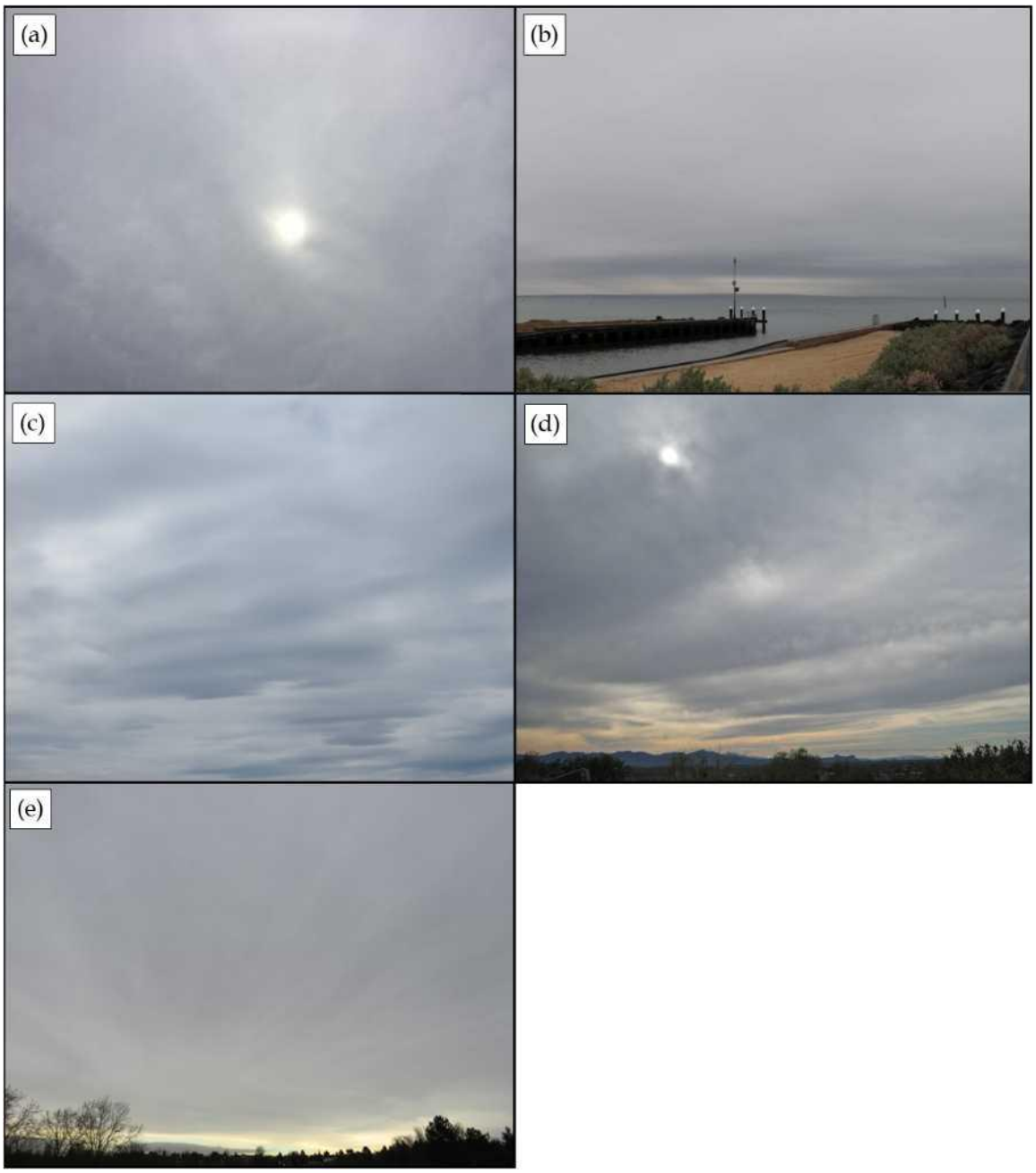


Figura 5.23. Varietăţile genului de nori Altostratus; *a – Altostratus translucidus, b – Altostratus opacus, c - Altostratus duplicatus, d - Altostratus undulatus; e - Altostratus radiatus (OMM, 2017)*

Genul Nimbostratus

Norii Nimbostratus sunt întunecaţi, de culoare cenuşie spre plumburie, groşi de până la 5000 m, cu baza situată frecvent sub 1000 m altitudine. Acoperă complet Soarele şi au un aspect difuz datorită căderii precipitaţiilor sub formă de ploaie sau ninsoare, care ajung la sol (figura 5.24).

Nimbostratusul se formează prin condensarea vaporilor de apă în urma răcirii adiabatice a aerului de pe pantele frontale din troposfera mijlocie. Sunt asociaţi

fronturilor calde şi celor ocluse, care, datorită faptului că se mişcă lent, conferă şi norilor Nimbostratus caracteristica de a precipita pe o durată mai lungă de timp (până la câteva zile). Mai pot lua naştere prin îngroşarea şi coborârea norilor Altostratus, prin extinderea pe orizontală a celor de tip Cumulonimbus, prin îngroşarea şi coborârea norilor Altocumulus şi Stratocumulus sau prin ridicarea şi îngroşarea norilor Stratus.

Au o structură mixtă, fiind alcătuiţi atât din picături de apă, cât şi din cristale de gheaţă. Baza este joasă şi, de multe ori, acoperită de norii pannus, care dau masei noroase un aspect zdrenţuit şi neregulat.

Norii Nimbostratus pot fi confundaţi cu Stratus, mai ales când nu precipită, situaţie în care observatorul va trebui să ţină cont de faptul că Stratus este poziţionat mai jos decât Nimbostratus. În situaţia în care precipită, diferenţierea se face pe baza tipului de precipitaţii, având în vedere că norii Nimbostratus generează precipitaţii însemnate cantitativ, iar Stratus aduc precipitaţii slabe, sub formă de burniţă. Sunt uşor de confundat şi cu norii Cumulonimbus, dar Nimbostratus nu produc grindină şi/sau fenomene orajoase. Dacă un nor Nimbostratus este însoţit de grindină, tunete şi fulgere, convenţional se va numi Cumulonimbus, chiar dacă observatorul nu poate identifica alte caracteristici ale unui nor Cumulonimbus.

Nu sunt buni indicatori ai evoluţiei vremii, deoarece când ei se dezvoltă pe cer, vremea rea s-a instalat deja, generând ploi sau ninsori, în funcţie de sezon.



Figura 5.24. Genul de nori Nimbostratus

Specii şi varietăţi

Având în vedere că sunt caracterizaţi de o mare uniformitate, norii Nimbostratus nu prezintă specii sau varietăţi.

5.7.3. Norii etajului inferior

Norii din etajul inferior se formează la altitudini mai mici de 2000 de metri şi sunt caracterizaţi prin structuri dense, opace şi un conţinut ridicat de picături de apă. Au o

formă asemănătoare cu grămezile, bancurile, pânzele sau valurile. Sunt groşi, opaci, nu permit observarea albastrului cerului sau a aştrilor prin ei, dar când razele Soarelui pătrund printre ei, marginile acestora fiind subţiri, devin argintii strălucitoare, iar razele lor apar sub forma unor fascicule luminoase dispuse conic, care emană din baza norului (INMH, 1986).

Culorile lor variază de la alb strălucitor, în condiţii de iluminare puternică, la gri închis, în situaţii de precipitaţii sau furtuni, iar baza lor joasă poate atinge solul în cazul norilor foarte denşi sau în condiţii de ceaţă. Sunt alcătuiţi din picături de apă, excepţie fiind norii dezvoltaţi puternic pe verticală (Cumulus congestus, Cumulonimbus), care, situându-se în domeniul temperaturii negative, au o structură mixtă (OMM, 1987).

Datorită grosimii lor, aceşti nori generează umbre pe sol, iar obiectele de la sol nu au umbre proprii.

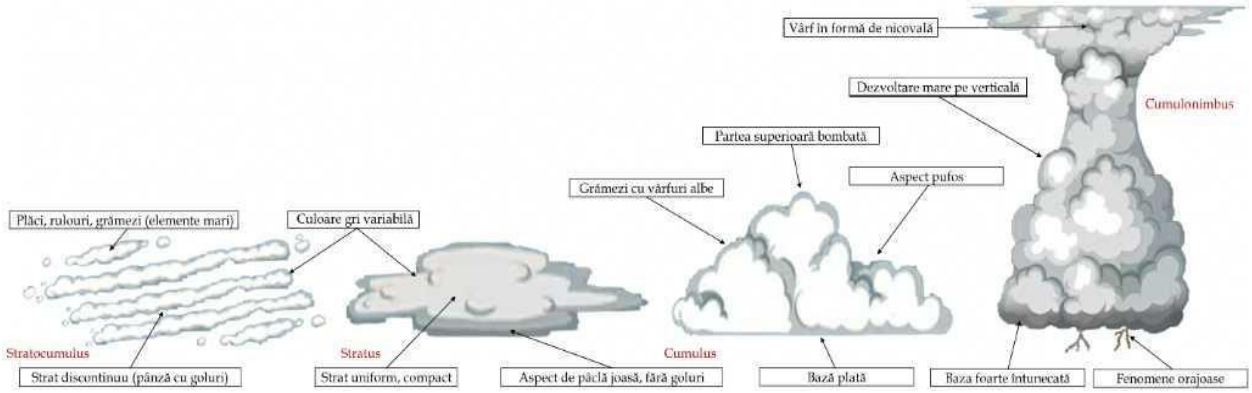


Figura 5.25. Caracteristici morfologice ale genurilor de nori aparţinând etajului inferior

Norii Stratocumulus se prezintă sub formă de straturi discontinue, alcătuite din plăci, rulouri sau grămezi de dimensiuni mari, de culoare gri, care permit observarea cerului printre elementele componente. Norii Stratus formează un strat uniform, compact, de culoare gri sau cenuşie, cu aspect de pâclă joasă şi fără spaţii libere. Norii Cumulus au aspect de grămezi izolate, cu baza plată, de culoare gri, iar partea superioară este bine conturată, albă şi bombată, având o textură care aminteşte de vată sau de conopidă. În schimb, norii Cumulonimbus sunt formaţiuni masive, cu o bază foarte întunecată şi neregulată, dezvoltare verticală extinsă până în troposfera superioară şi vârful caracteristic în formă de nicovală, fiind singurii dintre aceştia care generează fenomene orajoase, precum fulgere, tunete, grindină, vijelii şi tornade (figura 5.25; tabelul 5.12).

Tabelul 5.12. Clasificarea norilor etajului inferior pe bază de gen, specie, varietăţi şi nori anexă *(prelucrat după OMM, 2017)*

Genul	Specia	Varietatea	Particularitatea suplimentară	Norii anexă
Stratocumulus (Sc)	Stratiformis Lenticularis Castellanus	Translucidus Perlucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus Lacunosus	Virga Mamma Praecipitatio	
Stratus (St)	Nebulosus Fractus	Opacus Translucidus Undulatus	Praecipitatio	
Cumulus (Cu)	Humilis Mediocris Congestus Fractus	Radiatus	Virga Praecipitatio Arcus Tuba	Pileus Velum Pannus
Cumulonimbus (Cb)	Calvus Capillatus		Praecipitatio Virga Incus Mamma Arcus Tuba	Pileus Velum Pannus

Genul Stratocumulus

Norii Stratocumulus îmbină caractere cumuliforme şi stratiforme, având un aspect de pânză sau strat de nori mai mult sau mai puţin continuu. În cadrul acestui strat, elementele pot fi variate, de la plăci şi rulouri până la grămezi de nori cu dezvoltare aparentă mai mare de 5°, între care apar spaţii libere prin care se poate vedea albastrul cerului. Grosimea lor este cuprinsă între 200 şi 800 m, iar baza este situată, de obicei, între 500 şi 1500 m. Atunci când au grosimi considerabile, culoarea lor este mai închisă, de obicei gri sau gri închis, iar când grosimea stratului este mai mică, au o culoare mai deschisă, apropiată de alb. Când sunt foarte subţiri, pot dezvolta coroane şi irizaţii (OMM, 2017).

Norii Stratocumulus se formează când aerul umed se ridică uşor şi se răceşte în condiţii stabile, creând un strat jos de nori denşi, până la nivelul unui strat de inversiune termică situat la 2 km în troposferă. Iau naştere în special în partea de sub vânt a obstacolelor (munţi, dealuri). Se mai pot dezvolta prin transformarea norilor Altocumulus, Stratus, Cumulus sau Cumulonimbus (Constantin, 2017).

Pot fi confundaţi cu norii Stratus, dar de reţinut este că Stratocumulus prezintă goluri, în timp ce cei dintâi nu. Uşor de confundat sunt şi Stratocumulus cu Altocumulus, dar diferenţa o face dimensiunea aparentă a elementelor componente, peste 5° pentru Stratocumulus şi sub 5° pentru Altocumulus.

Sunt alcătuiţi din picături foarte fine de apă, rar din cristale de gheaţă sau din fulgi de zăpadă. Precipită rar, sub formă de picături mari şi rare de ploaie, fulgi mari şi rari de zăpadă şi boabe rare de măzăriche moale, în cantitate mică şi într-un interval scurt de timp. Produc virga doar pe timp foarte rece, când poate fi însoţită de halo.

Specii

Stratocumulus stratiformis (Sc. str.) are aspect de pături sau straturi întinse de nori care pot acoperi întreaga boltă cerească. Pot fi uniformi sau prezintă mici ondulaţii sau fisuri, permiţând uneori razele Soarelui să treacă prin ei. Au o culoare gri sau albă, iar baza lor este relativ uniformă. Este cea mai frecventă specie a norilor Stratocumulus (figura 5.26).

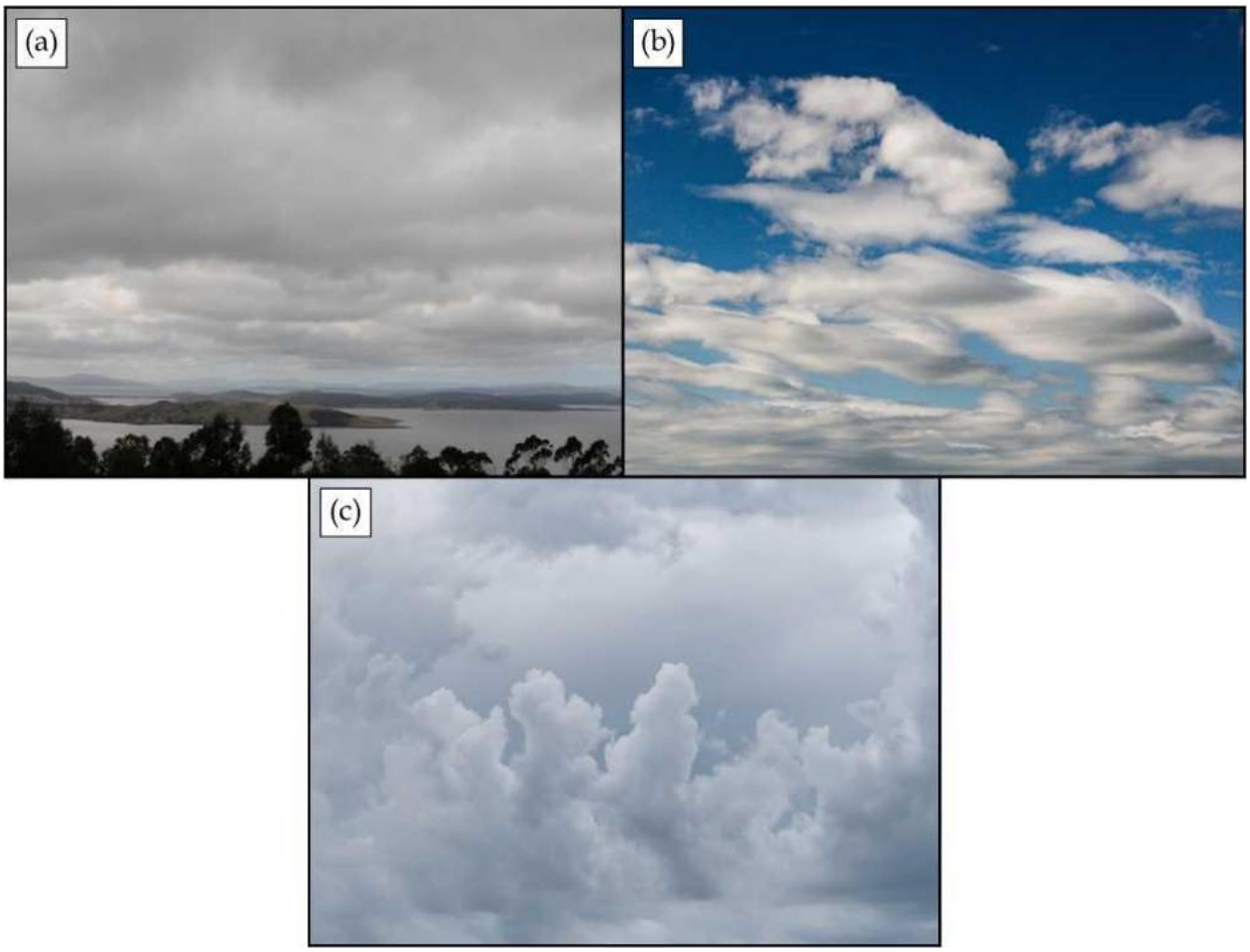


Figura 5.26. Speciile genului de nori Stratocumulus; *a – Stratocumulus stratiformis , b – Stratocumulus lenticularis, c - Stratocumulus castellanus (OMM, 2017)*

Stratocumulus lenticularis (Sc. len.) are un aspect distinctiv de lentilă sau de migdală. Au o lăţime aparentă de peste 5° atunci când sunt observaţi sub un unghi de peste 30° deasupra orizontului. Aceşti nori au margini bine definite, o culoare albă sau

gri deschis şi rămân aproape staţionari, chiar dacă vântul poate fi puternic la altitudinea la care se află.

Stratocumulus castellanus (Sc. cas.) - formaţiuni verticale care seamănă cu turnuri sau creste ce ies din stratul principal al norului, fiind poziţionate pe o bază comună. Indică instabilitate atmosferică moderată în straturile superioare şi sunt frecvent observaţi înaintea schimbărilor meteorologice, când precedă furtunile. Se pot transforma în nori cu dezvoltare verticală, precum Cumulus congestus şi Cumulonimbus.

Varietăţi

Apar în special la specia stratiformis.

Stratocumulus translucidus (Sc. tr.) - nori maţi, subţiri, parţial transparenţi, astfel încât prin ei se vede Soarele sau Luna, iar prin golurile formate se poate observa albastrul cerului. Formează un strat subţire şi adesea marginile lor pot să fie mai difuze decât în cazul altor tipuri de nori Stratocumulus.

Stratocumulus perlucidus (Sc. pe.) – stratul noros are un aspect fragmentat, dezvoltându-se spaţii vizibile între masele de nori, prin care se pot vedea aştrii, albastrul cerului sau norii de deasupra lor. Diferenţa dintre primele două varietăţi ale norilor Stratocumulus este aceea că translucidus permite trecerea luminii printr-un strat noros uniform, în timp ce perlucidus are deschideri între masele de nori, lăsând cerul vizibil doar pe alocuri.

Stratocumulus opacus (Sc. op.) este un strat gros şi dens, care blochează complet lumina Soarelui sau a Lunii, creând un aspect întunecat şi uniform. Sunt de obicei de culoare gri, dar pot avea culori variate. Dau cerului un aspect uniform, monoton şi întunecat.

Stratocumulus duplicatus (Sc. du.) - două sau mai multe straturi de nori Stratocumulus suprapuse şi aflate la înălţimi diferite în troposferă. Aceştia creează un aspect stratificat, cu părţi vizibile în care straturile se întrepătrund sau sunt separate de spaţii mai luminoase.

Stratocumulus undulatus (Sc. un.) - se remarcă printr-un aspect ondulat, sub forma unor benzi sau valuri paralele, care acoperă cerul uniform. Acest strat este uneori intersectat de un al doilea sistem de benzi transversale.

Stratocumulus radiatus (Sc. ra.) - sunt dispuşi liniar, cu mase de nori aranjate în benzi paralele care converg în una sau două puncte opuse la orizont, datorită efectului de perspectivă. Între benzile paralele se formează spaţii goale, prin care se vede albastrul cerului în timpul zilei (figura 5.27).

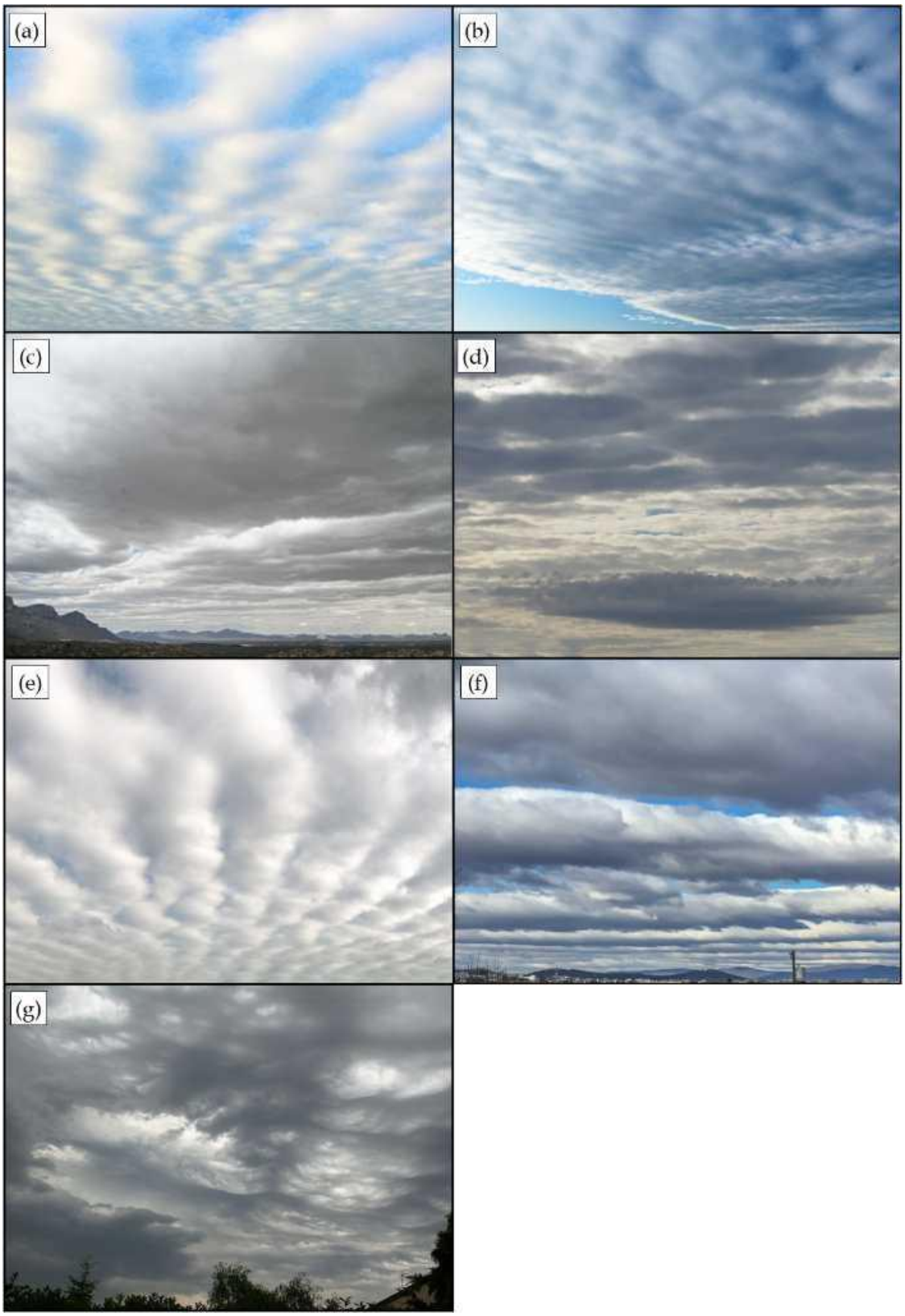


Figura 5.27. Varietăţile genului de nori Stratocumulus; *a – Stratocumulus translucidus, b – Stratocumulus perlucidus, c - Stratocumulus opacus, d - Stratocumulus duplicatus, e - Stratocumulus undulatus, f - Stratocumulus radiatus, g - Stratocumulus lacunosus (OMM, 2017)*

Stratocumulus lacunosus (Sc. la.) - pânză sau strat de nori care se caracterizează printr-un aspect fragmentat, cu numeroase găuri senine şi rotunjite distribuite neregulat în masa noroasă.

Genul Stratus

Norii Stratus sunt dispuşi sub formă de pături cu baza uniformă, de culoare cenuşie sau gri, având baza rareori situată la înălţimi mai mari de 500 m, iar la partea superioară prezintă ondulaţii, vizibile din avion sau de pe vârfurile munţilor. În unele situaţii, baza lor poate fi situată la o înălţime de sub 10 m, când acoperă vârfurile clădirilor înalte (lucru care îi face cei mai joşi nori). În ceea ce priveşte grosimea, aceasta poate varia, în mod normal, între aproximativ 200 şi 800 m (Lohmann et al., 2016).

Sunt formaţi din picături de apă, dar la valori termice scăzute (în perioada rece a anului) conţin cristale de gheaţă, fulgi de zăpadă sau zăpadă grăunţoasă; în aceste situaţii au o culoare mai întunecată. Precipită destul de rar, dar când o face, poate reduce semnificativ vizibilitatea orizontală.

Norii Stratus se formează predominant prin procese de răcire radiativă nocturnă a aerului până la atingerea punctului de condensare, prin advecţia maselor de aer peste suprafeţe mai reci sau prin ridicarea lentă a aerului stabil pe pante uşoare ori frontale. Sunt asociaţi cu stabilitatea atmosferică şi se dezvoltă mai frecvent în anotimpul rece al anului, când pot acoperi cerul zile la rând. Vara, norii Stratus au o durată de viaţă scurtă, transformându-se, în unele situaţii, în Cumulus humilis datorită curenţilor convectivi.

Specii

Stratus nebulosus (St. neb.) - sunt dispuşi sub forma unor pături de nori uniforme, difuze şi opace, de culoare cenuşie, care acoperă complet bolta cerească. Conferă cerului un aspect monoton, fără structuri vizibile. Este cea mai frecvent întâlnită specie din genul Stratus.

Stratus fractus (St. fra.) are aspectul unui strat compus din fâşii neregulate, bucăţi de nori fragmentaţi, ale căror contururi se modifică continuu şi care se mişcă rapid pe cer. Existenţa lor este efemeră, transformându-se în Cumulus o dată cu încălzirea solului. Sunt frecvent asociaţi cu precipitaţii uşoare sau cu ceaţă în disipare (figura 5.28).

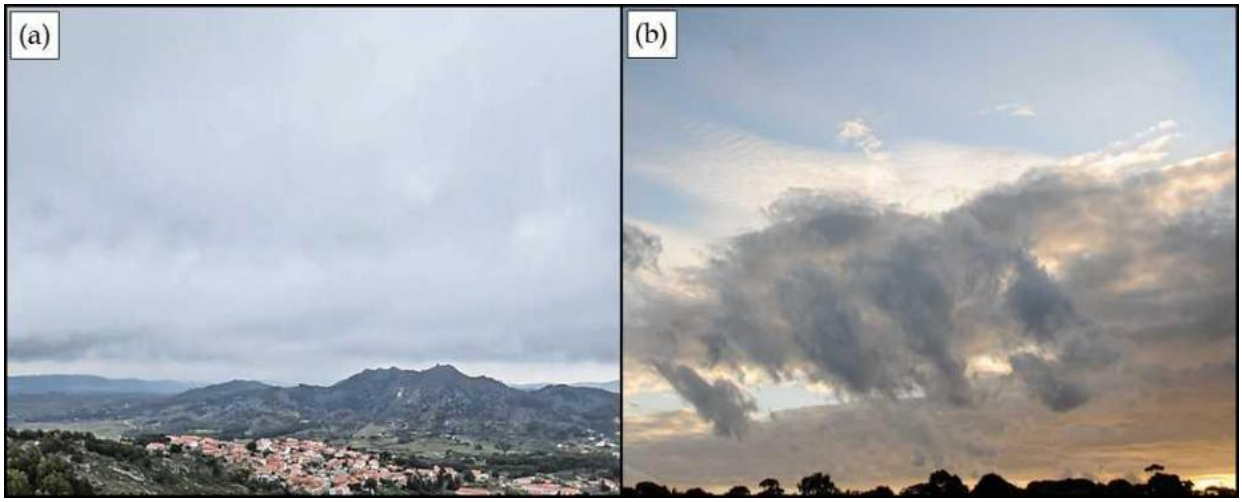


Figura 5.28. Speciile genului de nori Stratus; *a – Stratus nebulosus, b – Stratus fractus (OMM, 2017)*

Varietăţi

Stratus opacus (St. op.) - strat dens şi gros de nori care acoperă tot cerul şi blochează aproape complet lumina Soarelui şi a Lunii. Sunt cei mai frecvenţi şi oferă cerului un aspect uniform şi întunecat (figura 5.29).

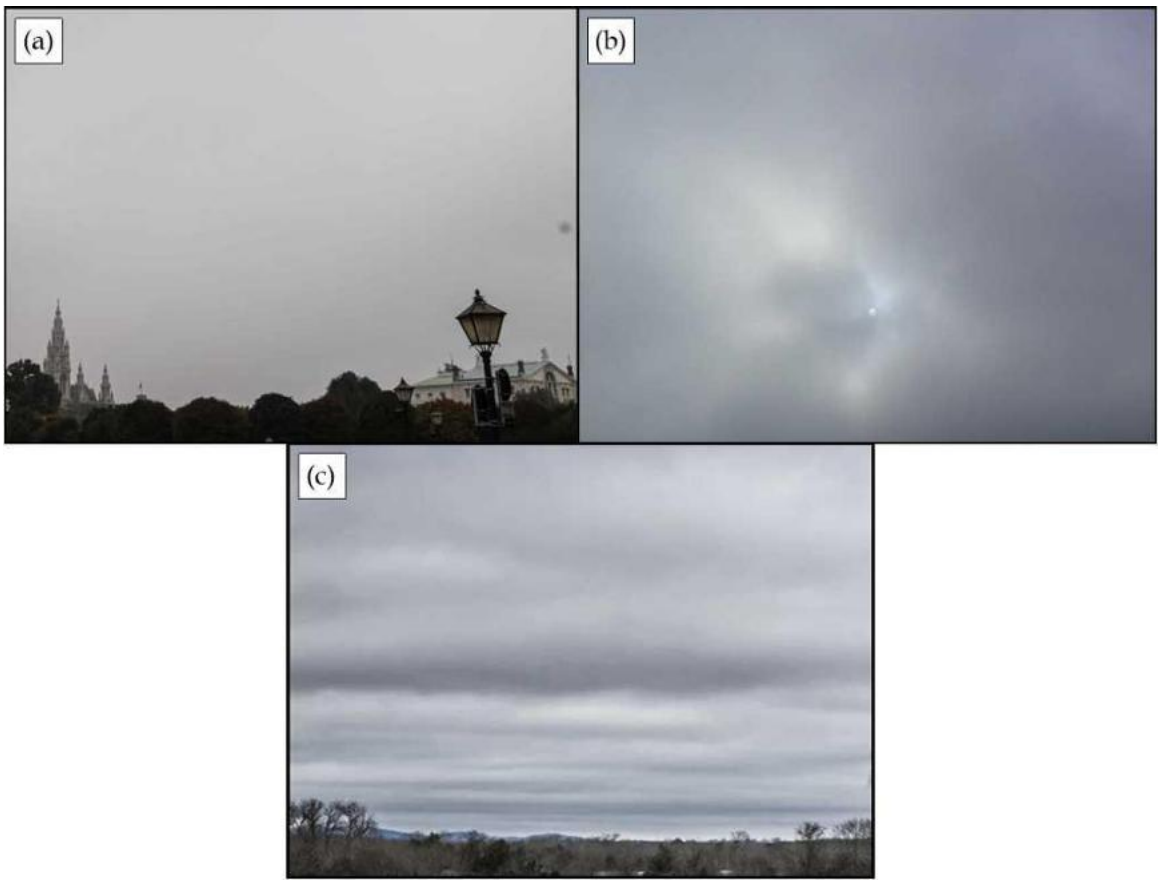


Figura 5.29. Varietăţile genului de nori Stratus; *a – Stratus opacus, b – Stratus translucidus, c - Stratus undulatus (OMM, 2017)*

Stratus translucidus (St. tr.) - strat subţire şi uniform de nori care, spre deosebire de opacus, permite trecerea luminii Soarelui şi a Lunii prin el. În aceste condiţii, cerul are un aspect luminos şi difuz.

Stratus undulatus (St. tr.) - strat de nori care prezintă un aspect ondulat format din valuri paralele. Apar destul de rar, doar când norii au luat naştere din nori Stratocumulus.

Genul Cumulus

Norii Cumulus au aspect de grămezi de vată, cu vârfurile de culoare albă şi baza aplatizată de culoare gri. Au o grosime mai mare sau egală cu înălţimea (de la o sută la câteva mii de metri), partea superioară fiind înmugurită, cu aspect de conopidă. Sunt norii care corespund cel mai bine ideii generale a oamenilor despre nori, fiind pufoşi şi, de cele mai multe ori, asociaţi cu vremea bună. Se formează sub limita de 2 km (cu bazele cel mai frecvent situate între 600 şi 1000 m), în troposfera inferioară, excepţie făcând specia congestus, care, deşi are baza tot în etajul inferior, poate evolua până în troposfera medie (în unele situaţii poate atinge şi chiar depăşi înălţimea de 6000 m). În general, nu produc precipitaţii, excepţie făcând din nou specia congestus, care poate genera atât virga, cât şi precipitaţii lichide. În cazul precipitaţiilor, acestea sunt de obicei de intensitate moderată şi pe perioade scurte, fără a fi semnificative din punct de vedere cantitativ.

Se formează în timpul zilei datorită curenţilor de convecţie care apar în masele de aer instabile deasupra suprafeţei terestre, care absoarbe şi emană mai repede căldura solară. Pe continente se formează în special în dimineţile senine ale sezonului cald, când scăderea verticală a temperaturii este mare şi umezeala relativă este ridicată, atingând apogeul pe la orele amiezii, iar spre seară dispar. Pe oceane, cumulizarea are loc cu câteva ore înainte de răsăritul Soarelui, datorită proprietăţii apei de a acumula căldură în timpul zilei şi de a o ceda noaptea, lucru care duce la o instabilizare a aerului în timpul nopţii pe mări şi oceane. Pe litoral, norii Cumulus se formează în timpul zilei deasupra uscatului ca efect al brizei de mare. În timpul nopţii se formează pe mare, având o dispunere în şiruri paralele cu ţărmul, la distanţa la care circulaţia de briză se închide pe verticală.

Specii

Cumulus humilis (Cu. hum.) are aspectul unor grămezi de vată, cu vârfurile rotunjite şi cu o extindere mai mare pe orizontală decât pe verticală. Vârfurile acestora sunt albe strălucitoare, în timp ce baza lor are culoarea gri-plumburiu (figurile 5.30 şi 5.31). Adesea spaţiile dintre norii Cumulus humilis sunt foarte largi. Ei apar în dimineţile senine de vară, se îngroaşă şi se îndeasă, iar dacă nu se transformă în Cumulus mediocris,

spre seară dispar sau se transformă în Stratocumulus. Nu sunt asociate cu fenomene meteorologice semnificative, nu produc precipitaţii şi sunt un indicator al vremii bune.

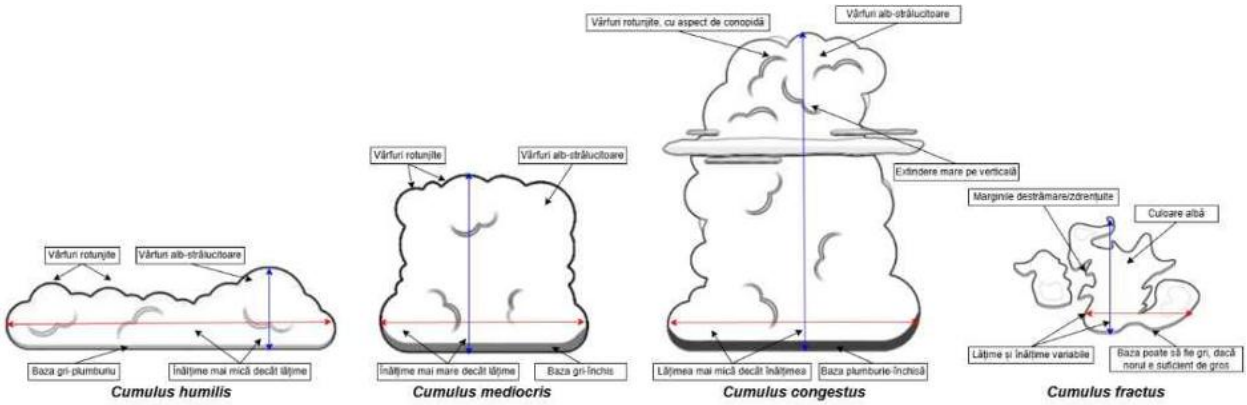


Figura 5.30. Caracteristici morfologice ale speciilor de nori Cumulus

Cumulus mediocris (Cu. med.) are acelaşi aspect de grămezi de vată ca în cazul norilor Cumulus humilis, dar aceştia au contururi mai mult sau mai puţin triunghiulare şi o înălţime egală cu lungimea. Contururile sunt netede, vârfurile sunt rotunjite (datorită mişcărilor convective puternice) şi au o culoare albă strălucitoare, în timp ce baza este de culoare gri închis (figura 5.31). Ei fac trecerea de la Cumulus humilis la Cumulus congestus. Având în vedere covecţia puternică, Cumulus mediocris evoluează adesea în Cumulus congestus. Nu generează precipitaţii, dar pot să se dezvolte în condiţii de instabilitate atmosferică. Atunci când se întâmplă acest lucru, poate fi un semn al unor schimbări meteorologice, dar contextul în care apar este crucial pentru a determina dacă sunt asociate cu vreme bună sau cu schimbări ale vremii.

Cumulus congestus (Cu. cong.) - sunt nori cu mare extindere pe verticală (mai mare decât baza), datorită mişcărilor puternice de convecţie, cu vârfuri care sunt rotunjite şi au aspect de conopidă, fiind de culoare alb-strălucitoare când sunt luminate direct de Soare, sau prezentând diferite grade de întunecare dacă sunt priviţi dinspre partea umbrită. Bazele lor sunt întunecare, adesea de culoare plumburie (figurile 5.30 şi 5.31). Evoluţia norilor de tip Cumulus congestus este adesea predictibilă; după-amiază sau spre seară, aceştia se transformă în Stratocumulus sau Cumulonimbus.

Ajungând la mai mulţi kilometri înălţime, picăturile fine de apă din care sunt formaţi pot creşte şi se pot transforma în picături de ploaie, care cad sub formă de virga sau chiar de aversă, fără a fi însoţite de oraje sau grindină. În zonele temperate, Cumulus congestus se poate dezvolta foarte pronunţat pe verticală şi poate produce precipitaţii însemnate cantitativ în timpul verii, mai ales atunci când atinge dezvoltarea verticală maximă, respectiv se află în stadiul de trecere către Cumulonimbus. Alteori, precipitaţiile sunt neînsemnate cantitativ şi, spre seară, involuează, transformându-se în

Stratocumulus, care dă picături mari şi rare de ploaie sau fulgi mari şi rari de zăpadă, dar neînsemnate cantitativ şi ca durată.

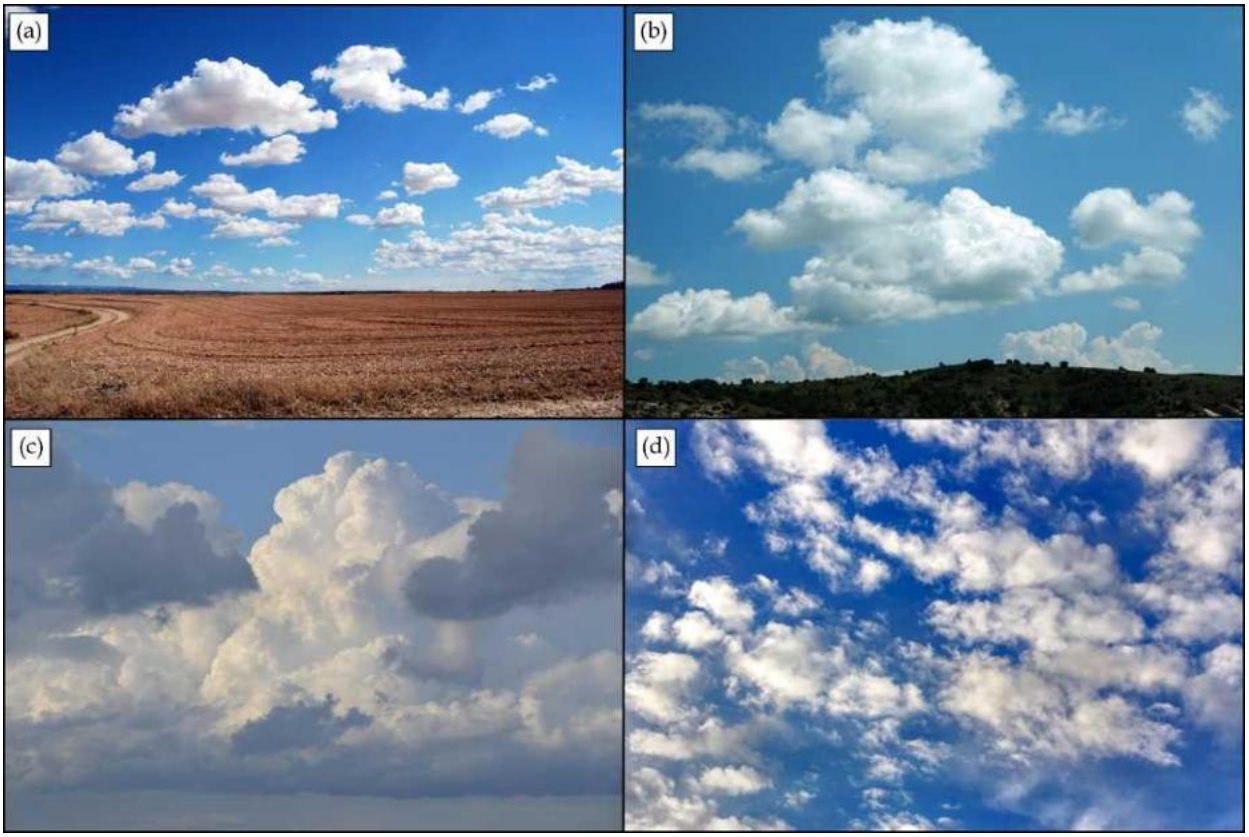


Figura 5.31. Speciile genului de nori Cumulus; *a – Cumulus humilis, b – Cumulus mediocris, c – Cumulus congestus, d – Cumulus fractus*

Cumulus fractus (Cu. fra.) este alcătuit din grămezi mici, cu marginile destrămate, aflate în continuă transformare. Apar în dimineţile senine şi sunt o formă de tranziţie între genurile Stratus şi Cumulus. Când se formează în partea inferioară a norilor Altostratus sau Nimbostratus din care cad precipitaţii, au o culoare mai închisă şi se numesc nori anexă de tip *pannus* (figurile 5.30 şi 5.31). Sunt adesea fragmentaţi şi mai puţin denşi decât norii Cumulus obişnuiţi, ceea ce îi face să apară mai difuzi şi mai puţin strălucitori. În cazul în care norul de tip Cumulus fractus are o densitate mare de vapori de apă, adică este mai gros, baza lui poate fi gri închis, în timp ce partea superioară este albă; în cazul în care norul este subţire, întreaga masă poate fi albă. Spre deosebire de celelalte specii ale norilor Cumulus, fractus au un aspect zdrenţuit, fără structură bine definită. Cu toate că de multe ori se individualizează printr-o dispunere orizontală mai mare decât cea verticală, acest aspect nu este o regulă.

Varietăţi

Cumulus radiatus (Cu. ra.) - grămezi de nori dispuse în şiruri paralele cu direcţia vântului dominant (care bate slab la altitudinea lor de formare şi, astfel, îi deplasează încet, fără a-i altera sau a le amesteca) se mai numesc drumuri de nori. Fiecărui nor îi corespunde un curent ascendent, iar fiecărui gol dintre doi nori îi corespunde un curent descendent. Datorită efectului de perspectivă, drumurile de nori par să conveargă spre una sau două direcţii ale orizontului (figura 5.32).



Figura 5.32. Specia Radiatus a genului de nori Cumulus

Genul Cumulonimbus

Norii Cumulonimbus sunt denşi, cu foarte mare extindere verticală, a căror bază se situează la câteva sute de metri de sol (500 – 1000 m), dar partea superioară se poate dezvolta până la câteva mii de metri altitudine (în unele situaţii chiar până în troposfera superioară). Partea superioară este cirriformă, fibroasă, uneori în formă de nicovală, în timp ce baza acestuia este de culoare foarte închisă, neuniformă, datorită trenelor de virga, particularităţilor suplimentare şi norilor anexaţi, situaţi sub baza acestuia.

Având în vedere marea lor dispunere pe verticală, norii Cumulonimbus sunt constituiţi dintr-un amestec de picături de apă (la bază), cristale de gheaţă şi fulgi de zăpadă (în partea superioară). Se formează mai ales vara, în masele de aer instabilizate şi la temperatură ridicată a aerului, care favorizează dezvoltarea curenţilor ascendenţi, ca ultim stadiu de dezvoltare al norilor Cumulus congestus, Altocumulus şi Stratocumulus castellanus, Altostratus şi Nimbostratus. Dau precipitaţii sub formă de aversă în perioada caldă a anului, care pot fi însoţiţi de grindină şi fenomene orajoase. În perioada rece a

anului, aceştia determină furtuni de zăpadă, dar foarte rar apar şi fenomene orajoase. Aceşti nori generează şi vijelii, trombe marine sau tornade, în funcţie de caracteristicile suprafeţei subiacente şi ale maselor de aer care intră în contact. Aceşti nori se individualizează în fronturile reci, unde determină averse pe linia frontului şi în spatele ei (INMH, 1986; Ahrens & Henson, 2020).

În primele stadii de formare, norii Cumulonimbus au aspectul unui Cumulus congestus, ceea ce îi face foarte greu de deosebit, mai ales dacă aceştia se află la mare distanţă de observator. Diferenţa principală dintre cele două tipuri de nori este dată de partea superioară, care este mai compactă şi, în contrast evident (are contururi uşor observabile), cu culoarea cerului în cazul norilor Cumulus congestus, în timp ce la norul Cumulonimbus partea superioară este caracterizată prin pierderea conturului, fiind mai fibroasă, datorită prezenţei cristalelor de gheaţă. La bază, norii Cumulonimbus pot fi confundaţi cu Nimbostratus, mai ales când produc precipitaţii şi acoperă toată bolta cerească (nu se pot identifica detaliile părţilor laterale sau superioare), dar se deosebesc uşor de aceştia prin faptul că sunt singurii care produc fenomene orajoase şi grindină. Înălţimea maximă a norilor Nimostratus atinge 5-6 km, fapt care nu permite concentrarea sarcinilor electrice şi generarea fulgerelor. Totodată, un indiciu care ajută observatorul în deosebirea lor este şi caracterul precipitaţiilor, ştiindu-se că norii Cumulonimbus precipită de regulă sub formă de averse, în timp ce din norii Nimbostratus cad precipitaţii cu intensitate mai mică şi durată mai mare.

Din destrămarea norilor Cumulonimbus pot să ia naştere nori caracteristici tuturor celor trei etaje, datorită marii complexităţi a structurii verticale a acestui gen de nori. Astfel că din partea superioară iau naştere norii cirriformi, din partea mijlocie se desprind norii Altocumulus şi Altostratus cumulonimbogenitus[13], iar din partea inferioară pot să ia naştere norii Nimbostratus şi Stratocumulus cumulonimbogenitus. De reţinut că nu în toate cazurile destrămarea unui Cumulonimbus duce la formarea tuturor genurilor de nori amintite anterior.

Specii

Cumulonimbus calvus (Cb. cal.) are culoare albicioasă, vârfuri înmugurite şi aplatizate la partea superioară. Pot să genereze precipitaţii în aversă, dar nu sunt însoţiţi întotdeauna de precipitaţii, fiind un stadiu intermediar de dezvoltare al norilor Cumulonimbus. Calvus trece adesea în capillatus, care reprezintă ultimul stadiu de dezvoltare al Cumulonimbusului.

Cumulonimbus capillatus (Cb. cap.) are partea superioară striată sau fibroasă. Sunt asociaţi cu o instabilitate atmosferică severă, generând precipitaţii în aversă, însoţite de

[13] Termen utilizat pentru norii care s-au format din destrămarea unui Cumulonimbus.

vijelii, tunete, fulgere şi grindină, iar la partea inferioară pot prezenta uneori virga. Este ultima fază de dezvoltare a unui Cumulonimbus, cu extindere maximă pe verticală, adesea până la tropopauză. Dacă deasupra stratului de aer în care se formează aceşti nori apare o inversiune termică, partea lor superioară se aplatizează sub forma unei nicovale (*incus*), din care se pot desprinde sau nu părţi ciriforme, striate sau fibroase (figura 5.33).

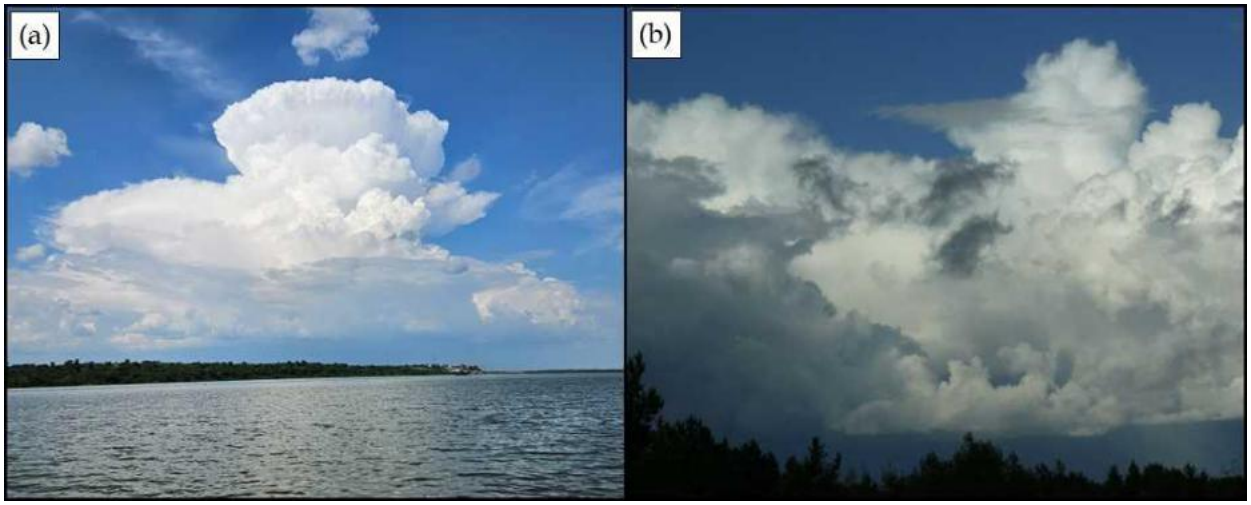


Figura 5.33. Speciile genului de nori Cumulonimbus; *a – Cumulonimbus calvus, b – Cumulonimbus capillatus (OMM, 2017)*

Varietăţi

Norii Cumulonimbus nu prezintă varietăţi.

5.7.4. Particularităţi şi nori anexă

Particularităţi suplimentare

Particularităţile norilor reprezintă trăsături vizuale sau dinamice suplimentare, observabile în cadrul unui anumit gen, specie sau varietate de nori. Particularităţile sunt atribute suplimentare care nu definesc structura principală a norului, ci evidenţiază fenomene atmosferice asociate. Acestea sunt: *mamma*, *virga*, *praecipitatio*, *arcus*, *tuba* si *incus* (figura 5.34).

Mamma (mammatus) este constituit din protuberanţe rotunjite, care seamănă cu mameloane, saci sau pungi atârnate de partea inferioară a norilor. Apar de obicei în condiţii atmosferice instabile, în care aerul rece coboară rapid, iar cel cald urcă. Genurile de nori care dezvoltă particularitatea mamma sunt: Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus, Stratocumulus şi Cumulonimbus.

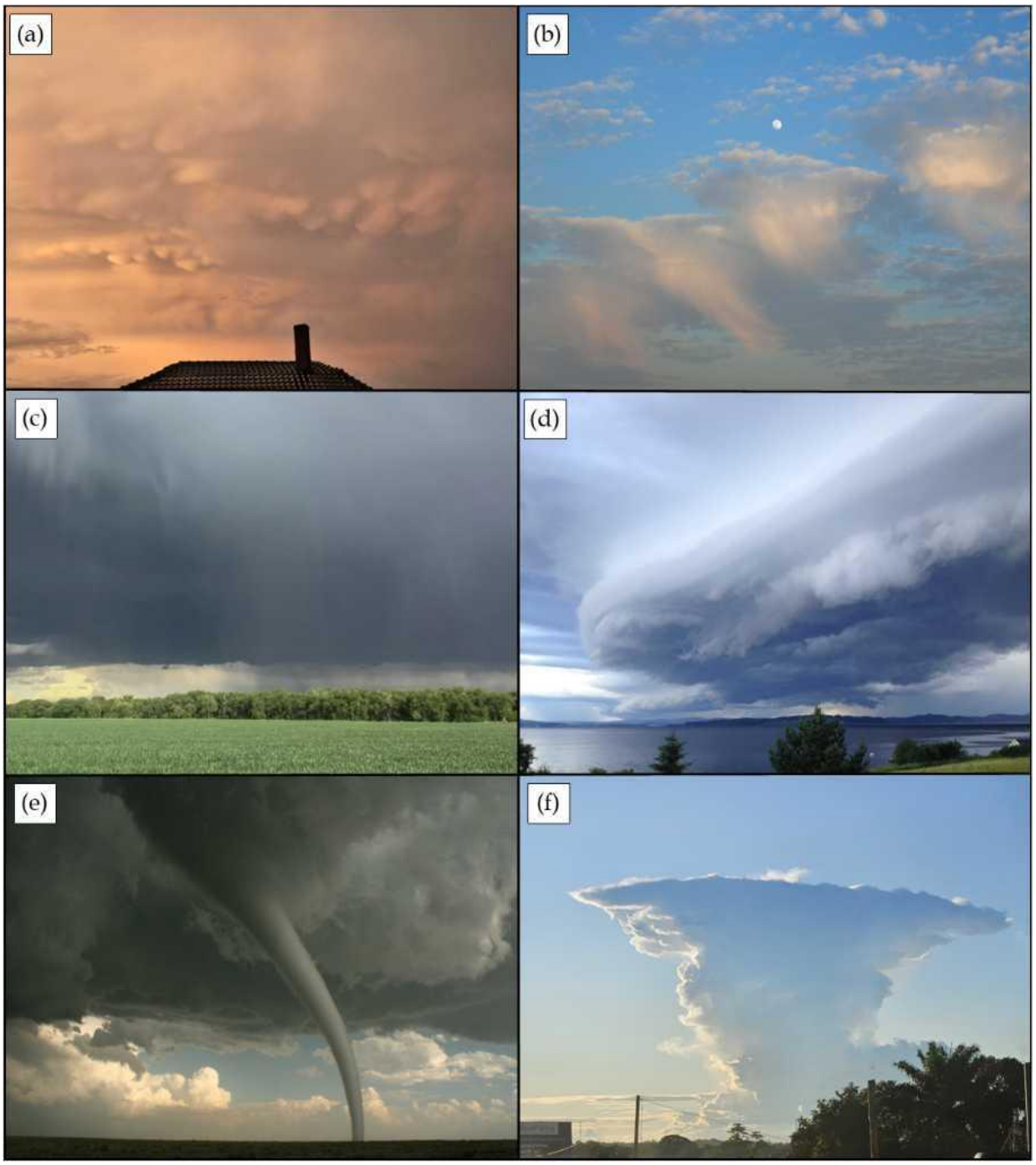


Figura 5.34. a – Cumulonimbus capillatus mamma; b - Altocumulus stratiformis virga; c – Cumulonimbus capillatus praecipitatio; d - Cumulonimbus capillatus arcus; e - Cumulonimbus capillatus tuba; f - Cumulonimbus capillatus incus *(OMM, 2017)*

Virga este reprezentată prin apariţia unor dâre subţiri de precipitaţii care se desprind din baza norilor, dar care se evaporă complet înainte de a atinge solul, ca urmare a prezenţei unui strat de aer mai cald şi mai uscat în apropierea suprafeţei terestre. Virga prezintă adesea un aspect fibros sau filamentos, asemănător unor fire sau franjuri,

dispuse vertical sau curbat, în funcţie de intensitatea şi direcţia curenţilor de aer. Genurile de nori sub care se dezvoltă particularitatea virga sunt: Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Cumulus şi Cumulonimbus.

Praecipitatio reprezintă o particularitate a norilor, care se manifestă prin prezenţa precipitaţiilor continue sau intermitente, care ating şi se depun pe suprafaţa terestră. Această caracteristică se individualizează prin contrast cu virga, la care precipitaţiile se evaporă parţial sau complet înainte de a ajunge la sol. Genurile de nori care dezvoltă particularitatea praecipitatio sunt: Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus şi Cumulonimbus.

Arcus este un nor cu aspect de arc jos sau rulou, întins pe orizontală şi situat la baza norului principal. Acest tip de nor indică adesea prezenţa unor curenţi de aer puternici, specifici fronturilor reci sau vânturilor în rafală. Apar în condiţii de instabilitate atmosferică şi pot indica apropierea unor furtuni. Genurile de nori care dezvoltă particularitatea arcus sunt Cumulus şi Cumulonimbus.

Tuba este caracterizată de prezenţa unei formaţiuni cu aspectul unei pâlnii, aşezată în poziţie verticală, în partea inferioară a norului. Această formaţiune este un vortex de aer, un precursor al tornadelor sau trombelor. Diferenţa dintre acest vortex şi o tornadă este că acesta nu atinge solul sau suprafaţa de apă, iar acesta poate evolua sau nu într-o tornadă propriu-zisă. Genurile de nori care dezvoltă particularitatea tuba sunt Cumulus şi Cumulonimbus.

Incus are o formă aplatizată la vârf, care seamănă cu o nicovală. Când vânturile de la altitudine bat predominant sau intens dintr-o singură direcţie, nicovala poate să se extindă mult pe orizontală şi să fie aplatizată în direcţia din care bate vântul. Din vârful nicovalei poate cădea virga, în cazul în care cristalele de gheaţă devin mult prea mari pentru a fi susţinute de vânturile din troposferă. Se dezvoltă doar la norii Cumulonimbus.

Nori anexă

Norii anexă sunt formaţiuni noroase secundare care apar în legătură directă cu un nor principal, fără a avea o existenţă independentă. Ei nu constituie genuri, specii sau varietăţi de sine stătătoare, ci sunt componente adiacente sau încorporate. Aceştia sunt: *pannus*, *pileus* şi *velum* (figura 5.35).

Pannus apare sub formă de fragmente noroase joase, neregulate şi zdrenţuite, aflate în mişcare rapidă şi dezvoltate sub baza unui nor principal. Acestea pot părea despărţite de plafonul principal de nori, dându-i cerului un aspect dinamic. Prezenţa acestei anexe de nori este asociată cu instabilitate atmosferică moderată şi poate servi

drept indicator al precipitaţiilor. Genurile de nori care prezintă nori anexă de tip pannus sunt: Altostratus, Nimbostratus, Cumulus şi Cumulonimbus.

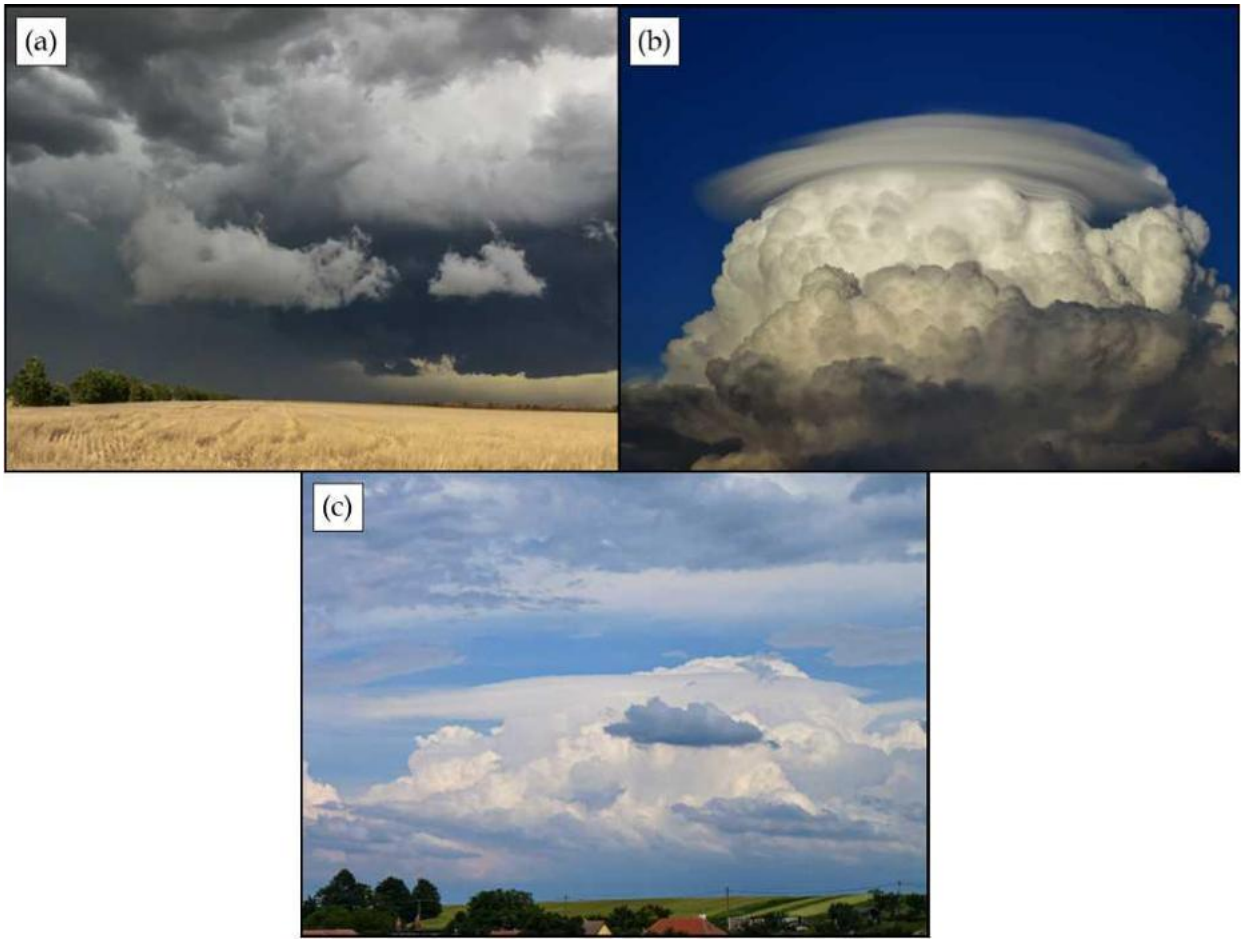


Figura 5.35. a - Cumulonimbus capillatus pannus; b – Cumulus congestus pileus; c – Cumulonimbus calvus velum *(OMM, 2017)*

Pileus este un strat neted şi subţire de nori, asemănător cu o pălărie, situat imediat deasupra vârfului unui nor aflat în dezvoltare rapidă, de obicei, Cumulus congestus sau Cumulonimbus.

Velum este un strat subţire şi întins, asemănător unui voal, dezvoltat pe orizontală, care înconjoară partea superioară a norilor Cumulus congestus şi Cumulonimbus. Este mai extins decât pileus.

5.7.5. Efectuarea observaţiilor asupra norilor

La staţiile meteorologice se efectuează observaţii continue ale nebulozităţii. Acestea sunt esenţiale deoarece furnizează informaţii importante despre condiţiile atmosferice de la un moment dat. Prin urmare, sunt efectuate observaţii asupra genurilor şi speciilor de nori, asupra gradului de acoperire a cerului cu nori, precum şi observaţii

şi măsurători ale înălţimii plafonului de nori. Acestea sunt de două tipuri, vizuale şi instrumentale, în funcţie de dotările tehnice existente la staţiile meteorologice.

Efectuarea observaţiilor vizuale

Identificarea norilor

Pentru realizarea observaţiilor vizuale asupra tipurilor de nori, trebuie să se ţină cont de câteva condiţii. Observatorul trebuie să fie poziţionat pe o unitate de relief nu prea accentuată (cum ar fi un munte) sau pe mare, vizibilitatea să nu fie afectată de fenomene meteorologice precum ceaţă, pâclă, fum sau praf, Soarele să fie suficient de ridicat pe bolta cerească pentru ca gradul de iluminare şi culoarea norilor să fie normale, norii să fie suficient de înalţi deasupra orizontului, ca efectul de perspectivă să fie neglijabil. Totodată, punctul de observare trebuie să fie reprezentativ pentru staţia meteorologică pentru care se fac determinările, iar observatorul să aibă o privire de ansamblu cât mai bună asupra unei părţi cât mai mari a boltei cereşti (ANM, 2017a).

Procesul de observare a norilor trebuie să înceapă întotdeauna cu identificarea tuturor elementelor noroase, pentru ca mai apoi să se treacă la determinarea nebulozităţii, a înălţimii plafonului de nori, iar în cazuri deosebite, a direcţiei şi a vitezei lor de deplasare, respectiv a grosimii optice.

În timpul zilei, în special atunci când lumina Soarelui afectează calitatea observaţiilor, se pot utiliza ochelari cu lentile polarizante sau oglinzi nefoscopice de culoare neagră. În timpul nopţii, observaţiile trebuie făcute dintr-un loc întunecos, suficient de îndepărtat de sursele luminoase, numai după ce ochii observatorului s-au adaptat la întuneric. Tot pentru observaţiile nocturne, evoluţia norilor trebuie urmărită încă din timpul serii, pentru a putea anticipa schimbările care se vor produce.

Pentru identificarea norilor trebuie să se aibă în vedere genul, specia, varietatea, precum şi eventualele particularităţi suplimentare şi nori anexă, dacă acestea există. În cazul în care la un moment dat, pe cer sunt nori care aparţin mai multor genuri sau specii, aceştia se vor identifica în ordine descrescătoare, începând de la tipul de nori care ocupă cea mai mare parte a boltei cereşti şi terminând cu cei care acoperă cea mai mică parte a boltei cereşti. Determinarea se va face chiar şi pentru norii care ocupă o porţiune foarte mică a boltei cereşti. Dacă, în momentul observaţiei, se poate determina existenţa unui proces de transformare a unui gen de nori într-un altul, se vor considera ambele genuri de nori (ANM, 2017a).

Identificarea norilor se va face utilizând resursele bibliografice avute la îndemână, în special Atlasul internaţional de nori, varianta fizică, întocmit de OMM (OMM, 1987) sau ediţia online a acestuia (OMM, 2017). Totodată, observatorul poate folosi un ghid, prezentat sub forma unei fişe, pentru o identificare mai uşoară.

Dacă un nor nu prezintă niciuna dintre caracteristicile vreunei specii, atunci se va indica doar genul. Având în vedere că pe cer pot exista nori ai aceluiaşi gen, dar care să aparţină unor specii şi varietăţi diferite, trebuie menţionate doar speciile şi varietăţile recunoscute cu certitudine. Totodată, se vor nota şi fenomenele meteorologice asociate, în concordanţă cu norii la care sunt observate (OMM, 2023a).

Observaţiile asupra originii norilor se vor face doar în cazul în care există o certitudine asupra provenienţei şi doar dacă observaţiile asupra norilor s-au făcut în mod cvasicontinuu.

Situaţiile speciale se individualizează în cazul staţiilor de munte, unde, datorită înălţimii mari la care se află, condiţiile de observare pot fi mult diferite faţă de cele de la staţiile de câmpie sau de la cele situate în areale cu relief puţin accidentat. În acest sens se idividualizează câteva situaţii specifice:

- dacă plafonul de nori se situează la o înălţime mai mare decât staţia meteorologică, situaţia este similară cu cea întâlnită la staţiile amplasate la înălţime mai mică, iar observatorul va determina şi codifica elementele referitoare la norii existenţi. O atenţie sporită trebuie exercitată în ceea ce priveşte norii din cele trei etaje, având în vedere că, la munte, aceştia pot fi observaţi la înălţimi mai mici. Spre exemplu, Altocumulus, nor din etajul mijlociu, deci situat la peste 2000 m altitudine, poate să se individualizeze sub această limită la munte;
- dacă masele noroase se situează la înălţime mai mică decât cea a staţiei meteorologice, observatorul va trebui să identifice, să menţioneze şi să codifice elementele caracteristice ale părţii superioare a norilor (nu a celei inferioare, ca şi în cazul în care staţia este situată mai jos decât plafonul de nori). Particularităţile suprafeţei superioare pe care le are observatorul în vedere sunt uniformitatea suprafeţei, absenţa sau prezenţa ondulaţiilor, prezenţa sau absenţa vârfurilor cumuliforme;
- dacă punctul de observaţie se află în nor, caz în care observatorul nu poate identifica nici genul, nici specia norilor, iar originea şi transformarea masei noroase nu sunt cunoscute, se notează ca fiind ceaţă cu cer invizibil. În cazul în care se observă anumite fenomene meteorologice care pot fi atribuite unui anumit gen de nori (ex. orajele aferente doar genului Cumulonimbus), se notează fenomenul şi genul norului care le generează.

La staţiile de munte nu se determină felul norilor care se află până la 5-6° deasupra orizontului, excepţie fiind norii cu contururi clare, care sunt uşor de identificat cu acurateţe, precum Cumulus, Cumulonimbus sau Cirrus.

Gradul de acoperire al cerului cu nori

Pentru determinarea gradului de acoperire a cerului cu nori se definesc trei noţiuni: nebulozitatea totală, nebulozitatea inferioară şi nebulozitatea parţială. Toate se determină vizual la staţia meteorologică.

Nebulozitatea totală reprezintă gradul de acoperire a cerului cu toţi norii prezenţi la momentul observaţiei (indiferent de tip sau de etajul în care se dezvoltă).

Nebulozitatea inferioară reprezintă gradul de acoperire a cerului cu nori a căror bază este situată în etajul inferior (sub 2000 m altitudine).

Nebulozitatea parţială reprezintă porţiunea din bolta cerească acoperită de toţi norii etajului inferior, iar în lipsa acestora, de toţi norii etajului mijlociu. Aceasta se determină doar în scopuri sinoptice.

Unitatea de măsură pentru gradul de acoperire al cerului cu nori este optimea (1/8), iar nebulozitatea totală şi cea parţială se exprimă în optimi de bolta cerească. Astfel, observatorul împarte imaginar bolta cerească în opt părţi egale (optimi), pentru ca apoi să se determine câte părţi din cele opt sunt acoperite de nori. În situaţia în care două dintre cele opt părţi sunt acoperite de nori, nebulozitatea este de două optimi (2/8). Fiecare optime reprezintă 12,5% din cer acoperit cu nori, iar în situaţia menţionată anterior, 2/8 reprezintă o situaţie în care 25% din cer este acoperit. Atunci când nebulozitatea este 0 (0/8), cerul este complet senin (fără nori). Când bolta cerească este complet acoperită de nori, nebulozitatea va fi de 8 (8/8 sau 100%). În situaţiile în care, printre nori, se observă goluri mici, a căror suprafaţă totală însumează mai puţin de o optime (1/8), nebulozitatea totală va fi tot maximă, adică tot 8 (ANM, 2017a).

La termenele de observaţie din timpul nopţii, observatorul va trebui să determine gradul de acoperire al cerului cu nori pe baza stelelor vizibile, considerând ca fiind acoperite cu nori acele părţi ale boltei cereşti în care stelele nu sunt vizibile.

Plafonul norilor

Plafonul norilor este înălţimea de la sol până la baza celor mai joşi nori vizibili pe cer. Aceasta se raportează la nivelul locului de observaţie. Cunoaşterea înălţimii plafonului de nori este foarte importantă în domeniul aviaţiei, dar şi pentru alte aplicaţii meteorologice.

Înălţimea plafonului de nori se exprimă în metri.

Determinarea acestei componente a nebulozităţii se face doar pentru norii care aparţin etajului inferior şi mijlociu şi doar atunci când înălţimea bazei lor se situează sub 2500 m deasupra nivelului staţiei meteorologice. Plafonul norilor se raportează la termenele de observaţie cu o precizie de 50 m (OMM, 2017a).

La majoritatea staţiilor meteorologice din reţeaua naţională de observaţii, determinările privind înălţimea plafonului de nori se fac vizual, ceea ce prezintă mari dificultăţi. Pentru o precizie cât mai mare, la unele staţii meteorologice se fac şi măsurători cu aparatură specializată, precum baloane de plafon, proiectoare de nori, telemetre, ceilometre etc.

În cazul norilor foarte joşi, determinările înălţimii plafonului de nori pot fi efectuate şi utilizând repere (antene, clădiri înalte, vârfuri muntoase etc.) din apropierea staţiei meteorologice. Spre exemplu, dacă în apropierea staţiei meteorologice este amplasată o antenă radio cu o înălţime cunoscută de 60 m, iar vârful acesteia este acoperit de nori, se va deduce că înălţimea plafonului de nori este de aproximativ 60 m. Aceste repere sunt notate pe schema reperelor de vizibilitate a staţiei meteorologice, împreună cu informaţiile privind distanţa orizontală dintre platformă şi reper.

Efectuarea observaţiilor instrumentale

Pe lângă observaţiile vizuale asupra norilor, la unele staţii meteorologice se efectuează şi observaţii instrumentale, cu ajutorul ceilometrului. Aceste măsurători au ca scop determinarea înălţimii plafonului de nori, prin emiterea unui fascicul laser sau luminos către acesta. Pentru determinarea înălţimii, senzorul urmăreşte timpul necesar pentru ca semnalul reflectat de baza norului să se întoarcă la emiţător, având cunoscută viteza cu care acesta se deplasează prin atmosferă.

Ceilometrul se utilizează doar pentru determinarea înălţimii plafonului de nori, nu pentru determinarea tipului de nori. În unele situaţii, ceilometrul poate contribui la determinarea nebulozităţii totale prin măsurători repetate ale bazei norilor, dar acestea nu sunt de o înaltă precizie şi, prin urmare, nu pot înlocui observaţiile tradiţionale.

În reţeaua naţională de observaţii meteorologice, acolo unde se efectuează măsurători instrumentale, este utilizat ceilometrul Vaisala CL51 (figura 5.36). Acesta are un interval de măsurare cuprins între 0 şi 13 km, o rezoluţie de 10 m şi o precizie de determinare a distanţei dintre aparat şi plafonul de nori de ± 5 m (tabelul 5.13).

Ceilometrul este configurat pentru a efectua măsurători continue, cu o frecvenţă ridicată (de obicei, la fiecare câteva secunde sau minute). Acesta se amplasează la marginea platformei meteorologice, astfel încât să nu fie influenţat de celelalte instrumente, iar fasciculul laser să aibă o cale liberă verticală. În acelaşi timp, el trebuie amplasat pe o suprafaţă dreaptă, cu vegetaţie scurtă, degajată de orice obstacole care ar putea reduce vizibilitatea verticală. Ceilometrul trebuie să fie fixat ferm în sol, pentru a nu se mişca în timpul funcţionării (OMM, 2023a).



Figura 5.36. Senzorul pentru determinarea automată a înălţimii plafonului de nori (ceilometru) de tip Vaisala CL51 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Tabelul 5.13. Specificaţiile senzorului pentru determinarea automată a înălţimii plafonului de nori (ceilometru) de tip Vaisala CL51 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Interval de măsurare	0–13 km
Interval de profilare backscatter	0–15 km
Rezoluţie raportată	10 m
Ciclul de raportare	6–120 s, sau la cerere
Precizia măsurătorii distanţei	±5 m
Altitudine maximă de operare	3000 m
Temperatura de operare	−50 … +60°C
Umiditatea de operare	0–100 %RH
Toleranţă la vânt	Până la 55 m/s
Dimensiuni	1531 × 335 × 324 mm
Greutate	46 kg

5.8. *Măsurarea direcţiei şi vitezei vântului*

Vântul reprezintă mişcarea aerului pe orizontală sau pe verticală în raport cu suprafaţa terestră, caracterizându-se prin viteză şi direcţie. Cele două elemente sunt extrem de variabile în timp şi teritoriu. De obicei, în practica meteorologică, se are în vedere componenta orizontală a acestei mişcări (Lutgens & Tarbuck, 2016).

Direcţia vântului reprezintă sensul din care suflă vântul (şi nu cel în care se îndreaptă) şi se apreciază, în sensul acelor de ceasornic începând de la nordul geografic, în funcţie de cele 16 puncte cardinale (pentru direcţiile principale) şi intercardinale (pentru direcţiile intermediare), utilizând o roză a vânturilor (figura 5.37).

Viteza vântului este o mărire fizică vectorială care indică rata de deplasare a aerului faţă de suprafaţa terestră, exprimându-se în metri pe secundă (m/s) sau kilometri pe oră (km/h). Transformarea din m/s în km/h trebuie să urmărească formula:

$$1\ \frac{m}{s} = \frac{10^{-3}\ km}{\frac{1h}{3600}} = \frac{3600 \times 10^{-3}\ km}{h} = 3{,}6\ \frac{km}{h}$$

În situaţii speciale (domenii precum navigaţie, aviaţie etc), viteza vîntului se exprimă în noduri (kt), unde:

$$1\ kt\ =\ 1{,}852\ \frac{km}{h} = 0{,}515\ \frac{m}{s}$$

Vântul în rafală reprezintă o variaţie pozitivă sau negativă a vitezei vântului faţă de valoarea medie, caracterizată prin fluctuaţii rapide. Cea mai mare viteză a vântului la rafală este reprezentată de cea mai mare valoare măsurată a rafalei înregistrată în intervalul de o oră anterior timpului de observare (Pereş, 2015; ANM, 2017a).

Conform OMM (2008), rafala de vânt trebuie să dureze mai mult de 3 secunde, astfel încât aparatele automate de determinare a vitezei vântului să funcţioneze pe baza acestui principiu. Viteza vântului se măsoară prin eşantionare la fiecare secundă, iar viteza medie se calculează utilizând o fereastră glisantă de 3 secunde. Cea mai mare valoare obţinută din aceste medii în perioada de 10 minute este considerată viteza vântului la rafală.

Direcţia vântului este indicată în scopuri sinoptice prin utilizarea unui sistem codat care include cifre de la 1 la 36, fiecăreia fiindu-i atribuit un interval măsurat în grade. La cele 36 de coduri se adaugă indicatorul 99, care reprezintă vântul cu o direcţie variabilă (sau din toate direcţiile). Se indică faptul că vântul este variabil atunci când abaterea totală de la direcţia medie a vântului în ultimele 10 minute este de 60° sau mai mare, dar mai mică de 180°, iar viteza vântului este sub 6 km/h sau când abaterea totală de la direcţia medie a vântului în ultimele 10 minute este de 180° sau mai mare. Totodată, codul 00 îi este atribuit calmului atmosferic care, conform OMM (2023a), este situaţia în care vântul bate cu mai puţin de 0,5 m/s. Toate cele 38 de coduri SYNOP, împreună cu intervalele în grade, pot fi consultate în Anexa 1 (OMM, 2023a).

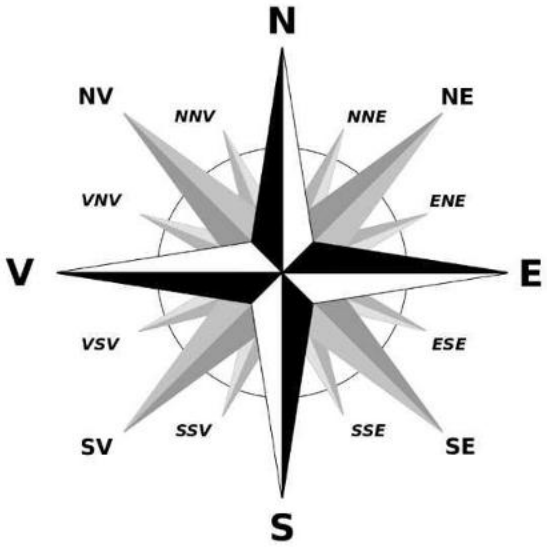


Figura 5.37. Roză a vânturilor cuprinzând punctele cardinale şi intercardinale

Aparatura meteorologică automată furnizează valorile direcţiei vântului în grade nerotunjite şi necodificate, astfel încât pentru conversia acestora în puncte cardinale şi pentru stabilirea codului SYNOP aferent, trebuie să se aibă în vedere tabelul 5.14.

Pentru scopuri sinoptice se determină valoarea medie vectorială a vântului, atât în ceea ce priveşte direcţia, cât şi viteza, pe un interval de 10 minute.

Tabelul 5.14. Intervalul în grade asociat pentru fiecare punct cardinal şi intercardinal, precum şi codul SYNOP aferent

Direcţia vântului	Notare	Interval asociat - direcţia în grade	Cod SYNOP
Calm atmosferic	-	-	00
Nord	N	349° ÷ 11°	36
Nord-nord-est	NNE	12° ÷ 33°	02
Nord-est	NE	34° ÷ 56°	05
Est-nord-est	ENE	57° ÷ 78°	07
Est	E	79° ÷ 101°	09
Est-sud-est	ESE	102° ÷ 123°	11
Sud-est	SE	124° ÷ 146°	14
Sud-sud-est	SSE	147° ÷ 168°	16
Sud	S	169° ÷ 191°	18
Sud-sud-vest	SSV	192° ÷ 213°	20
Sud-vest	SV	214° ÷ 236°	23
Vest-sud-vest	VSV	237° ÷ 258°	25
Vest	V	259° ÷ 281°	27
Vest-nord-vest	VNV	282° ÷ 303°	29
Nord-vest	NV	304° ÷ 326°	32
Nord-nord-vest	NNV	327° ÷ 348°	34
Variabilă (sau din toate direcţiile)	-	-	99

Pentru determinarea direcţiei şi vitezei vântului se utilizează anemometrul. La toate staţiile meteorologice din România sunt utilizate anemometre automate, în special senzori ultrasonici. Aceştia au ca principiu de funcţionare determinarea timpului dintre emiterea unui fascicul de ultrasunete care străbate o distanţă fixă şi recepţia acestuia. Acest tip de senzor nu are părţi mobile (precum este cazul senzorilor cu cupe sau giruetelor), lucru care îi asigură o fiabilitate şi un grad de precizie foarte mare.

În reţeaua meteorologică naţională, senzorii utilizaţi sunt Vaisala WMT700 (figura 5.38). Aceştia au o rezoluţie foarte mare, de aproximativ 0,01 m/s, şi o acurateţe cuprinsă între 2% şi 5% în ceea ce priveşte viteza vântului, respectiv o rezoluţie de 0,01° şi o acurateţe de ±2° în cazul direcţiei vântului (tabelul 5.15). La staţii diferite se utilizează versiuni diferite ale WMT700; cele mai utilizate sunt WMT701, WMT702 şi WMT703. Ele fac parte din aceeaşi familie de senzori, dar au caracteristici şi specificaţii uşor diferite. Modelele se identifică adesea prin uşoare îmbunătăţiri de performanţă, capacităţi extinse sau aplicaţii specifice. Dintre acestea se remarcă intervalul de măsurare pentru viteza vântului, care diferă de la 0-40 m/s în cazul WMT701 până la 0-90 m/s pentru WMT704 (tabelul 5.15).

Având în vedere că viteza vântului creşte direct proporţional cu altitudinea, în special în cazul terenurilor cu rugozitate mare, OMM indică faptul că, într-o situaţie ideală, direcţia şi viteza vântului trebuie să fie determinate la înălţimea standard de 10 m deasupra solului, pe teren deschis (OMM, 2023a). În acest mod pot fi obţinute măsurători reprezentative pentru o suprafaţă de câţiva kilometri pătraţi în jurul punctului de măsurare, fără ca eventuale obstacole să afecteze calitatea datelor.



Figura 5.38. Senzorul ultrasonic Vaisala WMT700 pentru măsurarea direcţiei şi vitezei vântului *(sursa: Vaisala, 2023)*

Tabelul 5.15. Specificaţiile senzorului ultrasonic pentru măsurarea direcţiei şi vitezei vântului Vaisala WMT700 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Măsurători de viteză a vântului	
Intervalul de măsurare	WMT701: 0 … 40 m/s WMT702: 0 … 65 m/s WMT703: 0 … 75 m/s WMT704: 0 … 90 m/s
Pragul de pornire	0,01 m/s
Rezoluţie	0,01 m/s
Timp de răspuns	250 ms
Acurateţe	2% (0 … 75 m/s) 5% (75 … 90 m/s)
Măsurători de direcţie a vântului	
Intervalul de măsurare	0 … 360°
Pragul de pornire	0,1 m/s
Rezoluţie	0,01°
Timp de răspuns	250 ms
Acurateţe	±2°

În practică, din cauza diverşilor factori legaţi de posibilităţile de amplasare a staţilor meteorologice şi de extinderea continuă a arealelor urbane, în situaţiile în care nu este posibilă instalarea instrumentelor de măsurare a vântului în condiţii ideale, anemometrele pot fi amplasate la o înălţime care asigură că măsurătorile nu sunt influenţate semnificativ de prezenţa obstacolelor, generând astfel valori foarte apropiate de cele care sunt înregistrate la o înălţime de 10 m pe o suprafaţă deschisă (ANM, 2017a).

În ceea ce priveşte întreţinerea aparaturii, în cazul în care pe senzorii de vânt se depune gheaţă, observatorul nu va interveni, iar senzorul va fi considerat temporar indisponibil. În registrul meteorologic, situaţia va fi indicată împreună cu intervalul de timp în care senzorul a fost indisponibil şi va fi anunţat inginerul de sistem (ANM, 2017a).

5.9. *Determinarea vizibilităţii meteorologice*

Vizibilitatea meteorologică este definită ca starea optică a atmosferei la un moment dat, indicată prin distanţa maximă la care un obiect cu caracteristici definite poate fi văzut şi identificat cu uşurinţă (Ahrens & Henson, 2020).

Acest element meteorologic este determinat de starea timpului care, la rândul său, determină gradul de transparenţă al atmosferei. Vizibilitatea diferitelor obiecte depinde de transparenţa aerului, de culoarea obiectului în cauză, de dimensiunile acestuia, de gradul de iluminare şi de distanţa faţă de punctul de observaţie.

În funcţie de unghiul sub care se determină, vizibilitatea meteorologică poate fi verticală, oblică sau orizontală.

Vizibilitatea verticală este distanţa maximă la care un observator poate vedea şi identifica un obiect de pe verticală având Soarele în spate. Este înălţimea deasupra solului la care un balon-pilot, care se ridică ziua, nu se mai vede.

Vizibilitatea oblică se referă la distanţa maximă la care un obiect poate fi văzut şi identificat pe o traiectorie înclinată; linia de observaţie nu este nici paralelă cu solul (orizontală), nici perpendiculară (verticală).

Vizibilitatea orizontală reprezintă cea mai mare distanţă la care un obiect de culoare neagră poate fi văzut şi identificat la orizont.

La staţiile meteorologice din reţeaua naţională se determină numai vizibilitatea orizontală, în timp ce vizibilitatea oblică şi cea verticală se determină la staţiile meteorologice înglobate în cadrul aeroporturilor. Vizibilitatea orizontală se determină în toate intervalele de observaţie la staţiile dotate cu senzori automaţi şi se apreciază vizual, conform programului de lucru, la staţiile meteorologice lipsite de instrumente specializate (ANM, 2017a).

Acest element se exprimă în metri sau kilometri, iar în funcţie de aplicaţie, limitele pot diferi. În scopuri sinoptice, vizibilitatea trebuie să fie determinată între 100 m şi peste 70 km, iar pentru aviaţia civilă, limita superioară este adesea de 10 km.

Metoda vizuală de determinare a vizibilităţii orizontale

Această componentă reprezintă distanţa maximă până la care un obiect de dimensiuni adecvate şi de culoare închisă poate fi identificat clar de un observator, în condiţii de iluminare naturală sau artificială, fără a utiliza instrumente optice. Observaţiile se fac atât ziua, cât şi noaptea, iar aprecierea vizibilităţii pentru observatorul uman se face după tabela de cod SYNOP 4377, cu cifre de cod de la 90 la 99 (tabelul 5.16). Vizibilitatea orizontală este afectată de diverşi factori care pot introduce erori sistematice sau accidentale. Fiecare nivel (grad) reprezintă un interval în care se află valoarea reală a vizibilităţii. Dimensiunea acestor intervale creşte pe măsură ce creşte cifra codului (ANM, 2017a).

Noaptea, vizibilitatea obiectelor de culoare închisă depinde în mare măsură de gradul de iluminare al arealului, din acest motiv, transparenţa aerului se va determina cu ajutorul observaţiilor asupra vizibilităţii luminilor. În acest scop, trebuie să se aleagă cât mai multe repere luminoase în jurul staţiei, care să corespundă diferitelor distanţe.

Ziua, pentru determinările vizuale ale vizibilităţii orizontale, la fiecare staţie meteorologică trebuie să existe un număr cât mai mare de repere de culoare închisă (cel puţin 9), poziţionate la diferite distanţe.

Alegerea reperelor trebuie făcută astfel încât să existe cel puţin un reper corespunzător fiecărei trepte de vizibilitate care se codifică, iar poziţionarea lor să fie

astfel încât să ocupe întregul orizont vizibil. Locul pe care se vor face observaţiile se alege concomitent cu alegerea reperelor şi trebuie ca, din respectivul punct, să fie vizibil întregul orizont al staţiei (adică toate reperele alese). Distanţa dintre punctul de observare şi repere va fi determinată cu ajutorul ruletelor, dacă distanţa este suficient de mică, iar dacă nu, se vor utiliza echipamente de măsurare a distanţei, precum teodolitul, staţia totală sau sistemele de navigaţie globală prin satelit (GNSS). Eroarea în măsurarea distanţelor dintre punctul de observare şi reper nu trebuie să depăşească ±5% (OMM, 2023a).

Având în vedere elementele de specificitate ale amplasării fiecărei staţii meteorologice şi ale obstacolelor care pot apărea în imediata ei vecinătate, distanţa până la repere poate să difere de cea standard cu cel mult ±20%, după cum se prezintă în tabelul 5.16.

Tabelul 5.16. Distanţa standard până la repere, cifrele de cod SYNOP 4377 şi distanţa admisă până la repere ţinându-se cont de eroarea admisă de ±20% *(sursa: ANM, 2017a)*

Cod SYNOP 4377	Distanţele standard până la reper	Distanţele admise (±20%)
90	< 50 m	-
91	50 m	40 ÷ 60 m
92	200 m	160 ÷ 240 m
93	500 m	400 ÷ 600 m
94	1 km	0,8 ÷ 1,2 km
95	2 km	1,6 ÷ 2,4 km
96	4 km	3,2 ÷ 4,8 km
97	10 km	8 ÷ 12 km
98	20 km	16 ÷ 24 km
99	50 km	40 ÷ 60 km

Reperele utilizate trebuie să îndeplinească câteva condiţii esenţiale. Trebuie să aibă o culoare închisă şi să menţină o luminozitate constantă pe tot parcursul anului. În plus, acestea trebuie să fie vizibile pe un fundal clar, să se proiecteze pe fondul cerului, al munţilor sau al pădurilor, cu condiţia ca aceste fundaluri să aibă contururi bine definite şi să fie situate la o distanţă de cel puţin două ori mai mare decât cea de la punctul de observare. În plus, reperele trebuie să fie observabile de la locul de observare ales sub un unghi minim de 5-6° deasupra liniei orizontului (ANM, 2017a).

Anumite obiecte, chiar dacă sunt perfect vizibile şi pot fi observate clar de la distanţe considerabile, nu pot fi luate în considerare decât în limitele specifice. De exemplu, un stâlp, deşi vizibil de la o distanţă mare în condiţii ideale de vizibilitate, va fi folosit doar ca referinţă pentru distanţa între 50 şi 200 de metri. În mod similar, o clădire izolată cu un singur etaj sau un copac mare solitar poate servi drept marcaj de vizibilitate pe o distanţă de maximum 1 kilometru. Pentru observaţiile pe timp de noapte, punctele

de referinţă trebuie să fie surse de lumină izolate, cât mai punctiforme, lipsite de efecte de difuzie şi să nu emită lumină monocromatică. În final, fiecare reper trebuie să fie numerotat, indicându-se pentru ce grad de vizibilitate este utilizat.

După selectarea punctelor de referinţă şi determinarea distanţelor corespunzătoare acestora, se va crea o schemă de referinţă a vizibilităţii la staţia meteorologică. Această schemă, care oferă o schiţă de hartă detaliată a punctelor de referinţă şi a valorilor distanţelor asociate acestora, va fi afişată vizibil în biroul staţiei meteorologice pentru a fi utilizată de personalul de observaţie (figura 5.39).

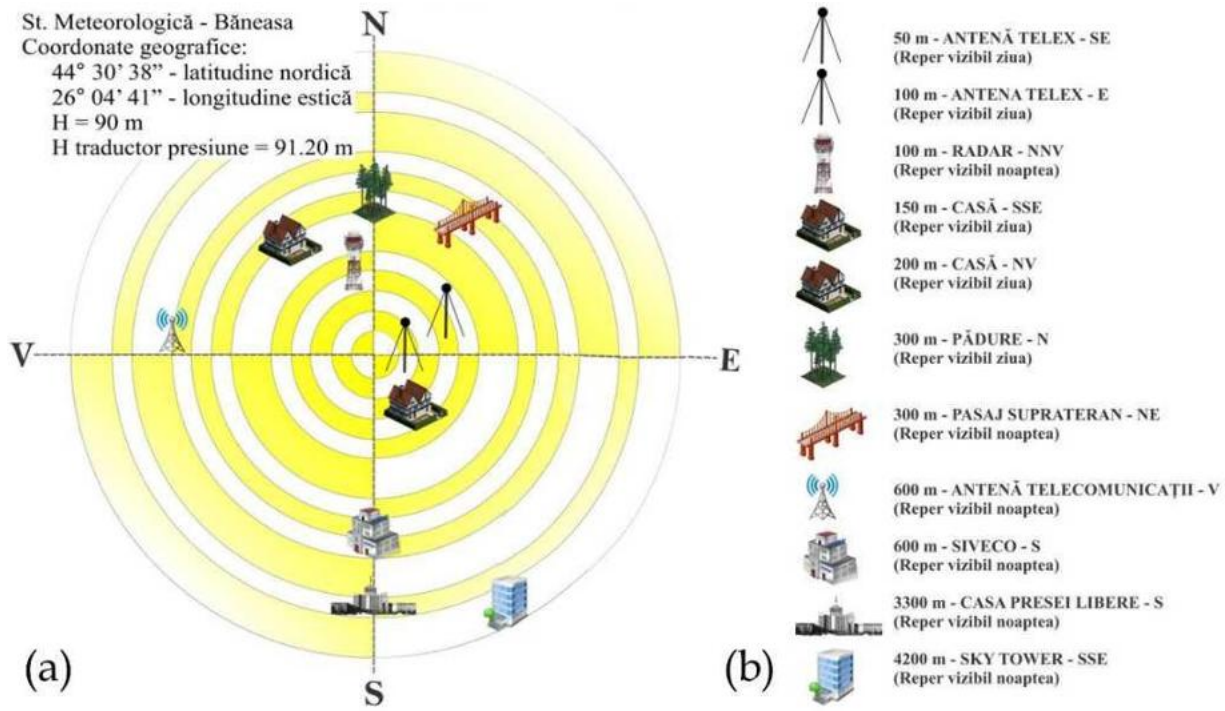


Figura 5.39. Schema reperelor de vizibilitate orizontală (a) şi specificaţiile acestora (b) *(prelucrat după ANM, 2017a)*

Deoarece selectarea punctelor de referinţă se bazează pe observaţia vizuală, este esenţial ca ochii observatorului să se adapteze la condiţiile de lumină ambientală, atât ziua, cât şi noaptea. Prin urmare, pentru a asigura observaţii precise ale vizibilităţii, observatorul trebuie să părăsească clădirea staţiei meteorologice cu cel puţin 10 minute înainte pentru a permite ochilor să se adapteze la condiţiile de iluminare din jur. Dacă este noapte, este obligatorie stingerea luminilor din imediata vecinătate a observatorului, situate la mai puţin de 50 m, iar dacă acest lucru nu este posibil, sursele de lumină trebuie poziţionate în spatele observatorului în timpul efectuării observaţiei.

Schema va fi însoţită de un tabel în care se vor descrie reperele în ordinea crescătoare a distanţelor dintre acestea şi punctul de observaţie, după cum este indicat în

tabelul 5.17. Se va întocmi un tabel similar atât pentru observaţiile de zi, cât şi pentru cele de noapte.

Tabelul 5.17. Caracteristicile reperelor de vizibilitate meteorologică orizontală *(prelucrat după ANM, 2017a)*

Nr. crt.	Denumire	Direcţia	Distanţa (m)	Vizibil pe timp de noapte	Caracteristica reperului	Fondul pe care se proiectează
1	Antenă telex	SE	50	Nu	Stâlp metalic ancorat	Cer
2	Radar	NNV	100	Da	Bilă albă şi schelet metalic roşu	Cer
3	Casă	SSE	200	Nu	Acoperiş din tablă	Vegetaţie
4	Pădure	N	300	Nu	Foioase, 8-10 metri	Cer
5	Antena de telecomunicaţii	V	600	Da	Schelet metalic alb-roşu	Cer
6	Sky Tower	SSE	4200	Da	Clădire turn de birouri	Cer

În momentul în care se face observaţia, meteorologul va avea asupra sa schema poziţionării reperelor (figura 5.39) şi tabelul cu distanţa dintre locul de observaţie şi reper (tabelul 5.17). În acest mod se va identifica în teren cel mai îndepărtat reper trecut pe schemă, analizându-se claritatea cu care acesta se distinge. Determinarea se face de la cel mai îndepărtat reper până la cel mai apropiat. Dacă cel mai îndepărtat obiect nu poate fi identificat sau distins clar, se trece la următorul (mai apropiat), iar această operaţiune se repetă până la identificarea unui reper care poate fi distins cu exactitate.

Noaptea, observaţiile se vor realiza în acelaşi mod ca ziua, dar folosind surse de lumină. Dacă respectivele surse de lumină nu mai au aspect punctiform, ci sunt difuze, nu se poate considera că se disting clar; prin urmare, observatorul va trece la analiza unui reper aferent treptelor inferioare. În cazul în care, în câmpul vizual al staţiei meteorologice, nu există (pentru anumite trepte de vizibilitate) surse luminoase, se pot utiliza şi alte corpuri, cu condiţia ca acestea, iluminate natural, să aibă contururi clare (ANM, 2017a).

În cazul unei vizibilităţi meteorologice orizontale mari, observatorul va utiliza ultimul reper existent, analizând în funcţie de celelalte fenomene şi de gradul de vizibilitate. În cazurile de vizibilitate orizontală redusă, în care reperele de vizibilitate nu sunt disponibile pentru unul sau mai multe niveluri, evaluarea se va face pe baza celor mai apropiate marcaje disponibile. Folosind aceste repere şi luând în considerare şi alte fenomene meteorologice, persoana responsabilă va determina cât mai precis vizibilitatea orizontală.

Metoda instrumentală de determinare a vizibilităţii orizontale

În reţeaua naţională de staţii meteorologice, pentru măsurarea vizibilităţii orizontale se utilizează şi senzorii automaţi Vaisala PWD22 (figura 5.40). Intervalul de măsurare al acestor instrumente este între 10 m şi 20 km, aceştia determinând vizibilitatea atmosferică cu o precizie cuprinsă între ±10% şi ±15%, în funcţie de distanţa faţă de punctul de instalare al senzorului (tabelul 5.18).

Acesta este un senzor care combină funcţiile unui detector de vizibilitate atmosferică cu difuzie directă şi ale unui senzor de detectare a timpului prezent. Pe lângă vizibilitatea meteorologică, PWD22 poate măsura intensitatea şi cantitatea precipitaţiilor lichide şi solide. Având în vedere că detectorul este echipat cu un senzor de lumină de fundal, poate măsura şi lumina ambientală.



Figura 5.40. Senzorul automat pentru determinarea timpului prezent şi vizibilităţii orizontale Vaisala PWD22 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Senzorul emite un fascicul de lumină infraroşie la un unghi de 45° şi caută să detecteze vizibilitatea meteorologică pe baza principiului de determinare a dispersiei. Având în vedere că lumina este dispersată de particulele ale căror dimensiuni sunt de ordinul mărimii lungimii de undă a luminii, cantitatea de lumină dispersată este proporţională cu atenuarea fasciculului de lumină. În acest mod, senzorul PWD22 caută să măsoare intensitatea luminii dispersate pentru a calcula vizibilitatea atmosferică în metri.

Senzorul, pe baza semnalelor de dispersie ale fasciculului, stabileşte tipul particulelor din atmosferă (ploaie, ninsoare, ceaţă, particule de praf etc.); în cazul precipitaţiilor, PWD22 calculează şi intensitatea acestora. Senzorul PWD22 este capabil să determine şapte tipuri de precipitaţii, şi anume: ploaie, ploaie care îngheaţă, burniţă, burniţă care îngheaţă, lapoviţă, ninsoare şi granule de gheaţă. Totodată, are în vedere

determinarea cantităţii acumulate de zăpadă şi înregistrarea fenomenelor precum ceaţa sau aerul ceţos (Vaisala PWD22 User Manual, 2004).

Tabelul 5.18. Specificaţiile senzoruluiautomat pentru determinarea timpului prezent şi vizibilităţii orizontale Vaisala PWD22 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Intervalul de observare	10 … 20,000 m
Acurateţe	±10 % între 10 m şi 10 km ±15 % între 10 km şi 20 km
Identificarea tipului de vreme	7 tipuri diferite de precipitaţii (ploaie, ploaie îngheţată, burniţă, burniţă îngheţată, mix de ploaie/ninsoare, ninsoare, granule de gheaţă) Precipitaţii (tip necunoscut) Ceaţă (pâclă), ceaţă de impurităţi (fum, nisip) sau senin
Raportarea tipului de vreme	OMM 4680 (SYNOP), 4678 (METAR) şi tabelele de coduri NWS; 49 de coduri diferite sunt acceptate din tabelul de coduri OMM 4680.
Sensibilitatea la detectarea precipitaţiilor	0,05 mm/h sau mai puţin, în decurs de 10 min
Măsurarea intensităţii precipitaţiilor	0,00 ... 999,99 mm/h
Măsurarea cantităţii de precipitaţii	0,00 ... 99,99 mm
Cantitatea de zăpadă nouă	0,00 ... 999 mm
Temperatura de operare	−40 … +60°C
Umiditatea de operare	0 ... 100%

Pentru analiza vizibilităţii meteorologice şi a timpului prezent, senzorul automat PWD22 este alcătuit dintr-un transmiţător PWT 11 şi dintr-o unitate receptoare PWC21 (figura 5.41). Transmiţătorul constă dintr-un LED cu infraroşu care emite pulsuri la 2 kHz, având rolul de a crea un semnal optic precis şi controlat, utilizat pentru detectarea particulelor din aer prin dispersia luminii. Receptorul include o fotodiodă PIN care detectează lumina pulsată dispersată de particulele din aer. Semnalul generat este amplificat, convertit şi analizat de un amplificator sincronizat cu transmiţătorul, ceea ce permite măsurători precise atât ale vizibilităţii, cât şi ale fenomenelor meteorologice (Vaisala PWD22 User Manual, 2004).

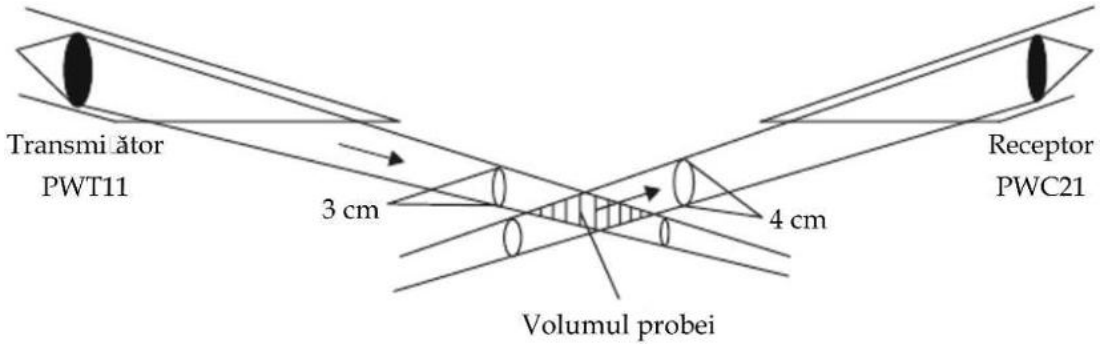


Figura 5.41. Componentele şi modul de funcţionare al senzorului automat de vizibilitate meteorologică şi determinare a timpului prezent Vaisala PWD22 (*prelucrat după Vaisala PWD22 User Manual, 2004*)

În cazul vizibilităţii meteorologice, senzorul redă valori instantanee, dar are şi capacitatea de a oferi valori mediate pe intervale de 1 minut şi 10 minute. Cu excepţia picăturilor foarte fine de ploaie, acurateţea dispozitivului PWD22 în ceea ce priveşte detectarea tipurilor de precipitaţii este de cel puţin 90%; pentru precipitaţii foarte slabe, rata de detectare poate scădea chiar şi sub 2% (Vaisala PWD22 User Manual, 2004).

Întreţinerea senzorilor automaţi presupune, în timpul sezonului cald, degajarea părţilor receptoare de eventuale pânze de păianjen sau alte impurităţi, utilizându-se lavete foarte moi pentru a nu zgâria senzorul. Iarna, în timpul şi după ninsoare, se va îndepărta zăpada aşezată pe senzor utilizându-se o pensulă cu păr moale. Aceste acţiuni sunt esenţiale pentru a menţine dispozitivul în bună stare de funcţionare şi pentru a evita obţinerea unor valori eronate.

5.10. *Măsurarea precipitaţiilor atmosferice*

Precipitaţiile atmosferice reprezintă totalitatea produselor de condensare şi cristalizare a vaporilor de apă, sub formă lichidă, solidă sau mixtă, care cad din nori şi ating suprafaţa terestră (Wallace & Hobbs, 2006).

Măsurarea precipitaţiilor atmosferice are în vedere determinarea cantităţii de ploaie, ninsoare, lapoviţă (inclusiv averse), precum şi a burnitei. Pe lângă cantitate, se vor determina şi felul precipitaţiilor, intensitatea şi durata de manifestare. Cantităţile provenite din rouă, ceaţă, brumă, chiciură etc, nu vor fi incluse în cantităţile de precipitaţii măsurate (ANM, 2017a).

Felul precipitaţiilor se referă la determinarea vizuală a fenomenelor de tipul ploii, zăpezii, lapoviţei, burniţei etc. Acestea sunt determinate vizual de observator şi se notează în registrul de observaţii meteorologice.

Cantitatea de apă din precipitaţii reprezintă grosimea stratului de apă care se adună pe o suprafaţă orizontală, considerând că apa nu se infiltrează, nu se scurge şi nu se evaporă. Se exprimă în mm grosimea stratului de apă/m² de suprafaţă orizontală (1 mm/m² = 1 l/m² sau 1 kg/m²) şi se măsoară cu pluviometrul. OMM (2023a) recomandă ca precizia de măsurare a precipitaţiilor atmosferice să fie de cel puţin 0,2 mm (de preferat 0,1 mm). Cantităţile mai mici de 0,1 mm sunt considerate picături. De obicei, măsurarea cantităţilor de precipitaţii se efectuează la fiecare oră, la fiecare trei ore sau zilnic. Cu toate acestea, în circumstanţe excepţionale, este necesară o rezoluţie temporală mai fină, în special atunci când cantităţi semnificative de precipitaţii apar pe perioade scurte de timp.

Intensitatea este reprezentată de raportul dintre cantitatea de apă rezultată din măsurători şi durata de manifestare a fenomenului; se măsoară în mm/min.

Durata de manifestare este intervalul dintre momentul de început al fenomenului meteorologic şi momentul de sfârşit al acestuia. El se exprimă în ore şi minute, fiind determinat cu ajutorul pluviometrului automat.

În reţeaua meteorologică din România, determinarea precipitaţiilor atmosferice se face cu ajutorul pluviometrelor automate. Acestea pot fi pluviometre automate cu cupe basculante sau cu cântărire.

Pluviometrele automate cu cupe basculante utilizate în România sunt Vaisala QMR101 şi QMR102. Aceştia sunt senzori automaţi cu o precizie foarte mare pentru determinarea continuă a precipitaţiilor atmosferice (figura 5.42). Ambele au o rezoluţie de 0,2 mm şi o precizie de ±2%, cu o deschidere a orificiului de colectare de 20 cm², fiind dotate cu un canal de evacuare a apei (tabelul 5.19). Cele două instrumente sunt foarte similare, diferenţa dintre acestea constând în faptul că QMR101 este un model de bază mai accesibil, în timp ce QMR102 este o versiune mai avansată, concepută pentru aplicaţii care necesită performanţe suplimentare. Totodată, QMR101 este mai robust şi mai adaptabil în condiţii meteorologice extreme, incluzând şi opţiunea de a ataşa o protecţie împotriva vântului.

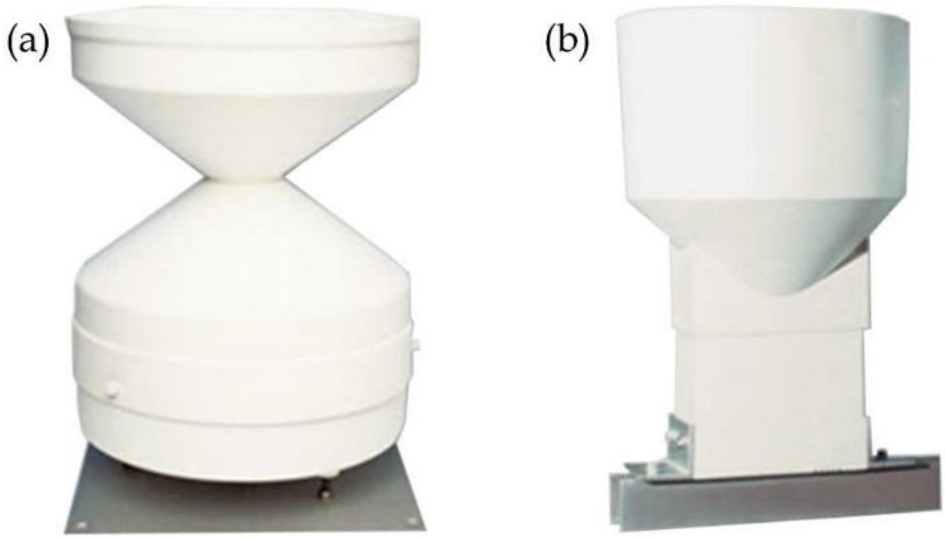


Figura 5.42. Pluviometre automate cu cupe basculante pentru determinarea precipitaţiilor atmosferice Vaisala QMR101 (a) şi Vaisala QMR102 (b) *(sursa: Vaisala, 2023)*

Principiul de funcţionare al pluviometrului cu cupe basculante este simplu. Un dispozitiv constituit din două cupe este menţinut într-un echilibru instabil în raport cu axa orizontală. Una dintre cupe este înclinată, iar cealaltă este ridicată; precipitaţiile sunt canalizate prin pâlnia pluviometrului către cupa aflată în poziţie ridicată. În momentul în care cupa recepţionează o cantitate anume de apă (egală cu rezoluţia pluviometrelor de 0,2 mm = 200 ml), poziţia de echilibru se modifică. Fiecare basculare trimite un impuls dataloggerului, iar cantitatea de 0,2 mm este înregistrată. Cantitatea totală de precipitaţii

lichide înregistrată în timpul unui eveniment corespunde numărului de basculări succesive (ex. un număr de 8 basculări corespunde unei cantităţi de precipitaţii de 1,6 mm, având în vedere că o basculare echivalează cu 0,2 mm).

Tabelul 5.19. Specificaţiile pluviometrelor cu cupe basculante Vaisala QMR101 şi QMR102 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Tip senzor/Transductor	Cupă basculantă auto-golitoare/magnet
Rezoluţie	0,2 mm
Capacitate	144 mm/h
Precizie	±2%
Diametru pâlnie	159,6 mm
Aria orificiului	200 cm²
Greutate	0,380 kg

În situaţia în care traductorul automat de precipitaţii se află în stare de funcţionare, însă cantitatea de precipitaţii este insuficientă pentru a fi înregistrată de mecanismul de detecţie (nu se realizează bascularea cupei), observatorul are obligaţia de a introduce manual valoarea simbolică de 0,001 mm în editorul mesajului SYNOP, utilizând opţiunea de corecţii. Această valoare codificată indică prezenţa precipitaţiei sub formă de picături, a cărei cantitate este prea redusă pentru a fi cuantificată instrumental (ANM, 2017b).

Acest instrument este destinat exclusiv măsurării precipitaţiilor lichide, prin urmare, poate fi folosit doar în perioada caldă a anului; în sezonul rece, se foloseşte pluviometrul cu cântărire. În timpul sezonului rece, pluviometrul automat cu cupe basculante nu va fi îndepărtat de pe platforma meteorologică, ci va fi acoperit şi păstrat degajat de zăpadă până în sezonul cald.

Pluviometrul cu cântărire este un senzor automat care realizează în mod continuu înregistrarea greutăţii tuturor tipurilor de precipitaţii atmosferice, atât cele solide, cât şi cele lichide sau mixte. În reţeaua meteorologică naţională sunt utilizate mai multe modele de pluviometre cu cântărire, toate produse de firma germană OTT HydroMet. Astfel, sunt utilizate pluviometrele TRwS204, TRwS214, TRwS224 şi OTT-Pluvio² (figura 5.43). Modelele TRwS204, TRwS224 şi TRwS214 sunt foarte asemănătoare, iar diferenţele dintre ele sunt legate de dimensiuni, capacităţi de stocare şi opţiuni de conectivitate. Acestea sunt pluviometre mai accesibile, spre deosebire de OTT-Pluvio², care este un model de top, cu tehnologii suplimentare pentru integrarea în reţele avansate de monitorizare. Aceste dispozitive includ un sistem de evacuare a apei, iar specificaţiile lor pot fi consultate în tabelul 5.20 (ANM, 2017a).

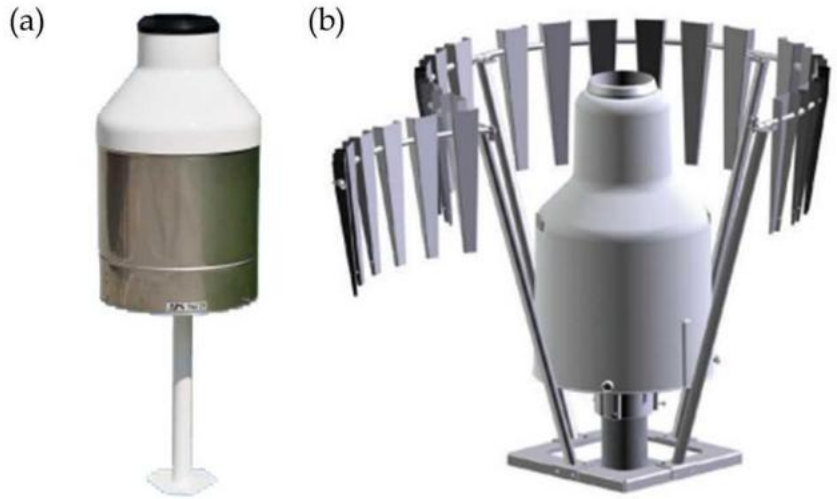


Figura 5.43. Pluviometre automate cu cântărire pentru determinarea precipitaţiilor atmosferice OTT HydroMet TRwS204 (a) şi OTT HydroMet OTT-Pluvio² cu scut pentru vânt PWS 150 (b) *(sursa: OTT HydroMet, n.d.)*

Tabelul 5.20. Specificaţiile pluviometrelor automate cu cântărire OTT HydroMet TRwS204 şi OTT HydroMet OTT-Pluvio² *(sursa: OTT HydroMet, n.d)*

OTT HydroMet TRwS204	
Dimensiunea orificiului	200 cm²
Sensibilitate	0,025 mm
Capacitate	750 mm/h
Precizie	±0,1%
Intensitate maximă a ploii	120 mm/min
Rezoluţie	0,001 mm
Scut de vânt	Da
Dimensiuni	Ø360 × 540 mm
Greutate	8 kg
Interval de temperatură de funcţionare	-40...+70°C
Interval de umiditate de funcţionare	0..100%
Tipuri de precipitaţii măsurate	Lichide, solide şi mixte
OTT HydroMet OTT-Pluvio²	
Tipuri de precipitaţii măsurate	Lichide, solide şi mixte
Suprafaţa de colectare	200 cm² şi 400 cm²
Volumul de colectare	1500 mm/m² şi 750 mm/m²
Interval de măsurare a intensităţii	1 min (interval de măsurare): 12 ... 1800 mm/h, 0,20 ... 30 mm/min (200 cm²); 6 ... 1800 mm/h, 0,10 ... 30 mm/min (400 cm²)
Capacitate găleată	20 ... 1600 mm (200 cm²); 20 ... 850 mm (400 cm²)
Precizie	La -25 ... +45 °C: ± 0,05 mm pentru cantitate, ± 0,1 mm/min sau ± 6 mm/h pentru intensitate
Rezoluţie	0,1 mm (ieşire impuls); 0,01 mm/min pentru SDI-12 şi RS-485
Interval de temperatură (operare)	-40°C ... +60°C
Dimensiuni (Ø x h)	450 mm x 740 mm (200 cm²); 450 mm x 660 mm (400 cm²)
Greutate (găleată goală)	15 kg

Pluviometrele cu cântărire sunt foarte utile în perioada rece a anului, deoarece au capacitatea de a determina cu acurateţe cantitatea de apă provenită din precipitaţii solide. Acest lucru se datorează faptului că ele pot fi echipate la gura de colectare a dispozitivului cu sisteme de încălzire (rezistenţe electrice), care au în vedere topirea precipitaţiilor solide şi conversia lor în cantitate de apă, exprimată în mm/m². În sezonul rece al anului, în funcţie de cantitatea aşteptată de precipitaţii, se introduce antigel pentru a facilita măsurarea precipitaţiilor solide (ANM, 2017a; OMM, 2023a).

În scop sinoptic, raportarea cantităţilor de precipitaţii se face pentru toate intervalele de observaţie, în funcţie de programul cu personal al staţiei şi de circumstanţele specifice, pe perioade de o oră, 3 ore, 6 ore, 12 ore şi 24 de ore (în funcţie de ora sinoptică) (ANM, 2017a).

Pluviometrele trebuie amplasate în platforma meteorologică la o înălţime care să asigure faptul că suprafaţa colectoare se află la o distanţă de cel puţin 10 cm de suprafaţa superioară a stratului de zăpadă în sezonul rece. În sezonul cald, pluviometrul trebuie ferit de stropirea de la sol în cazul precipitaţiilor lichide. Conform OMM (2023a), pluviometrul trebuie amplasat în funcţie de condiţiile climatice ale ţării, la o distanţă de 50 cm–1,5 m de suprafaţa solului. România fiind o ţară cu ninsori frecvente şi un strat gros de zăpadă, precum şi cu vânt variabil, pluviometrul este amplasat la 1,5 m deasupra suprafeţei solului. În acelaşi timp, suprafaţa pe care este amplasat pluviometrul trebuie să fie acoperită cu iarbă scurtă sau pietriş foarte fin, cu excepţia staţiilor de munte şi de litoral. Trebuie evitată amplasarea pluviometrelor pe suprafeţe dure, pentru a nu favoriza stropirea de la sol.

Pe lângă amplasarea faţă de suprafaţa solului, vântul reprezintă şi el un factor la care procesul de măsurare a cantităţii de precipitaţii este sensibil. Pentru minimizarea influenţei vântului asupra cantităţii de precipitaţii măsurate, având în vedere că acesta poate devia picăturile de ploaie şi fulgii de zăpadă, ducând la subestimarea cantităţii reale, în jurul pluviometrelor se poate amplasa un paravan de protecţie, alcătuit din inele metalice concentrice, dispuse vertical sau oblic (scut Nipher). În acest mod, paravantul creează o zonă de turbulenţă controlată în jurul pluviometrului, reducând impactul vântului. În România, combinat cu pluviometrele menţionate anterior, se utilizează (de cele mai multe ori) scutul pentru vânt OTT HydroMet PWS 150. Acesta este potrivit atât pentru pluviometrele cu cupe basculante, cât şi pentru cele cu cântărire, având capacitatea de a reduce erorile de măsurare în procent de 10-20%, iar în unele situaţii chiar de 100% (tabelul 5.21) (Website 3).

Chiar dacă sunt respectate toate instrucţiunile prezentate, măsurătorile efectuate într-un punct de măsurare sunt reprezentative doar pentru arealul respectiv; problema generală a reprezentativităţii în cazul precipitaţiilor este mai acută decât în cazul

celorlalte elemente meteorologice. Dimensiunea arealului de reprezentativitate depinde de perioada de acumulare a precipitaţiilor, de caracteristicile fizice şi geografice ale regiunii (cum ar fi topografia terenului) şi de procesele care conduc la formarea precipitaţiilor. Pentru utilizarea valorilor care descriu cantitatea de precipitaţii, sunt foarte importante metadatele care descriu circumstanţele în care au fost efectuate măsurătorile. Totodată, pentru a defini şi cuantifica distribuţia spaţială a precipitaţiilor, se utilizează tehnici satelitare şi instrumente de tip radar (ANM, 2017a).

Tabelul 5.21. Specificaţiile scuturilor de vânt OTT HydroMet PWS dedicat pluviometrelor cu cupe basculante şi cu cântărire *(sursa: OTT HydroMet, n.d)*

Precizie	Rducere erorile cauzate de vânt, de la -10% până la -100%
Înălţimi disponibile	100 cm, 120 cm, 150 cm
Diametru	1060 mm pentru toate modelele
Greutate	15 kg (PWS 100), 16 kg (PWS 120), 17 kg (PWS 150)
Rezistenţă la vânt	Până la 35 m/s
Interval de temperatură de funcţionare	de la -40°C până la +60°C
Montaj	Necesită amplasarea pe o platformă de beton (minim 450 x 450 mm)
Opţiuni suplimentare	Pedestal OTT POD 100 pentru înălţimi de 200-250 cm

Întreţinerea aparaturii trebuie să includă îndepărtarea zăpezii de pe senzori în timpul iernii şi asigurarea căilor de acces. Pluviometrele trebuie menţinute curate şi degajate de impurităţi care ar putea afecta calitatea datelor. Curăţarea se va face sub jet de apă, iar în timpul acestei acţiuni, pluviometrul va fi bifat ca fiind defect în aplicaţia software specializată, pentru a nu înregistra în timpul curăţării (ANM, 2017a).

În cadrul staţiilor meteorologice cu program sinoptic, în situaţia în care senzorul automat de detectare a precipitaţiilor devine nefuncţional, măsurătorile cantităţilor de precipitaţii se realizează manual de către personalul de observaţii, utilizând pluviometrul clasic. Determinările se efectuează la fiecare trei ore, corespunzător termenelor sinoptice principale, astfel încât valorile obţinute să poată fi introduse manual în editorul mesajului SYNOP. Pe întreaga perioadă de indisponibilitate a senzorului automat, personalul staţiei are responsabilitatea de a transmite, în regim operativ, şi mesajele ALERT privind precipitaţiile lichide observate. Astfel, menţinerea în dotarea staţiilor meteorologice a pluviometrelor clasice rămâne esenţială, asigurând continuitatea observaţiilor şi a transmiterii datelor în cazul unor avarii tehnologice (ANM, 2017b).

5.11. *Observaţii şi măsurători asupra stratului de zăpadă*

Stratul de zăpadă este depunerea de zăpadă care acoperă solul sau suprafeţele îngheţate în urma ninsorilor. Acesta se formează prin căderea fulgilor de zăpadă, a acelor, a cristalelor sau a granulelor de gheaţă, atunci când temperatura solului este negativă sau

foarte apropiată de 0°C. Ele formează un strat care creşte continuu atâta timp cât durează precipitaţia respectivă sub formă solidă. Sub influenţa vântului şi a neuniformităţii terenului, repartiţia stratului de zăpadă devine neomogenă, caracterizată uneori prin prezenţa troienelor (nămeţilor) (Ahrens & Henson, 2016).

Topirea stratului de zăpadă este influenţată de creşterea temperaturii aerului şi a solului, precum şi de căderea precipitaţiilor lichide. De obicei, acest proces are loc treptat în lunile de primăvară, dar se poate întâmpla şi iarna, din cauza invaziilor de mase de aer cald.

Stratul de zăpadă se caracterizează prin *grosime*, *structură* şi *densitate*, ultimele două fiind strâns interdependente. La staţiile meteorologice, parametrii primari măsuraţi sunt grosimea şi densitatea zăpezii, care sunt folosite pentru determinarea rezervei de apă, echivalentul în apă al stratului de zăpadă.

Grosimea stratului de zăpadă este determinată în primul rând de intensitatea şi durata căderilor de zăpadă, dar variază semnificativ în timp şi în spaţiu. În România, grosimea stratului de zăpadă variază foarte mult, de la câţiva centimetri în etajul de câmpie până la câţiva metri în cel montan. Uniformitatea stratului de zăpadă este influenţată direct de acţiunea vântului. Cu cât vântul este mai puternic şi mai turbulent, cu atât stratul de zăpadă devine mai denivelat, formând valuri de zăpadă care pot depăşi de mai multe ori grosimea medie.

Structura stratului de zăpadă se referă la aranjamentul microstructural al cristalelor de gheaţă şi la conexiunile dintre acestea, cunoscute ca legături dintre granule. Aceasta determină proprietăţile mecanice şi termice ale zăpezii şi este influenţată de factori precum forma şi dimensiunea cristalelor, densitatea minimă a secţiunii de tăiere a legăturilor, precum şi de variabilitatea anizotropă a straturilor de zăpadă.

Densitatea zăpezii reprezintă masa unităţii de volum de zăpadă (exprimată în kg/m^3) şi este un parametru fundamental pentru caracterizarea proprietăţilor fizice şi chimice ale zăpezii. Aceasta variază semnificativ în funcţie de tipul de zăpadă, condiţiile de depunere şi procesele ulterioare, cum ar fi compactarea şi metamorfoza (ANM, 2017a).

Pentru a se asigura reprezentativitatea măsurătorilor, aparatura şi instrumentele utilizate pentru măsurarea stratului de zăpadă trebuie amplasate în apropierea platformei meteorologice, pe o parcelă de teren care să nu sufere de troienirea zăpezii. Observatorii de la staţia meteorologică au obligaţia de a întocmi un plan al parcelei alese, cu precizarea caracterului suprafeţei (degajată sau adăpostită) şi cu indicarea tuturor obstacolelor aflate pe o rază de 500 m (fie ele naturale sau artificiale). În situaţia în care amplasamentul platformei meteorologice nu favorizează formarea troienelor, instrumentele pot fi amplasate şi în interiorul acesteia (ANM, 2017a).

În situaţia în care stratul de zăpadă din locul selectat pentru măsurători devine nereprezentativ, măsurătorile se pot efectua pe o suprafaţă aflată în imediata vecinătate a staţiei meteorologice cu ajutorul riglelor mobile, cu condiţia ca respectiva suprafaţă să fie caracterizată de un strat de zăpadă reprezentativ pentru areal.

În acest mod, în cadrul reţelei naţionale de observaţii meteorologice se utilizează atât instrumente tradiţionale (rigle fixe şi mobile), cât şi senzori automaţi pentru măsurarea stratului de zăpadă.

Măsurarea stratului de zăpadă cu aparatură automată

Aparatele automate pentru măsurarea stratului de zăpadă folosesc ca principiu de funcţionare sistemul radar, utilizând ultrasunete, fără a necesita contact direct între aparat şi stratul de zăpadă. În cadrul reţelei naţionale de observaţii meteorologice se utilizează senzorul ultrasonic pentru măsurarea stratului de zăpadă Vaisala IRU-9429 (figura 5.44). Acesta este un dispozitiv care are capacitatea de a măsura stratul de zăpadă cu o rezoluţie de 2,5 mm şi o acurateţe de ± 0,25% din distanţa detectată (tabelul 5.22).



Figura 5.44. Senzorul automat pentru determinarea grosimii stratului de zăpadă Vaisala IRU-9429 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Tabelul 5.22. Specificaţiile senzorului automat pentru determinarea grosimii stratului de zăpadă Vaisala IRU-9429 *(sursa: Vaisala, 2023)*

Gama de măsurare	0,15 m până la 10,67 m
Rezoluţie	2,5 mm
Acurateţe	± 0,25% din distanţa detectată (fără gradient de temperatură)
Temperatura de operare	de la -40°C până la 60°C
Model fascicul	9° faţă de axă (la setările maxime de sensibilitate şi semnal)

Senzorul emite unde sonore de înaltă frecvenţă (50 kHz) către suprafaţa acoperită de zăpadă. În momentul în care unda emisă întâlneşte un obiect care o poate reflecta (cum ar fi stratul de zăpadă), aceasta este reflectată către suprafaţa receptoare a senzorului. Timpul necesar pentru ca unda sonoră să ajungă la suprafaţă şi să se întoarcă este utilizat pentru a calcula distanţa până la obiectul măsurat. Măsurătorile se realizează utilizând

viteza sunetului (care este o constantă cunoscută) şi distanţa la care senzorul este amplasat faţă de sol (Vaisala, 2023).

Pentru obţinerea unor măsurători de cât mai mare acurateţe, senzorul trebuie montat vertical, perpendicular pe suprafaţa care urmează să fie măsurată, la o distanţă cuprinsă între 0,15 m şi 10,67 m, conform ghidului de funcţionare al producătorului (Vaisala, 2023). Înălţimea de amplasare trebuie să ţină seama de specificul formării stratului de zăpadă, lucru care poate varia în funcţie de zona climatică şi de ţară. În zonele climatice cu ninsori abundente, senzorul trebuie montat astfel încât să fie protejat de acumularea directă de zăpadă sau de gheaţă pe corpul său.

Pentru a asigura funcţionarea optimă a senzorului, este esenţial ca acesta să fie amplasat într-un loc deschis, departe de vegetaţie sau de alte obstacole care ar putea interfera cu undele ultrasonice.

La staţiile dotate cu echipament meteorologic automat, aceste măsurători sunt efectuate continuu, la fiecare oră.

Pentru întreţinerea dispozitivului este important ca, după montare, să se verifice periodic pentru a se îndepărta eventualele depuneri de praf, gheaţă sau alte reziduuri care ar putea afecta funcţionarea acestuia.

Întreţinerea senzorului include, pe timpul sezonului rece, îndepărtarea zăpezii de pe acesta, utilizând o pensulă cu păr moale, pentru a nu deteriora instrumentul.

Măsurarea stratului de zăpadă cu rigla

Riglele de zăpadă sunt tije rigide şi gradate, confecţionate din materiale rezistente la condiţii meteorologice extreme, fiind plasate vertical în sol, astfel încât măsurătorile asupra stratului de zăpadă să poată fi efectuate direct de observator (figura 5.45).

Riglele pot fi fixe, instalate pe toată durata sezonului rece, pe o anumită suprafaţă, pentru efectuarea de măsurători continue, sau mobile, utilizate temporar. Riglele fixe de zăpadă sunt montate toamna, cu aproximativ o lună înainte de data medie de cădere a primelor ninsori, şi sunt scoase primăvara, când condiţiile atmosferice nu mai favorizează formarea unui strat de zăpadă. La demontare, locurile de instalare trebuie marcate, astfel încât acestea să poată fi repoziţionate în aceleaşi puncte şi în sezonul următor (ANM, 2017a).

Pentru determinarea grosimii stratului de zăpadă, observatorul va citi nivelul la care zăpada intersectează scala gradată a riglei. Citirea trebuie făcută la toate cele trei rigle de zăpadă, de la o distanţă de cel puţin 2-3 metri de acestea, observatorul apropiindu-se totdeauna din aceeaşi direcţie. În timpul efectuării măsurătorilor, observatorul trebuie să poziţioneze ochiul cât mai aproape de suprafaţa stratului de zăpadă, pentru a obţine o citire corectă. Pe rigle se înregistrează, în centimetri întregi, diviziunea corespunzătoare nivelului la care ajunge zăpada (ANM, 2017a).

Măsurătorile grosimii stratului de zăpadă se realizează zilnic, la orele sinoptice principale 00, 06, 12 şi 18 UTC, în funcţie de disponibilitatea personalului de la staţiile meteorologice. La solicitarea Centrului Naţional de Prognoză, se pot efectua măsurători orare ale grosimii stratului de zăpadă.

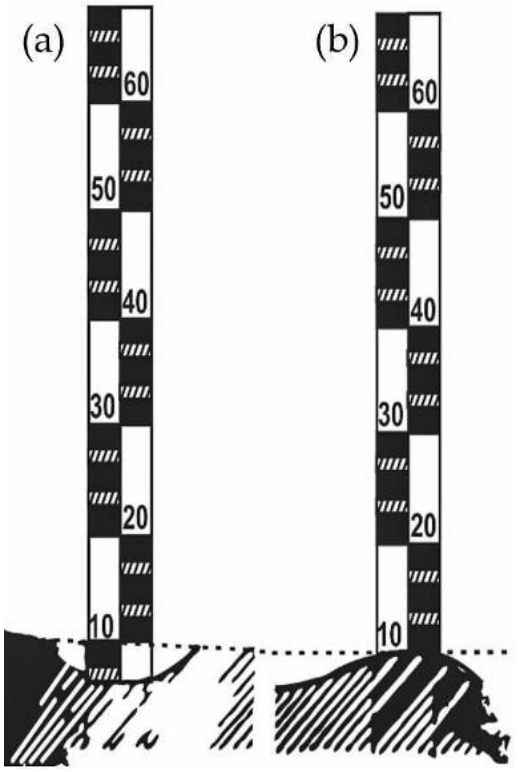


Figura 5.45. Riglele de zăpadă şi modul corect de citire a grosimii stratului de zăpadă. În cazul spulberării zăpezii (a) şi în cazul troienirii zăpezii (b).Înălţimea corectă a stratului de zăpadă este indicată, în ambele situaţii, de linia punctată *(prelucrat după ANM, 2017a)*

Pentru determinarea corectă a grosimii stratului de zăpadă trebuie să se acorde atenţie mai multor aspecte, precum îndepărtarea zăpezii lipite de riglele nivometrice folosind un băţ lung cu o plăcuţă la capăt.

În cazul în care zăpada din jurul riglei este spulberată, citirea trebuie efectuată conform figurii 5.45a, prin trasarea unei linii imaginare între formaţiunile pozitive până la nivelul lor maxim. Dacă se formează troiene în jurul riglei, citirea se va face conform figurii 5.45b, la partea superioară a troianului format (ANM, 2017a).

Prin strat discontinuu, codificat în tabela SYNOP 3889 cu valoarea sss=998, se înţelege un înveliş de zăpadă care, în momentul observaţiei, nu acoperă complet solul, atât pe platforma unde se efectuează măsurătorile, cât şi în împrejurimile staţiei meteorologice. Acest tip de strat poate apărea fie în cazul unui strat în topire, fie în urma unei ninsori slabe, asociate cu vânt moderat sau tare, care împiedică depunerea uniformă a zăpezii.

În situaţiile în care riglele destinate măsurării stratului de zăpadă sunt rupte, deteriorate, înclinate sau depăşite în înălţime de troiene, măsurătoarea devine imprecisă sau imposibilă, iar în acest caz se utilizează codul SYNOP sss=999 conform tabelei de cod 3889.

Este esenţial ca măsurătorile să se efectueze zilnic, chiar dacă nu a nins şi grosimea stratului de zăpadă a rămas neschimbată în ultimele 24 de ore, pentru a asigura o monitorizare constantă şi precisă, având în vedere că grosimea stratului de zăpadă poate scădea sub acţiunea factorilor externi.

Efectuarea observaţiilor şi măsurătorilor asupra stratului de zăpadă

Observaţiile asupra stratului de zăpadă încep din momentul depunerii acestuia şi continuă până la topirea completă, fiind împărţite în două categorii principale. Astfel, se derulează observaţii zilnice care includ stabilirea gradului de acoperire a solului, caracteristicile de aşezare ale stratului de zăpadă şi determinarea grosimii acestuia. Observaţiile pe o perioadă de cinci zile consecutive (pentadice) se concentrează pe măsurarea densităţii şi a echivalentului în apă al stratului de zăpadă.

Măsurătorile şi observaţiile se efectuează atât vizual, cât şi instrumental. Observaţiile vizuale au ca scop stabilirea gradului de acoperire cu zăpadă şi caracteristicile de aşezare a stratului, în timp ce determinarea instrumentală presupune măsurarea grosimii acestuia cu ajutorul riglelor sau senzorilor ultrasonici, densitatea stratului de zăpadă cu ajutorul densimetrului, precum şi echivalentul în apă al acestuia (prin calcul).

Stabilirea gradului de acoperire şi a caracteristicilor stratului de zăpadă

Observaţiile asupra gradului de acoperire cu zăpadă se efectuează zilnic la ora 06 UTC sau imediat după răsăritul Soarelui, cu condiţia ca platforma meteorologică să fie luminată în momentul efectuării observaţiilor. Acestea se efectuează întotdeauna din acelaşi punct de observare, care este de obicei situat în cel mai înalt loc din apropierea platformei. Observaţiile se desfăşoară vizual şi trebuie să acopere o suprafaţă întinsă pe o rază de 500 m în jurul staţiei meteorologice. Ele includ determinarea gradului de acoperire cu zăpadă a solului şi evaluarea modului de aşezare a stratului de zăpadă (ANM, 2017a).

Pentru determinarea gradului de acoperire cu zăpadă a solului, observatorul va împărţi orizontul vizual în zece părţi egale (zecimi). Următoarea etapă constă în identificarea vizuală a numărului de părţi acoperite de stratul de zăpadă. Evaluarea se face pe o scară de la 0 la 10, unde 0 înseamnă că solul este complet acoperit de zăpadă, iar 10 reprezintă o situaţie în care toate cele zece părţi imaginare în care a fost împărţit

orizontul sunt acoperite de zăpadă. Un indicativ de 4 înseamnă că aproximativ 4 din cele 10 părţi sunt acoperite cu zăpadă, ceea ce înseamnă 4 zecimi, respectiv 40% din orizontul vizual. La staţiile meteorologice situate pe litoral se ia în considerare doar suprafaţa solului, iar la staţiile din apropierea pădurilor observaţiile se referă exclusiv la suprafeţele deschise.

Doar atunci când întregul orizont este acoperit de zăpadă (indicativ 10 – 10 zecimi, care înseamnă 100%) se apreciază şi modul de aşezare al acesteia, prin caracteristici referitoare la caracterul şi uniformitatea stratului de zăpadă (în Codul SYNOP, grupa $928S_7S'_7$, tabelele de cod SYNOP 3765 şi 3775). Prin strat neuniform se înţelege doar stratul cu troiene, dune sau alte neregularităţi rezultate în urma acţiunii vântului asupra zăpezii (ANM, 2017a).

Determinarea densității stratului de zăpadă

Apa are proprietatea de a-şi micşora densitatea şi de a-şi mări volumul odată cu scăderea temperaturii. Greutatea, densitatea şi volumul apei cresc continuu o dată cu scăderea temperaturii acesteia, până la 4 °C, când apa este considerată a avea cea mai mare greutate specifică (densitatea maximă şi volumul minim) de 0,99997 g/cm³ (aproximativ 1000 kg/m³). Prin comparaţie, greutatea apei la 10°C nu este semnificativ mai mică, dar totuşi este însemnată, de 0,9997 g/cm³. Cea mai mică densitate și greutate specifică sunt atribuite apei în stare solidă (zăpadă şi gheaţă), adică la 0°C şi sub această temperatură, deoarece distanţa dintre moleculele de apă este sensibil mai mare decât în cazul apei lichide (Wallace & Hobbs, 2006). Această proprietate unică pe care apa o are la 0°C şi sub această temperatură îi permite acesteia să plutească pe suprafaţa apei lichide, greutatea ei fiind mai mică decât cea a celei din urmă.

La staţiile meteorologice se are în vedere şi determinarea densităţii stratului de zăpadă, care depinde direct de structura acestuia. El se exprimă în g/cm³ sau în kg/m³. Structura zăpezii este influenţată de factori precum schimbul caloric generat de procesele de radiaţie, convecţie şi condensare, presiunea exercitată de straturile de zăpadă suprapuse, acţiunea vântului, variaţiile de temperatură din interiorul stratului de zăpadă şi infiltrarea apei rezultată din topire. Astfel, pentru zăpada proaspătă, densitatea poate varia între 0,01 şi 0,30 g/cm³; în cazul zăpezii îngheţate, densitatea poate varia între 0,40 şi 0,64 g/cm³ şi poate ajunge până la 0,7 g/cm³ în cazul zăpezii topite (ANM, 2017a).

Densitatea zăpezii se calculează cu ajutorul densimetrului sau al pluviometrului, în funcţie de situaţie.

Determinarea densităţii stratului de zăpadă, în mod tradiţional, se face cu densimetrul şi cântarul. Densimetrul este format dintr-un cilindru gradat cu un volum cunoscut şi o suprafaţă colectoare de 50 cm², care se înfige în zăpadă pentru a colecta un

eşantion intact din masa acesteia. În acest mod, densitatea zăpezii se calculează prin raportarea greutăţii probei la volumul acesteia, după formula:

$$p = \frac{m}{v}$$

unde p reprezintă densitatea exprimată în kg/m³ sau g/cm³, m este masa probei exprimată în kg sau g, iar v este volumul probei exprimat în m³ sau cm³.

Aceste observaţii se fac doar atunci când grosimea stratului de zăpadă depăşeşte 5 cm, nefiind determinări zilnice, ci o dată la cinci zile (în zilele de 5, 10, 15, 20, 25 şi în ultima zi a Lunii). Observaţiile se fac pe parcela unde sunt instalate riglele fixe, în cadrul căreia se alocă o suprafaţă de cel puţin 50 m² pentru acest demers. Determinarea densităţii zăpezii se realizează prin prelevarea a trei probe, care trebuie luate întotdeauna din locurile în care stratul de zăpadă este intact.

Măsurătorile cu pluviometrul se efectuează doar în lipsa densimetrului sau în situaţia în care acesta este deteriorat. Pentru acest lucru este necesar să se cunoască greutatea pluviometrului lipsit de capac şi a dispozitivului de zăpadă. Astfel, cilindrul colector al pluviometrului este utilizat pentru prelevarea probelor de zăpadă prin scufundarea acestuia cu gura în jos în stratul de zăpadă, similar procedurii aplicate cilindrului densimetrului, respectând toate condiţiile specifice acestuia. După colectarea probei, cilindrul, împreună cu zăpada prelevată, este cântărit pentru determinarea masei. În paralel, cu ajutorul unei rigle, se măsoară grosimea stratului de zăpadă de la locul de unde a fost prelevată proba.

Pentru a calcula densitatea zăpezii (p), se scade greutatea colectorului gol din greutatea totală a colectorului cu zăpadă, iar rezultatul obţinut va fi masa zăpezii în grame, care se împarte la produsul dintre 200 şi grosimea stratului de zăpadă (h), după formula:

$$p = \frac{m}{200 \times h}$$

Spre exemplu, dacă un pluviometru cântărit gol are greutatea de 450 g, iar după scufundarea acestuia în stratul de zăpadă cântăreşte 920 g, greutatea zăpezii colectate se obţine prin scăderea greutăţii pluviometrului gol din greutatea totală, rezultând 470 g. Dacă grosimea stratului de zăpadă, măsurat cu riglele de zăpadă, este de 36 cm, pentru calculul densităţii finale a zăpezii se utilizează o formulă care împarte greutatea zăpezii colectate la produsul dintre 200 şi grosimea stratului de zăpadă, după cum urmează:

$$p = \frac{m}{200 \times h} = \frac{470}{200 \times 36} = \frac{470}{7200} = 0{,}065 \ \frac{g}{cm^3} \, sau \, 65 \ \frac{kg}{m^3}$$

Determinarea echivalentului în apă al stratului de zăpadă

Echivalentul în apă al stratului de zăpadă reprezintă cantitatea de apă care ar rezulta după topirea stratului de zăpadă de pe o suprafaţă de 1 m². Determinarea lui se poate face prin măsurare sau prin calcul, dar, în reţeaua naţională de observaţii meteorologice, echivalentul în apă al stratului de zăpadă se obţine prin metoda de calcul.

Această măsură se calculează atât cu ajutorul cilindrului densimetrului, cât şi utilizând pluviometrul, după ce a fost determinată densitatea stratului. Zăpada se lasă să se topească lent, departe de surse de încălzire, într-un vas oarecare. După ce întreaga cantitate de zăpadă s-a topit, se toarnă într-o eprubetă pluviometrică şi se citesc diviziunile de pe aceasta. Dacă măsurătoarea se face utilizând pluviometrul, cantitatea de apă obţinută reprezintă direct echivalentul în apă al zăpezii colectate, iar dacă se utilizează densimetrul, valorile citite pe eprubeta pluviometrică trebuie înmulţite cu 4. Aceasta se datorează faptului că densimetrul are o suprafaţă colectoare de 50 cm², în timp ce eprubeta pluviometrică este gradată pentru o suprafaţă colectoare de 200 cm². Ajustarea permite alinierea măsurătorilor pentru a reflecta volumul real al zăpezii pe o suprafaţă standard (ANM, 2017a).

Având în vedre că pentru determinarea densităţii stratului de zăpadă sunt prelevate trei probe, pentru calculul echivalentului în apă al stratului de zăpadă se va lua în calcul densitatea medie a celor trei probe, după formula:

$$e = d \times h \times 10$$

unde *e* este echivalentul de apă exprimat în l/m², d este densitatea medie a celor trei probe de zăpadă exprimată în g/cm³, h este grosimea medie a stratului de zăpadă exprimată în cm şi calculată ca medie aritmetică a înălţimii celor trei probe colectate, iar 10 este o constantă de conversie dimensională, cu rol de a ajusta rezultatul pentru a fi exprimat în mm/m².

Având în vedere că unitatea de măsură mm/m² este egală cu l/m², un rezultat de 13 mm/m², echivalent în apă al stratului de zăpadă, reprezintă 10 l/m².

5.12. *Fenomene meteorologice*

Meteorul este un fenomen meteorologic observat la suprafaţa terestră sau în atmosferă, constituit dintr-o suspensie, o precipitaţie sau un depozit de particule lichide sau solide, apoase sau neapoase. În acelaşi timp, el poate fi o manifestare de natură optică sau electrică (INMH, 1986).

Hidrometeorul este un fenomen meteorologic alcătuit dintr-un ansamblu de particule de apă lichide sau solide aflate în suspensie în atmosferă sau în cădere, ridicate de vânt de pe suprafaţa terestră ori depuse pe sol sau pe obiectele de pe acesta. Aceştia

pot fi reprezentaţi de particule în suspensie în atmosferă (ceaţa), de precipitaţii (ploaie, ninsoare, burniţă, grindină etc.) sau de depuneri (chiciură, polei, rouă etc.). În cazul precipitaţiilor se va indica şi intensitatea acestora. În cazul căderii de grindină de dimensiuni excepţionale, se recomandă cântărirea, măsurarea şi fotografierea boabelor. În cazul depunerii de chiciură sau polei, se va avea în vedere determinarea grosimii stratului depus, conform instrucţiunilor. Când sunt identificate tornade sau trombe marine, observatorul va nota în registrul meteorologic înălţimea, diametrul, sensul de rotaţie şi traiectoria acestora. În aceste cazuri se are în vedere şi emiterea unui semnal de tip ALERT (ANM, 2017).

În cazul căderilor de particule (precipitaţii), acestea pot fi sub diferite forme, fiind generate (cu excepţia celor de gheaţă) de anumiţi nori, după cum sunt indicaţi în tabelul 5.23.

Tabelul 5.23. Genurile de nori şi tipurile de hidrometeori generate

Hidrometeori	Genul de nori						
	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb	Fără nori
Ploaie	**x**	**x**	**x**		**x**	**x**	
Aversă de ploaie					**x**	**x**	
Burnita				**x**			
Ninsoare	**x**	**x**	**x**	**x**	**x**	**x**	
Aversa de ninsoare					**x**	**x**	
Zapada grauntoasa				**x**			
Mazariche moale			**x**		**x**	**x**	
Ace de gheata							**x**
Grindina						**x**	
Mazariche tare						**x**	
Granule de gheaţă	**x**	**x**					
Lapovita	**x**	**x**	**x**				
Aversa de lapovita					**x**	**x**	

Litometeorul este un fenomen meteorologic reprezentat printr-un ansamblu de particule, din care cea mai mare parte este solidă şi de origine terestră (nisip, fum, praf etc.). Acestea pot fi ridicate de vânt de pe sol (transport de praf sau de nisip, furtună de praf sau de nisip) sau pot fi regăsite în atmosferă sub formă de suspensii (pâclă, fum).

În momentul în care se observă un litometeor, trebuie să se noteze în registrul meteorologic informaţii legate de înălţimea acestuia, eventuale coloraţii anormale, direcţia în care se deplasează (în special la turbioane de praf). Se emite un mesaj de tip ALERT şi/sau administrativ în cazul în care manifestarea fenomenului produce efecte deosebite.

Termenul de furtună este asociat numai unui litometeor, în contextul unei furtuni de praf sau de nisip. Acest termen nu este folosit în cazul unei averse de ploaie însoţite de oraje.

Fotometeorul este un fenomen meteorologic luminos, generat în urma proceselor de reflexie, refracţie, difracţie sau interferenţă a luminii provenite de la cei doi aştri. Fotometeorii importanţi sau cei care prezintă o manifestare excepţională pot fi înregistraţi de observator în registrul meteorologic electronic.

Fotometeorii pot fi identificaţi pe suprafaţa sau în interiorul norilor (halo, coroană, irizaţii, gloria[14]) sau a altor hidrometeori sau litometeori (halo, coroană, gloria, curcubeu, inelul lui Bishop şi raze crepusculare), precum şi într-o masă de aer mai mult sau mai puţin transparentă (miraj, tremurături, scânteieri, rază verde, culori crepusculare) (INMH, 1986; Ahrens & Henson, 2020).

Electrometeorul este o manifestare vizuală sau auditivă a electricităţii atmosferei. Aceasta poate fi reprezentată de descărcări electrice bruşte şi discontinue (tunete, fulgere) sau de descărcări electrice lente, mai mult sau mai puţin continue (focul Sfântului Elmo, aurorele polare). Cu excepţia fulgerului, electrometeorii au o semnificaţie redusă în ceea ce priveşte caracterizarea timpului prezent, dar, în anumite situaţii, pot fi înregistraţi de observator.

În acest context, termenul de oraj se foloseşte pentru a caracteriza un fenomen cu o manifestare sonoră (tunetul) şi una vizibilă (fulgerul). Este considerat oraj şi o situaţie în care se aude tunetul, dar nu se vede fulgerul.

O categorie aparte de fenomene meteorologice o constituie trombele marine, norii de tornadă şi tornadele. Trombele se produc pe mare şi sunt constituite dintr-un con noros şi din picături de apă ridicate de pe suprafaţa mării, motiv pentru care sunt încadrate în categoria hidrometeorilor. În situaţiile în care vortexul se produce pe uscat, deşi este format din particule solide, este inclus tot în categoria hidrometeorilor datorită prezenţei coloanei sau conului noros, conform clasificării din Atlasul Internaţional al Norilor (OMM, 1987), adoptată în România.

Conform OMM, fiecare fenomen meteorologic de mai sus este reprezentat printr-un semn convenţional şi un cod, pentru a-l putea identifica şi înregistra mai uşor şi a putea fi utilizat ulterior în observaţiile meteorologice, standardizând astfel observaţiile şi interpretarea fenomenelor atmosferice la nivel mondial. Toate fenomenele meteorologice menţionate şi reprezentate, cu semnele convenţionale şi codurile corespunzătoare, pot fi consultate în Anexa 2 (OMM, 2023a).

[14] Fenomen optic atmosferic alcătuit din inele luminoase colorate, care apar în jurul umbrei unui obiect, fiind cauzat de difracţia luminii pe picături mici de apă.

Depunerile de gheaţă

Prin depunere de gheaţă pe conductorii aerieni se înţelege acoperirea acestora cu un strat de gheaţă de diferite feluri, precum lapoviţă sau zăpadă care îngheaţă, polei, chiciură tare sau moale.

În anumite situaţii, pe conductori se pot depune mai multe straturi de gheaţă, iar atunci depunerile sunt considerate mixte. Depunerile mixte pot fi de un singur fel, survenite în urma acţiunii unui singur fenomen, sau de mai multe feluri (origini).

Aceste depuneri se formează prin îngheţarea apei suprarăcite din aer, care se găseşte sub formă de ceaţă, aer ceţos, burniţă sau polei; prin îngheţarea fulgilor de zăpadă sau a lapoviţei; prin îngheţarea picăturilor fine de apă aduse de vânt de pe bazine acvatice aflate în apropiere.

Observaţiile asupra depunerilor de gheaţă de pe conductorii aerieni se fac cu ajutorul unei instalaţii numite chiciurometru. Acesta este format din trei stâlpi verticali cu înălţimea de 325 cm, aşezaţi pe două direcţii perpendiculare, astfel încât unul dintre ei este poziţionat în faţa celorlalţi şi formează un unghi drept, ceilalţi fiind aşezaţi spre nord şi spre est. Pe aceşti stâlpi sunt fixaţi suporţii metalici în care se prind conductorii la înălţimi diferite, formând între ei, de asemenea, unghiuri drepte. Astfel, conductorii orientaţi de la nord la sud se numesc meridionali, iar cei îndreptaţi de la est la vest sunt latitudinali. Conductorii sunt reprezentaţi de bucăţi de sârmă sau oţel cu diametrul de 5 mm. Pe chiciurometru sunt fixate trei perechi de conductori. Prima pereche se numeşte conductori fixi şi este cea mai apropiată de sol (190 cm), fiind plasată în suporţi lungi, a doua pereche este formată de conductorii mobili (220 cm) în suporţi scurţi, iar cea de-a treia pereche este formată de conductorii suplimentari (240 cm) montaţi în suporţi lungi (ANM, 2017a).

Conductorii ficşi sunt utilizaţi pentru monitorizarea variaţiei în timp, prin măsurători periodice ale dimensiunilor depunerilor, iar conductorii mobili sunt folosiţi pentru determinarea dimensiunilor şi a greutăţii pe unitatea de lungime, aceste măsurători fiind efectuate la sfârşitul stadiului de creştere şi la începutul stadiului de menţinere. În paralel, conductorii suplimentari sunt utilizaţi pentru observarea şi analiza continuă a procesului de depunere.

Când stratul de zăpadă are o grosime cuprinsă între 50 şi 100 cm, conductorii se mută la înălţimi mai mari: 240 cm în cazul celor ficşi, 270 cm în cazul celor mobili şi 290 cm în cazul conductorilor suplimentari. În cazuri excepţionale, când depunerile se formează în prezenţa unui strat de zăpadă de peste 100 cm, conductorii ficşi vor fi poziţionaţi la 290 cm înălţime, cei mobili la 320 cm, iar cei suplimentari vor fi poziţionaţi mai jos, la 270 cm. În acest ultim caz, la staţiile de munte, în lunile în care se ştie că stratul

de zăpadă poate depăşi 100 cm, de la începutul observaţiilor, conductorii vor fi plasaţi la 240 cm cei ficşi, la 270 cm cei mobili şi la 290 cm cei suplimentari (ANM, 2017a).

Observaţiile asupra depunerilor se vor face după timpul solar mediu local, iar în timpul unui caz de depuneri se efectuează observaţii continue, din oră în oră, precum şi observaţii şi măsurători la diferite momente ale zilei, în funcţie de caracterul depunerii şi aspectul vremii. Pentru observaţii continue se urmăreşte stadiul depunerii cu ajutorul conductorilor suplimentari, care se curăţă din oră în oră pe o porţiune de 20 cm, şi se stabileşte absenţa sau prezenţa, precum şi felul depunerii din ora precedentă.

Dimensiunea depunerilor de gheaţă de pe conductori se exprimă în milimetri şi se măsoară pe două direcţii perpendiculare, utilizându-se două mărimi: diametrul mare şi diametrul mic.

Diametrul mare exprimă întinderea maximă a depunerii în jurul conductorului, incluzând şi diametrul acestuia de 5 mm, chiar dacă depunerea nu înconjoară integral conductorul. Diametrul mic reprezintă extinderea maximă a depunerii perpendiculare pe direcţia principală de creştere (pe diametrul mare). Aceste diametre se măsoară aproximativ la mijlocul conductorului, dar porţiunile cu extindere maximă se aleg astfel încât să se omită proeminenţele izolate, precum şi cele distanţate cu mai mult de 2 cm una de alta. Diametrul mare poate fi cel mult egal cu (sau mai mare decât) diametrul mic. Măsurarea dimensiunii depunerilor se face cu şublerul, iar pentru a determina dimensiunea depunerii îngheţate, se scade diametrul conductorului din valoarea măsurată cu şublerul (figura 5.46).

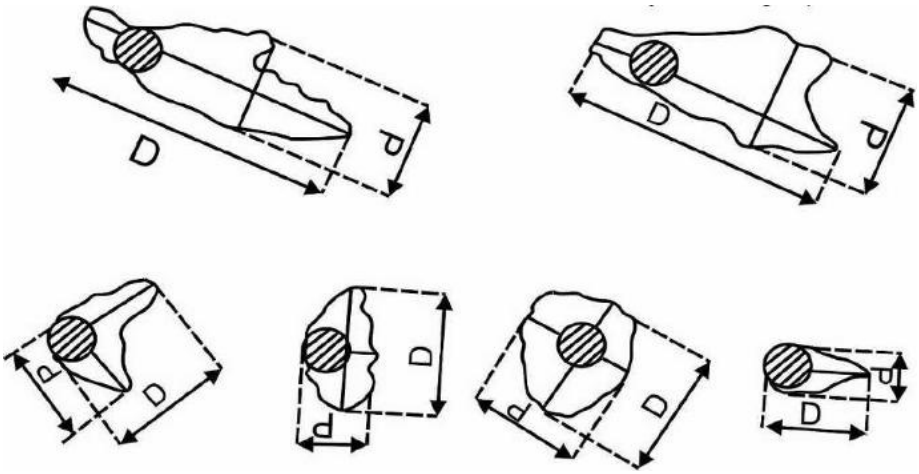


Figura 5.46. Forme de depunere şi modul de apreciere a diametrelor (D = diamtreu mare; P = diametru mic) (*prelcurat după ANM, 2017a)*

Determinarea greutăţii depunerilor de gheaţă de pe conductori se face doar în momentul în care stadiile de creştere au încetat şi au început cele de menţinere pe unul dintre conductorii mobili, iar rezultatul se exprimă în grame pe metru liniar (g/m) de

conductor. În acest sens, se alege conductorul mobil pe care s-a constatat că are cea mai mare valoare a diametrului mare şi se recoltează o porţiune din depuneri cu ajutorul unei căzi cu o lungime de 25 cm. Cada se aşează în biroul staţiei pentru ca gheaţa să se topească; nu se recurge la accelerarea artificială a topirii gheţii datorită faptului că în acest mod s-ar putea pierde o cantitate de apă datorită evaporării. Apa rezultată din topire se toarnă în eprubeta pluviometrică şi se citeşte numărul de diviziuni. Depunerea pe metru liniar de conductor se determină conform relaţiei:

$$G = \frac{200 \times Nd}{L}\left(\frac{g}{m}\right)$$

unde *G* este greutatea depunerilor de gheaţă pe un metru liniar de conductor, *Nd* este numărul de diviziuni ale eprubetei (1 diviziune = 0,1 mm) rezultate în urma topirii depunerilor, *L* este lungimea în cm a porţiunii de conductor de pe care s-a colectat gheaţa.

Spre exemplu, dacă lungimea probei este de 25 cm, iar apa rezultată din topirea gheţii colectate este de 32 diviziuni (3,2 mm), atunci:

$$G = \frac{200 \times 32}{25} = 256\ \frac{g}{m}$$

Chiriurometrul este utilizat doar în perioada rece a anului, în rest, conductorii sunt demontaţi şi depozitaţi în magazia staţiei meteorologice.

6. Transmiterea datelor şi elaborarea mesajelor meteorologice

Senzorii meteorologici automaţi măsoară valorile tuturor elementelor meteorologice, iar apoi datele înregistrate sunt transmise automat către calculatorul din biroul staţiei meteorologice. Astfel, sunt generate mesajele dese (la fiecare 10 minute) şi mesajele intermediare (la fiecare oră), fără a fi necesară intervenţia observatorului. La ora 10 a fiecărei zile, datele colectate în ultimele 24 de ore sunt arhivate automat. Din calculatorul staţiei, după verificare şi validare, datele sunt transmise codificat, prin SMS sau internet, către serviciile de prognoză meteorologică regională, care le validează şi le transmit mai departe, prin calculator, către Administraţia Naţională de Meteorologie de la Bucureşti.

În cadrul reţelei naţionale de monitorizare a vremii, sunt utilizate două aplicaţii informatice esenţiale pentru transmiterea, procesarea şi vizualizarea datelor: SIMIN Console şi MeteoApp.

MeteoApp este o aplicaţie simplificată, utilizată pentru vizualizarea grafică sau tabelară a datelor meteorologice colectate de la senzorii automaţi de pe platforma meteorologică, pentru monitorizarea stării echipamentului şi pentru transmiterea de mesaje meteorologice, permiţând şi intervenţii ale observatorului pentru corectarea datelor (figura 6.1) (ANM, 2017b).

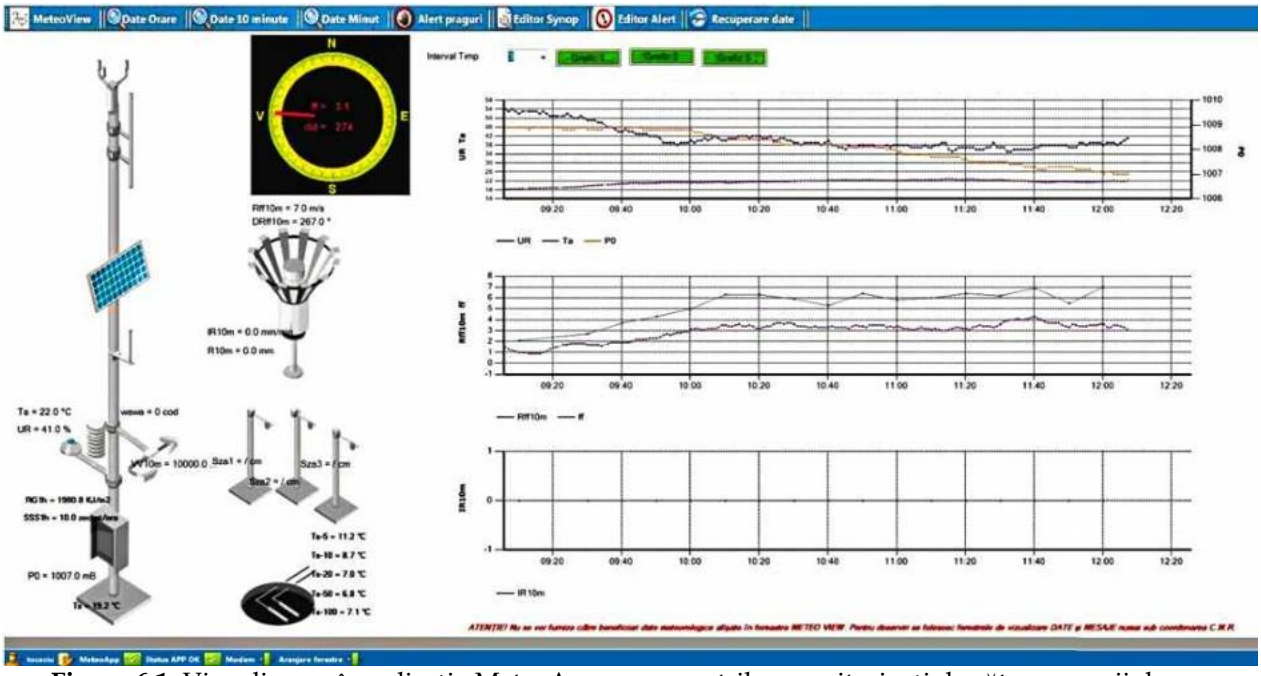


Figura 6.1. Vizualizarea în aplicaţia MeteoApp a parametrilor monitorizaţi de către senzorii de pe platforma meteorologică *(prelcurat după ANM, 2017a)*

SIMIN Console este aplicaţia principală utilizată pentru generarea, editarea şi transmiterea automată sau manuală a mesajelor meteorologice operaţionale. Senzorii

automaţi, în condiţii standard, generează mesaje zilnice şi decenale, direcţionate către direcţiile meteorologice regionale prin intermediul SIMIN RFC (ANM, 2017b). Totodată, aplicaţia gestionează transmiterea mesajului meteorologic standardizat, care integrează date codificate privind valorile elementelor şi parametrilor observaţi la suprafaţă (temperatură, presiune, vânt, nebulozitate, precipitaţii etc.), esenţiale pentru prognoze şi modele meteorologice.

Pentru a asigura un schimb operativ, precis şi uniform de informaţii meteorologice la nivel naţional şi internaţional, este esenţial ca datele observate şi măsurate să fie codificate corespunzător şi integrate în mesaje meteorologice standardizate. Aceste mesaje permit transmiterea rapidă a informaţiilor către centrele de prognoză, contribuind la elaborarea analizelor sinoptice, la emiterea avertizărilor şi la construirea modelelor numerice de prognoză.

În cadrul ANM există 11 categorii principale de mesaje meteorologice, acestea fiind: SYNOP, ALERT, CLIMAT I, CLIMAT II, AGRO, PLUVIO, PLUVIO ALERT, IR, ITU şi MESAD.

Mesajul meteorologic SYNOP reprezintă un raport sinoptic standardizat, codificat conform regulilor OMM, utilizat la nivel naţional şi internaţional. Acest mesaj are rolul de a transmite, la orele sinoptice principale (de 4 ori pe zi), date meteorologice de suprafaţă măsurate în cadrul platformei meteorologice, esenţiale pentru analiza stării vremii şi elaborarea prognozelor meteorologice. Datele sunt preluate automat de la senzorii staţiei meteorologice, iar unele elemente şi parametrii lor vizuali (cum sunt nebulozitatea, tipul norilor sau fenomenele meteorologice) sunt introduşi manual de observator. Informaţiile sunt codificate conform unui format internaţional standard (codul SYNOP), care permite utilizarea eficientă şi interoperabilitatea între state şi centre meteorologice. Mesajele SYNOP constituie fundamentul analizei sinoptice şi sunt utilizate în realizarea prognozelor meteorologice la scară locală, regională şi globală. Ele alimentează modelele numerice de prognoză, sistemele de avertizare pentru fenomene severe şi reţelele internaţionale de schimb de date meteorologice (ANM, 2017b).

Mesajele meteorologice CLIMAT I şi CLIMAT II sunt rapoarte climatologice standardizate utilizate pentru monitorizarea, analiza şi caracterizarea condiţiilor meteorologice pe perioade determinate, fiind esenţiale în elaborarea studiilor climatice. Acest mesaj sintetizează valorile elementelor şi parametrilor meteorologici măsuraţi la orele sinoptice principale, reflectând condiţiile meteo din perioada respectivă. CLIMAT II este un mesaj elaborat manual de observator, în timp ce CLIMAT I este generat automat. Aceste mesaje includ mediile, extremele şi totalurile elementelor şi parametrilor meteorologici pe întreaga lună, precum şi observaţii privind frecvenţa şi intensitatea fenomenelor meteorologice (ceaţă, viscol, furtună etc.) (ANM, 2017b).

Mesajul meteorologic de tip ALERT este o comunicare operaţională utilizată în cadrul reţelei meteorologice pentru semnalarea rapidă a apariţiei unor fenomene meteorologice periculoase (viteze mari ale vântului, cantităţi semnificative de precipitaţii, vizibilitate redusă, ninsori abundente, viscol, polei, ceaţă densă, descărcări electrice etc.), care pot genera efecte semnificative asupra populaţiei, mediului şi diferitelor sectoare socio-economice. Aceste mesaje sunt generate atât automat, cât şi manual din aplicaţia SIMIN Console.

Mesajul PLUVIO are în vedere transmiterea cantităţii totale de precipitaţii acumulate pe un interval specificat (de regulă 24 de ore), iar PLUVIO ALERT emite alerte cu privire la depăşirea pragurilor critice de precipitaţii într-un interval scurt de timp.

Mesajele AGRO sunt elaborate în scopul monitorizării valorilor elementelor şi parametrilor meteorologici relevanţi pentru agricultură (în special starea solului). Aceste mesaje sunt elaborate zilnic sau decadal şi contribuie la evaluarea regimului agrometeorologic, fiind esenţiale pentru planificarea activităţilor agricole şi pentru fundamentarea prognozelor agrometeorologice.

Mesajele meteorologice IR sunt intermediare, transmise automat, între două ore sinoptice principale. Au ca scop transmiterea de date operaţionale esenţiale privind evoluţia parametrilor meteorologici în timp real, în vederea actualizării informaţiilor necesare pentru diagnoză şi prognoză, mai ales în condiţii meteorologice în schimbare rapidă.

Mesajul ITU reprezintă o notificare tehnică transmisă automat pentru semnalarea unor deficienţe în funcţionarea staţiei meteorologice automate. Acesta poate indica erori ale senzorilor, întreruperi de comunicare, defecţiuni ale echipamentelor sau date lipsă. Permite intervenţia rapidă a personalului tehnic pentru remedierea situaţiilor care afectează calitatea datelor transmise.

Mesajul MESAD este unul administrativ, transmis manual de către observator prin aplicaţia SIMIN Console. Scopul său este de a comunica informaţii tehnice, operaţionale sau administrative către centrele meteorologice sau între staţii.

7. Tehnologiile radar şi satelitare. Funcţionalitate şi aplicaţii în meteorologie

Meteorologia modernă se bazează pe sisteme avansate de observare a atmosferei, precum radarele şi sateliţii meteorologici. Aceste tehnologii permit monitorizarea în timp real a fenomenelor atmosferice. În ultimele decenii, ele au contribuit substanţial la înţelegerea fizicii atmosferei şi la dezvoltarea unor noi aplicaţii în meteorologia la mezoscară. Prin modernizarea şi dinamizarea acestui domeniu, aceste sisteme aduc beneficii directe sectorului economic, social şi de securitate. Principalul lor avantaj constă în îmbunătăţirea majoră a prognozelor pe termen foarte scurt, de tip nowcasting.

În monitorizarea atmosferei, radarele şi sateliţii reprezintă principalele surse de date, funcţionând complementar: **radarele meteorologice** sunt utilizate pentru analiza detaliată a troposferei joase şi a structurilor noroase la nivel regional; **sateliţii meteorologici** asigură acoperirea globală necesară pentru a urmări dinamica maselor de aer şi parametrii suprafeţei terestre. Utilizarea combinată a acestor două tehnologii oferă o imagine completă asupra proceselor atmosferice. Această integrare este o etapă obligatorie în analiza şi prognoza fenomenelor meteorologice.

Spre deosebire de instrumentele clasice (termometru, higrometru, piranometru, barometru), radarul şi satelitul sunt instrumente de teledetecţie[15]. Acest lucru înseamnă că măsurătorile lor sunt indirecte. Ele obţin informaţii precise despre starea vremii de la distanţă, fără a intra în contact fizic direct cu porţiunea de atmosferă monitorizată.

7.1. Radarul meteorologic

Radarul (acronimul pentru RAdio Detection and Ranging) reprezintă unul dintre cele mai puternice şi dinamice instrumente din meteorologia modernă. Spre deosebire de aparatura clasică din staţiile meteo, care realizează măsurători directe la sol, radarul este un sistem activ de teledetecţie. Acesta emite unde radio sau microunde în atmosferă şi recepţionează ecoul reflectat de diferite ţinte. Prin analiza semnalului returnat, sistemul determină, în timp real, distanţa, direcţia, viteza şi caracteristicile fizice ale obiectelor detectate (Fabry, 2015). În practica meteorologică, radarul permite scanarea tridimensională a troposferei, oferind date esenţiale despre structura, intensitatea şi deplasarea formaţiunilor noroase şi a precipitaţiilor (ploaie, ninsoare, grindină).

Deşi tehnologia radar a fost implementată la scară largă abia la jumătatea secolului al XX-lea, fundamentele sale fizice şi conceptuale au fost puse succesiv de-a lungul deceniilor precedente:

[15] Teledetecţia este ştiinţa şi tehnologia prin care obţinem informaţii despre suprafaţa şi atmosfera Terrei fără a fi în contact direct cu ele, folosind instrumente montate pe sateliţi, avioane sau drone.

- **1842:** Christian Andreas Doppler demonstrează teoretic schimbarea frecvenţei undelor în funcţie de mişcarea sursei (efectul Doppler), un pilon al radarelor meteorologice moderne.
- **1860:** Michael Faraday defineşte proprietăţile fundamentale ale câmpurilor electrice şi magnetice.
- **1900:** Nikola Tesla conceptualizează pentru prima dată utilizarea undelor electromagnetice pentru detectarea obiectelor de la distanţă.

Dezvoltarea tehnologică propriu-zisă a fost accelerată în timpul celui de-al Doilea Război Mondial, sub impulsul necesităţilor militare de detectare a navelor şi avioanelor inamice. Un exemplu clasic este sistemul britanic Chain Home, utilizat pentru interceptarea bombardierelor (Vasquez, 2011). În timpul acestor operaţiuni, specialiştii militari au observat că pe ecranele radarelor apăreau „ţinte parazite" generate de nori şi precipitaţii, care mascau adesea ţintele militare. Ceea ce, în timpul războiului, reprezenta o interferenţă perturbatoare a devenit, imediat după încheierea conflagraţiei, fundamentul unei noi discipline: meteorologia radar.

Evoluţia ulterioară a tehnologiei a marcat trecerea rapidă de la aplicaţiile militare la cele civile:

- **14 februarie 1947:** este instalat primul radar meteorologic dedicat, în Washington, D.C., SUA (Mihăilă & Tănasă, 2011).
- **Anii 1950:** radarele încep să fie folosite intens în cercetare pentru a observa geneza şi dinamica furtunilor convective, oferind majoritatea datelor pe care le deţinem astăzi despre aceste fenomene.
- **1959:** este înfiinţată prima reţea naţională de radare meteorologice în SUA.

Pentru a asigura o acoperire optimă şi a evita obstacolele de relief, staţiile radar moderne sunt amplasate în zone înalte şi deschise, oferind o vizibilitate completă de 360° (aşa cum se observă în amplasamentul de pe Dealul Vântului, Oradea – figura 7.1).

Astăzi, datele radar au o aplicabilitate multidisciplinară vastă, structurată pe trei paliere temporale principale:

- **Meteorologie (pe termen scurt):** este pilonul central în elaborarea prognozelor de tip nowcasting, vitale pentru avertizarea timpurie în cazul furtunilor convective severe, a vijeliilor şi a căderilor de grindină.
- **Hidrologie (pe termen scurt):** permite estimarea cantitativă a volumului de precipitaţii căzut în bazinele hidrografice, furnizând date importante pentru modelele de prognoză a inundaţiilor.
- **Climatologie (pe termen lung):** analiza seriilor de date radar colectate de-a lungul mai multor decenii permite identificarea tendinţelor climatice regionale şi evaluarea variabilităţii precipitaţiilor.



Figura 7.1. Amplasarea strategică a radarului meteorologic pe Dealul Vântului (Oradea), evidenţiind poziţionarea într-o zonă înaltă şi deschisă, optimizată pentru a asigura o vizibilitate panoramică de 360° şi o scanare neobstrucţionată a orizontului

7.1.1. Principiile de funcţionare a radarelor meteorologice

Funcţionarea radarului meteorologic se bazează pe emiterea repetată a unor impulsuri electromagnetice scurte şi de mare putere, din domeniul microundelor, concentrate de o antenă directivă într-un fascicul îngust. Aceste unde se propagă prin atmosferă cu o viteză foarte apropiată de viteza luminii în vid ($c \approx 3x\ 10^8$ m/s).

În momentul în care fasciculul întâlneşte o ţintă atmosferică (un hidrometeor precum picăturile de ploaie, fulgii de zăpadă sau granulele de grindină), energia electromagnetică interacţionează cu aceasta. Ţinta absoarbe şi împrăştie radiaţia în toate direcţiile, un proces numit difuzie. O fracţiune extrem de mică din această energie (de ordinul microwaţilor sau picowaţilor, adică între 10^{-5} şi 10^{-15} waţi) este direcţionată înapoi spre staţia radar, constituind răspunsul sau semnalul ecou (retrodifuzie sau *backscattering*) (figura 7.2). Prin colectarea şi procesarea acestor ecouri, sistemul radar extrage trei parametri fundamentali ai ţintei:

1. **Distanţa**: este calculată direct pe baza timpului scurs între momentul emisiei impulsului şi cel al recepţionării ecoului, folosind constanţa vitezei luminii.
2. **Poziţia (coordonatele spaţiale)**: este determinată prin corelarea timpului de propagare dus-întors al impulsului radar cu unghiul de azimut (direcţia orizontală) şi unghiul de elevaţie (direcţia verticală) ale antenei.
3. **Caracteristicile fizice (reflectivitatea)**: intensitatea (amplitudinea) ecoului returnat indică densitatea, mărimea şi starea de agregare (lichidă sau solidă) a

particulelor din nori, oferind informaţii structurale cruciale pentru prognoza meteo (Battan, 1973; Doviak & Zrnić, 2006).

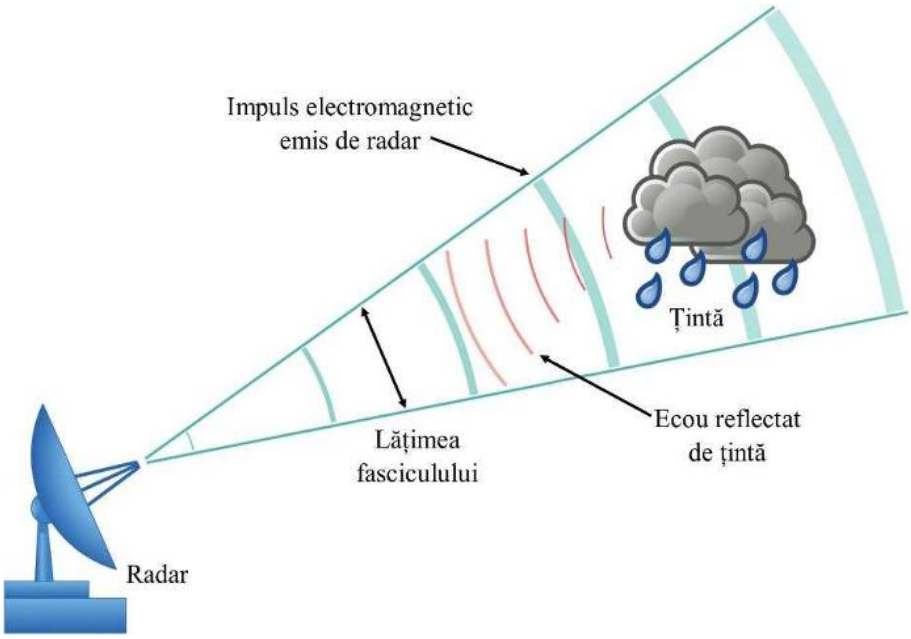


Figura 7.2. Mecanismul de transmitere şi recepţionare a undelor electromagnetice în procesul de detecţie şi localizare a ţintelor meteorologice *(prelucrat după Encyclopaedia Britannica, 2026)*

În interiorul unui **volum de eşantionare radar** (porţiunea de atmosferă izolată de impuls la un moment dat) pot exista miliarde de hidrometeori cu caracteristici geometrice şi fizice diferite, precum picături de ploaie, fulgi de zăpadă sau cristale de gheaţă. Fiecare dintre aceste particule interacţionează independent cu semnalul electromagnetic emis. Ecourile individuale rezultate se suprapun şi interferează între ele, generând o singură undă combinată (rezultantă) care este recepţionată de antenă. Acest semnal integrat reflectă proprietăţile medii ale întregului volum sondat.

Prin procesarea acestui ecou complex, sistemele radar extrag o gamă extinsă de parametri meteorologici:

- **Identificarea tipurilor de nori**: sunt monitorizate cu precădere formaţiunile convective cu dezvoltare verticală mare, de tip Cumulus congestus şi Cumulonimbus, responsabile de generarea fenomenelor severe;
- **Geometria norilor**: se determină cu precizie înălţimea bazei şi a vârfului norilor faţă de sol, precum şi distanţa lor faţă de punctul de observaţie.
- **Microfizica precipitaţiilor**: se estimează conţinutul total de apă lichidă şi se identifică faza de agregare a precipitaţiilor (solide, lichide sau mixte).
- **Cinematica atmosferei**: se măsoară viteza şi direcţia de deplasare a sistemelor noroase, tendinţa lor de evoluţie (extindere sau disipare), precum şi vectorii vântului.

Radarele meteorologice moderne oferă o frecvenţă temporală ridicată, generând date noi la intervale de doar câteva minute, şi o rezoluţie spaţială fină, de aproximativ 1 km (Vasquez, 2011).

Marele avantaj al acestei tehnologii constă în capacitatea de a scana troposfera în trei dimensiuni (lungime, lăţime şi înălţime) în timp real. Prin combinarea secţiunilor orizontale (*Plan Position Indicator* - PPI) cu cele verticale (*Range Height Indicator* - RHI), radarele pot „privi" direct în interiorul structurilor convective (Rauber & Nesbitt, 2018). Această scanare tridimensională oferă detalii esenţiale despre anatomia internă a furtunilor, permiţând detecţia timpurie a nucleelor de grindină sau a semnăturilor rotaţionale asociate tornadelor (OMM, 2023d) (figura 7.3).

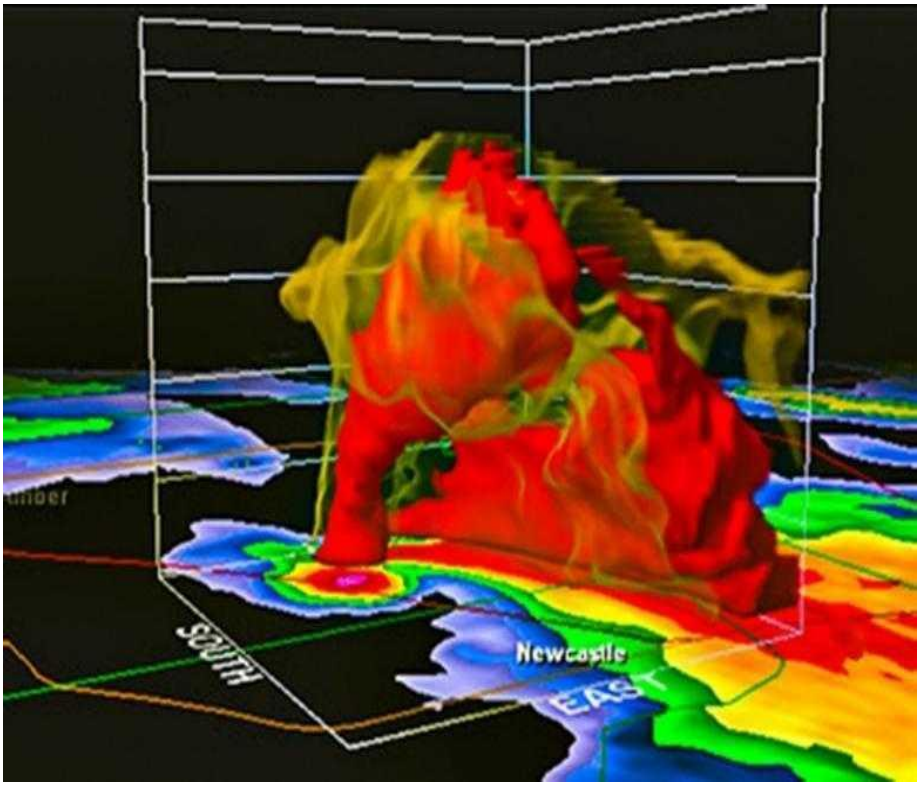


Figura 7.3. Reprezentare radar tridimensională a structurii interne şi a distribuţiei volumetrice a reflectivităţii în cadrul unei furtuni convective severe *(sursa: OMM, 2023d)*

Sistemul radar meteorologic funcţionează ca un ansamblu integrat de componente specializate (Rinehart, 2010):

- **Transmiţătorul**: generează impulsuri electromagnetice de înaltă frecvenţă şi de mare putere.
- **Antena**: antena are un dublu rol: concentrează şi emite impulsuri electromagnetice în atmosferă sub forma unui fascicul îngust şi directiv, iar ulterior recepţionează

ecourile radar provenite din împrăştierea undelor electromagnetice de către hidrometeori.

- **Receptorul**: captează semnalele de retrodifuzie extrem de slabe de la antenă, le amplifică şi le filtrează.
- **Sistemele hardware şi software (procesorul de semnal)**: analizează, converteşte şi interpretează datele brute primite.
- **Dispozitivele de afişare**: redau vizual produsele meteorologice rezultate. Datele pot fi monitorizate local (la biroul staţiei meteo) sau transmise de la distanţă prin reţele securizate, oriunde există o conexiune de date.

Procesarea semnalului radar livrează trei parametri meteorologici fundamentali, utilizaţi ca bază pentru diagnoza şi prognoza structurilor atmosferice (Vasquez, 2011):

Reflectivitatea (Z) este exprimată în decibeli[16] (dBZ) şi reprezintă o măsură logaritmică a densităţii şi mărimii ţintelor care au generat ecoul. Acest parametru este direct dependent de caracteristicile precipitaţiilor (ploaie, burniţă, zăpadă, grindină) (Battan, 1973). Norii subţiri care nu generează precipitaţii, precum Cirrus, nu produc valori detectabile. În schimb, nucleele convective intense cu ploi torenţiale şi, în special, zonele cu grindină generează cele mai ridicate valori ale reflectivităţii (figura 7.4). Este important de menţionat că detectarea unei valori mari a reflectivităţii la înălţime nu garantează că precipitaţiile ajung integral la sol (din cauza fenomenului de evaporare parţială în cădere – virga).

Velocitatea Doppler (viteza radială) măsurată în metri pe secundă (m/s) indică viteza cu care hidrometeorii se deplasează pe direcţia razei radarului.

- **Viteze negative**: particulele se apropie de radar.
- **Viteze pozitive**: particulele se îndepărtează de radar.

Calculul este posibil datorită **efectului Doppler**, care permite identificarea modificărilor subtile de frecvenţă dintre unda emisă şi cea recepţionată, permiţând maparea cinematicii maselor de aer şi determinarea direcţiei şi vitezei de mişcare a formaţiunilor noroase.

Lăţimea spectrului (m/s) reprezintă variaţia (abaterea standard) a vitezei radiale a particulelor din atmosferă, în interiorul unui volum de eşantionare. Acest parametru măsoară gradul de omogenitate sau de dezordine al fluxului de aer. Dacă hidrometeorii dintr-un eşantion se mişcă cu viteze foarte diferite, lăţimea spectrului creşte semnificativ, indicând prezenţa turbulenţei atmosferice (Rauber & Nesbitt, 2018). Deşi nu oferă informaţii despre cantitatea precipitaţiilor sau despre deplasarea generală a norilor, parametrul este critic pentru a anticipa fenomene periculoase, precum furtunile severe, rafalele de vânt sau tornadele (OMM, 2023d).

[16] Un decibel (dBZ) este o unitate de măsură care exprimă intensitatea semnalului radar reflectat.

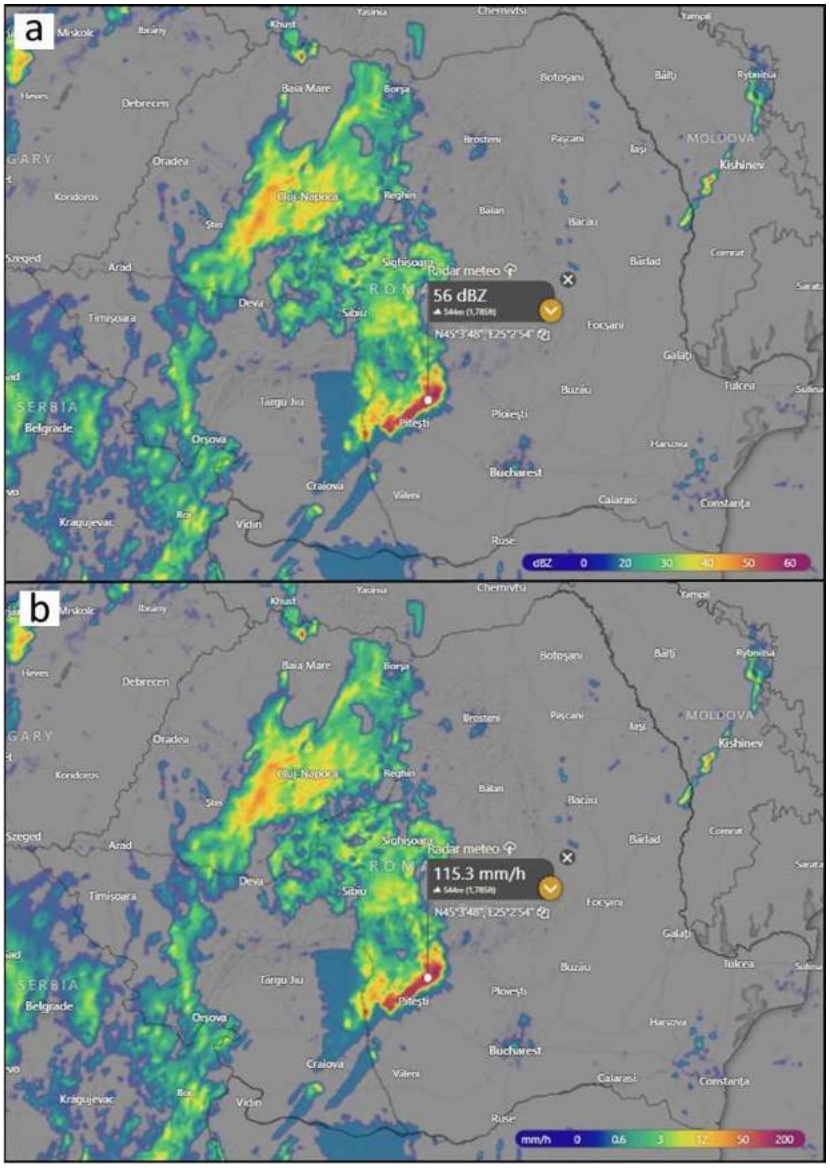


Figura 7.4. Vizualizare radar a formaţiunilor noroase convective de deasupra României din data de 9 iulie 2025, ora 12:17: a) Distribuţia spaţială a reflectivităţii, evidenţiind nucleul sever de 56 dBZ din sudul Carpaţilor Meridionali; b) Harta derivată a intensităţii estimate a precipitaţiilor, indicând o rată instantanee de 115,3 mm/h *(sursa: www.windy.com)*

Toate radarele Doppler[17] utilizează o strategie de scanare combinată pe două axe coordonate pentru a obţine o perspectivă tridimensională:

- **Scanarea azimutală (orizontală)**: antena se roteşte continuu la 360° în jurul axei pentru a asigura o perspectivă completă asupra orizontului.

[17] Radarul Doppler nu este un model concret de radar, ci o tehnologie specializată care, pe lângă identificarea formaţiunilor noroase, măsoară şi viteza cu care acestea se deplasează. Termenul de „Doppler" vine de la efectul Doppler, un fenomen fizic care apare atunci când o undă (sunet, lumină sau undă radio) îşi schimbă frecvenţa dacă sursa sau receptorul se mişcă.

- **Scanarea de elevaţie (verticală)**: rotaţia orizontală se execută succesiv la diferite unghiuri de înclinare verticală, eşantionate, de regulă, între 0,5° şi 19,5° (Doviak & Zrnić, 2006).

Procesul urmează o secvenţă conică: după finalizarea unei rotaţii complete la un anumit unghi de elevaţie, antena îşi modifică înclinaţia în sus către următorul palier şi reia scanarea la 360°. Din cauza limitării unghiului maxim de înclinare, radarele rămân „oarbe" în zona aflată direct deasupra antenei. Acest spaţiu gol, neacoperit de fascicule, poartă denumirea de „con de tăcere" (cone of silence).

Capacitatea de detecţie a fenomenelor meteorologice este influenţată direct de caracteristicile tehnice ale echipamentului, de frecvenţa utilizată, de amplasament, de altitudine şi de dimensiunea ţintelor. Deşi, din punct de vedere geometric, un radar poate recepţiona semnale până la circa 400–500 km, rezoluţia spaţială şi precizia datelor scad drastic odată cu depărtarea. Din acest motiv, zona de fiabilitate optimă pentru observaţii este limitată la o rază cuprinsă între 100 şi 200 km (OMM, 2023d).

O limitare structurală majoră în monitorizarea troposferei joase este impusă de curbura Pământului, astfel că:

- Fasciculul radar nu scanează perfect orizontal, ci este emis cu o uşoară înclinaţie ascendentă pentru a evita interferenţele şi ecourile parazite de la sol (ground clutter).
- Pe măsură ce se propagă, fasciculul urcă progresiv odată cu distanţa deoarece Pământul se curbează sub el, realizând o scanare conică (figura 7.5).
- În consecinţă, dacă în imediata proximitate a staţiei fasciculul sondează atmosfera la doar câteva sute de metri de sol, la o distanţă de aproximativ 170 km, acesta ajunge deja la o altitudine de circa 3000 m (Vasquez, 2011).

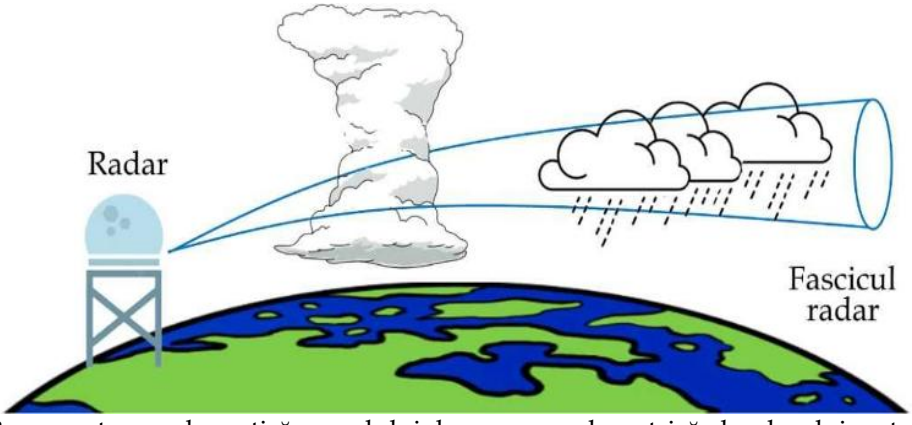


Figura 7.5. Reprezentarea schematică a modului de scanare volumetrică al radarului meteorologic şi a limitărilor geometrice asociate: trecerea fasciculului pe deasupra fenomenelor de altitudine joasă la distanţe mari (efectul curburii terestre) şi unghiul mort din proximitatea staţiei (conul de tăcere) în detectarea structurilor înalte la distanţe mici

Această geometrie ascendentă face dificilă detectarea fenomenelor din troposfera inferioară la distanţe mari faţă de staţie. Procesele meteorologice severe cu dezvoltare joasă, cum sunt supercelulele care pot produce grindină, precipitaţiile convective de mică altitudine sau fronturile de rafală (gust fronts), devin imposibil de monitorizat corespunzător dacă se produc departe de radar.

Pentru a remedia această limitare operaţională, se utilizează sisteme radar în reţea. Acest lucru presupune implementarea unui număr dens de radare interconectate, ale căror raze de acoperire sunt parţial suprapuse. Datele brute colectate individual sunt transmise în timp real către un centru de procesare, unde algoritmi avansaţi le unifică şi le procesează ca un singur ansamblu, generând un mozaic radar (figura 7.6) (Chandrasekar et al., 2008). Această configuraţie în mozaic acţionează ca o structură colectivă care maximizează acurateţea şi fiabilitatea observaţiilor. Aceasta facilitează observarea sistemelor sinoptice de mari dimensiuni şi permite scanarea atmosferei la altitudini mici (sub 500 m), acoperind zonele care altfel ar fi fost afectate de unghiurile moarte ale unei singure staţii izolate.

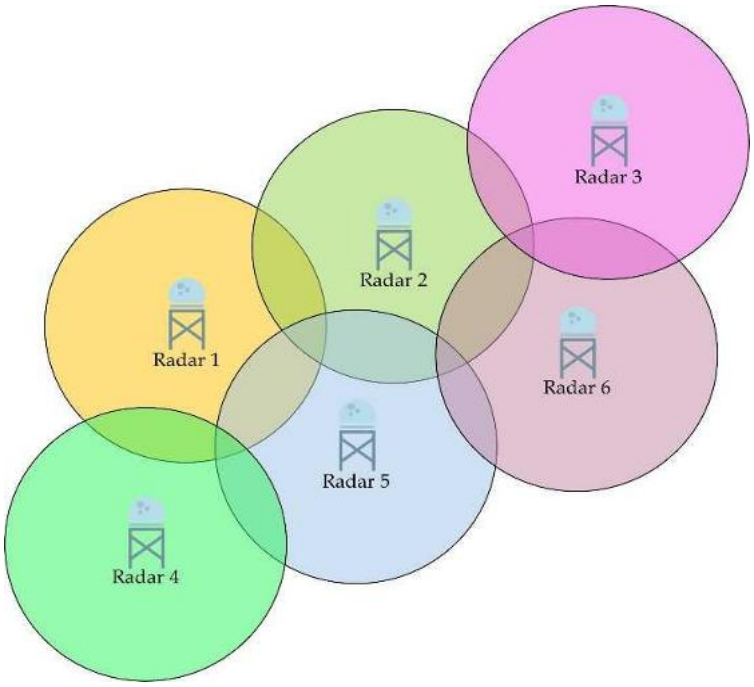


Figura 7.6. Principiul configurării sistemelor radar în reţea, evidenţiind suprapunerea zonelor de scanare pentru asigurarea redundanţei spaţiale, eliminarea sectoarelor oarbe şi menţinerea continuităţii observaţiilor meteorologice

La nivel internaţional, aceste reţele sunt interconectate prin programul global de Veghea Meteorologică Mondială (*World Weather Watch*), coordonat de OMM, permiţând ţărilor să facă schimb de date radar în timp real pentru a îmbunătăţi prognozele şi avertizările meteorologice. Astfel de infrastructuri pot funcţiona în mod integrat cu

reţelele altor organizaţii, agenţii sau regiuni, dacă există o standardizare suficientă a modului de operare. Ele pot include radare meteorologice cu lungimi de undă similare sau diferite, atâta timp cât produsele acestora pot fi analizate unitar (Atlas, 1990).

Arhitectura reţelelor integrate din Europa, America de Nord şi America Centrală evidenţiază capacitatea de monitorizare a unor sisteme noroase de mare extindere (figura 7.7). De exemplu, în figura 7.7a, un astfel de sistem frontal complex este redat integral pe o traiectorie ce se întinde din sudul Spaniei până în nordul Peninsulei Scandinave (Atlas, 1990). O astfel de reprezentare continuă la scară continentală oferă un avantaj major faţă de observaţiile izolate.

Cu toate acestea, analiza reţelelor globale evidenţiază o limitare structurală finală a tehnologiei radar: staţiile sunt amplasate aproape exclusiv pe uscat (Ligda, 1951; Chandrasekar et al., 2012). Acest fapt conduce la o lipsă critică de date pe suprafaţa mărilor şi oceanelor, unde se dezvoltă frecvent sisteme sinoptice potenţial periculoase, precum ciclonii extratropicali sau tropicali.

Din acest motiv, observaţiile radar sunt utilizate în mod obligatoriu, complementar, împreună cu produsele satelitare. Integrarea celor două tipuri de date de teledetecţie permite validarea încrucişată a parametrilor, corectarea erorilor de detecţie şi obţinerea unor reprezentări meteorologice mult mai cuprinzătoare şi globale.

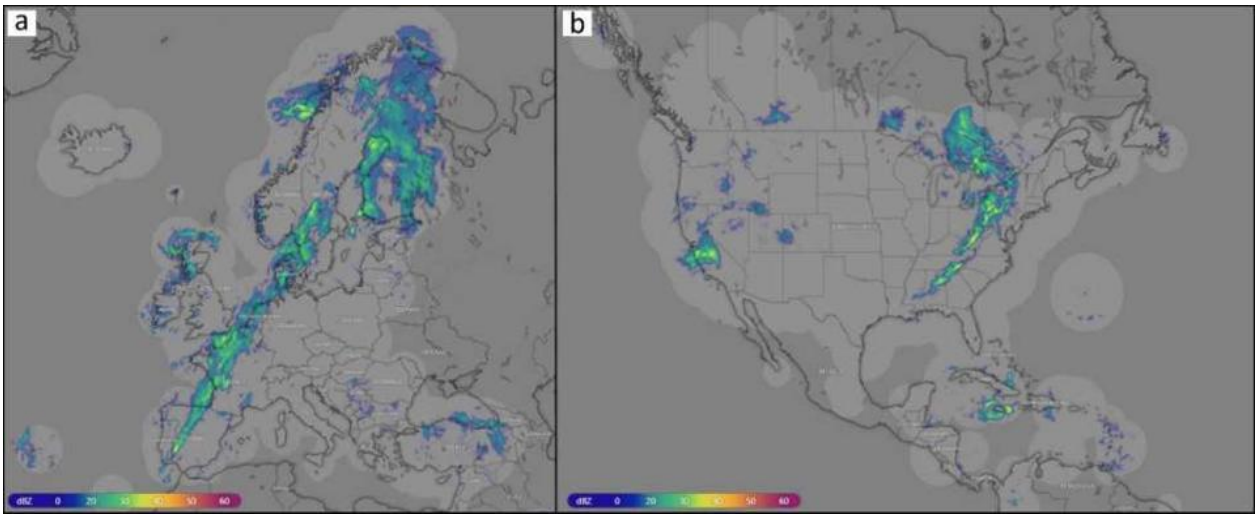


Figura 7.7. Distribuţia spaţială şi limitele geografice ale infrastructurii de teledetecţie activă la nivel continental: a) Aria de acoperire a reţelei compozite de radare meteorologice din Europa; b) Aria de acoperire a reţelei de radare din America de Nord şi America Centrală. Nuanţele deschise de gri marchează prezenţa observaţiilor radar active, în timp ce tonurile închise indică arealele lipsite de acoperire *(sursa: www.windy.com)*

7.1.2. Principii şi criterii de instalare a radarelor meteorologice

Amplasarea unui radar meteorologic este un proces tehnico-ştiinţific complex, guvernat de un set riguros de criterii geografice, geologice şi electromagnetice. Condiţiile

topografice şi controlul strict al obstacolelor naturale sau antropice au o importanţă capitală în asigurarea calităţii datelor brute.

Conform directivelor stabilite de Organizaţia Meteorologică Mondială (OMM, 2023d), procesul de selecţie şi validare a amplasamentelor pentru infrastructura radar trebuie să îndeplinească următoarele cerinţe fundamentale:

- **Poziţionarea strategică**: staţiile trebuie localizate în amontele regiunilor prioritare pentru monitorizare, raportat la circulaţia generală a atmosferei din regiune. Aceasta asigură un timp de anticipare optim pentru detectarea fronturilor severe.
- **Linia de vizibilitate şi unghiul de azimut**: radarul necesită o deschidere neobstrucţionată de 360° pe orizontală. Din acest motiv, echipamentele sunt instalate pe turnuri dedicate sau pe forme de relief proeminente (dealuri, coline, munţi), evitându-se vecinătatea clădirilor înalte, a turnurilor industriale sau a masivelor forestiere dense care ar putea ecrana fasciculul.
- **Izolarea electromagnetică**: pentru prevenirea distorsiunilor de semnal, amplasamentul trebuie să evite ariile cu densitate mare de surse de interferenţă radio, cum sunt turnurile de telecomunicaţii, releele de telefonie mobilă, staţiile de radiodifuziune şi reţelele de date de mare viteză (ex. 5G).
- **Stabilitatea structurală şi logistica**: terenul suport trebuie să prezinte o stabilitate geologică ridicată (absenţa riscului de alunecări de teren sau tasări). Totodată, este obligatorie asigurarea accesibilităţii rutiere permanente pentru mentenanţă, a unei linii redundante de alimentare cu energie electrică şi a unei infrastructuri de comunicaţii de bandă largă pentru transmiterea datelor în timp real.
- **Integrarea sistemică**: fiecare echipament nou trebuie poziţionat astfel încât raza sa utilă de scanare să se coreleze cu reţeaua naţională sau continentală existentă, optimizând suprapunerea geometrică şi diminuând zonele oarbe.
- **Conformitatea legală şi ecologică**: proiectele de instalare trebuie să respecte legislaţia naţională de mediu (evaluarea impactului radiaţiilor neionizante asupra avifaunei şi biodiversităţii locale) şi normele urbanistice locale.

Aplicarea acestor criterii tehnice este ilustrată de amplasamentul radarului meteorologic de pe Dealul Vântului din municipiul Oradea (figura 7.1). Poziţionarea sa pe o suprafaţă de relief înaltă şi deschisă elimină riscul ecranării orografice timpurii. Această locaţie asigură o linie de vizibilitate de 360° pe întreaga rază utilă de scanare, protejează receptorul împotriva surselor locale de interferenţă electromagnetică şi permite monitorizarea structurilor convective severe care avansează pe direcţia principală de circulaţie a maselor de aer din regiune.Omiterea acestor criterii şi amplasarea necorespunzătoare a staţiilor radar, în special în zone depresionare sau la baza unor versanţi abrupţi, alterează sever produsele meteorologice. Principalele

disfuncţionalităţi tehnice induse de un relief neadecvat includ blocarea parţială sau totală a fasciculului electromagnetic (beam blocking), apariţia masivă a ecourilor parazite de la sol (ground clutter) şi atenuarea timpurie a semnalului prin absorbţie (figura 7.8) (Vasquez, 2011; OMM, 2023d).

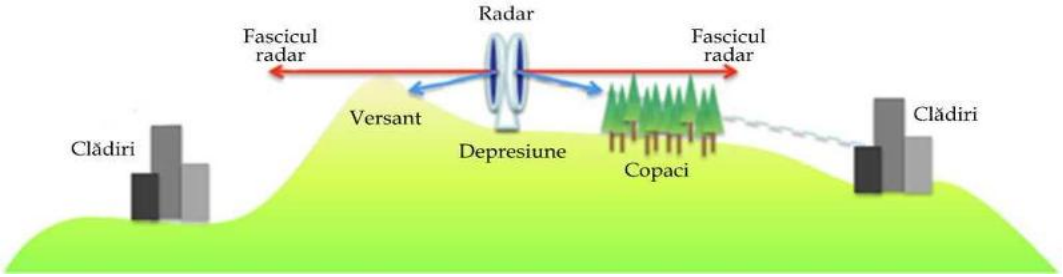


Figura 7.8. Criterii topografice de amplasare a radarelor meteorologice în zone înălţate, evidenţiind importanţa unei linii de vizibilitate deschise pentru reducerea obstrucţiilor radar generate de relief şi vegetaţie *(prelucrată după OMM, 2023c)*

7.1.3. Analiza şi interpretarea produselor radar pentru diagnosticarea fenomenelor atmosferice

Reflectivitatea radar şi interpretarea ecourilor de precipitaţii

Ecourile obţinute în urma interacţiunii fasciculului electromagnetic cu ţintele din troposferă sunt convertite în hărţi ale intensităţii precipitaţiilor pe baza parametrului de reflectivitate. Semnătura radar variază semnificativ în funcţie de compoziţia chimică, faza de agregare şi structura geometrică a hidrometeorilor.

Din punct de vedere electromagnetic, apa lichidă are o constantă dielectrică mult mai mare decât cea a gheţii (Bringi & Chandrasekar, 2001). În consecinţă, la dimensiuni egale ale particulelor, puterea semnalului retrodifuzat de o ţintă lichidă este de aproximativ cinci ori mai mare (≈ 7 dB) decât cea returnată de o ţintă solidă. Procesul de detecţie devine complex în cazul ninsorilor, unde fulgii de zăpadă reprezintă un amestec heterogen de gheaţă şi aer, cu geometrii şi microstructuri extrem de variabile (Stull, 2017).

Identificarea automată a tipului de hidrometeor direct din valorile brute ale reflectivităţii constituie o provocare matematică şi fizică, deoarece ţinte diferite pot genera ecouri cu intensităţi similare. În absenţa algoritmilor de polarizare duală, determinarea tipului de precipitaţie se realizează prin analiza morfologiei spaţiale şi a evoluţiei temporale a ecoului, prin compararea datelor observate cu modelele conceptuale ale fenomenelor meteorologice. Prin eliminarea succesivă a scenariilor improbabile, se determină cea mai plauzibilă interpretare a structurii scanate.

Tabelul 7.1. Valori tipice ale reflectivităţii radar pentru diferite tipuri de ţinte *(prelucrat după Fabry, 2015)*

Tip de ţintă	Z_e (dBZ)
Burniţă uşoară; insecte	0
Burniţă moderată; câţiva stropi de ploaie; ninsoare uşoară; stoluri mari de păsări	10
Ploaie uşoară sau ninsoare moderată (1 mm/h)	25
Precipitaţii moderate până la puternice (5 mm/h)	35
Precipitaţii în aversă (20 mm/h)	45
Precipitaţii foarte abundente însoţite de grindină de dimensiuni reduse (peste 100 mm/h)	55
Precipitaţii foarte abundente însoţite de grindină de dimensiuni medii şi mari	>60

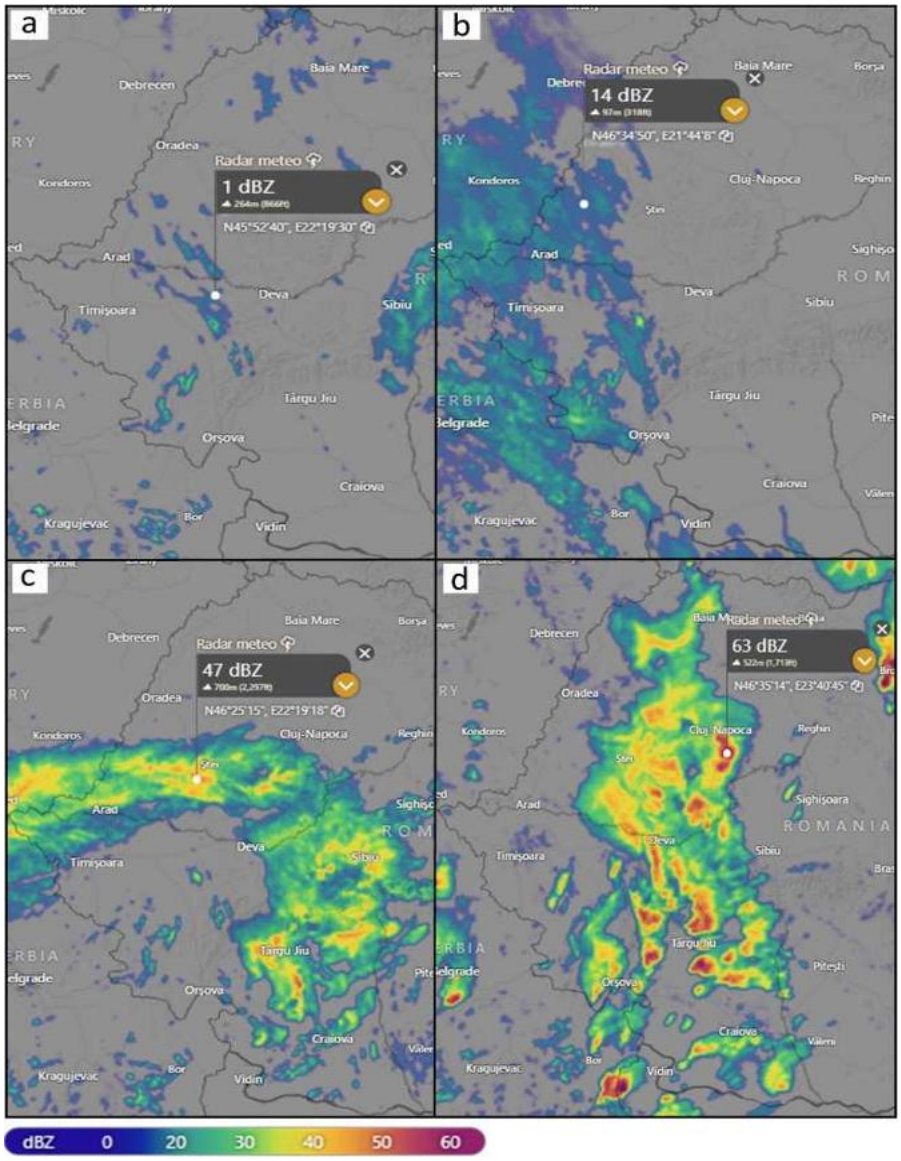


Figura 7.9. Reprezentarea spaţială a ecourilor radar pe suport cartografic, evidenţiind utilizarea paletei cromatice standardizate pentru diferenţierea claselor de intensitate a reflectivităţii electromagnetice *(sursa: www.windy.com)*

În mod uzual, valorile reflectivităţii sunt cartografiate cu ajutorul unei palete de culori standardizate (tabelul 7.1). Valorile reduse ale reflectivităţii radar, situate sub 2 dB,

sunt redate prin nuanţe de albastru (figurile 7.9a şi b). Acestea corespund formărilor noroase fără potenţial precipitant imediat, precum şi situaţiilor asociate cu precipitaţii slabe sau ninsori de intensitate moderată. Ploile moderate se înscriu în intervalul 25 - 45 dB (nuanţe de verde şi galben), în timp ce nucleele convective intense, aversele torenţiale şi celulele asociate cu grindină depăşesc frecvent 40 - 45 dB (fiind redate prin culori de la portocaliu la roşu în figurile 7.9c şi d), putând atinge valori de peste 60 dB în caz de furtuni severe (Fabry, 2015).

Trebuie menţionat că radarele care operează la lungimi de undă scurte pot identifica hidrometeori de dimensiuni infime (cristale fine de gheaţă sau picături de nor), permiţând vizualizarea norilor neprecipitanţi (Doviak & Zrnić, 2006). De asemenea, ecouri non-meteorologice pot proveni din surse biologice, precum deplasările masive ale stolurilor de păsări sau roiurile de insecte, care acţionează ca ţinte parazite.

Forma geometrică şi dimensiunea structurilor reflectate pe ecranele radar oferă indicii clare asupra dinamicii atmosferice (figura 7.10) (Houze, 2014):

- **Ecouri convective (furtuni):** se manifestă sub formă celulară, globulară sau organizată în benzi liniare alungite, prezentând gradienţi mari de reflectivitate şi valori ridicate concentrate pe suprafeţe relativ restrânse.
- **Ecouri stratiforme:** se caracterizează prin structuri extinse, omogene şi uniform distribuite spaţial, având reflectivităţi moderate şi intensităţi reduse, specifice precipitaţiilor frontale de lungă durată.

Sondarea tridimensională a atmosferei permite generarea unor produse radar derivate, esenţiale în activitatea de prognoză:

- **Secţiunile verticale (RHI - Range Height Indicator):** sunt generate prin interpolarea datelor colectate la unghiuri de elevaţie succesive. Acestea oferă o secţiune transversală a structurii norului, indicând altitudinea maximă a nucleului reflectiv (miezul furtunii) şi evidenţiind dinamica curenţilor verticali.
- **Apa lichidă integrată pe verticală (VIL - Vertically Integrated Liquid):** reprezintă un algoritm care estimează masa totală de apă convertită în fază lichidă în interiorul unei coloane atmosferice cu baza de 1 m^2, exprimată în kg/m^2 sau mm. Produsul VIL este utilizat pentru identificarea rapidă a celulelor convective severe, evaluarea riscului de grindină şi prognoza rafalelor descendente (downbursts) (Rinehart, 2010 ; Zhang et al., 2011).

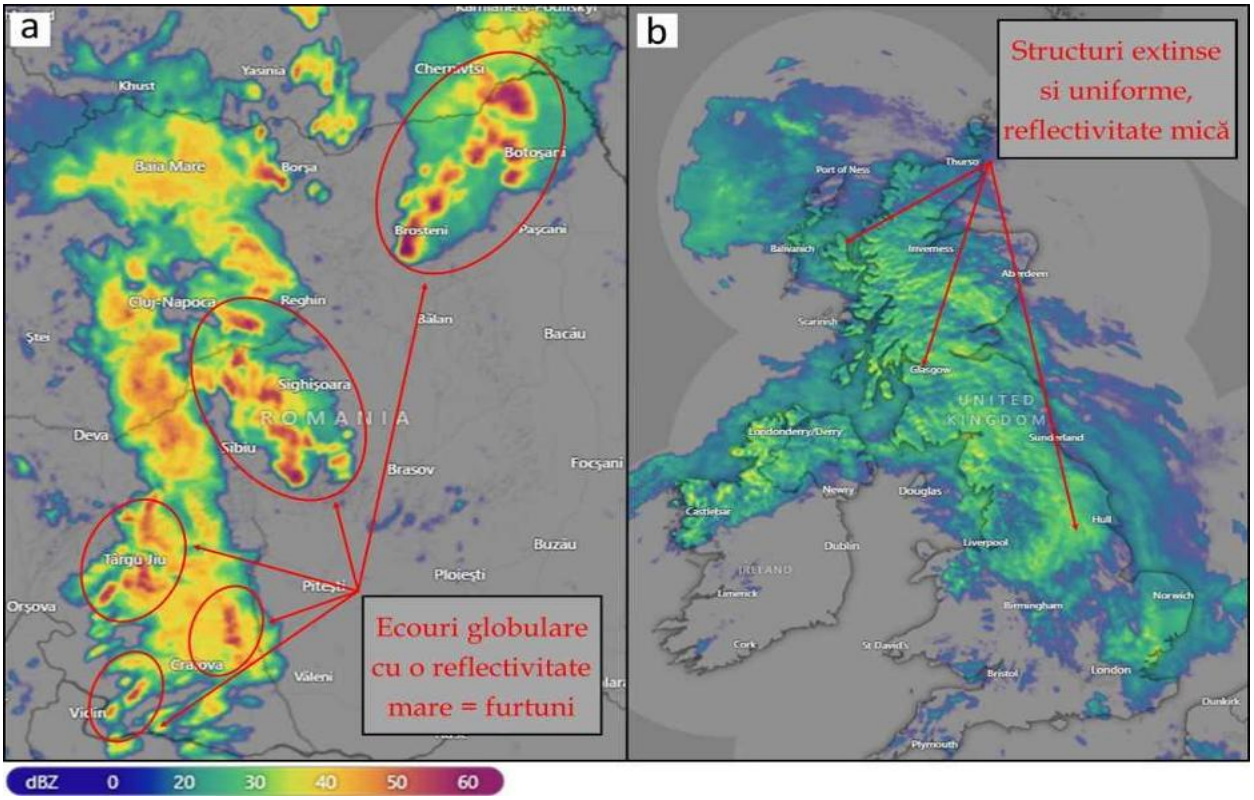


Figura 7.10. Diferenţierea spaţială a ecourilor radar în funcţie de tipul procesului meteorologic: a) precipitaţii cu caracter convectiv; b) precipitaţii cu caracter stratiform, analizate prin dimensiune, formă şi reflectivitate *(sursa: www.windy.com)*

Morfologia şi intensitatea semnalului în plan vertical sunt controlate de interacţiunea dintre procesele cinematice (curenţi ascendenţi şi descendenţi) şi cele microfizice. În literatura de specialitate sunt clasificate patru profile fundamentale ale reflectivităţii radar (Fabry, 2015):

- **Ploaie caldă stratiformă:** se dezvoltă în absenţa curenţilor ascendenţi dinamici. Generează precipitaţii slabe, cu picături de dimensiuni reduse (burniţă) şi profile verticale caracterizate printr-o reflectivitate slabă, care nu depăşeşte 20 dB (figura 7.11a).
- **Ploaie rece stratiformă:** reprezintă cel mai răspândit tip de precipitaţie la latitudini medii. Profilul vertical evidenţiază o creştere bruscă a reflectivităţii într-un strat îngust, formând o bandă luminoasă (bright band). Acest fenomen fizic corespunde zonei de topire, unde fulgii de zăpadă se acoperă cu o peliculă de apă lichidă înainte de topirea completă, ceea ce le creşte artificial constanta dielectrică şi dimensiunea geometrică detectată de radar. Valoarea maximă atinsă se stabilizează în jurul valorii de 40 dB (figura 7.11b).
- **Ploaie caldă convectivă:** este asociată cu procese convective izolate sau frontale din sezonul cald, declanşate de încălzirea radiativă a solului. Deşi aceste celule nu

ating altitudini mari în troposferă, profilul vertical indică reflectivităţi ridicate, ce pot depăşi 50 dB (figura 7.11c). Fenomenul generează averse torenţiale de scurtă durată, dar este rareori însoţit de grindină.

- **Ploaie rece convectivă:** este specifică sistemelor de furtuni severe cu dezvoltare verticală masivă (supercelule, linii de vijelie). Profilele radar relevă ecouri extrem de înalte şi reflectivităţi ce depăşesc în mod recurent 50–55 dB (figura 7.11d). Valorile de peste 60 dB indică cu certitudine prezenţa grindinei de dimensiuni medii sau mari. Aceste structuri se manifestă iniţial prin manifestări orajoase violente, fiind urmate frecvent de o zonă extinsă de precipitaţii stratiforme din norii anexă de tip nicovală (anvil).

În procesele atmosferice reale, aceste profile fundamentale nu se exclud reciproc, ci pot coexista simultan în cadrul aceluiaşi sistem meteorologic complex. Structurile stratiforme pot adăposti celule convective active în interiorul lor, iar fazele lichide şi solide ale precipitaţiilor pot apărea concomitent în volumele de eşantionare adiacente.

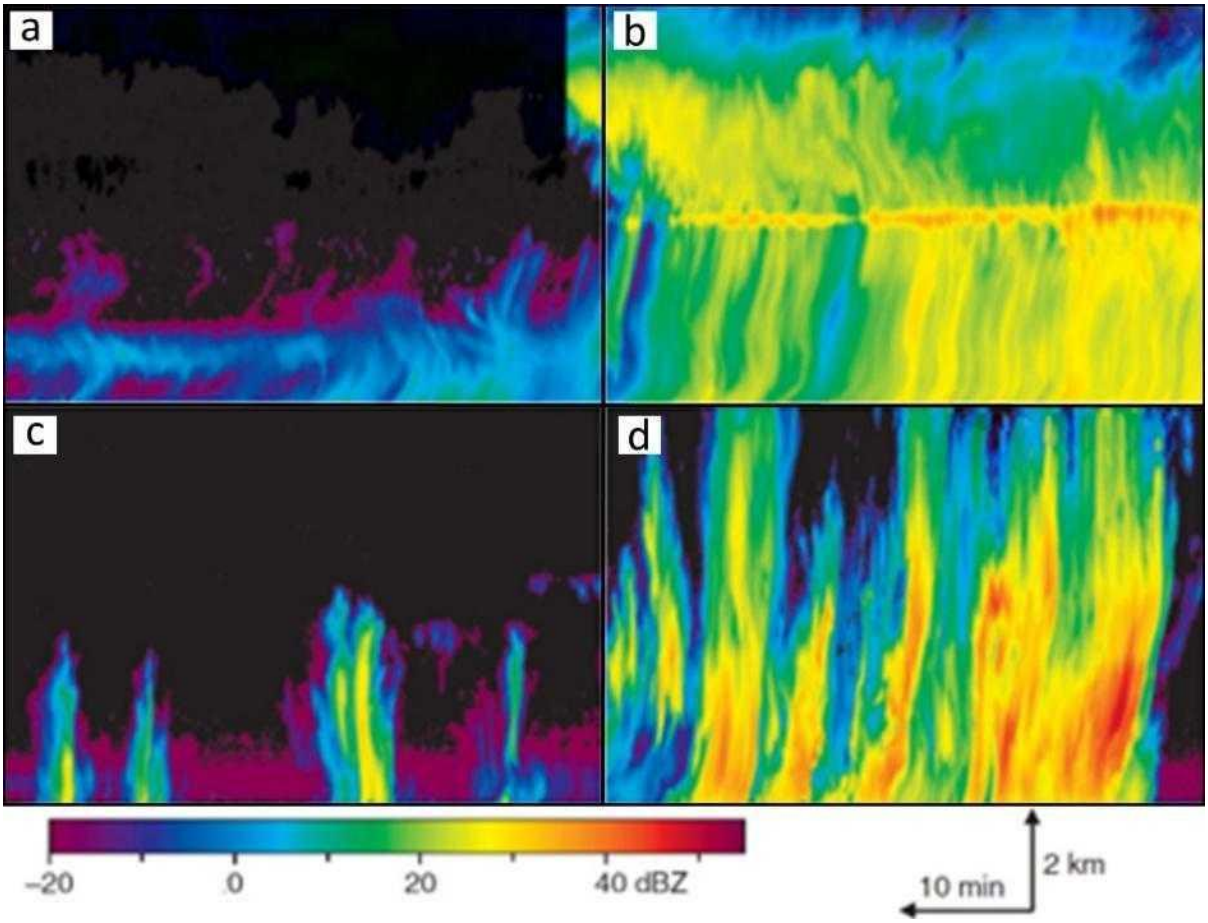


Figura 7.11. Structura verticală a ecourilor radar şi stratigrafia microfizică asociate cu cele patru tipuri dominante de precipitaţii: a) ploaie caldă stratiformă; b) ploaie rece stratiformă (evidenţiind efectul de bright band); c) ploaie caldă convectivă; d) ploaie rece convectivă *(prelucrat după Fabry, 2015)*

Velocitatea Doppler şi analiza structurii vântului

Radarul Doppler permite realizarea de profile atât pe verticală, cât şi pe orizontală, oferind informaţii esenţiale despre viteza şi direcţia vântului. Astfel, velocitatea, unul dintre produsele de bază ale radarului meteorologic, oferă informaţii despre deplasarea norilor şi direcţia fluxurilor de aer asociate. Deoarece radarul este un sistem fix în raport cu suprafaţa terestră, acesta poate determina doar componenta vitezei ţintei pe direcţia fasciculului radar, numită viteză radială. Aceasta diferă de viteza reală a particulelor, deoarece nu include componentele de mişcare perpendiculare pe direcţia fasciculului (Rinehart, 2010). Din acest motiv, un radar Doppler individual poate estima doar componenta radială a vântului, fără a putea determina câmpul tridimensional complet. Totuşi, prin utilizarea simultană a două sau mai multor radare plasate în locaţii diferite, devine posibilă reconstrucţia vectorială a vântului în mai multe dimensiuni, generând produse bidimensionale şi tridimensionale care descriu distribuţia reală a direcţiei şi a vitezei vântului.

La nivelul hărţilor orizontale standard, valorile pozitive ale vitezei radiale indică vânturi care bat dinspre radar, adică o deplasare a particulelor atmosferice în direcţia de îndepărtare de radar, în timp ce valorile negative corespund unei mişcări către radar. Această convenţie geometrică se reflectă cromatic prin utilizarea nuanţelor de roşu pentru mişcarea de depărtare de radar şi a nuanţelor de verde pentru mişcarea de apropiere de acesta (figura 7.12).

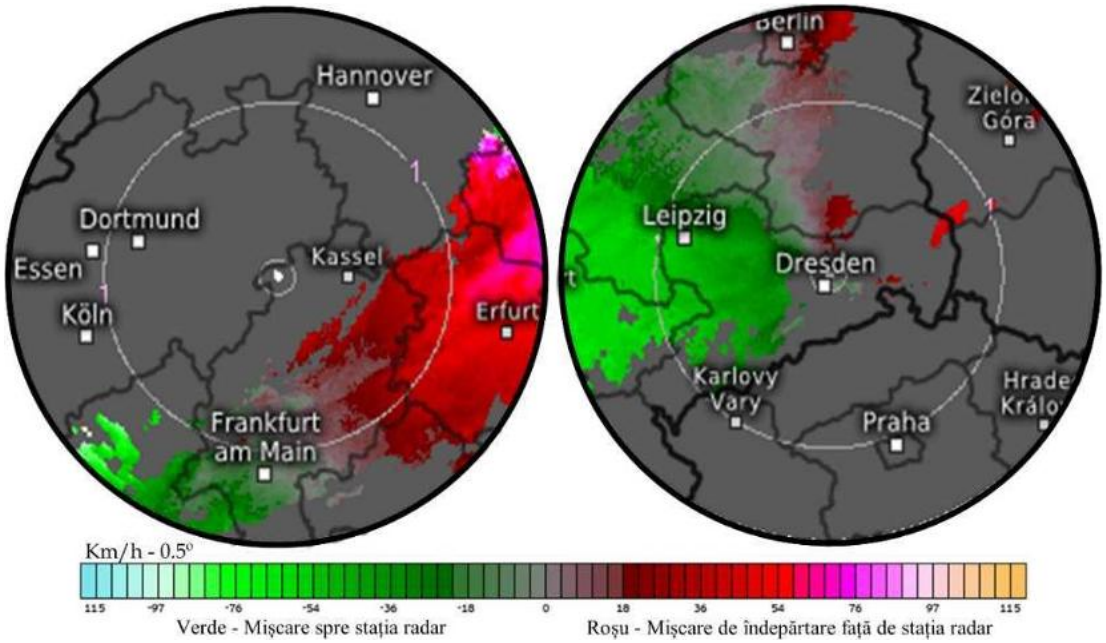


Figura 7.12. Reprezentarea cartografică a câmpului de velocitate radială Doppler la un unghi de elevaţie de 0,5°: nuanţele de roşu indică hidrometeorii care se îndepărtează de situl radar, iar nuanţele de verde marchează hidrometeorii care se apropie de acesta, permiţând determinarea indirectă a vectorilor vântului *(prelucrat după Fabry, 2015)*

„Linia de viteză radială zero” (reprezentată în gri pe imaginile Doppler) indică sectorul în care vântul are o direcţie perpendiculară pe fasciculul radar, ceea ce o face un reper esenţial în analiza variaţiilor direcţiei vântului în funcţie de altitudine (figura 7.13). Această linie constituie graniţa dintre arealele în care semnalul Doppler arată vânturi care se apropie de radar (codificate în verde) şi cele în care vânturile se îndepărtează (codificate în roşu). Forma şi poziţia acesteia evidenţiază modificările direcţiei vântului pe verticală. De exemplu, o curbare a liniei de viteză radială zero în sensul acelor de ceasornic sugerează prezenţa forfecării vântului, un fenomen deosebit de important pentru evaluarea probabilităţii formării curenţilor ascendenţi rotativi şi, implicit, a furtunilor severe (Doviak & Zrnić, 2006).

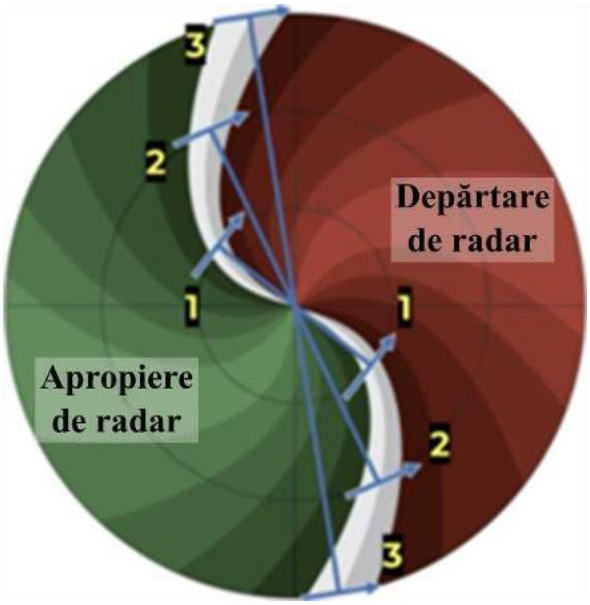


Figura 7.13. Configuraţia geometrică a liniei de viteză radială zero (izodona zero) pe un produs planar Doppler, evidenţiind variaţia şi schimbarea direcţiei vântului odată cu creşterea altitudinii în troposferă *(sursa: NOAA, 2023a)*

În figura 7.13 se poate observa modul în care direcţia vântului se schimbă odată cu altitudinea pe baza acestei linii. Astfel, la punctul 1 (aprox. 1,2 km altitudine), linia de viteză radială zero indică vânt dinspre sud-vest. Pe măsură ce se urcă în altitudine, la punctul 2 (2,4 km), direcţia vântului virează spre vest-sud-vest, iar la punctul 3 (3,7 km) vântul ajunge să bată dinspre vest (NOAA, 2023a).

Atunci când analiza trece din planul orizontal în cel dinamic, radarele permit monitorizarea evoluţiei structurilor atmosferice în timp şi în altitudine. Figura 7.14 ilustrează succesiunea transformărilor din masa de aer în timpul trecerii unui front rece, utilizând o secţiune verticală în care culorile redau viteza verticală a aerului, iar simbolurile indică vânturile orizontale. În prima fază, sosirea frontului determină apariţia unui curent ascendent brusc şi violent (sectorul roşu din imagine) şi o accelerare

a vânturilor la altitudini joase, de la aproximativ 35 km/h la 55 km/h. Ulterior, după ora de referinţă 22:43, aerul se răceşte accentuat şi începe ninsoarea, proces însoţit de o mişcare descendentă a aerului şi a hidrometeorilor (zonele colorate în albastru şi violet), cu fulgi care cad spre sol cu viteze de peste 1 m/s (Fabry, 2015).

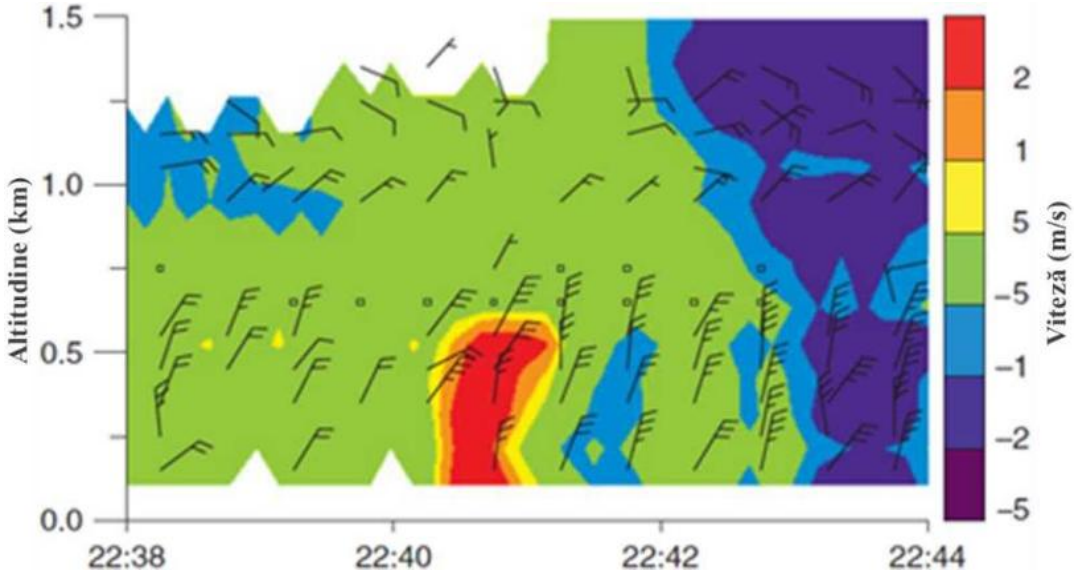


Figura 7.14. Profilul evolutiv al componentelor orizontale ale vântului şi al vitezei verticale a curenţilor de aer în timpul trecerii unei suprafeţe de discontinuitate de tip front rece *(prelucrat după Fabry, 2015)*

În fazele avansate ale analizei meteorologice, valorile reflectivităţii pe verticală sunt asociate direct cu direcţia şi viteza vântului în respectiva secţiune (figura 7.15). Această corelare pe termen lung oferă o imagine de ansamblu completă asupra tipului şi cantităţii de precipitaţii din nori, respectiv asupra modului în care acestea evoluează cronologic, în timp şi spaţiu, la trecerea unui front cald în sezonul rece.

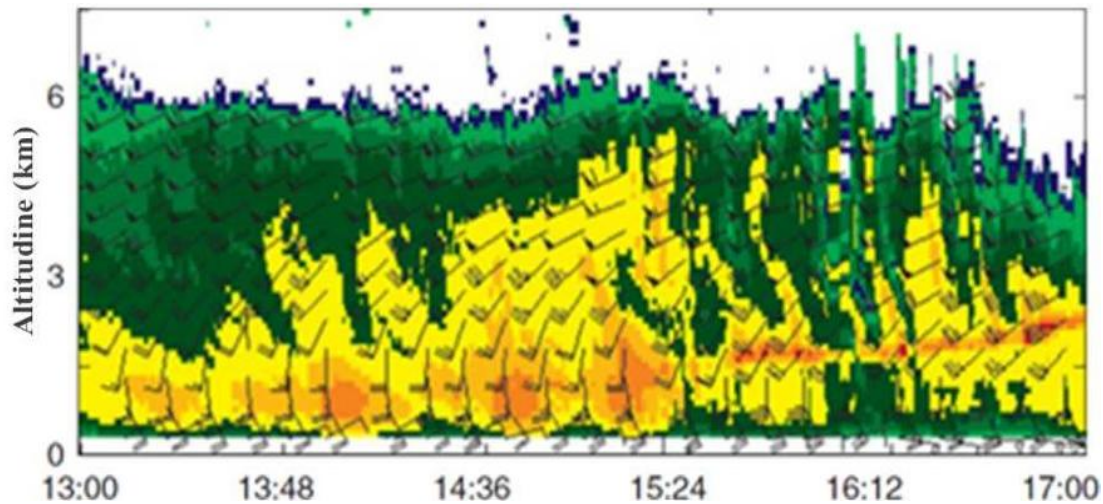


Figura 7.15. Secţiune timp–altitudine a factorului de reflectivitate radar şi a vectorilor orizontali ai vântului, evidenţiind stratigrafia precipitaţiilor şi structura advecţiei termice la trecerea unui front cald în sezonul rece *(prelucrat după Fabry, 2015)*

Modul de identificare a fronturilor atmosferice pe imaginile radar

Fronturile atmosferice reprezintă suprafețe de contact între două mase de aer cu proprietăţi fizice diferite (una caldă şi alta rece), în cadrul cărora aerul este forţat să urce în altitudine, ceea ce duce la condensarea vaporilor de apă şi, adesea, la formarea precipitaţiilor. Deşi nu sunt detectate direct de radar ca entităţi distincte, fronturile atmosferice pot fi identificate prin configuraţiile caracteristice ale ecourilor radar. Fiecare tip de front atmosferic imprimă un semnal specific în câmpurile de reflectivitate şi de velocitate radar, fiind asociat cu modele distincte de distribuţie spaţială a precipitaţiilor şi cu viteze diferite de deplasare. În mod obişnuit, într-un sistem ciclonic, formarea şi intensificarea acestuia determină o succesiune precisă în evoluţia şi interacţiunea acestor structuri.

Frontul cald avansează adesea primul în cadrul sistemului ciclonic, aducând aer cald peste o zonă ocupată de o masă de aer rece. Pe imaginile radar, acesta se evidenţiază printr-o zonă extinsă, adesea de ordinul sutelor de kilometri lăţime, cu reflectivitate slabă până la moderată (10–30 dBZ), asociată cu precipitaţii stratiforme uniforme, dispuse, în general, înaintea liniei frontale propriu-zise. Această structură are un aspect tipic de pană sau de evantai, rezultat al ascensiunii lente şi oblice a aerului cald deasupra masei de aer rece. Ecouri radar asociate prezintă un aspect difuz, cu organizare convectivă redusă sau absentă, iar sistemul frontal se deplasează lent ca urmare a pantei reduse a suprafeţei frontale (figura 7.16).

Frontul rece înaintează în spatele celui cald, deplasându-se cu o viteză mult mai mare, un criteriu esenţial de diferenţiere, vizibil prin mişcarea rapidă a ecourilor în secvenţe radar succesive. Acesta se identifică pe imagini printr-o bandă subţire, adesea curbată şi bine definită, alcătuită din ecouri radar cu reflectivitate moderată până la ridicată, de regulă între 30–50 dBZ (iar în unele situaţii chiar mai mult), redate în nuanţe de galben, portocaliu sau roşu. Reflectivitatea mare indică areale cu precipitaţii în aversă şi posibil grindină. Aceste areale sunt urmate de regiuni cu reflectivitate redusă şi, uneori, de o „linie de rafală”, vizibilă ca o discontinuitate îngustă în faţa liniei principale de precipitaţii. Pe măsură ce frontul avansează, acesta generează precipitaţii convective dispuse în linie, caracterizate printr-un aspect neregulat şi fragmentat, cu celule convective individuale (figura 7.17).

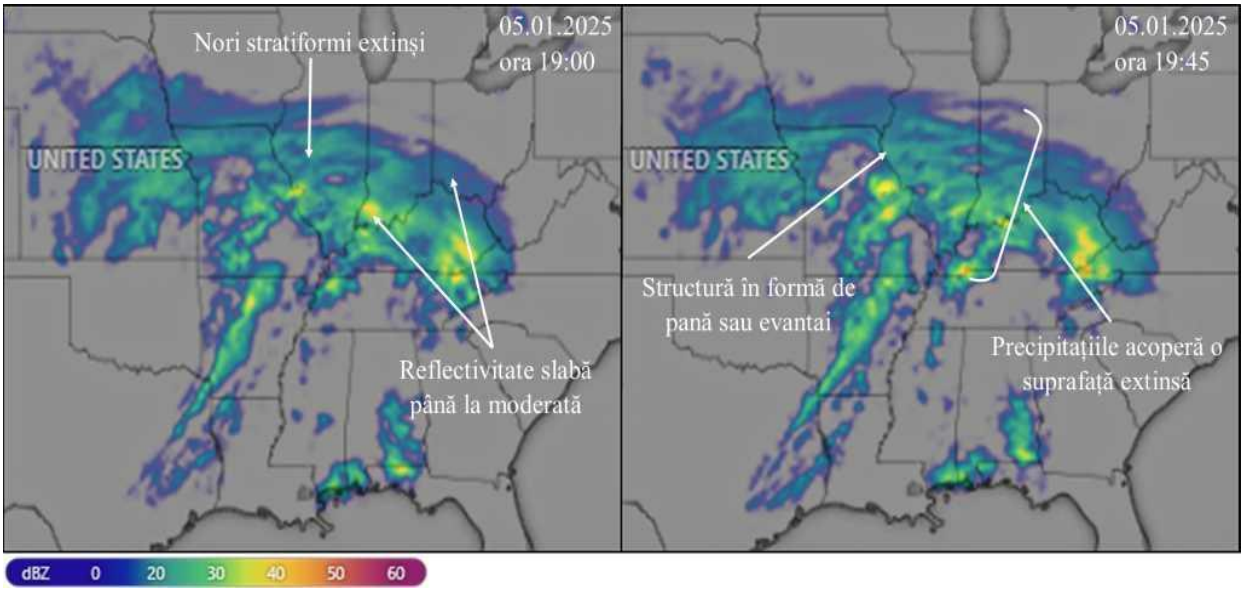


Figura 7.16. Semnătura planar-orizontală a unui sistem frontal cald pe un produs compozit de reflectivitate radar, evidenţiind structura stratiformă extinsă, cu reflectivitate slabă până la moderată, dispusă caracteristic sub formă de evantai *(sursa: www.windy.com)*

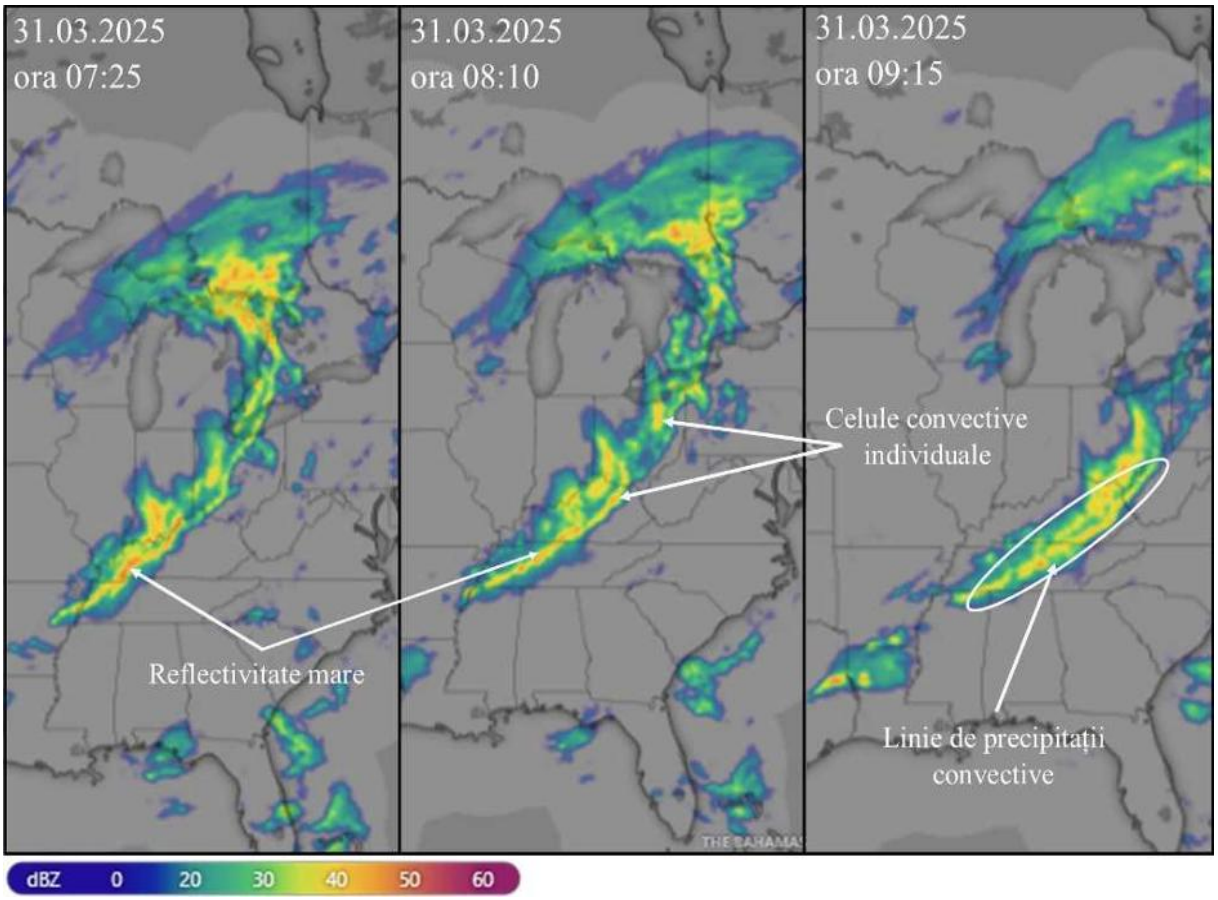


Figura 7.17. Semnătura radar a unui sistem frontal rece în reflectivitate, evidenţiind deplasarea rapidă a ecourilor în secvenţe succesive, valorile ridicate de reflectivitate şi alinierea celulelor convective de tip linie de vijelie *(sursa: www.windy.com)*

Frontul oclus apare în etapa matură a ciclonului, în momentul în care frontul rece ajunge din urmă frontul cald şi se contopeşte cu acesta. Acest proces de ocluziune marchează începutul slăbirii sistemului, deoarece întrerupe aportul de aer cald către centrul ciclonului, aerul cald fiind „combustibilul" care menţine structura activă. Pe imaginile radar, frontul oclus îmbină trăsături ale ambelor tipuri de fronturi, apărând ca o zonă întinsă de precipitaţii, în general stratiforme (de intensitate mică şi medie), dar cu posibile celule convective care se manifestă pe areale restrânse. Reflectivitatea este în mare parte slabă până la moderată (10–30 dBZ), dar poate depăşi 40–50 dBZ acolo unde apare nebulozitatea convectivă. Acest tip de front prezintă o distribuţie neregulată a norilor, cu o tendinţă de organizare în benzi curbate sau spiralate, iar mişcarea întregului sistem este lentă, specifică fazei mature a unui ciclon (figura 7.18).

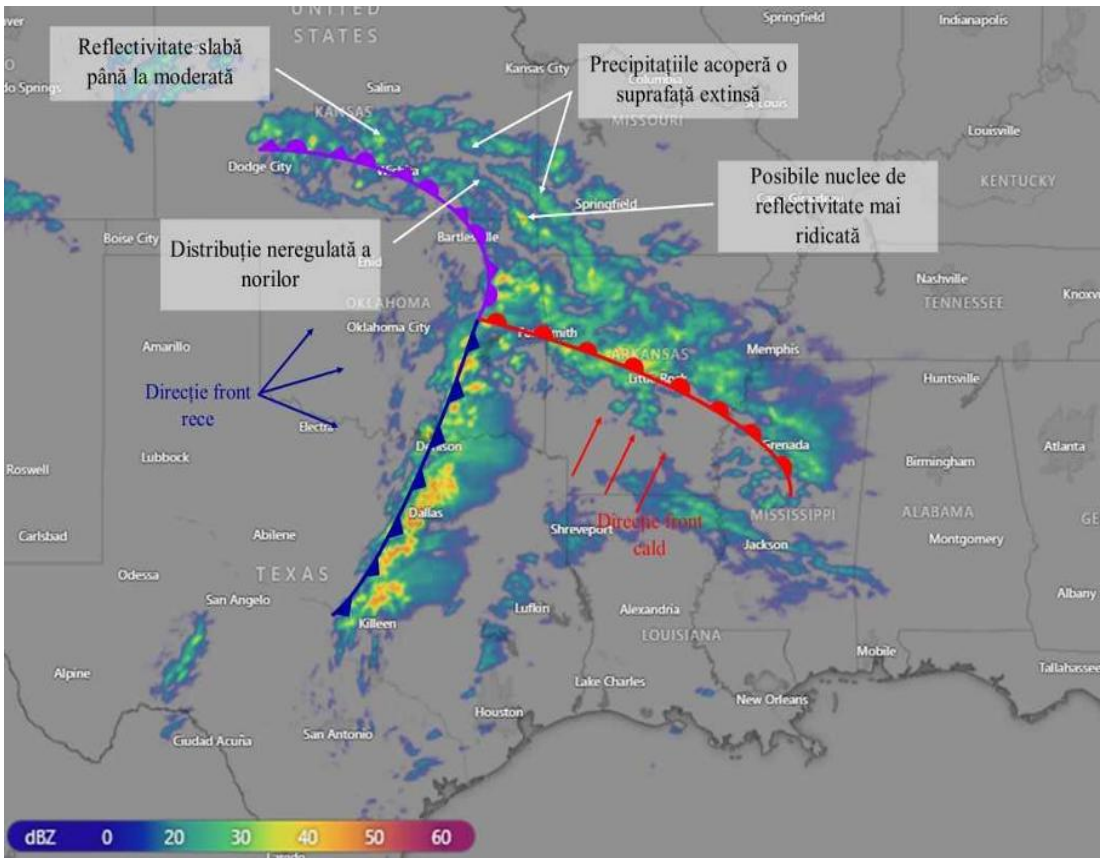


Figura 7.18. Semnătura radar a unui sistem frontal oclus în reflectivitate, evidenţiind morfologia spiralată neregulată a nebulozităţii, alternanţa dintre areale stratiforme extinse şi celulele convective izolate de mare intensitate *(sursa: www.windy.com)*

O situaţie tipică pentru sezonul rece este ilustrată în figura 7.19, unde un ciclon mediteranean evoluează deasupra Europei Centrale şi de Est pe data de 17.11.2025, generând, pe parcursul dezvoltării sale, întreaga succesiune clasică: de la frontul cald iniţial, la frontul rece mai activ şi, în final, la cel oclus.

Frontul staţionar (cvasi-staţionar) se dezvoltă independent de dinamica acestor sisteme ciclonice mobile şi rapide, caracterizându-se printr-o poziţie aproape fixă şi printr-o deplasare extrem de lentă. Acesta este asociat cu o reflectivitate slabă până la moderată (10–30 dBZ) şi determină precipitaţii persistente, de obicei stratiforme şi de intensitate redusă, precum ploi continue, burniţă sau ninsoare, în timp ce celulele convective locale apar doar izolat. Având în vedere durata lor de viaţă extinsă, care poate depăşi 72 de ore, evoluţia acestor sisteme poate fi urmărită doar prin analiza unor serii succesive de imagini radar (figura 7.20). Un exemplu concludent este manifestarea unui front staţionar în partea de nord-vest a Statelor Unite şi sud-vestul Canadei, în intervalul 15–22 februarie 2025, unde norii stratiformi extinşi şi precipitaţiile de intensitate mică spre medie au persistat continuu în oraşul Vancouver timp de o săptămână întreagă.

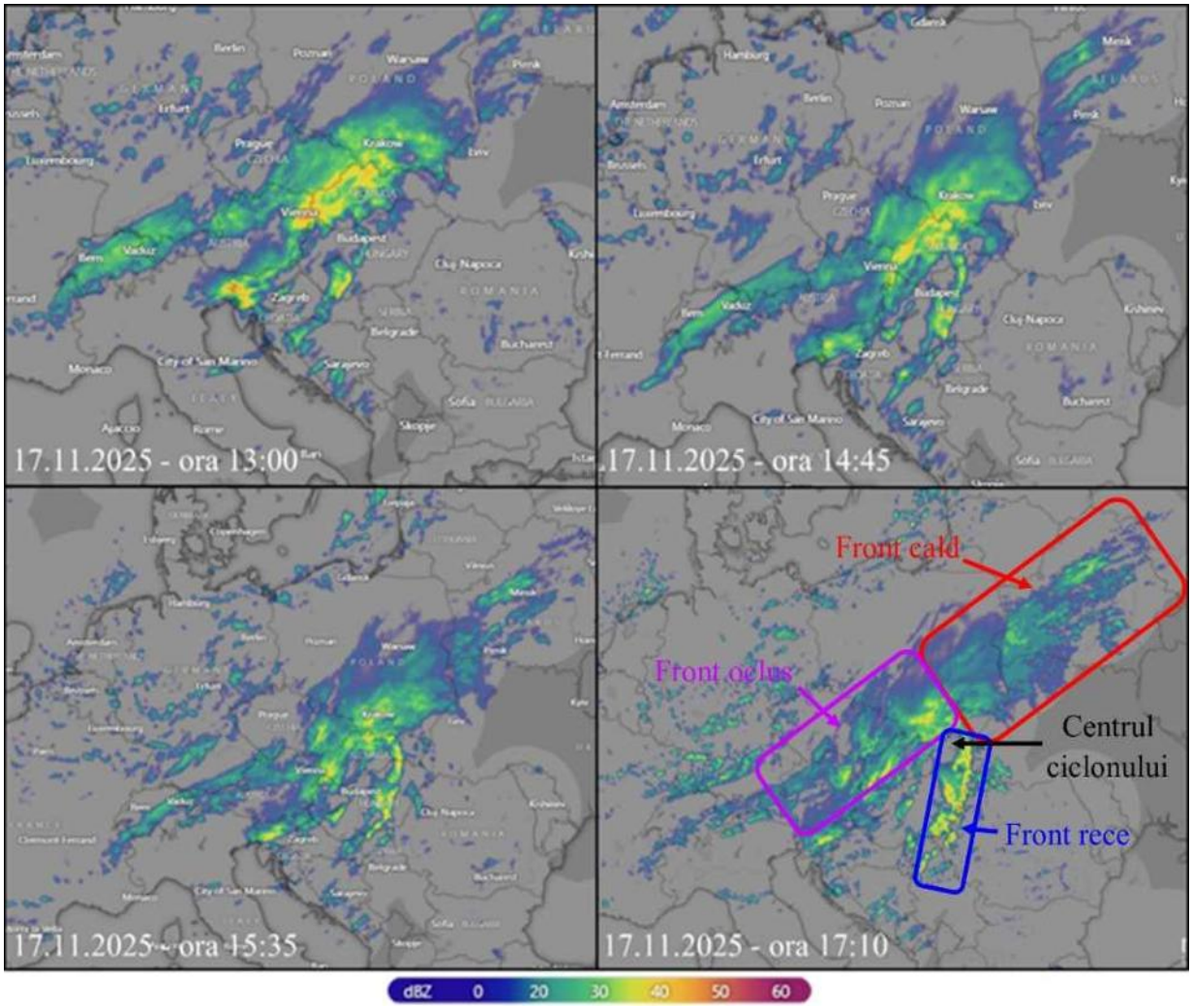


Figura 7.19. Analiză secvenţială radar a structurii frontale şi a distribuţiei câmpului de precipitaţii asociate unui ciclon mediteranean în deplasare peste Europa Centrală şi de Est la data de 17 noiembrie 2025 *(sursa: www.windy.com)*

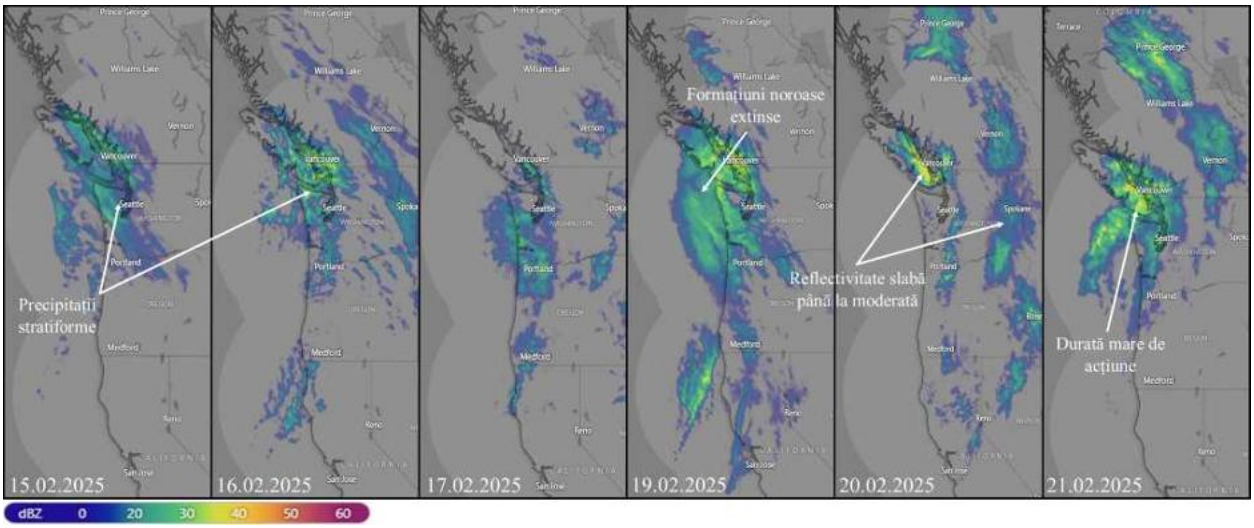


Figura 7.20. Semnătura radar a unui sistem frontal staționar extins la granița dintre nord-vestul SUA și sud-vestul Canadei, înregistrată în perioada 15–22 februarie 2025, evidențiind persistența liniară a câmpului de reflectivitate stratiformă *(sursa: www.windy.com)*

Detectarea și diagnosticarea fenomenelor meteorologice severe

Una dintre cele mai importante utilizări ale radarului meteorologic este identificarea semnelor de apariție a fenomenelor meteorologice severe, în special a furtunilor convective. Ecourile pe care furtunile le transmit sunt descifrate de meteorologi și de algoritmi software pentru a diagnostica și identifica momentul și locația producerii lor, în vederea emiterii de avertismente meteorologice și a prognozelor pe termen scurt.

Deoarece furtunile evoluează rapid, iar durata de viață a unei celule convective simple rar depășește o oră, radarul trebuie să scaneze troposfera la intervale de câteva minute pentru a permite urmărirea în timp real a sistemelor și estimarea cantității de precipitații. Totodată, rezoluția scanărilor trebuie să fie înaltă, cu observații detaliate la scară mică, pentru a putea înregistra semnalele clasice de grindină, tornade, nuclee de curenți ascendenți puternici și rafale de vânt.

Pentru diagnosticarea și înțelegerea morfologiei furtunilor, precum și pentru anticiparea ciclului lor de viață, un rol esențial îl au modelele tridimensionale de reflectivitate generate de radar. Analizele sistematice ale acestor imagini, realizate de-a lungul deceniilor, au permis identificarea unor indicatori caracteristici ai vremii severe, a căror interpretare necesită o cunoaștere aprofundată a proceselor fizice asociate:

- cel mai evident indicator al furtunilor severe este prezența unor valori foarte ridicate ale reflectivității, ceea ce indică precipitații abundente în aversă și grindină.
- în structura de reflectivitate a furtunilor supercelulare, nucleele cu valori mari sunt adesea înconjurate de zone cu reflectivitate mai mică sau prezintă gradienți foarte

strânşi, ceea ce evidenţiază interfaţa cu un curent ascendent extrem de puternic (figura 7.21a).

- un alt indicator clasic al acestor structuri este ecoul de tip cârlig (*hook echo*). Acesta are o formă curbată, caracteristică, şi apare atunci când precipitaţiile sunt reintroduse şi rotite în jurul unui mezociclon. În această zonă, radarul indică o forfecare puternică a vântului şi o rotaţie intensă, ceea ce semnalează un mediu propice pentru formarea unei tornade sau prezenţa uneia la sol (figura 7.21b) (Markowski & Richardson, 2010).

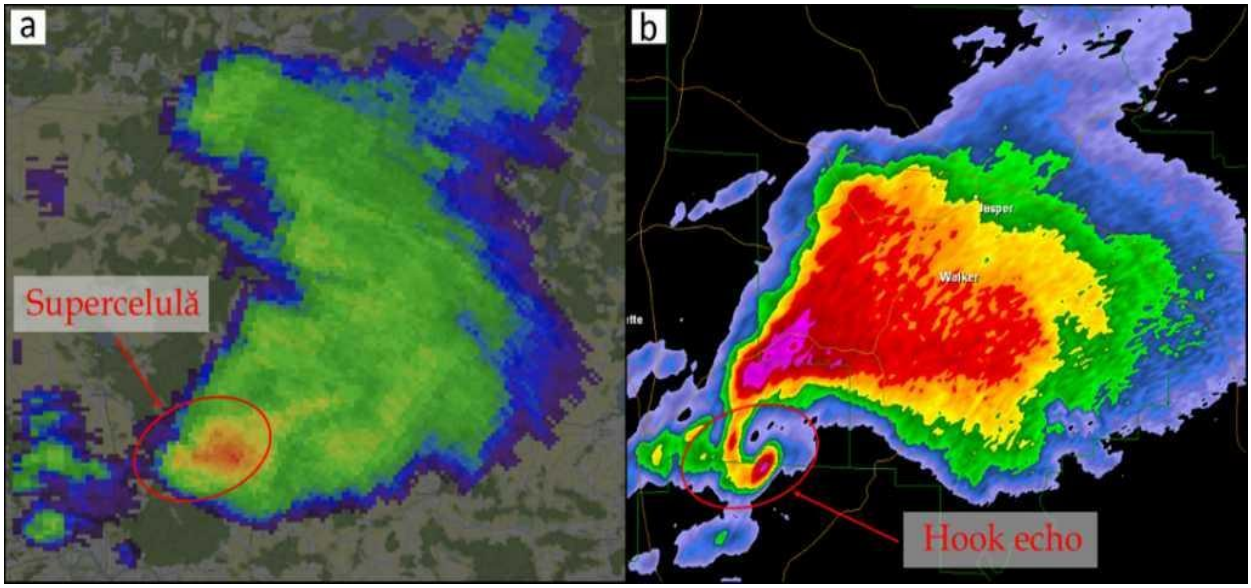


Figura 7.21. Semnături radar de reflectivitate specifice sistemelor convective severe: *(a - structura generală a unui ecou radar asociat unei furtuni supercelulare; b - detaliu asupra semnăturii de tip hook echo (ecou în formă de cârlig), indicator critic al prezenţei circulaţiei mezociclonice şi a rotaţiei tornadice) (sursa: NOAA-NSSL)*

Pe baza câmpului de velocitate radială, radarul poate detecta în mod direct dacă există o mişcare de rotaţie în interiorul norilor. Aceste mişcări circulare ale aerului în jurul unei axe verticale sunt un semnal al prezenţei unui mezociclon, structură responsabilă de menţinerea şi intensificarea unui sistem convectiv, precum şi de apariţia tornadelor. Pe hărţile de velocitate Doppler, zonele de rotaţie puternică apar sub forma unui cuplu de velocitate (velocity couplet), acolo unde arealele colorate în roşu (aer care se îndepărtează de radar) şi cele în verde (aer care se apropie) sunt extrem de apropiate şi juxtapuse. Acest lucru indică mişcări ale vântului în direcţii opuse la o distanţă spaţială foarte mică (figura 7.22) (Vasquez, 2011).

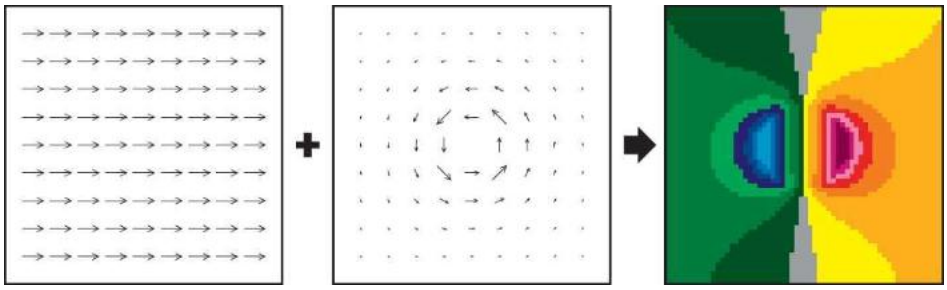


Figura 7.22. Reprezentare schematică a geometriei de detecţie Doppler a mişcărilor rotative în troposferă, evidenţiind formarea cuplului de velocitate radială (apropiere/îndepărtare) în raport cu fasciculul radar *(prelucrat după Fabry, 2015)*

Atunci când o furtună supercelulară severă prezintă un astfel de cuplaj strâns între fluxurile de aer convergente şi divergente, amprenta indică o rotaţie atmosferică extrem de bine dezvoltată la scară mică. Regiunea foarte bine definită de intrare şi ieşire a vânturilor Doppler este cunoscută sub numele de semnătură vortex (sau Tornado Vortex Signature - TVS) şi indică o posibilă tornadă. Totuşi, nu se poate confirma exclusiv pe baza imaginilor radar dacă o tornadă a atins efectiv solul, deoarece fasciculul radar, din cauza curburii Pământului şi a distanţei, nu poate determina întotdeauna condiţiile meteorologice de la suprafaţa terestră, ci înregistrează rotaţia aerului din interiorul norului (figura 7.23) (NOAA, 2023a).

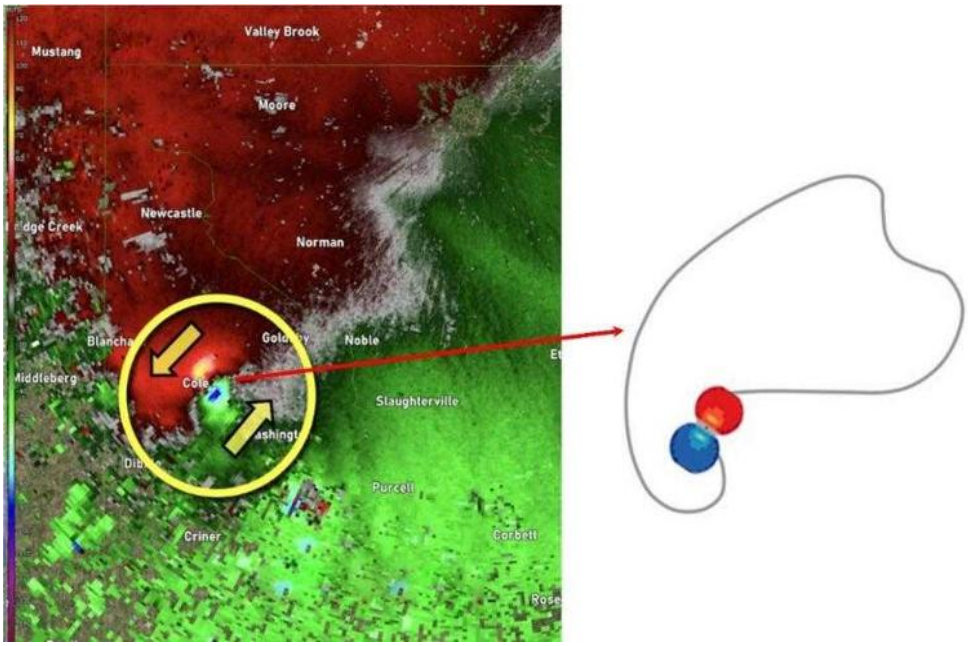


Figura 7.23. Produs de velocitate radială Doppler ce evidenţiază un cuplu strâns de viteză (apropiere/îndepărtare), indicator al unei mişcări circulare mezociclone intense în interiorul unei furtuni supercelulare *(prelucrat după NOAA, 2023a)*

Folosind microundele, radarele pot penetra interiorul furtunilor pentru a realiza secţiuni verticale. În figura 7.24 este prezentat un nor Cumulonimbus puternic dezvoltat,

care se întinde din imediata vecinătate a solului până în troposfera înaltă, la o altitudine de aproximativ 14 km. Analiza reflectivităţii indică un nucleu de precipitaţii intense şi, posibil, grindină de dimensiuni considerabile la nivel mediu, unde valorile depăşesc 60 dBZ. Acest gradient puternic de reflectivitate urcă până la altitudini mari, de aproximativ 8 km, ceea ce trădează un curent ascendent violent. Concomitent, analiza vitezei radiale indică o rotaţie strânsă a vântului în cadrul formaţiunii noroase, confirmând amprenta unei supercelule mature (Fabry, 2015).

În ciuda acestor capacităţi de diagnosticare, radarul detectează în mod eficient celulele convective doar într-o etapă avansată a dezvoltării lor, când hidrometeorii (picăturile şi grindina) au dimensiuni suficiente pentru a genera reflectivitate. Deoarece o evaluare completă a severităţii devine posibilă abia în stadiul matur al furtunii, radarul meteorologic este utilizat întotdeauna în ansamblu cu alte surse de date (sateliţi, modele numerice, staţii meteo) pentru a înţelege procesele atmosferice care preced declanşarea convecţiei.

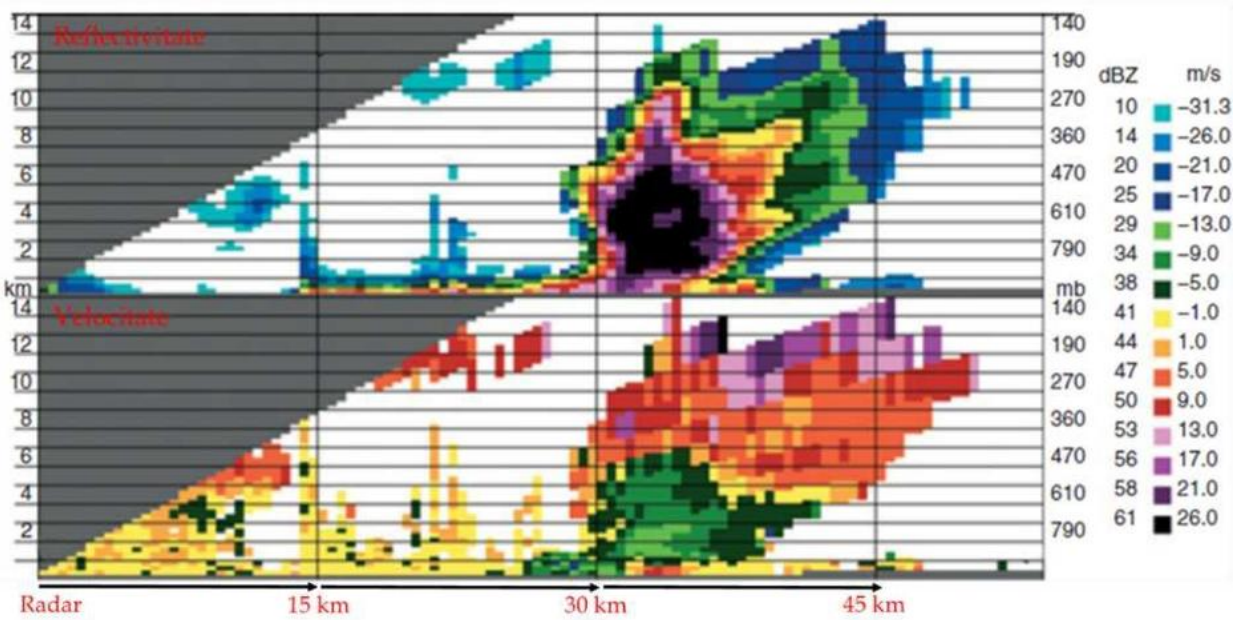


Figura 7.24. Secţiune verticală (produs radar de tip RHI) prin structura unei celule convective severe, prezentând în mod comparativ câmpul de reflectivitate (grosimea optică a norului) şi câmpul de velocitate radială (dinamica curenţilor de aer) *(prelucrat după Fabry, 2015)*

În prezent, pentru identificarea timpurie şi prognoza de foarte scurtă durată (nowcasting) a furtunilor, sunt utilizaţi pe scară largă algoritmi de învăţare automată (machine learning). Aceştia analizează rapid tiparele din seturi vaste de date radar şi le compară cu modele conceptuale ale evoluţiei furtunilor, pentru a le anticipa traiectoria şi dezvoltarea. În cadrul sistemelor radar moderne, aceşti algoritmi automaţi de detecţie se activează instantaneu atunci când semnăturile observate (cum ar fi hook echo sau

cuplurile de velocitate) corespund limitelor teoretice. Totuşi, interpretarea şi decizia finală aparţin meteorologilor, care evaluează contextul sinoptic general pentru a stabili dacă semnalul indică o situaţie periculoasă reală sau o interpretare eronată a algoritmului.

7.1.4. Evoluţia şi caracteristicile operaţionale ale reţelei naţionale de radare Doppler din România

În România, reţeaua de radare meteorologice a fost înfiinţată în perioada 1967–1970, prin instalarea a trei dispozitive analogice operate manual, de fabricaţie britanică, model Plessey 42 X. Acestea au fost amplasate la Bucureşti în anul 1967, la Cluj-Napoca în 1969 şi la Mihail Kogălniceanu (judeţul Constanţa) în 1970. După anii 1970, reţeaua radar a fost extinsă treptat, astfel că, în anul 1990, aceasta număra opt puncte de observaţie. În această etapă, echipamentele au fost înlocuite cu dispozitive de fabricaţie sovietică din modelele MRL-2 şi MRL-5, care operau în benzile de frecvenţă S şi C. Modernizarea tehnologică majoră a reţelei a început în anul 2000, când au fost instalate primele două radare Doppler automate în bandă C, de tip DWSR 2500C, la staţiile din Bucureşti şi Craiova (ANM, Istoric-Radar meteorologic, n.d.).

Prin intermediul proiectului european INFRAMETEO, finalizat la începutul anului 2024, a fost realizată cea mai amplă modernizare a infrastructurii meteorologice din România. În cadrul acestui program, ANM a înlocuit integral echipamentele anterioare, achiziţionând şapte radare meteorologice Doppler de ultimă generaţie. Aceste sisteme de înaltă performanţă sunt produse de concernul tehnologic european Leonardo (prin divizia Leonardo Germany GmbH) şi sunt instalate pe turnuri complet noi în şapte puncte strategice ale ţării: Bucureşti-Băneasa, Medgidia, Bârnova (Iaşi), Bobohalma (Târnăveni), Craiova-Cârcea, Oradea (Dealul Vântului) şi Timişoara. Amplasarea lor asigură scanarea neîntreruptă a întregului teritoriu naţional şi integrarea instantanee a datelor într-un mozaic meteorologic unitar.

Echipamentele furnizate de Leonardo din gama Meteor operează în bandă S, o frecvenţă optimă (aprox. 2700–2900 MHz) care permite undelor radar să penetreze nucleele severe ale furtunilor fără a suferi atenuări majore din cauza perdelelor de apă abundente. Din punct de vedere tehnic, noile radare integrează nativ tehnologia de polarizare dublă (dual-polarimetric). Acest salt tehnologic înseamnă că sistemele transmit şi recepţionează impulsuri electromagnetice simultan pe plan orizontal şi vertical, oferind meteorologilor capacitatea de a identifica nu doar intensitatea precipitaţiilor, ci şi geometria tridimensională, orientarea şi tipul exact al hidrometeorilor din nori (diferenţierea clară între ploaie, zăpadă, măzăriche sau grindină de mari dimensiuni).

Din punct de vedere operaţional, eficienţa reţelei a crescut exponenţial, volumul zilnic de date colectate crescând de peste 10 ori şi ajungând la aproximativ 2 TB pe zi. Fiecare dintre cele şapte staţii efectuează scanări volumetrice complete la intervale de 6 minute, trimiţând fluxul brut de date către sediul central al ANM din Bucureşti. Aici, un server de calcul de înaltă performanţă procesează şi îmbină informaţiile transmise, generând mozaicul radar naţional la fiecare 10 minute pe baza unor criterii spaţio-temporale matematice foarte stricte. Mozaicul final este livrat meteorologilor operaţionali sub forma a trei produse macro: reflectivitatea la unghiul minim de elevaţie, înălţimea maximă a ecourilor (*echotop*) şi reflectivitatea maximă pe întreaga coloană atmosferică (*composite reflectivity*).

Pentru exploatarea la maximum a acestor date de înaltă rezoluţie, ANM foloseşte o suită avansată de aplicaţii software dedicate monitorizării şi avertizării de nowcasting. Sistemul OMNIWXTRAC rulează algoritmi automatizaţi pentru a izola celulele convective, a le calcula viteza, direcţia de deplasare şi probabilitatea de a produce fenomene extreme. În paralel, aplicaţia Principal User Processor (PUP) acţionează ca nucleu central pentru managementul produselor derivate, vizualizarea volumetrică şi arhivarea securizată a datelor istorice. Toate acestea sunt completate de aplicaţia SINdicator, un instrument digital dezvoltat pe plan intern în cadrul Centrului Naţional de Prognoză Meteorologică (CNPM), special conceput pentru diagnoza cantitativă rapidă şi eficientă a riscurilor meteo, crescând astfel substanţial acurateţea mesajelor de avertizare emise pentru populaţie.

7.2. Satelitul meteorologic

Deşi instrumentele de observare şi măsurare a atmosferei au evoluat constant, alături de radar, satelitul meteorologic a avut un rol esenţial în revoluţionarea domeniului meteorologiei. Principalul său avantaj constă în acoperirea globală, compensând lipsa datelor din arealele în care reţelele de staţii şi radare sunt absente, precum bazinele oceanice sau deşerturile. Sateliţii permit monitorizarea unor parametri diverşi, de la formaţiunile noroase până la concentraţia vaporilor de apă din atmosferă, deplasarea maselor de aer şi dinamica stratului de zăpadă sau de gheaţă. De asemenea, aceştia sunt utilizaţi pentru supravegherea incendiilor, a emisiilor de gaze şi a temperaturii suprafeţei oceanului. Datorită rezoluţiei spaţiale şi temporale ridicate, datele satelitare sprijină prognoza la mezoscară, iar integrarea lor cu observaţiile de la sol oferă o imagine completă şi complexă asupra proceselor atmosferice (Vasquez, 2011).

Bazele meteorologiei satelitare au fost puse în anul 1960, odată cu lansarea primului satelit meteorologic, TIROS-1. Deşi a funcţionat doar 79 de zile, acesta a

transmis aproximativ 23.000 de imagini ale Terrei, oferind, pentru prima dată, posibilitatea de a observa sistemele noroase ca un întreg (Kidder & Vonder Haar, 1995).

Deşi rudimentară după standardele actuale, prima imagine realizată de acest satelit (figura 7.25) a demonstrat potenţialul imens al monitorizării din spaţiu. Astăzi, contribuţia sateliţilor este vitală pentru: modelele numerice de prognoză, prin furnizarea constantă de date; monitorizarea continuă a atmosferei la scară planetară; cunoaşterea aprofundată a proceselor climatice globale.

Dintre organizaţiile care operează şi gestionează sateliţi meteorologici şi de observare a Pământului se numără, în special, European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), European Space Agency (ESA), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Aeronautics and Space Administration (NASA), Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) şi China Meteorological Administration (CMA). În anul 2004, România devine membră cooperantă a EUMETSAT, iar în 2010 devine membră cu drepturi depline. Astfel, România are acces complet la datele EUMETSAT, prin acorduri instituţionale şi prin infrastructura de recepţie.



Figura 7.25. Prima fotografie istorică realizată de satelitul meteorologic TIROS-1 la data de 1 aprilie 1960, surprinzând o zonă extinsă din Oceanul Pacific şi coasta de vest a SUA, marcând debutul teledetecţiei satelitane în meteorologie (*Kidder & Vonder Haar, 1995*)

Statele şi organizaţiile care deţin şi operează sateliţi meteorologici realizează un schimb continuu de date prin reţele internaţionale de colectare, asigurând astfel o acoperire globală integrată, indispensabilă pentru prognoze atmosferice precise şi pentru emiterea rapidă a avertizărilor privind fenomenele meteorologice periculoase.

Pentru a înţelege rolul teledetecţiei în meteorologie, este util să analizăm atât avantajele, cât şi limitările sateliţilor. Deşi sateliţii oferă o imagine globală şi aproape în timp real a atmosferei, performanţa lor depinde de factori precum rezoluţia verticală şi modul în care datele sunt integrate în modelele numerice. Tabelul 7.2 prezintă principalele avantaje şi limitări ale sistemelor satelitare moderne (OMM, 2021; ECMWF, 2022; Langsdale et al., 2025)

Tabelul 7.2. Avantajele şi limitările asociate datelor obţinute din observaţii satelitare

Categorie	Avantaje	Constrângeri	Sursă Bibliografică
Acoperire spaţială	Supraveghere globală continuă şi monitorizarea zonelor oceanice şi polare inaccesibile	Rezoluţie spaţială variabilă şi dificultăţi în separarea semnalului util de zgomotul de fond terestru	OMM, 2021; Dubovik et al., 2021
Rezoluţie verticală	Permite sondarea verticală a atmosferei prin senzori hiperspectrali	Rezoluţie verticală mai redusă în apropierea solului, comparativ cu radiosondele	ECMWF, 2022; Burrows et al., 2010
Monitorizare temporală	Au capacitatea de a realiza monitorizarea în timp real (la intervale de 5–15 minute), esenţială pentru avertizările de tip nowcasting.	Există un compromis între rezoluţia temporală şi cea spaţială: o frecvenţă mare a scanării este, de obicei, asociată cu o rezoluţie spaţială mai redusă, şi invers.	EUMETSAT, 2023
Capacitate de detecţie	Permite identificarea unor variabile invizibile, precum vaporii de apă, aerosolii sau gazele cu efect de seră	Senzorii vizibili şi în infraroşu pot fi afectaţi de norii opaci, care blochează radiaţia provenită din straturile inferioare ale atmosferei, iar detectarea norilor transparenţi este dificilă	Langsdale et al., 2025; ESA, 2024
Integrare în modele numerice de prevedere a vremii	Peste 90% din datele utilizate în modelele numerice de prognoză provin de la sateliţi	Existenţa unor erori sistematice care necesită corecţii complexe în procesul de asimilare a datelor	Bormann et al., 2020; Bannister, 2017
Standardizare şi validare	Existenţa unor protocoale internaţionale de operare şi a unor baze de date globale	Probleme de interoperabilitate între generaţii diferite de senzori şi procese de calibrare complexe	Langsdale et al., 2025; Kidder & Vonder Haar, 1995.

Avantajele oferite de monitorizarea satelitară sunt net superioare limitărilor tehnice, consolidând astfel aceste sisteme ca resursă fundamentală a meteorologiei contemporane. Capacitatea lor unică de a furniza o viziune sinoptică globală şi continuă oferă date vitale pentru regiunile oceanice sau polare, unde reţelele de suprafaţă sunt absente. Deşi există constrângeri privind rezoluţia verticală sau interferenţa noroasă, valoarea informaţiei satelitare rămâne decisivă, impunând o abordare integrată în care

senzorii spaţiali şi reţelele terestre colaborează sinergic pentru a asigura precizia sistemelor de avertizare timpurie şi a prognozelor de înaltă fidelitate (OMM, 2021; EUMETSAT, 2023).

7.2.1. Clasificarea sateliţilor meteorologici în funcţie de tipul orbitei

Sateliţii se deplasează în jurul Pământului pe traiectorii bine definite, denumite **orbite**, a căror poziţie şi mişcare sunt guvernate de legile mecanicii orbitale şi nu depind direct de rotaţia Pământului. Altitudinea la care aceştia orbitează este foarte variată, în funcţie de tipul satelitului, de la câteva sute de kilometri până la zeci de mii de kilometri (Kamisch & Jenkins, 2013; Pelton et al., 2017).

Tabelul 7.3. Analiză comparativă a principalelor caracteristici, avantaje şi limitări ale sateliţilor meteorologici geostaţionari şi orbitali

Caracteristică	Sateliţi geostaţionari	Sateliţi orbitali
Altitudine de funcţionare	~36.000 km	700–1000 km
Acoperire teritorială	~40–45% din suprafaţa Terrei (observare continuă a aceleiaşi regiuni)	Acoperire globală, inclusiv regiunile polare
Rezoluţie temporală	Foarte mare (imagini la 5–15 min)	Mai redusă (trece peste aceeaşi regiune de 1–2 ori/zi)
Rezoluţie spaţială	Moderată (1–3 km, uneori chiar mai mare)	Ridicată (375–750 m sau mai bună, în funcţie de senzor)
Rezoluţie spectrală	Bună (limitată de distanţa mare)	Foarte bună (mai multe benzi spectrale, inclusiv microunde)
Monitorizarea fenomenelor convective	Foarte bună pentru determinarea furtunilor convective	Limitată temporal, dar foarte detaliată la momentul trecerii
Monitorizarea regiunilor polare	Limitată	Foarte bună
Capacitatea de sondare verticală a atmosferei	Limitată	Foarte bună
Utilizare în nowcasting	Foarte eficientă	Mai puţin eficientă pentru fenomene meteorologice cu dezvoltare rapida
Integrare în modele numerice	Furnizează flux continuu de date	Furnizează date detaliate, de mare acurateţe
Limitări	Rezoluţie spaţială mai redusă Sensibilitate mai scăzută în straturile joase ale atmosferei Unghi de observaţie oblic la latitudini mari	Rezoluţie temporală scăzută Nu oferă monitorizare continuă a aceleiaşi regiuni

Sateliţii meteorologici moderni sunt clasificaţi în două categorii principale: sateliţi geostaţionari (GOES – Geostationary Operational Environmental Satellites) şi sateliţi orbitali, în special cei cu orbită polară (POES – Polar Operational Environmental Satellites). Fiecare dintre aceste tipuri prezintă caracteristici orbitale şi funcţionale distincte, care determină modul în care fenomenele atmosferice sunt monitorizate şi analizate (tabelul 7.3).

Sateliţii geostaţionari sunt amplasaţi pe o orbită ecuatorială, la o altitudine de aproximativ 36.000 km şi se deplasează spre est cu o viteză de ~11.068 km/h, sincronizată cu rotaţia Terrei. Această poziţie stabilă îi transformă într-un instrument foarte important pentru prognoza numerică şi într-o sursă principală de imagini utilizate în buletinele meteorologice (Inness & Dorling, 2013). Un exemplu reprezentativ este Meteosat-10 (figura 7.26a), care monitorizează continuu aproximativ 42% din suprafaţa Terrei (figura 7.27a), fiind esenţial pentru activitatea ANM (Dehnavi et al., 2020). Programul Meteosat include două generaţii principale de sateliţi: Meteosat Second Generation (MSG), lansată la începutul anilor 2000, şi Meteosat Third Generation (MTG), lansată începând cu anul 2022.

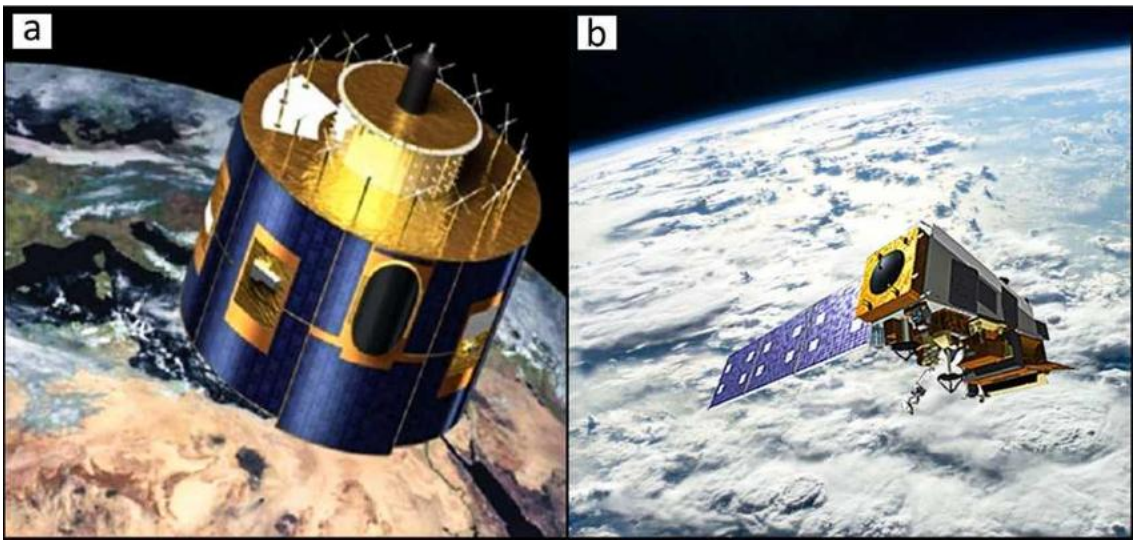


Figura 7.26. Cele două tipuri fundamentale de platforme satelitare utilizate în meteorologia operaţională: a) satelitul geostaţionar Meteosat-10 (MSG), plasat pe o orbită ecuatorială fixă la 35.786 km altitudine; b) satelitul cu orbită polară heliosincronă NOAA-20 (JPSS-1), plasat la o altitudine joasă de 824 km) (prelucrat după *ESO, n.d. şi NASA, 2025)*

Sateliţii orbitali, spre deosebire de cei geostaţionari, se află la altitudini mai joase (cei mai mulţi între 700 şi 1000 km) şi oferă o rezoluţie spectrală şi spaţială foarte bună. Spre exemplu, satelitul NOAA-20 (figura 26b) evoluează pe o orbită polară heliosincronă[18] la o altitudine de 824 km, operând în 22 de benzi spectrale şi asigurând o acoperire globală de două ori pe zi (Chen et al., 2018; Zhou et al., 2018). Deşi rezoluţia temporală este mai redusă (figura 7.27b), aceştia permit monitorizarea detaliată a întregului glob, inclusiv a regiunilor polare.

[18] O orbită polară heliosincronă este o orbită în care satelitul trece peste poli şi observă aceeaşi zonă a Pământului la aceeaşi oră locală.

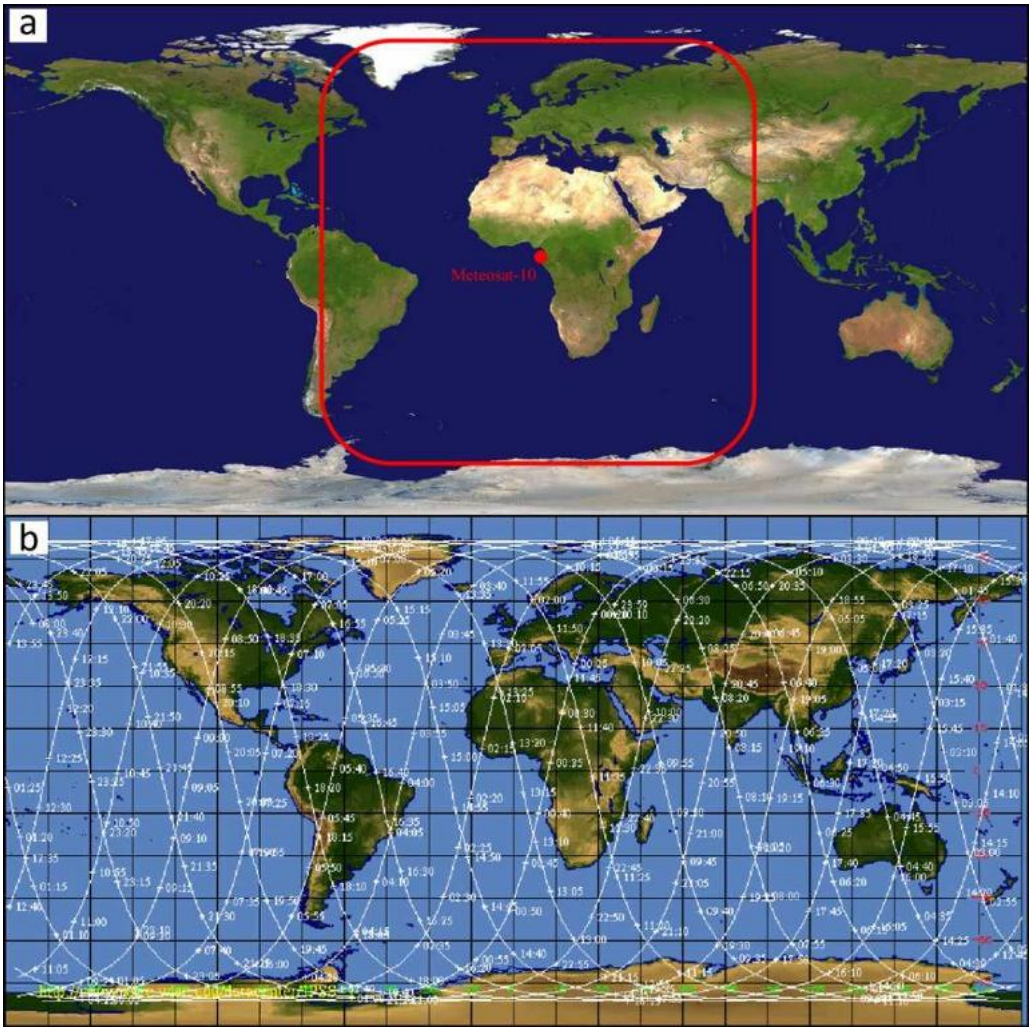


Figura 7.27. Comparaţie geometrică între ariile de acoperire ale celor două sisteme satelitane: a) discul terestru complet scanat continuu de către satelitul geostaţionar Meteosat-10 (EUMETSAT); b) traiectoria orbitală secvenţială şi fâşia de scanare polară ale satelitului NOAA-20 (NASA) înregistrate la data de 28 ianuarie 2021) *(prelucrat după SSEC, n.d.)*

7.2.2. Principiul de funcţionare al sateliţilor meteorologici

Principiul fundamental de funcţionare al sateliţilor meteorologici constă în observarea Terrei din spaţiu prin intermediul unor senzori specializaţi, capabili să detecteze radiaţia emisă şi reflectată de suprafaţa terestră, de atmosferă şi de formaţiunile noroase. Aceşti senzori recepţionează şi transmit fluxuri de informaţii în diverse benzi ale spectrului electromagnetic[19] (figura 7.28), acoperind domenii esenţiale pentru monitorizarea operativă a vremii. Senzorii optici înregistrează radiaţia din spectrul

[19] Spectrul electromagnetic reprezintă ansamblul tuturor tipurilor de radiaţie electromagnetică, clasificate în funcţie de lungimea de undă. El cuprinde toate tipurile de radiaţie, de la cele cu energie foarte mare şi lungime de undă scurtă (raze gamma sau X), până la cele cu energie redusă şi lungime de undă mare (microunde sau unde radio). În acest interval se află şi spectrul luminii vizibile, partea pe care ochiul uman o poate percepe.

vizibil, metodă utilizată cu precădere pentru analiza structurii norilor şi a caracteristicilor suprafeţei terestre în condiţii de iluminare solară. În paralel, radiometrele şi spectrometrele detectează radiaţia infraroşie, oferind date critice despre temperatura solului şi a vârfurilor noroase, ceea ce permite monitorizarea continuă a maselor de aer şi a dinamicii norilor pe parcursul întregului ciclu de 24 de ore. În completarea acestor observaţii, senzorii cu microunde asigură o capacitate superioară de sondare prin pătrunderea în formaţiunile noroase opace, furnizând astfel seturi de date indispensabile privind umiditatea şi intensitatea precipitaţiilor (Maini & Agrawal, 2011; Tan, 2014).

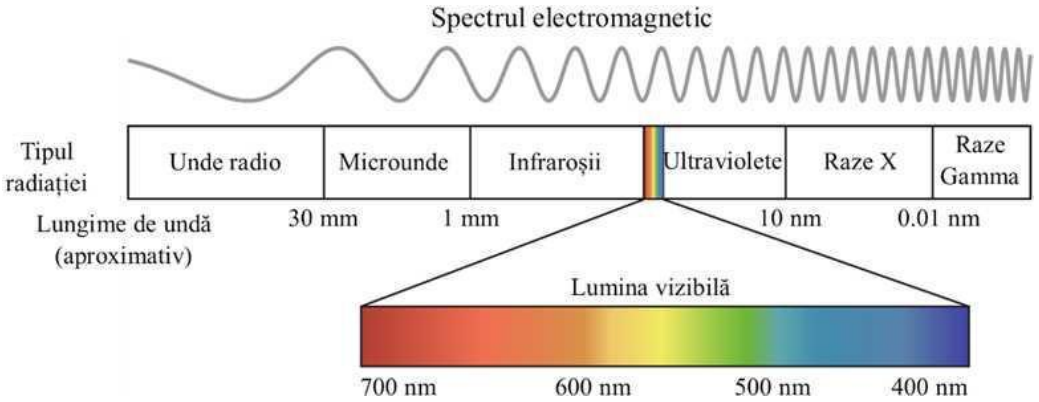


Figura 7.28. Reprezentarea schematică a spectrului electromagnetic în funcţie de lungimea de undă, evidenţiind poziţionarea domeniilor vizibil, infraroşu şi a ferestrelor atmosferice utilizate în teledetecţia meteorologică *(prelucrat după Kidder & Vonder Haar, 1995)*

Spectrul vizibil reprezintă intervalul de radiaţie electromagnetică perceput de ochiul uman ca lumină, corespunzător lungimilor de undă cuprinse între aproximativ 0,4 şi 0,7 micrometri (μm). Imaginile satelitare din acest domeniu redau cantitatea de lumină solară reflectată de nori şi de suprafaţa terestră. În forma lor brută, aceste imagini sunt alb-negru, deoarece senzorii nu percep culorile direct, intensitatea nuanţelor fiind determinată de reflectivitatea (albedo-ul) suprafeţelor (Maini & Agrawal, 2011). Suprafeţele cu o reflectivitate ridicată, precum vârfurile norilor Cumulonimbus sau zăpada proaspătă, apar în alb, în timp ce pădurile şi corpurile de apă, caracterizate printr-un albedo redus, sunt redate în tonuri de gri închis sau negru. Pentru a facilita interpretarea, imaginile pot fi colorate artificial prin combinarea mai multor benzi spectrale (RGB), obţinându-se reprezentări apropiate de percepţia vizuală umană (Maini & Agrawal, 2011; Inness & Dorling, 2013). Aceste produse oferă informaţii structurale detaliate despre forma, dimensiunea, textura şi mişcarea norilor, fiind utilizate pentru detectarea ceţii, a poluării, monitorizarea criosferei şi identificarea furtunilor (figura 7.29a). Principalele limitări ale canalului vizibil constau în disponibilitatea datelor exclusiv în intervalul diurn, dificultatea diferenţierii plafoanelor noroase din etaje diferite

sau a delimitării norilor de straturile de zăpadă din cauza valorilor similare de albedo, precum şi vizibilitatea redusă a norilor cirriformi subţiri.

Spectrul infraroşu utilizat în observaţiile meteorologice se concentrează pe radiaţia termică emisă de nori şi de suprafaţa terestră, în special în intervalul lungimilor de undă de 10–12 µm. Spre deosebire de canalul vizibil, intensitatea radiaţiei detectate în infraroşu este guvernată de temperatura corpurilor emitente, oferind date esenţiale pentru prognozele termice, identificarea arealelor cu îngheţ, analiza circulaţiei atmosferice la scară largă şi urmărirea sistemelor severe (Maini & Agrawal, 2011). În cazul redării clasice în alb-negru, nuanţele mai deschise indică temperaturi mai scăzute, motiv pentru care norii înalţi şi reci apar reprezentaţi în alb, în contrast cu fundalul întunecat al suprafeţelor terestre calde (Taggart, 1990). Cel mai mare avantaj operaţional al acestui spectru este disponibilitatea neîntreruptă a înregistrărilor, atât în timpul zilei, cât şi al nopţii, măsurătorile nefiind dependente de prezenţa radiaţiei solare (figura 7.29b). Totuşi, din cauza lungimilor de undă mai mari şi a particularităţilor tehnice ale senzorilor, imaginile în infraroşu prezintă, în general, o rezoluţie spaţială mai redusă comparativ cu cele din spectrul vizibil.

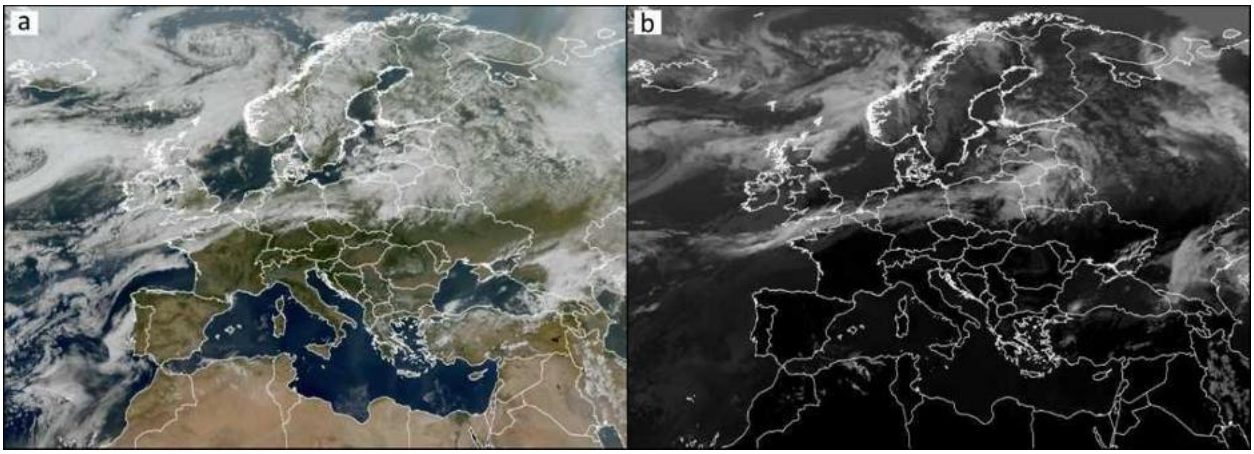


Figura 7.29. Vizualizare comparativă a discului terestru regional deasupra Europei, Asiei de Vest şi Africii de Nord, capturată la data de 8 august 2025 de către imagerul de nouă generaţie al satelitului Meteosat-12 (MTG); a) semnătura noroasă bazată pe reflectanţa din spectrul vizibil (VIS); b) structura termică bazată pe emisia din spectrul infraroşu termic) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Spectrul vaporilor de apă implică utilizarea unui canal satelitar specific, reglat pentru a detecta radiaţia din jurul lungimii de undă de 6,5 µm, zonă în care vaporii de apă prezintă un proces intens de absorbţie. Această bandă spectrală permite calibrarea şi detectarea umidităţii din atmosferă, cu precădere la altitudini cuprinse între 3 şi 12 km, corespunzătoare troposferei medii şi superioare (Kelkar, 2007). Nivelul de luminozitate al imaginilor reflectă în mod direct distribuţia umezelii: zonele reci şi umede apar în nuanţe de alb sau gri deschis, indicând concentraţii mari de vapori de apă, în timp ce

arealele calde şi uscate sunt redate în nuanţe de gri închis sau negru (Maini & Agrawal, 2011). Pe lângă estimarea cantitativă a umidităţii, aceste date sunt fundamentale pentru determinarea câmpurilor de vânt la altitudini mari prin urmărirea mişcării structurilor în timp, servind la identificarea timpurie a sistemelor convective şi a arealelor cu potenţial ridicat de instabilitate (figura 7.30a).

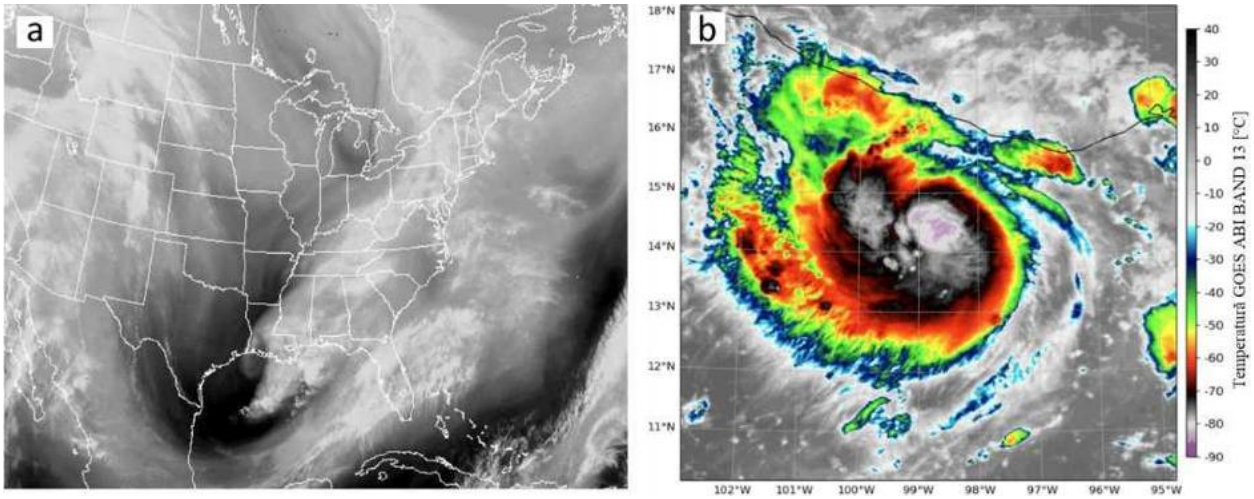


Figura 7.30. Tehnici avansate de scanare satelitară a structurilor troposferice: a) distribuţia globală a umidităţii în canalul de vapori de apă (WV) înregistrată la data de 1 august 2018; b) profilul termic structural intern în microunde al uraganului Otis (octombrie 2023), pus în evidenţă printr-o paletă cromatică de temperatură *(prelucrat după Discover Clarksville, n.d. şi Thompson & Visser, 2025)*

Spectrul microundelor asigură culegerea de informaţii prin intermediul a două tipuri de senzori, pasivi şi activi, care scanează de regulă în lungimi de undă cuprinse între 0,1 şi 10 cm. Senzorii pasivi măsoară radiaţia naturală emisă în acest domeniu de către suprafaţa terestră şi formaţiunile noroase, furnizând date despre temperatură, umiditate şi precipitaţii, în timp ce senzorii activi emit microunde şi recepţionează radiaţia reflectată sau împrăştiată de componentele sistemului atmosferic (Maini & Agrawal, 2011). Măsurătorile efectuate permit determinarea temperaturii structurilor, evaluarea grosimii stratului de zăpadă, estimarea dimensiunii şi a volumului picăturilor de ploaie, precum şi calculul vitezei vântului. Deoarece microundele au proprietatea fizică de a penetra straturile noroase opace, senzorii pot efectua determinări precise chiar şi în condiţii de cer complet acoperit, funcţionând identic pe timp de zi şi de noapte (Kelkar, 2007). Această transparenţă a norilor înalţi (în special a celor cirriformi) la frecvenţele microundelor face ca aceste produse să fie extrem de eficiente în monitorizarea structurii interne a ciclonilor tropicali şi a uraganelor (figura 7.30b). Cu toate acestea, principalul dezavantaj al imaginilor obţinute în domeniul microundelor constă în rezoluţia lor spaţială mai redusă comparativ cu produsele din spectrul vizibil sau infraroşu, precum şi într-o interpretare considerabil mai complexă a datelor brute.

Pentru a asigura preluarea acestor diverse tipuri de imagini şi profile atmosferice, sateliţii meteorologici sunt echipaţi cu o suită complexă de instrumente de scanare şi senzori specializaţi. Printre cele mai utilizate echipamente se numără radiometrele, destinate măsurării cantităţii de radiaţie electromagnetică pe lungimi de undă specifice, altimetrele, utilizate pentru determinarea distanţei exacte dintre platforma satelitară şi suprafaţa terestră, şi scatterometrele, esenţiale în calculul vitezei şi direcţiei vântului la suprafaţa oceanelor. De asemenea, telesondajul este completat de radare meteorologice spaţiale, sisteme de tehnologie LiDAR concepute pentru detectarea structurii fine a norilor, a aerosolilor şi a particulelor atmosferice în suspensie, precum şi de spectrometre, camere optice multispectrale sau magnetometre (Maini & Agrawal, 2011).

În faza avansată de procesare a datelor, fluxurile informaţionale provenite de la aceste canale spectrale diferite pot fi fuzionate prin tehnici de compoziţie multispectrală şi algoritmi de calcul numeric. Acest proces de integrare permite generarea unor produse derivate complexe, care scot în evidenţă parametri atmosferici sau caracteristici ale suprafeţei terestre ce ar fi imposibil de detectat sau de izolat prin analizarea individuală a unei singure benzi spectrale. Utilizarea acestor produse de sinteză aduce o contribuţie fundamentală în activitatea operativă, asigurând o interpretare sinoptică integrată şi o acurateţe superioară în diagnosticarea şi prognoza fenomenelor meteorologice.

7.2.3. Date şi produse satelitare utilizate în analiza meteorologică

Sateliţii meteorologici funcţionează exclusiv ca platforme avansate de observaţie, având rolul de a monitoriza din spaţiu atmosfera şi suprafaţa terestră, în timp ce analizele şi prognozele meteorologice propriu-zise sunt realizate ulterior prin procesarea datelor colectate. Ca urmare, datele brute furnizate de aceşti senzori necesită prelucrări ulterioare pentru a fi transformate în informaţii relevante şi uşor de interpretat. Este important de subliniat că instrumentele satelitare măsoară intensitatea radiaţiei electromagnetice reflectate sau emise de suprafaţa terestră şi de nori în diverse lungimi de undă, în loc să înregistreze direct parametri fizici clasici precum temperatura, umiditatea sau presiunea atmosferică (Inness & Dorling, 2013). Pentru a facilita interpretarea şi utilizarea lor operativă, aceste fluxuri informaţionale sunt structurate pe niveluri standard de procesare, evoluând de la semnale binare elementare până la modele sinoptice complexe (tabelul 7.4).

Nivelul 0 reprezintă faza iniţială a fluxului de date, constând exclusiv în semnale binare brute şi fluxuri primare recepţionate direct de la satelit la staţiile de sol, fără nicio prelucrare, calibrare sau intervenţie exterioară prealabilă.

Nivelul 1 aduce transformarea acestor semnale brute în imagini calibrate şi corectate din punct de vedere radiometric şi geometric. În cadrul acestei etape, valorile

sunt exprimate în unităţi fizice precum radianţa sau albedo-ul, iar fiecare pixel este plasat la locaţia geografică exactă de pe Terra. Acest proces compensează efectele distorsionante generate de mişcarea platformei satelitare, înclinarea senzorului sau curbura planetei, păstrând în acelaşi timp rezoluţia originală a instrumentului (figura 7.31a).

Tabelul 7.4. Descrierea nivelurile de procesare a datelor satelitare meteorologice şi caracteristicile lor *(prelucrat după Downs & Olding, 2024)*

Nivel	Denumire / Descriere tehnică	Descriere
0	Date brute (Raw Data)	Fluxuri binare primare transmise direct de senzorii satelitari către staţiile de sol, fără nicio prelucrare sau calibrare prealabilă.
1	Date calibrate şi georeferenţiate	Date supuse corecţiilor radiometrice şi geometrice, exprimate în valori fizice (radianţă/albedo); păstrează rezoluţia originală şi pot fi vizualizate ca imagini interpretabile.
2	Produse geofizice derivate	Parametri de mediu extraşi prin algoritmi de inversiune (retrieval) pe baza datelor de Nivel 1 (ex.: hărţi ale temperaturii la vârful norilor, umiditate, mască de nebulozitate, conţinut de vapori de apă).
3	Date agregate spaţio-temporal	Produse consistente şi omogene, structurate pe grile geografice fixe şi mediate pe intervale de timp (zilnice, lunare); sunt destinate analizelor regionale, globale sau studiilor climatice pe termen lung.
4	Produse integrate (Modelate)	Rezultate complexe obţinute prin asimilarea datelor satelitare în modele numerice de prognoză a vremii (NWPs) şi combinarea lor cu măsurători in situ (staţii terestre, radiosondaje).

Nivelul 2 utilizează imaginile georeferenţiate de nivel 1 pentru a calcula, prin intermediul unor algoritmi de inversiune, parametri geofizici măsurabili şi derivaţi. Aceste produse includ hărţi tematice specifice, cum ar fi distribuţia temperaturii la vârful norilor, gradul de umiditate, masca de nebulozitate sau conţinutul total de vapori de apă din coloana atmosferică (figura 7.31b).

Nivelul 3 constă în organizarea şi agregarea datelor de nivel 2 pe grile geografice fixe şi pe perioade determinate de timp, generând medii zilnice, săptămânale, lunare sau anuale. Scopul acestui nivel este obţinerea unor produse consistente, omogene şi netezite, ideale pentru analizele regionale, globale sau pentru studiile climatice pe termen lung (figura 7.31c).

Nivelul 4 reprezintă treapta superioară de sinteză, unde datele satelitari sunt integrate şi asimilate direct în modele numerice de prognoză a vremii şi combinate cu măsurători in situ provenite de la staţii terestre, geamanduri, nave sau radiosondaje. Un exemplu reprezentativ pentru acest nivel este indicatorul global OISST v2.1 dezvoltat de NOAA, care încorporează observaţii multiple într-o grilă regulată pentru a monitoriza temperatura apei la suprafaţa oceanelor (figura 7.31d) (Downs & Olding, 2024).

Procesarea masivă a acestor imagini satelitare, necesară pentru transformarea datelor brute în valori reale transpuse pe hărţi tematice, este realizată aproape exclusiv de algoritmi automaţi. Această automatizare este esenţială pentru a procesa volume

enorme de informaţii într-un timp optim şi într-un mod uniform, prin aplicarea unor paşi standardizaţi. Rolul factorului uman se manifestă în special în etapele conceptuale de dezvoltare a algoritmilor, de validare statistică a rezultatelor, de stabilire a metodelor de calibrare şi de verificare a acurateţii senzorilor. Cu toate acestea, indiferent de nivelul tehnic de prelucrare, imaginile satelitare finale oferă informaţii vizuale fundamentale pentru meteorologi, care pot fi analizate direct pentru a identifica tipare dinamice în atmosferă, evoluţii structurale ale norilor sau semnături specifice asociate fenomenelor severe.

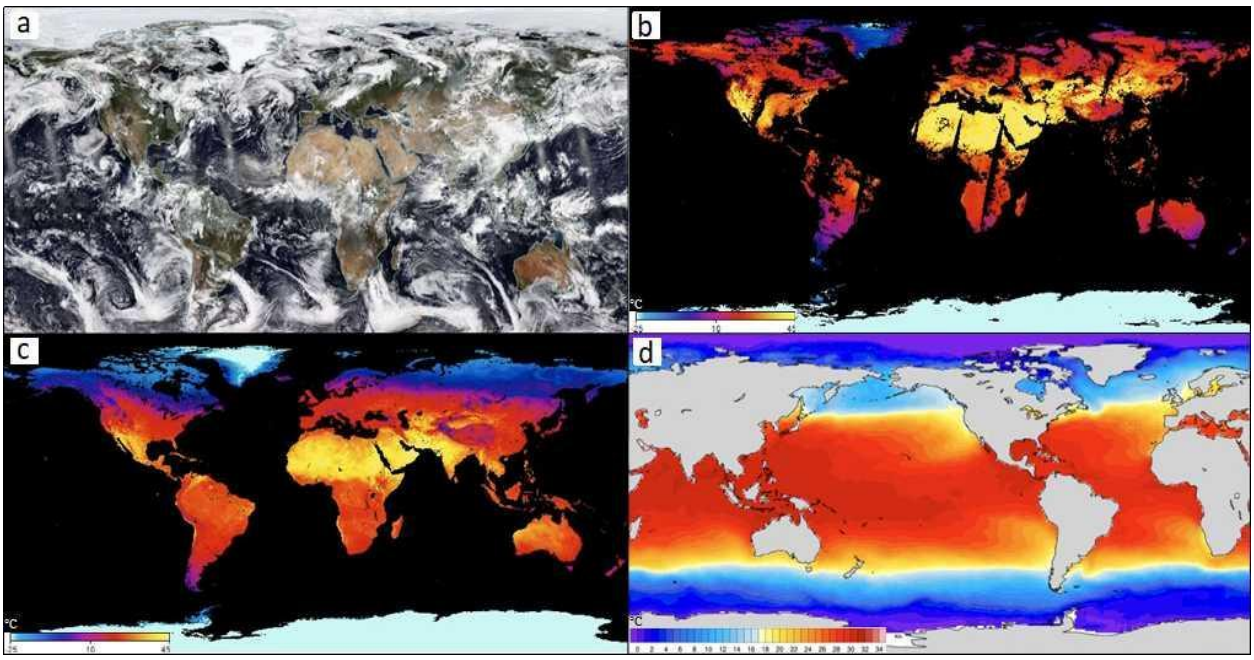


Figura 7.31. Clasificarea produselor satelitane în funcţie de nivelul de procesare numerică a datelor: a) Nivelul 1 (L1) – compoziţie RGB brută corectată radiometric (NOAA-20); b) Nivelul 2 (L2) – hartă instantanee a temperaturii suprafeţei terestre din 26 iunie 2025 (MODIS/Terra); c) Nivelul 3 (L3) – media lunară grilată a temperaturii solului pentru aprilie 2025 (MODIS/Terra); d) Nivelul 4 (L4) – model global integrat multisenzor al temperaturii oceanice pentru intervalul 1971–2013 bazat pe indicatorul NOAA OISST v2.1 *(sursa: NASA Worldview)*

7.2.3.1. Recunoaşterea genurilor de nori pe baza semnăturii spectrale

Poate cel mai important element al atmosferei observat de sateliţi îl reprezintă norii. Urmărirea dezvoltării şi evoluţiei acestora ajută meteorologii să prognozeze cu acurateţe vremea şi să monitorizeze fenomenele periculoase.

Analiza detaliată a imaginilor satelitari impune evaluarea corelată a unor indicatori morfologici şi structurali esenţiali, cum sunt textura, luminozitatea, forma, culoarea, precum şi tiparele specifice de evoluţie dinamică a sistemelor noroase.

Identificarea precisă a genurilor de nori în meteorologia spaţială modernă se bazează pe utilizarea diferenţiată a produselor de teledetecţie, selectate în funcţie de

caracteristicile fizice ale ţintelor, de momentul diurn şi de obiectivele specifice ale diagnozei sinoptice. Analiza integrează produse satelitare de Nivel 1, reprezentate de imaginile brute calibrate din spectrul vizibil, infraroşu şi cel al vaporilor de apă, cu produse derivate de Nivel 2. Acestea din urmă includ măşti automatizate pentru tipurile de nori, determinări ale înălţimii vârfurilor noroase, estimări ale grosimii optice, evaluări ale conţinutului total de apă lichidă sau gheaţă şi cuantificări ale intensităţii precipitaţiilor, fiind generate prin prelucrarea matematică şi fuziunea mai multor canale spectrale de bază.

Identificarea norilor superiori pe imaginile satelitare (Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus)

Monitorizarea circulaţiei atmosferice la altitudini mari şi diagnosticarea prezenţei aerului umed în troposfera superioară constituie obiectivele principale ale identificării norilor cirriformi în imaginile satelitare, ambele reprezentând elemente cheie pentru acurateţea prognozei vremii. Aceşti nori superiori îşi păstrează aspectul fibros caracteristic atât în produsele de teledetecţie spaţială, cât şi în cazul observaţiilor efectuate direct de la sol. Primele opţiuni în analiza operativă de Nivel 1 sunt imaginile în spectrul infraroşu, canalul fiind ideal deoarece detectează temperatura radiativă a structurilor, iar norii cirriformi se caracterizează prin temperaturi foarte scăzute specifice altitudinilor înalte la care evoluează. În plus, aceştia sunt detectabili în spectrul vizibil în intervalul diurn, precum şi prin produse de nivel 2 care fuzionează mai multe benzi spectrale. Deoarece majoritatea compoziţiilor multispectrale destinate analizei microfizice (cum sunt produsele EUMETSAT de tip Cloud Type RGB, HRV Cloud RGB sau Day Microphysics RGB) depind de spectrul solar şi sunt utilizabile doar pe timp de zi, monitorizarea nocturnă a norilor cirriformi se bazează cu precădere pe analiza canalelor infraroşii.

Pe imaginile satelitare în infraroşu, norii cirriformi sunt redaţi sub formă de zone albe sau gri. Proprietăţile lor microfizice (grosimea optică redusă) determină o reflectare mai slabă a radiaţiei şi permit transmiterea parţială a fluxului energetic din straturile inferioare ale atmosferei. Acest comportament radiativ le conferă un aspect translucid şi o luminozitate mai mică în comparaţie cu sistemele dense, intens dezvoltate pe verticală, precum norii Cumulonimbus sau Cumulus congestus. Deşi diferenţierea morfologică precisă a genurilor din această familie superioară rămâne o provocare în teledetecţie, structurile de tip Cirrus se individualizează de obicei sub formă de benzi subţiri, alungite şi cu o textură fină. În contrast, genul Cirrocumulus prezintă o textură fragmentată sau granulară, în timp ce pânzele de Cirrostratus se manifestă ca un strat uniform şi complet translucid (figura 7.32).

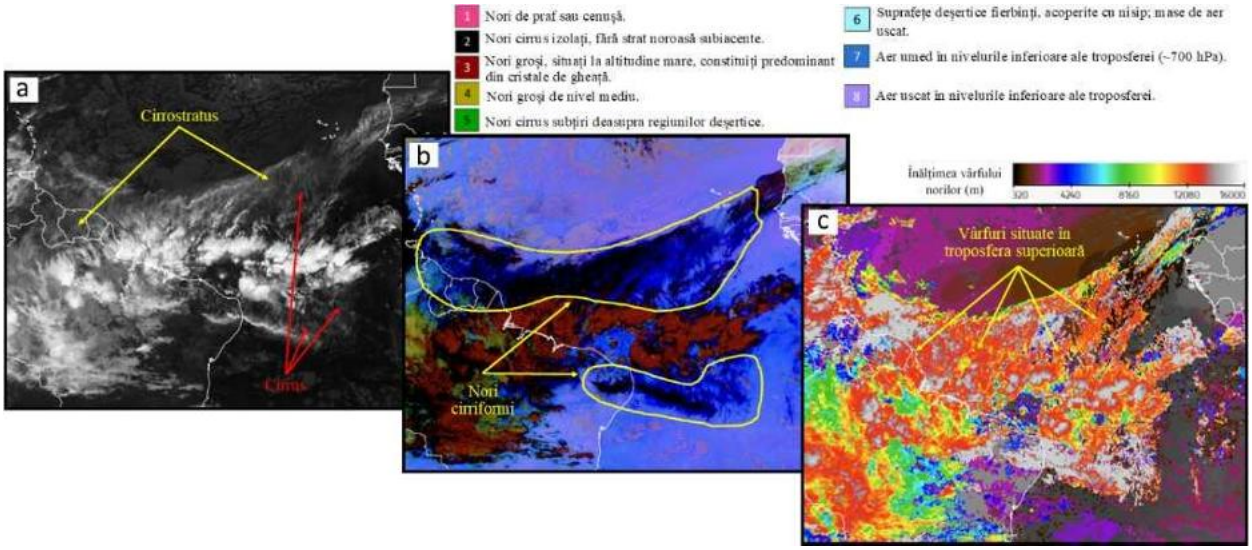


Figura 7.32. Metodologia identificării satelitane a norilor cirriformi prin intermediul produselor MSG: a) Semnătura termică parțial transparentă în canalul IR 10,8 μm (Nivel 1.5); b) Evidențierea cromatică în nuanțe închise/negre în cadrul produsului compozit Dust RGB (Nivel 2); c) Determinarea altitudinală cantitativă a vârfurilor noroase în produsul Cloud Top Height (Nivel 2) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

În cazul produselor satelitare combinate de tip Dust RGB, obținute prin fuziunea a trei canale infraroșii distincte (IR 8,7 μm, IR 10,8 μm și IR 12,0 μm), norii cirriformi generează o semnătură cromatică specifică în nuanțe de albastru închis sau negru (figura 7.32b). În mod diferit, în cadrul produsului Cloud Type RGB, o compoziție multispectrală proiectată pentru diferențierea claselor de nori pe baza grosimii optice, a fazei apei și a înălțimii prin utilizarea a trei benzi din spectrul solar, sistemele cirriformi sunt evidențiate în diverse nuanțe de roșu (figura 7.33).

Validarea definitivă a acestor observații se realizează prin integrarea altor produse derivate de nivel 2, cum ar fi harta înălțimii vârfurilor noroase (Cloud Top Height – MSG). Înregistrările specifice arată că acești nori au vârfurile situate în troposfera superioară, în general la altitudini de peste 10 km, confirmând apartenența lor la clasa superioară, pe baza palierului baric și a altitudinii în care evoluează (figura 7.32c). Cu toate acestea, interpretarea izolată a produsului Cloud Top Height poate genera confuzii, deoarece norii cu mare dezvoltare verticală au vârfurile situate la aceleași altitudini înalte. Din acest motiv, metodologia științifică impune consultarea și analiza corelată a imaginilor din spectrul infraroșu sau vizibil, pentru validarea finală și corectă a formărilor noroase.

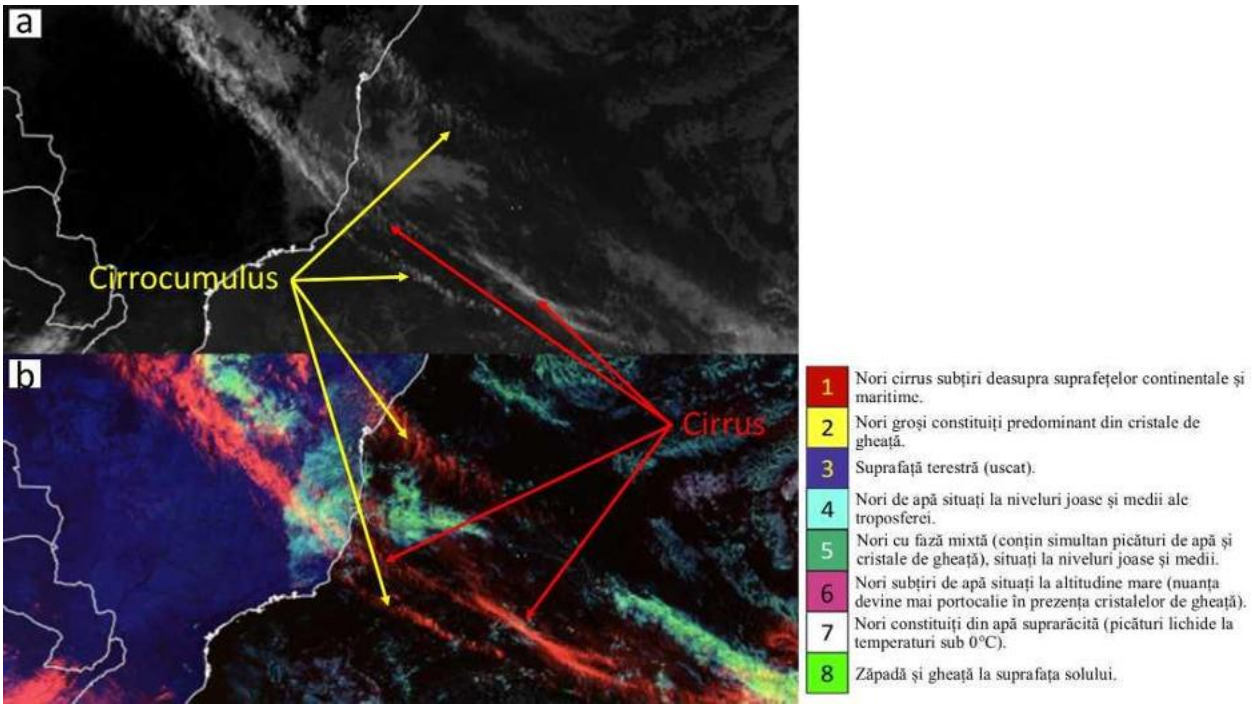


Figura 7.33. Analiză comparativă regională a norilor cirriformi înregistraţi prin tehnici diferite de teledetecţie pasivă: a) semnătura termică monocromatică parţial transparentă în canalul IR 10,8 µm (senzorul SEVIRI – MSG); b) clasificarea cromatică avansată în nuanţe de roşu/purpuriu în cadrul produsului Cloud Type RGB (senzorul FCI – MTG-I) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Identificarea satelitară a nebulozităţii stratiforme de nivel mediu şi inferior

Genurile Altostratus şi Altocumulus

Norii Altostratus se evidenţiază în imaginile satelitare printr-o structură uniformă, de culoare cenuşie, caracterizată printr-o textură netedă şi lipsită de asperităţi granulare. În spectrul infraroşu, aceştia prezintă o temperatură radiantă moderată, direct proporţională cu palierul altitudinal mediu în care se dezvoltă, ceea ce le imprimă o nuanţă specifică de gri deschis. În cadrul produsului compozit Dust RGB, formaţiunile de tip Altostratus sunt redate în tonuri verzui sau gri-verzui, prezentând margini difuze şi contraste slabe, caracteristici care necesită o analiză atentă pentru a le diferenţia de alte structuri stratiforme conexe (figura 7.34).

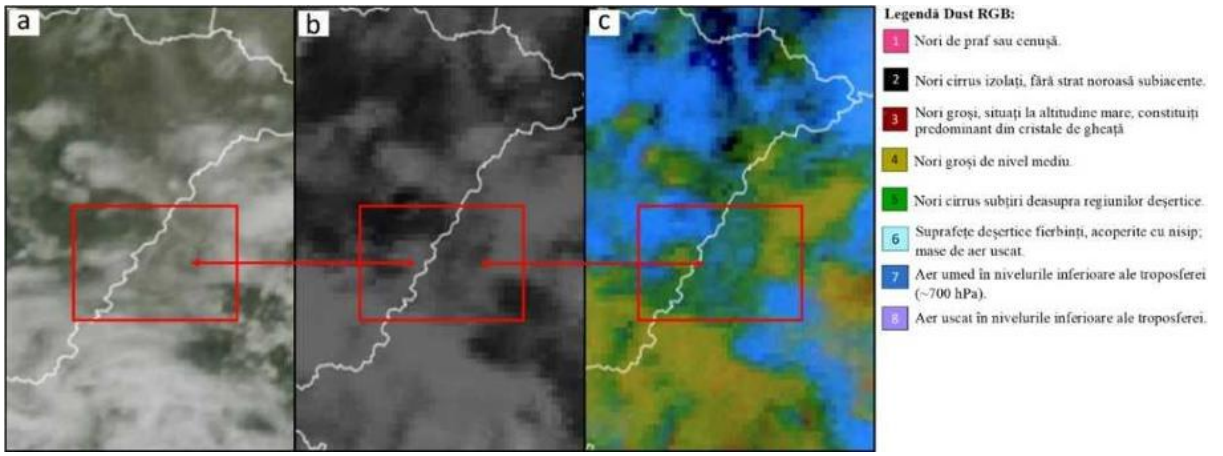


Figura 7.34. Metodologia identificării satelitane a norilor din genul Altostratus (etajul mediu): a) aspectul texturii şi al reflectanţei în produsul RGB (MTG); b) semnătura termică monocromatică în canalul IR 10,8 µm (MSG); c) clasificarea microfizică în nuanţe de galben-ocru şi portocaliu în cadrul produsului Dust RGB (MSG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

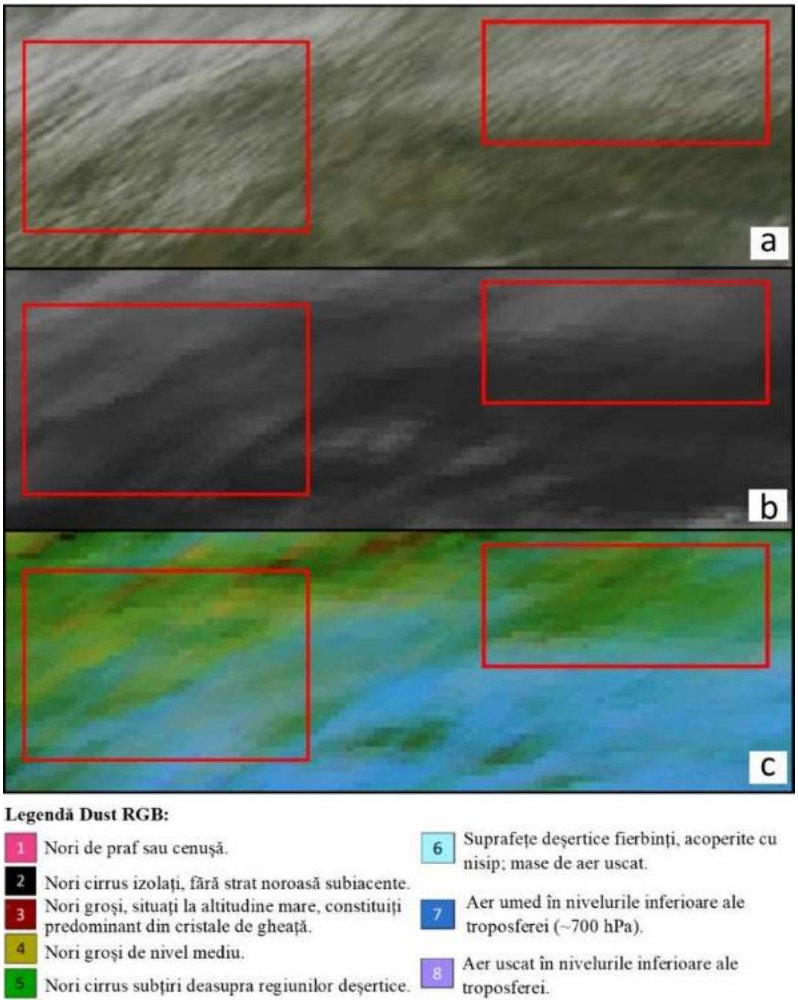


Figura 7.35. Metodologia identificării satelitane a norilor din genul Altocumulus (etajul mediu): a) evidenţierea texturii celulare în RGB (MTG); b) semnătura termică monocromatică în IR 10,8 µm (MSG); c) clasificarea microfizică şi structurală în Dust RGB (MSG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Norii Altocumulus sunt detectabili în imaginile satelitare din spectrul vizibil sub forma unor grupări de elemente noroase fragmentate sau aranjate în modele ondulate distincte, având o textură bine definită şi aspectul unor aglomerări albe pe un fundal gri. În canalul infraroşu, aceştia indică o temperatură radiativă uşor mai ridicată decât cea a norilor Altostratus, iar variabilitatea texturii lor reflectă prezenţa unor mişcări convective verticale de mică intensitate în interiorul masei de aer. În cadrul produsului multispectral Dust RGB, genul Altocumulus se individualizează prin nuanţe de verde deschis sau verde-maroniu, distribuţia cromatică fiind guvernată de grosimea optică şi de altitudinea stratului noros (figura 7.35).

Diferenţierea dintre norii Altostratus şi cei de tip Stratus reprezintă un proces complex în analizarea imaginilor satelitare din spectrul vizibil sau infraroşu, din cauza caracteristicilor radiative similare ale celor două genuri. În aceste situaţii, determinarea altitudinii vârfurilor noroase constituie criteriul principal de discriminare. Pe produsele satelitare de Nivel 2, structurile Altostratus se dezvoltă în troposfera medie, având vârfurile situate între 2000 şi 7000 de metri, în timp ce norii Stratus rămân cantonaţi în troposfera joasă, cu altitudini ale vârfurilor situate de regulă sub 1500 de metri. Înregistrarea prezentată în figura 7.36 indică prezenţa unui plafon ale cărui vârfuri ating altitudini de aproximativ 4000–7000 de metri, confirmând existenţa norilor Altostratus în condiţiile unui sistem lipsit de precipitaţii şi fără grosimea optică masivă specifică genului Nimbostratus.

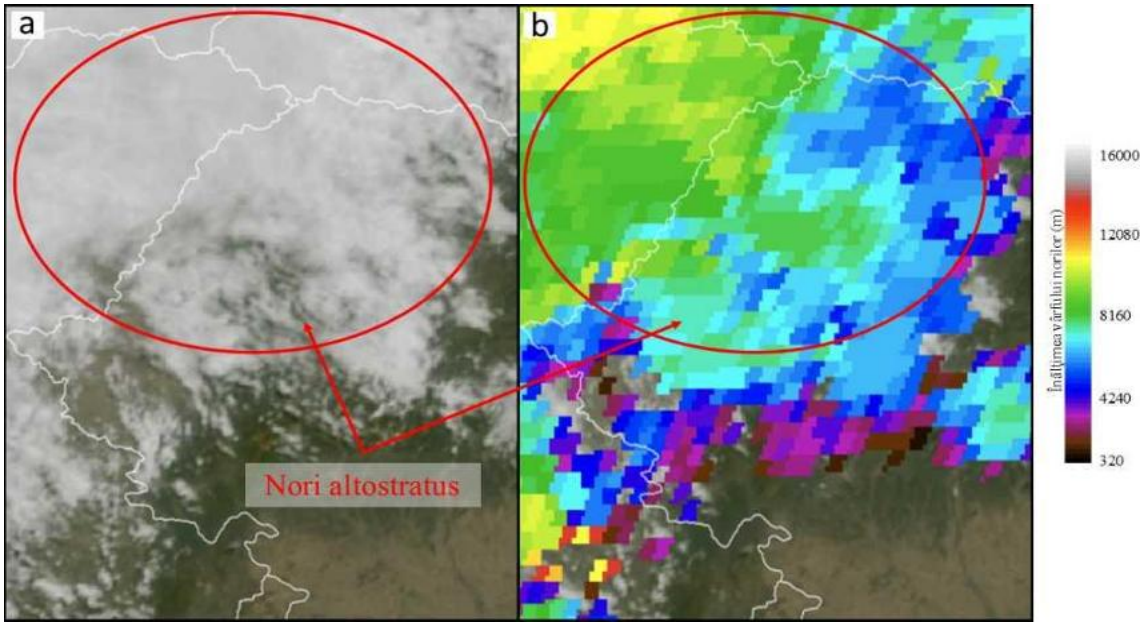


Figura 7.36. Metodologia identificării satelitane a norilor din genul Altostratus: a) aspectul structural şi reflectanţa în produsul Culori Naturale RGB (MTG); b) validarea altitudinală a nivelului mediu prin intermediul produsului de Nivel 2 Cloud Top Height (MSG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Utilizarea produselor derivate privind înălţimea vârfurilor noroase impune o evaluare riguroasă a contextului sinoptic, din cauza limitărilor fizice ale senzorilor satelitari. Platformele spaţiale înregistrează cu precădere semnalul radiativ emis de etajul cel mai înalt, ceea ce înseamnă că plafoanele de nivel jos situate dedesubtul norilor Altostratus sau Altocumulus pot rămâne nedetectate în mod separat. Din acest motiv, deşi aceste genuri de nivel mediu nu generează precipitaţii semnificative sau fenomene severe, monitorizarea lor corelată pe imagini din canale diferite este fundamentală pentru urmărirea evoluţiei sistemelor frontale, ele constituind indicatori timpurii ai apropierii unui front cald sau ai instalării unui sector prefrontal.

Genul stratus

Norii Stratus apar în imaginile din spectrul vizibil sub forma unor formaţiuni luminoase, caracterizate printr-o textură redusă şi contururi slab definite. În schimb, imaginile din spectrul infraroşu le imprimă un aspect uniform şi întunecat, context radiativ în care pot fi confundaţi cu elementele de relief din cauza temperaturilor similare, specifice etajului inferior în care evoluează (figurile 7.37a şi b). Atunci când acoperă suprafeţe restrânse, identificarea norilor Stratus şi Stratocumulus este îngreunată de limitele de rezoluţie spaţială ale senzorilor de pe sateliţii geostaţionari. Totuşi, structurile extinse, care se pot desfăşura pe sute sau mii de kilometri pătraţi, sunt detectate cu precizie prin intermediul instrumentului SEVIRI de pe platformele Meteosat. În cadrul produsului compozit Dust RGB, aceşti nori de joasă altitudine şi cu grosime optică redusă se evidenţiază clar prin nuanţe specifice de galben-verzui (figura 7.37c). Determinarea altitudinii prin produse de nivel 2 confirmă poziţionarea joasă a plafonului; pe harta înălţimii vârfurilor noroase (Cloud Top Height), aceştia sunt redaţi în nuanţe de maro, indicând altitudini cuprinse între aproximativ 900 şi 1500 de metri (figura 7.37d). În plus, produsul Cloud Phase RGB validează compoziţia microfizică a sistemului, indicând prezenţa exclusivă a picăturilor mici de apă prin intermediul culorii galbene, element care susţine încadrarea fermă a formaţiunii în genul Stratus (figura 7.37e). Monitorizarea norilor Stratus are o importanţă deosebită în prognoza meteorologică operativă, deoarece prezenţa lor atestă existenţa unui strat de aer stabil şi complet saturat în troposfera joasă. Din punct de vedere sinoptic, aceştia sunt asociaţi în mod frecvent cu fenomene de nebulozitate persistentă, ceaţă sau precipitaţii slabe sub formă de burniţă, ploaie fină şi ninsoare. Din punct de vedere dinamic, straturile de Stratus ocupă cu precădere sectoarele post-frontale ale fronturilor calde şi se dezvoltă adesea în vecinătatea sistemelor frontale staţionare.

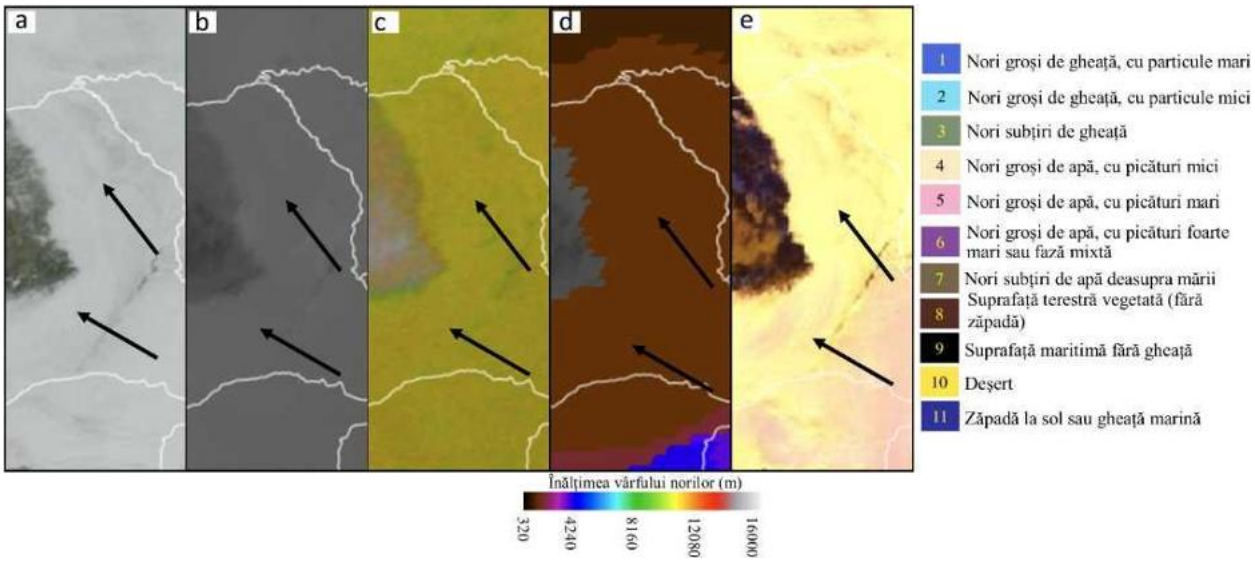


Figura 7.37. Metodologia identificării satelitane a norilor din genul Stratus (etajul inferior) din data de 12.02.2025, ora 10:00 UTC: a) aspectul texturii netede în produsul Culori Naturale RGB (MTG); b) semnătura termică în nuanţe închise de gri în canalul IR 10,8 µm (MSG); c) clasificarea microfizică în nuanţe de roz-deschis şi brun în produsul Dust RGB (MSG); d) validarea altitudinii joase în produsul Cloud Top Height (MSG); e) confirmarea fazei de apă lichidă în cadrul produsului Cloud Phase RGB (MTG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Genul Nimbostratus

Norii Nimbostratus se desfăşoară pe suprafeţe geografice extinse şi se manifestă sub forma unui strat dens, gros şi complet opac. Pe imaginile satelitare din spectrul vizibil, aceştia prezintă un aspect uniform, gri-albicios şi compact, cu margini difuze şi fără structuri reliefate evidente (figura 7.38a). Deşi pot fi confundaţi iniţial cu norii Stratus, diferenţierea lor macroscopică se realizează pe baza grosimii optice şi a parametrilor termici. Structurile de tip Stratus sunt considerabil mai subţiri, se dezvoltă la altitudini mai joase şi prezintă o nuanţă de gri deschis care reflectă o temperatură radiativă apropiată de cea a suprafeţei terestre. În schimb, norii Nimbostratus au o dezvoltare verticală mult mai mare, o temperatură radiativă scăzută şi sunt uşor de discriminat faţă de nivelul solului în imaginile din spectrul infraroşu datorită unui contrast termic pronunţat (figura 7.38b).Produsele satelitare derivate de nivel 2 oferă criterii concludente pentru identificarea şi validarea norilor Nimbostratus. Produsul derivat pentru înălţimea vârfurilor noroase (Cloud Top Height) confirmă faptul că limitele superioare ale acestor sisteme evoluează în troposfera medie şi superioară, atingând frecvent altitudini de aproximativ 7–8 km (figura 7.38d). La aceste niveluri barice, vârfurile sunt alcătuite din particule fine de gheaţă, caracteristică microfizică evidenţiată prin nuanţele de albastru deschis în cadrul produsului Cloud Phase RGB (figura 7.38c).O altă proprietate definitorie a norilor Nimbostratus este capacitatea de a genera precipitaţii continue, de intensitate medie, extinse pe areale macroscopice. Acest

comportament dinamic îi face uşor de reperat prin analiza corelată a hărţilor satelitare de Nivel 2 destinate distribuţiei şi cantităţii precipitaţiilor, produse prin tehnici combinate de scanare SEVIRI şi microunde (sau, complementar, prin reţelele radar terestre). Un exemplu reprezentativ este ilustrat în figura 7.38e, unde, la data de 16 aprilie 2025, un sistem asociat norilor Nimbostratus a generat o bandă continuă de precipitaţii extinsă pe o distanţă de aproximativ 2500 km în linie dreaptă, din nordul Africii şi până în nordul Olandei.

Această configuraţie structurală şi dinamică diferă fundamental de cea a genului Stratus, ale cărui sisteme sunt alcătuite integral din picături microscopice de apă lichefiată, au o dezvoltare verticală redusă şi rămân cantonate exclusiv în limitele troposferei inferioare.

Spre deosebire de Nimbostratus, norii Stratus nu produc precipitaţii însemnate cantitativ, fenomenele asociate limitându-se la burniţe slabe sau fulguieli izolate, trăsături fizice ce pot fi diagnosticate cu precizie prin coroborarea canalelor şi a produselor satelitare multispectrale.

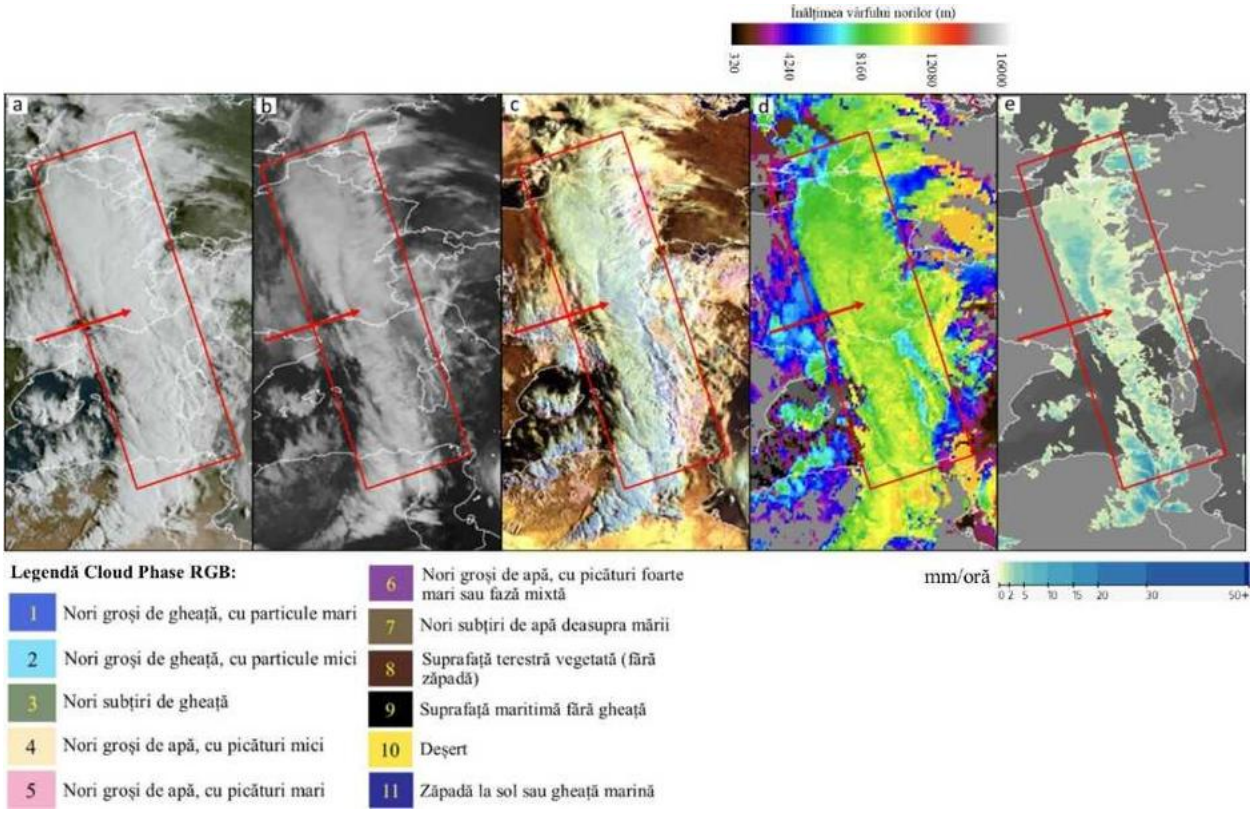


Figura 7.38. Metodologia identificării satelitane a norilor din genul Nimbostratus: a) aspectul structural şi opacitatea în produsul Culori Naturale RGB (MTG); b) semnătura termică în nuanţe deschise de gri în canalul IR 10,8 µm (MSG); c) confirmarea fazei de gheaţă la vârful norului în produsul Cloud Phase RGB (MTG); d) estimarea altitudinii vârfurilor în produsul Cloud Top Height (MSG); e) harta intensităţii precipitaţiilor determinată prin algoritmul multisenzor Blended SEVIRI / LEO MW *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Confuzii frecvente în identificarea nebulozităţii stratiforme

Nebulozitatea stratiformă poate fi adesea confundată cu ceaţa, cu solul acoperit de zăpadă sau gheaţă sau, în unele situaţii, cu fumul provenit de la incendiile de vegetaţie extinse pe suprafeţe mari. Toate aceste elemente au însă anumite caracteristici geometrice, texturale şi dinamice specifice care le deosebesc clar de norii propriu-zişi.

Ceaţa, deşi în esenţă reprezintă nori de tip Stratus formaţi la contactul direct cu solul, apare în imaginile satelitare din spectrul vizibil sub forma unui areal luminos, de culoare albă, înconjurat de suprafeţe mai întunecate ce corespund solului cu o temperatură mai ridicată. Partea superioară a stratului de ceaţă are un aspect neted şi uniform în imaginile diurne, în timp ce marginile sale par relativ bine delimitate, adaptându-se configuraţiei reliefului. Textura sa este mult mai omogenă şi mai fină comparativ cu cea a norilor stratiformi liberi. Analiza secvenţială a imaginilor arată că ceaţa rămâne ancorată de sol şi prezintă o mobilitate extrem de redusă. În regiunile montane, aceasta urmăreşte fidel reţeaua văilor şi a depresiunilor, configurându-se sub forma unor „lacuri de ceaţă" sau a unor benzi alungite de-a lungul culoarelor de vale, ceea ce permite o diferenţiere rapidă faţă de norii joşi, care nu respectă strict morfologia reliefului (figura 7.39).

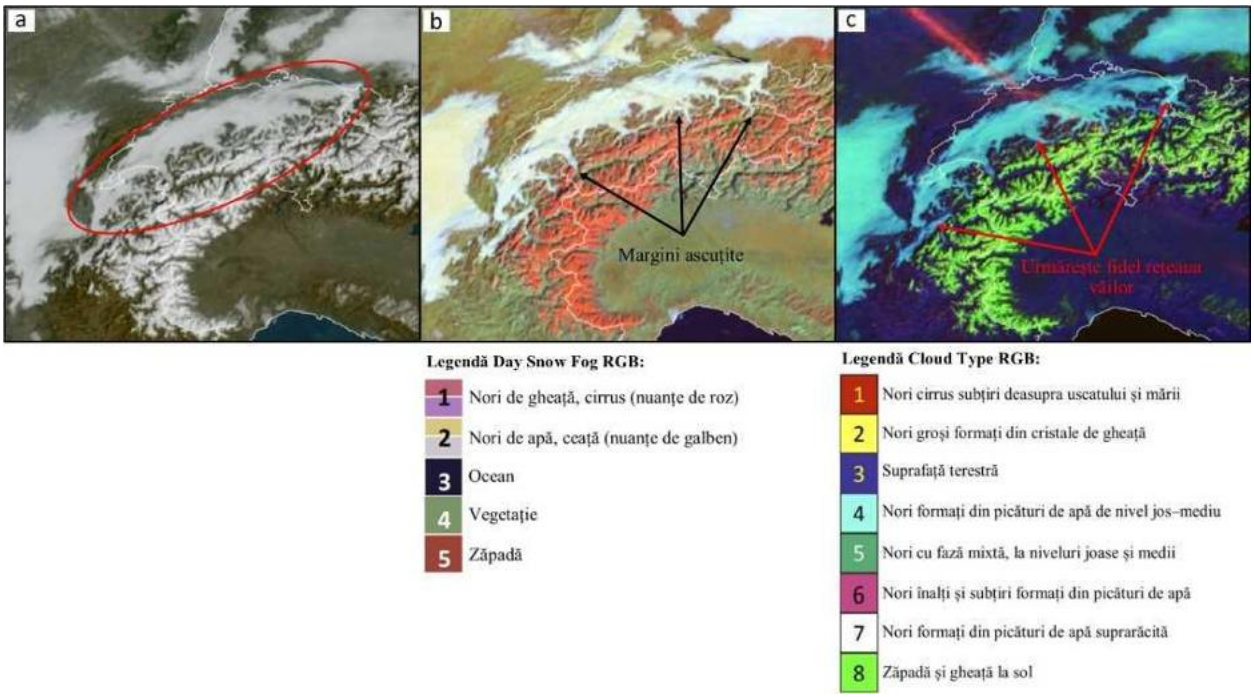


Figura 7.39. Metodologia identificării satelitane a ceţii în condiţii diurne deasupra regiunii Alpine la data de 28.12.2025, ora 09:00 UTC: a) analiza texturală comparativă între ceaţa netedă şi zăpada dendritică în produsul Culori Naturale RGB (MTG); b) separarea cromatică a ceţii (gri-galben) de stratul de zăpadă în produsul Day Snow Fog RGB (MTG); c) diferenţierea structurală a ceţii de pe văi (albastru-deschis) faţă de zăpada de pe creste (verde) în produsul Cloud Type RGB (MTG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Identificarea ceţii în condiţii diurne se bazează pe analiza canalelor spectrale din domeniul vizibil şi infraroşu apropiat, un proces detaliat pe larg în ghidurile operaţionale ale EUMETSAT (2025). În imaginea în culori naturale din figura 7.39a, realizată la ora 09:00 UTC deasupra Munţilor Alpi, diferenţierea dintre ceaţă şi vârfurile montane acoperite de zăpadă se realizează în principal pe baza texturii, unde ceaţa păstrează un aspect neted, iar zăpada reflectă neregularităţile reliefului. Pentru o separare mult mai clară, produsul satelitar Day Snow Fog RGB (figura 7.39b) evidenţiază ceaţa prin nuanţe de gri şi galben, facilitând izolarea ei de stratul adiacent de zăpadă. Un instrument diurn la fel de eficient este produsul Cloud Type RGB (figura 7.39c), în cadrul căruia ceaţa apare în tonuri deschise de albastru, mulându-se pe reţeaua de văi, în timp ce zăpada este scoasă în evidenţă prin nuanţe intense de verde.

Toate aceste produse satelitare bazate pe radiaţia solară reflectată sunt aplicabile exclusiv în condiţii diurne, deoarece în timpul nopţii semnalul din spectrul vizibil lipseşte complet. Noaptea, ceaţa este identificată cu ajutorul canalelor în infraroşul termic, în special prin canalul de 10,8 μm (figura 7.40a), metodologie descrisă şi în documentaţia tehnică EUMETrain (2024).

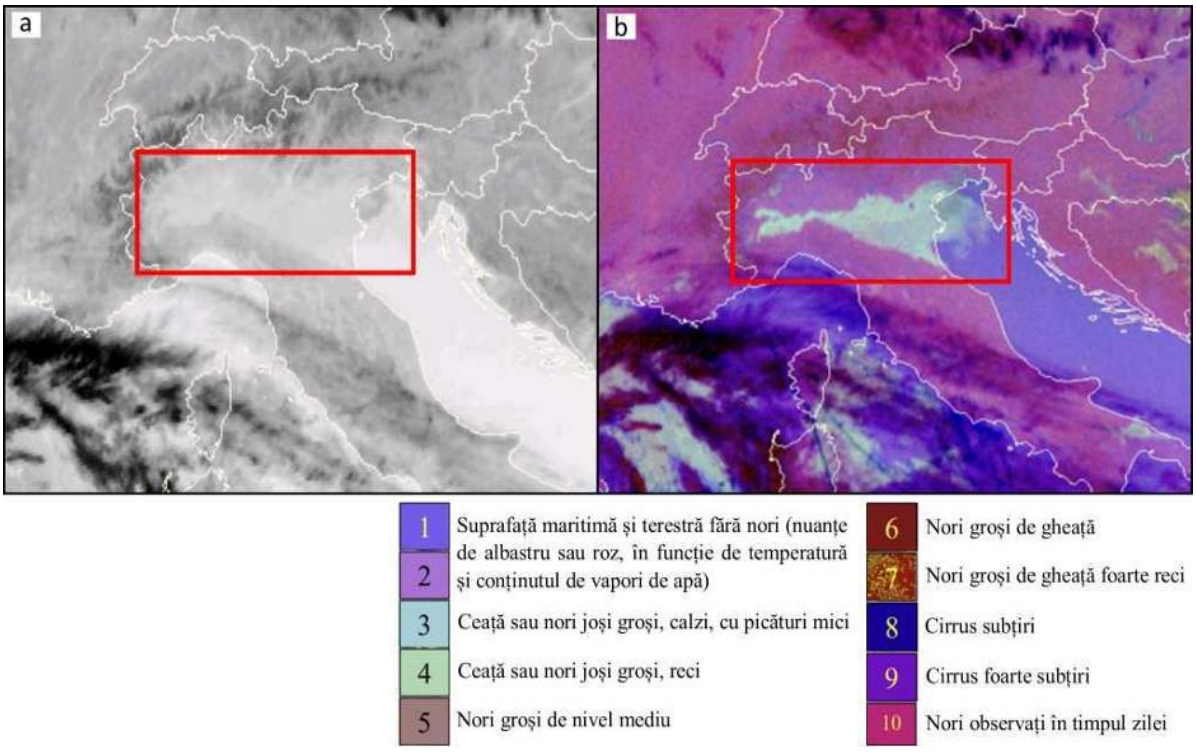
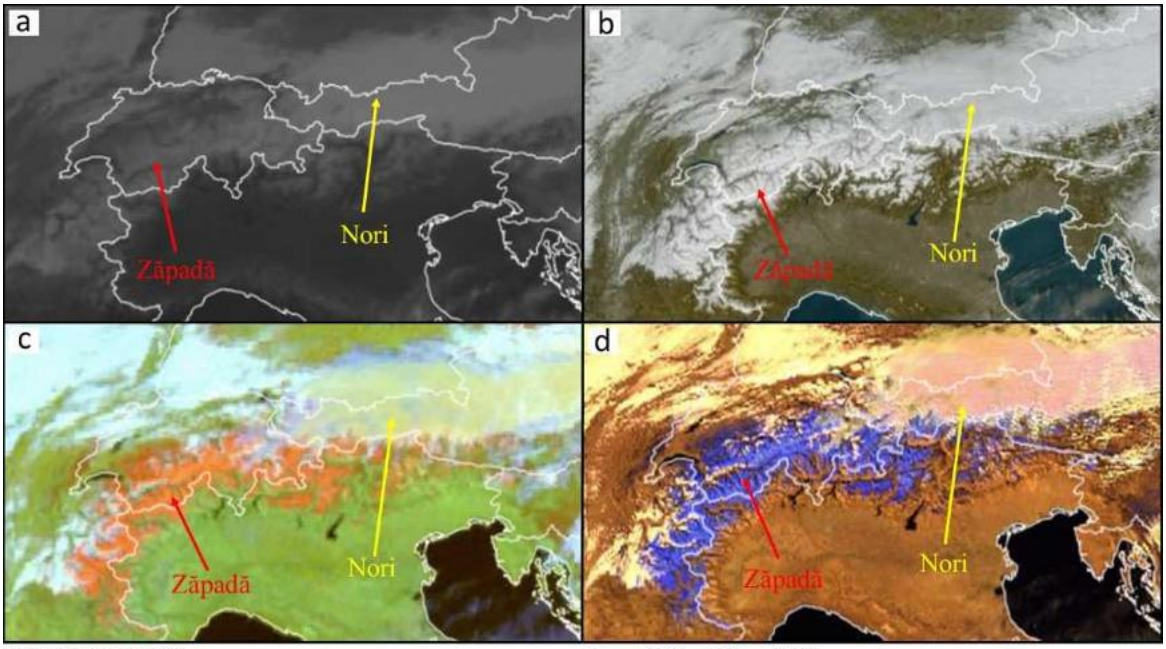


Figura 7.40. Metodologia identificării satelitane a ceţii în condiţii nocturne deasupra Văii Padului la data de 20.03.2024, ora 03:55 UTC: a) contrastul termic redus şi ambiguitatea detectării stratului de ceaţă în canalul monocromatic IR 10,8 μm (MSG); b) evidenţierea cromatică de înaltă rezoluţie a ceţii (nuanţe de turcoaz/verde deschis) prin exploatarea diferenţelor radiative în produsul Night Microphysics RGB (MSG) *(prelucrat după EUMETrain, 2024)*

În aceste imagini termice, suprafaţa terestră apare de obicei în nuanţe de gri, norii joşi formaţi din picături de apă (inclusiv ceaţa) apar mai luminoşi din cauza temperaturilor mai ridicate de la vârful lor, iar norii subţiri din cristale de gheaţă apar mai întunecaţi. Un produs nocturn deosebit de util este Night Microphysics RGB (figura 7.40b), care exploatează diferenţele dintre canalele de 10,8 μm şi 3,9 μm. În această reprezentare, aşa cum evidenţiază Kerkmann et al. (2006), ceaţa şi norii joşi din picături mici de apă apar în nuanţe deschise de albastru sau turcoaz, datorită diferenţei caracteristice de temperatură de strălucire dintre cele două benzi spectrale.



Legendă Snow RGB:

- 1a Nori groşi de apă, cu picături mici (nuanţe aproape albe)
- 1b Nori groşi de apă, cu picături mari sau fază mixtă
- 2a Nori groşi de gheaţă, cu cristale mici în partea superioară
- 2b Nori groşi de gheaţă, cu cristale mari în partea superioară
- 3 Nori subţiri de gheaţă deasupra mării
- 4 Zăpadă la sol
- 5 Suprafaţă terestră fără nori (condiţii de iarnă)
- 6 Gheaţă marină fără strat de zăpadă
- 7 Oceane, mări şi lacuri

Legendă Cloud Phase RGB:

- 1 Nori groşi de gheaţă, cu particule mari
- 2 Nori groşi de gheaţă, cu particule mici
- 3 Nori subţiri de gheaţă
- 4 Nori groşi de apă, cu picături mici
- 5 Nori groşi de apă, cu picături mari
- 6 Nori groşi de apă, cu picături foarte mari sau fază mixtă
- 7 Nori subţiri de apă deasupra mării
- 8 Suprafaţă terestră vegetată (fără zăpadă)
- 9 Suprafaţă maritimă fără gheaţă
- 10 Deşert
- 11 Zăpadă la sol sau gheaţă marină

Figura 7.41. Metodologia identificării satelitane a zăpezii şi a gheţii la sol din data de 12.01.2025, ora 13:00 UTC: a) absenţa contrastului termic în canalul monocromatic IR 10,8 μm (MSG); b) aspectul strălucitor şi textura dendritică în zonele de relief în produsul RGB (MTG); c) diferenţierea cromatică în nuanţe de portocaliu în produsul Snow RGB (MSG); d) reprezentarea spectrală în nuanţe de albastru în cadrul produsului Cloud Phase RGB (MTG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Zăpada şi gheaţa la sol au, la fel ca ceaţa, un aspect uniform şi întins, rămânând fixe pe suprafaţa terestră, ceea ce le diferenţiază instantaneu de dinamica formaţiunilor noroase. Canalele în infraroşu termic singure nu sunt utile pentru detectarea zăpezii sau a gheţii la sol, având în vedere că stratul de zăpadă, norii şi solul înconjurător pot avea temperaturi foarte similare în timpul iernii (figura 7.41a). În schimb, în spectrul vizibil, zăpada apare ca o suprafaţă albă extrem de strălucitoare datorită reflectanţei sale ridicate la lumina solară, prin contrast cu nuanţele mai cenuşii ale norilor joşi de iarnă (figura 7.41b). Textura zăpezii din imaginile vizibile este în general omogenă, iar în regiunile montane, alternanţa cu vegetaţia forestieră şi văile umbrite generează un aspect ramificat, dendritic, ce urmăreşte formele de relief. În cadrul unor produse compozite specifice, cum este Snow RGB (figura 7.41c), zăpada şi gheaţa apar în nuanţe de culoare portocalie, în timp ce în produsul Cloud Phase RGB (figura 7.41d) acestea sunt reprezentate prin nuanţe distincte de albastru, în funcţie de reţeta spectrală utilizată.

În ceea ce priveşte incendiile de vegetaţie, focarele active sunt rareori observate în mod direct în imaginile din spectrul vizibil, însă fumul generat este uşor detectabil sub forma unor dungi sau pânze de culoare gri-albicioasă. Faţă de nori, fumul are o strălucire mult mai redusă, o dispunere alungită şi porneşte întotdeauna dintr-o sursă punctuală fixă (focarul), extinzându-se pe distanţe de zeci sau sute de kilometri în direcţia vântului dominant (figura 7.42a).

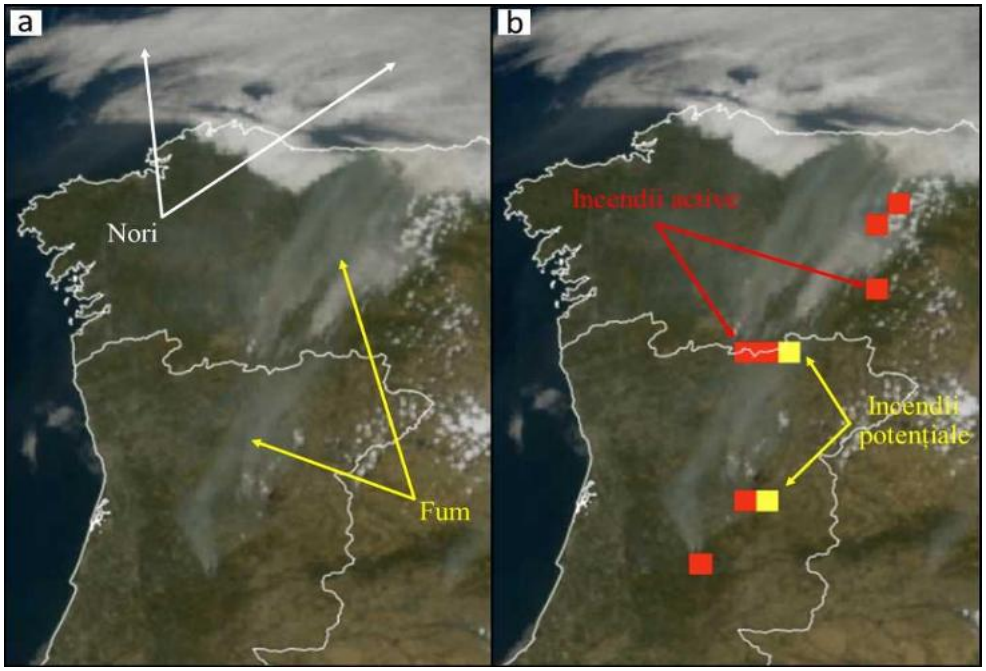


Figura 7.42. Metodologia monitorizării satelitane a incendiilor de vegetaţie: a) detecţia structurală diurnă a panajului de fum gri-albicios orientat pe direcţia vântului dominant în produsul RGB (MTG); b) localizarea automată digitală a punctelor fierbinţi active prin intermediul algoritmului termic de nivel 2 Active Fire Monitoring (MSG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

În canalele infraroşii termice standard, fumul este aproape transparent şi devine invizibil, deoarece particulele fine nu blochează emisia termică a solului. Din acest motiv, conform studiilor fundamentale realizate de Schmetz et al. (2002), produsele satelitare moderne de monitorizare a incendiilor, cum este Active Fire Monitoring (figura 7.42b), utilizează sensibilitatea ridicată a canalului infraroşu mediu de 3,9 μm, bandă spectrală ideală pentru detectarea punctelor fierbinţi şi a anomaliilor termice de la suprafaţa solului.

Nebulozitatea cumuliformă

Genul cumulus

Norii din genul Cumulus sunt uşor de identificat în imaginile satelitare din spectrul vizibil (VIS), unde se prezintă sub formă de câmpuri punctate de formaţiuni noroase de dimensiuni reduse, fără a genera pături întinse, deşi uneori pot apărea fuzionaţi, păstrând însă o structură celulară distinctă. Aceşti nori sunt vizibili cu precădere pe timpul zilei şi deasupra arealelor continentale, reflectând dinamica ciclului diurn al convecţiei termice. În condiţii de instabilitate atmosferică accentuată, unii dintre aceşti nori pot înregistra o dezvoltare verticală rapidă, devenind mult mai strălucitori şi formând cumuluşi dezvoltaţi (*Cumulus congestus*), un indicator clasic al tranziţiei către stadiul de *Cumulonimbus*. Totuşi, în funcţie de rezoluţia spaţială a senzorului utilizat, norii cumuliformi de dimensiuni foarte mici pot să nu fie detectaţi direct, generând fenomenul cunoscut sub numele de nebulozitate subpixel. Pe măsură ce aceştia se dezvoltă pe verticală, reflectanţa lor în spectrul vizibil creşte semnificativ, determinând un aspect mai alb şi mai strălucitor, în timp ce în canalele infraroşii (IR) termice, dezvoltarea poate fi recunoscută prin scăderea treptată a temperaturii vârfurilor, indicând ascensiunea la altitudini mai mari. Observarea acestor caracteristici în secvenţe temporale animate permite monitorizarea eficientă a evoluţiei convective şi anticiparea timpurie a furtunilor.

Canalele vizibile de înaltă rezoluţie, cu detalii de 1 km sau chiar mai fine, cum sunt cele furnizate de noua generaţie Meteosat Third Generation (MTG), reprezintă cele mai potrivite instrumente pentru identificarea norilor Cumulus, în special a speciilor de dimensiuni mici şi dispersate, precum *Cumulus humilis* şi *Cumulus mediocris* (figura 7.43a). În schimb, canalul infraroşu termic singular este ineficient pentru detectarea acestor nori joşi, deoarece temperatura de la vârful lor este adesea foarte apropiată de cea a suprafeţei terestre subiacente, făcându-i extrem de greu de separat de fundalul termic (figura 7.43b). Un instrument optimizat pentru identificarea lor este cel care sintetizează grosimea optică, înălţimea şi faza microfizică a norilor într-o singură reprezentare, cum este produsul Cloud Type RGB derivat din datele senzorului MTG-I (figura 7.43d). În cadrul

acestei compoziţii, conform ghidurilor practice ale EUMETSAT (2025), cumulușii apar ca celule mici, izolate, redate în nuanţe de albastru, semnal ce indică nori de nivel scăzut până la mediu, alcătuiţi exclusiv din picături de apă. Prezenţa norilor din genul Cumulus, în special a speciilor *humilis* şi *mediocris*, este confirmată şi de produsele derivate de nivel 2 care indică înălţimea vârfului norilor (Cloud Top Height - CTH), aşa cum se observă în figura 7.43c, unde majoritatea celulelor sunt reprezentate în nuanţe de maro, confirmând localizarea vârfurilor la altitudini mai mici de 1500 m.

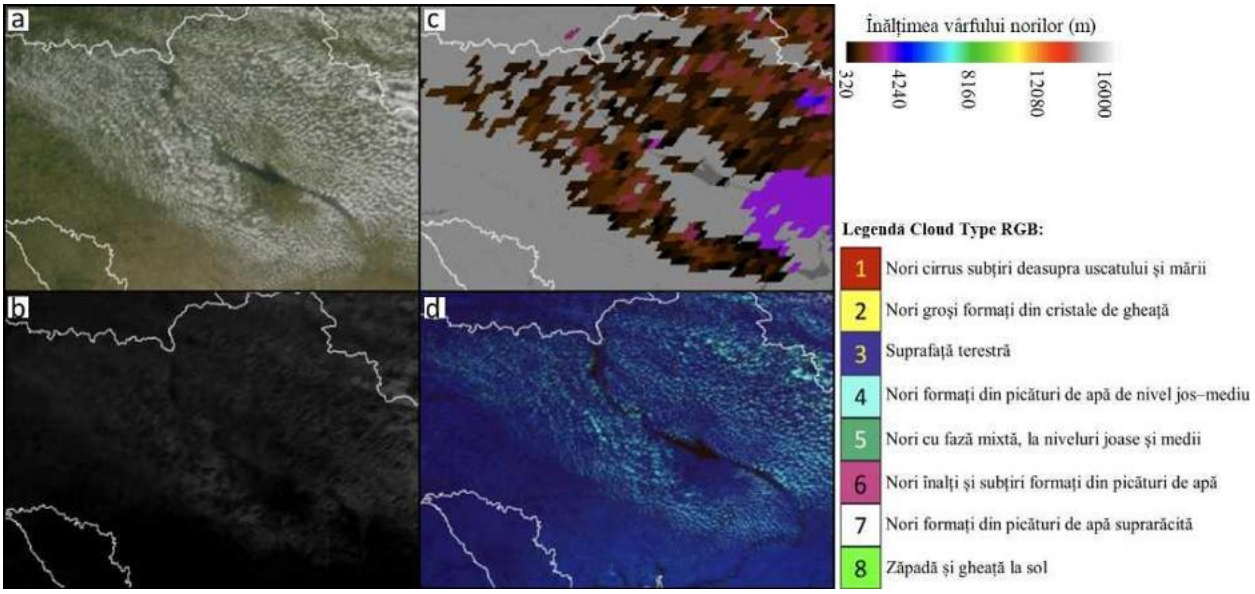


Figura 7.43. Metodologia identificării satelitane a norilor din genul Cumulus la data de 14.08.2025, ora 12:00 UTC: a) evidenţierea câmpurilor punctate cu structură celulară în produsul RGB (MTG); b) contrastul termic minim în canalul monocromatic IR 10,8 μm (MSG); c) validarea altitudinii joase (sub 1500 m) în produsul de Nivel 2 Cloud Top Height (MSG); d) clasificarea microfizică în nuanţe de albastru în cadrul produsului Cloud Type RGB (MTG-I) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Genul Cumulonimbus

Norii Cumulonimbus constituie elemente radiative distinctive în toate imaginile satelitare, fiind de o importanţă critică pentru urmărirea sistemelor convective severe şi emiterea alertelor de vreme severă imediată (*nowcasting*). Datorită proprietăţilor geometrice şi microfizice specifice, aceşti nori pot fi recunoscuţi cu uşurinţă pe aproape întreaga plajă de lungimi de undă utilizate în meteorologia satelitară, evidenţiindu-se prin grosime optică remarcabilă, dezvoltare verticală masivă, structură bine definită şi o reflectivitate extrem de ridicată în partea superioară, determinată de prezenţa cristalelor de gheaţă. În imaginile din spectrul vizibil, norii Cumulonimbus prezintă o semnătură de un alb intens, cu margini clar delimitate, care îi diferenţiază net de nebulozitatea stratiformă din jur. Partea superioară a acestora capătă adesea o formă caracteristică de „nicovală" (*Cumulonimbus capillatus incus*), ca urmare a divergenţei masei noroase în

proximitatea tropopauzei, unde dezvoltarea ascensională stabilă este limitată termic. În spectrul infraroşu, Cumulonimbus se remarcă prin temperaturi extrem de scăzute la nivelul vârfurilor, corespunzătoare altitudinilor mari la care ajung, fapt ce le conferă un aspect eliptic compact şi o culoare de un alb strălucitor, în contrast puternic cu tonurile de gri ale norilor joşi învecinaţi. În apropierea nucleului convectiv, structura verticală este densă, cu o textură omogenă, în timp ce arealele periferice prezintă un aspect fin şi fibros, determinat de prezenţa norilor cirriformi generaţi prin disiparea nicovalei.

Identificarea structurală şi microfizică a acestor sisteme este evidenţiată în detaliu prin intermediul suitei de produse satelitare complementare din figura 7.44.

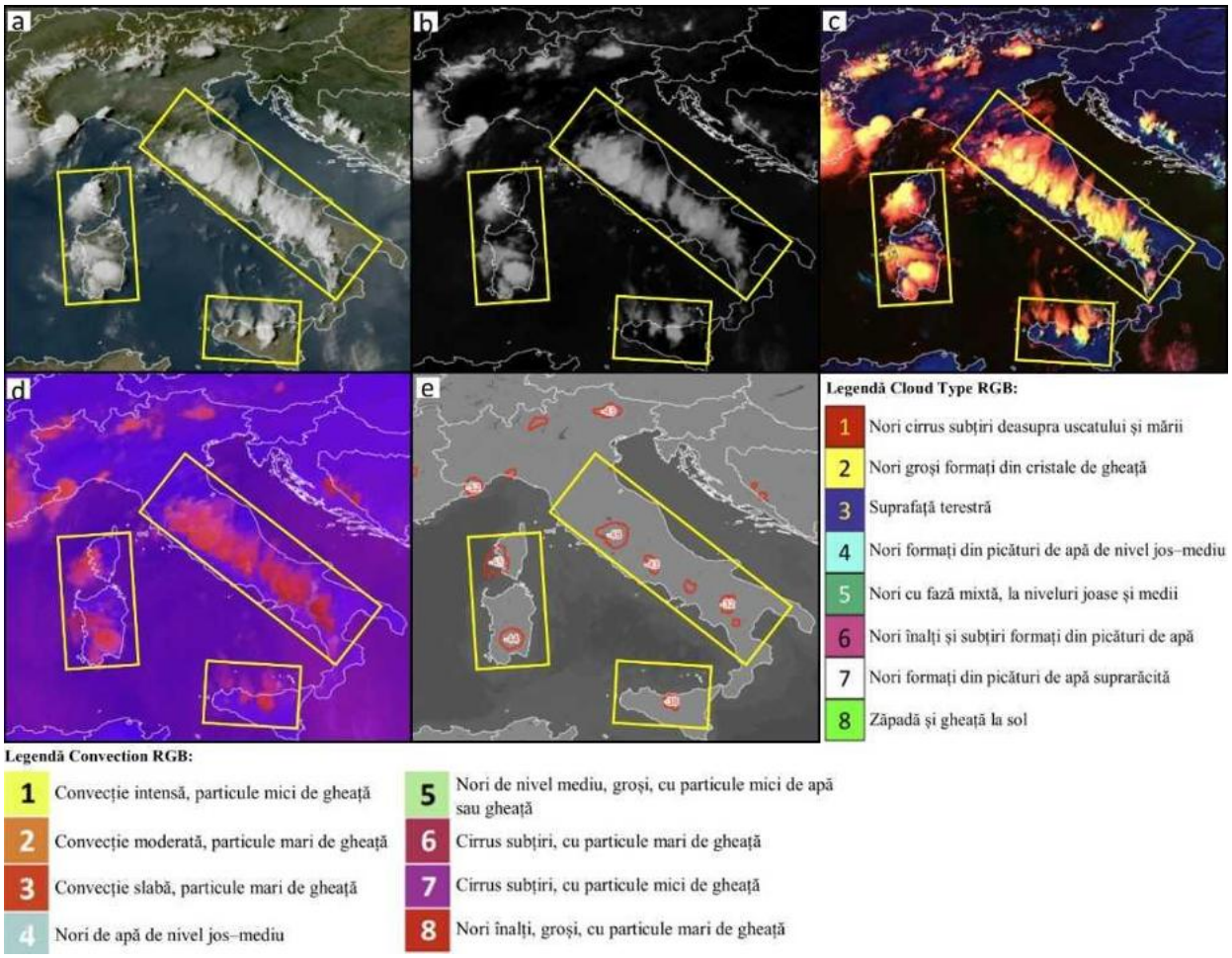


Figura 7.44. Metodologia identificării structurale şi microfizice a norilor din genul Cumulonimbus prin intermediul produselor MSG şi MTG: a) reflectanţa şi morfologia nicovalei în spectrul vizibil (RGB – MTG); b) semnătura termică în nuanţe de alb intens în canalul IR 10,8 µm (MSG); c) clasificarea fazei norului (galben-dens/roşu-nicovală) în produsul Cloud Type RGB (MTG-I); d) detectarea curenţilor ascendenţi puternici (galben-portocaliu) în produsul Convection RGB (MSG); e) izolarea digitală automată a celulei în produsul Rapidly Developing Thunderstorms (RDT – MSG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

În imaginea în culori naturale din figura 7.44a, sistemul se individualizează printr-o masă noroasă de un alb mat şi strălucitor, a cărei nicovală extinsă indică un albedou pronunţat al cristalelor de gheaţă superioare. În canalul infraroşu termic singular din figura 7.44b, norul este identificat prin contrast termic direct cu solul, unde nuanţele de alb intens confirmă temperaturi extrem de scăzute la nivelul vârfului noros. Clasificarea microfizică de nivel 2 din produsul Cloud Type RGB (figura 7.44c) redă corpul principal şi dens al cumulonimbusului în nuanţe de galben aprins, marcând un nor gros cu vârf îngheţat, în timp ce marginile fine ale nicovalei sunt redate în roşu. Pentru evaluarea severităţii, produsul Convection RGB din figura 7.44d izolează nucleele cu curenţi ascendenţi violenţi în tonuri stridente de galben sau portocaliu (particule fine de gheaţă proaspătă), în timp ce nuanţele înconjurătoare de roşu indică zonele mature sau aflate în faza de disipare. În final, figura 7.44e prezintă masca digitală Rapidly Developing Thunderstorms (RDT), în cadrul căreia celula convectivă activă este izolată automat şi monitorizată prin algoritmi numerici pe baza semnăturii sale radiative.

Monitorizarea operaţională şi urmărirea în timp real a acestor sisteme de furtună pentru aplicaţiile de prognoză imediată sunt ilustrate separat în cadrul studiului de caz din figura 7.45. Componenta diurnă în spectrul vizibil din figura 7.45a oferă detalii morfologice de înaltă rezoluţie, evidenţiind delimitarea netă a marginilor celulelor în plină expansiune şi umbrele lăsate de topografia impunătoare a norului pe suprafaţa terestră.

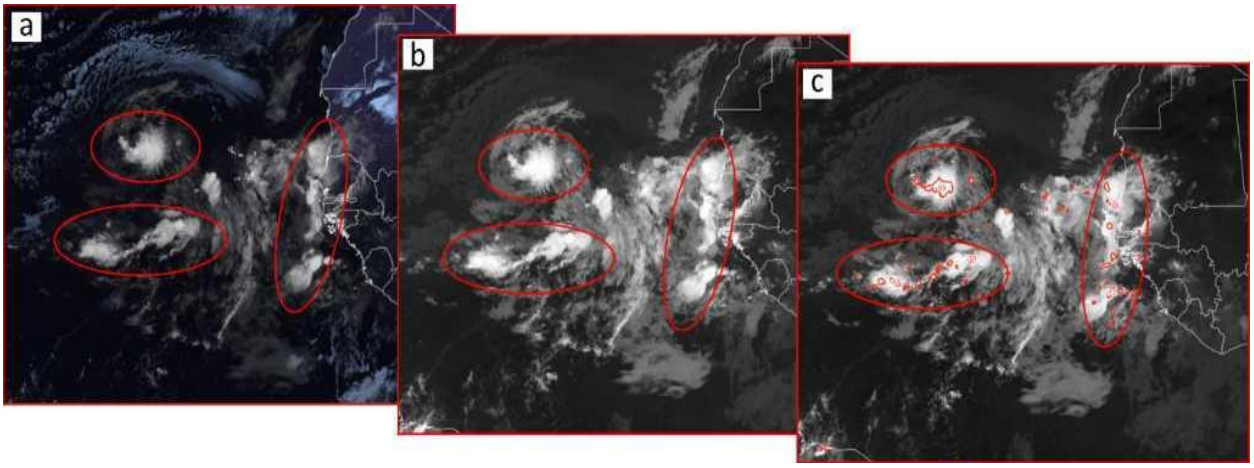


Figura 7.45. Monitorizarea şi urmărirea sistemelor convective cu dezvoltare rapidă prin intermediul produselor satelitare MSG şi MTG: a) detalii morfologice şi texturale în spectrul vizibil (VIS); b) cartografierea temperaturilor de strălucire la vârful norilor în spectrul infraroşu (IR); c) poligoanele de delimitare şi vectorii dinamici generaţi automat în timp real de produsul RDT de Nivel 2 pentru aplicaţii de nowcasting *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Imaginea corelată în banda infraroşu din figura 7.45b cartografiază direct câmpul termic al sistemului, unde zonele centrale de un alb imaculat corespund celor mai reci

vârfuri noroase (adesea sub -50°C), indicând intensitatea mişcărilor convective ascendente. Sinteza numerică şi algoritmică a acestor date brute este realizată prin produsul RDT de nivel 2 din figura 7.45c, dezvoltat în cadrul programului NWP SAF al EUMETSAT (2024). Acest algoritm izolează celula de furtună, îi trasează o frontieră geometrică precisă şi generează atribute vectoriale cheie privind poziţia exactă a centrului convectiv, direcţia de deplasare şi tendinţa evolutivă a ariei, unde delimitarea clară a arealelor cu temperaturi sub -40°C serveşte la emiterea automată a alertelor de nowcasting pentru fenomene convective severe.

Analiza evolutivă a acestor semnături în produsul Convection RGB oferă informaţii suplimentare despre fazele de dezvoltare, extinderea spaţială şi intensificarea sistemelor convective, aspecte ilustrate în detaliu în figurile 7.46 şi 7.47. Monitorizarea secvenţială pe parcursul unor intervale scurte, de ordinul a 45 de minute, permite detectarea timpurie a celulelor convective prin expansiunea arealelor galbene, reflectând transportul rapid al microparticulelor de gheaţă către straturile superioare de către curenţii ascendenţi (Kerkmann et al., 2006).

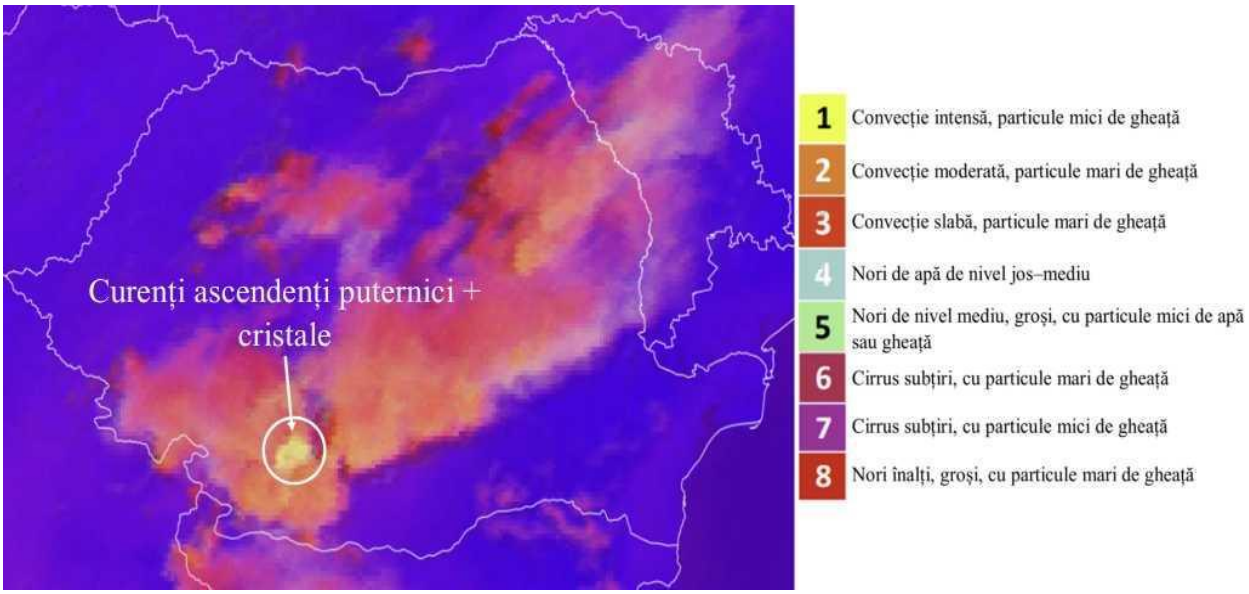


Figura 7.46. Identificarea unei celule convective severe prin intermediul produsului compozit Convection RGB, evidenţiind semnătura galbenă specifică de la vârful norului, generată de prezenţa cristalelor fine de gheaţă şi a curenţilor ascendenţi extrem de puternici *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

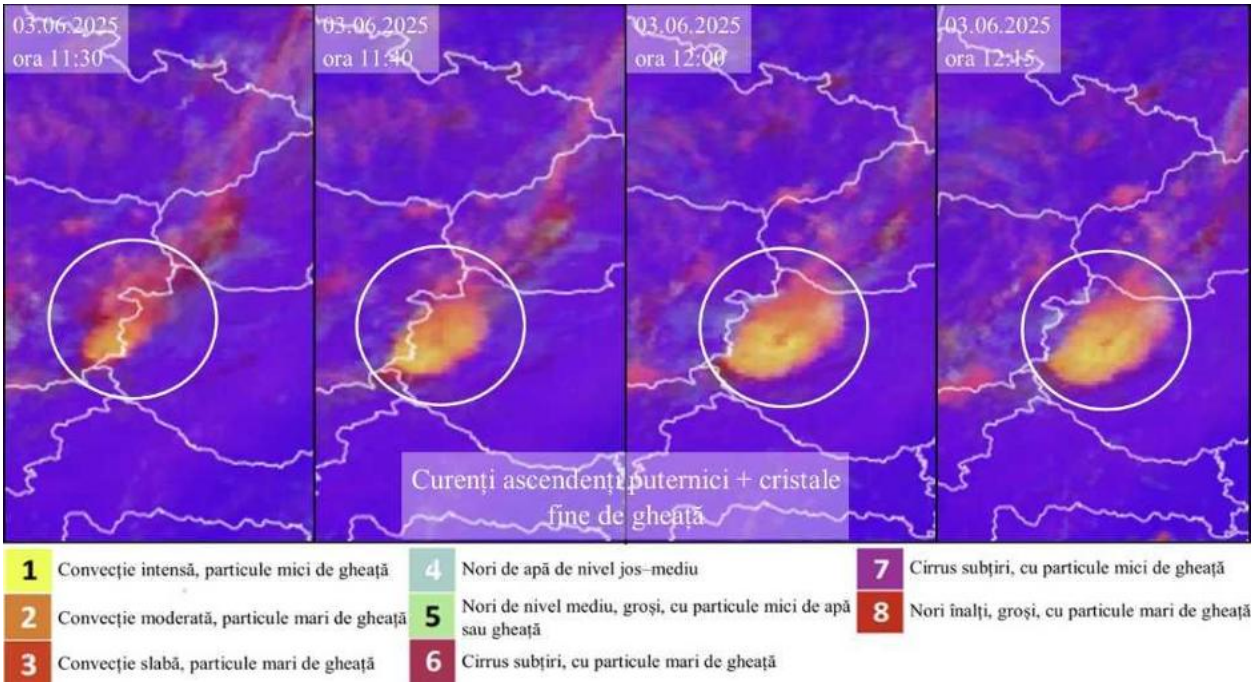


Figura 7.47. Evoluția temporală secvențială a unui sistem convectiv pe parcursul a 45 de minute în cadrul produsului Convection RGB, evidențiind expansiunea semnăturii galbene specifice cristalelor fine de gheață și intensificarea curenților ascendenți, indicatori ai unei furtuni în formare *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

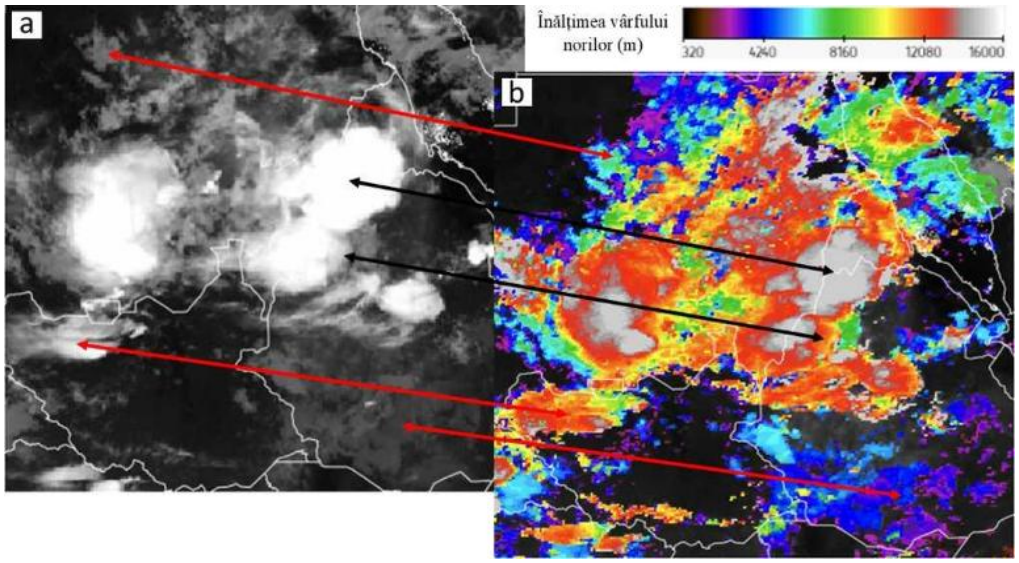


Figura 7.48. Corelația dintre semnătura termică radiometrică și determinarea cantitativă a topografiei noroase: a) distribuția temperaturilor de strălucire în canalul infraroșu termic IR 10,8 μm (MSG); b) harta înălțimilor absolute ale vârfurilor noroase exprimată în kilometri prin produsul de Nivel 2 Cloud Top Height (MSG) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Dezvoltarea extremă a norilor Cumulonimbus poate fi analizată cantitativ și prin intermediul produsului Cloud Top Height (CTH), deoarece acești nori depășesc frecvent altitudini de 10–12 km, atingând adesea nivelul tropopauzei. În reprezentarea grafică a

acestui produs de nivel 2 (figura 7.48b), corelat direct cu interpretarea vizuală a imaginilor clasice în infraroşu (figura 7.48a), înălţimile de 12 km sunt cartografiate în nuanţe de roşu, în timp ce vârfurile cele mai reci şi mai înalte, care depăşesc 14 km, sunt evidenţiate în tonuri speciale de gri şi alb.

Semnături radiative de o magnitudine similară apar şi în cazul ciclonilor tropicali majori sau al uraganelor, sisteme de mari dimensiuni structurate dintr-un ansamblu de celule convective de tip Cumulonimbus organizate în benzi spiralate în jurul unui centru baric minim denumit „ochiul uraganului". Aceşti nori prezintă o dezvoltare verticală masivă până aproape de tropopauză şi sunt acoperiţi în partea superioară de nicovale gigantice şi extinse de nori Cirrus. Spre deosebire de furtunile convective izolate, uraganele reprezintă structuri stabile ce pot persista mai multe zile, alimentându-se continuu cu energie din fluxul de căldură furnizat de suprafaţa caldă a oceanelor. În imaginile satelitare, aşa cum se observă în cazul studiului de caz pentru uraganul de categoria 1 Erin (figura 7.49), acestea se individualizează clar prin morfologia spiralată, mişcarea caracteristică de rotaţie în sens invers acelor de ceasornic în emisfera nordică, temperaturile extrem de scăzute ale vârfurilor noroase şi prezenţa unor curenţi ascendenţi puternici vizibili prin intermediul produselor Convection RGB şi Cloud Type RGB.

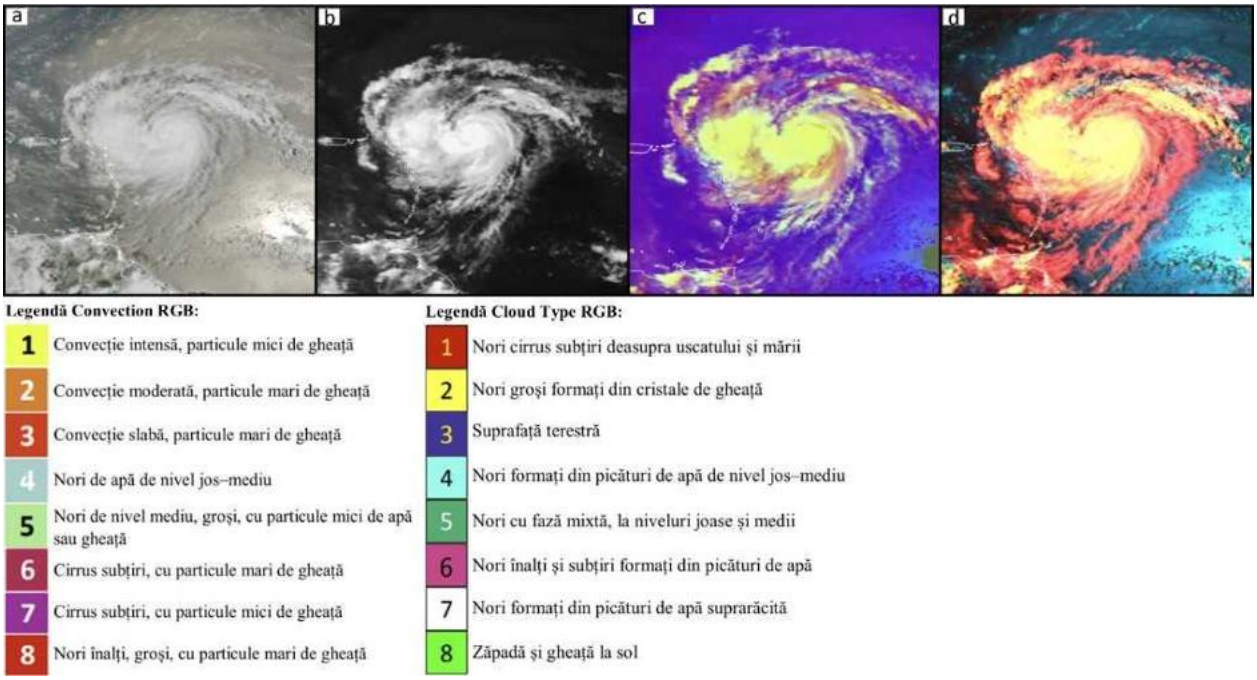


Figura 7.49. Structura spectrală şi morfologia baroclină a uraganului de categoria 1 Erin în Atlanticul de Nord-Vest la data de 15.08.2025, ora 19:00 UTC: a) organizarea benzilor spiralate în produsul RGB (MTG); b) câmpul termic al vârfurilor convective în canalul IR 10,8 μm (MSG); c) localizarea nucleelor convective violente (galben-portocaliu) în produsul Convection RGB (MSG); d) clasificarea microfizică a fazei norilor în cadrul produsului Cloud Type RGB (MTG-I) *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

7.2.3.2. Identificarea şi caracterizarea fronturilor atmosferice în imaginile satelitare

În analiza meteorologică operaţională, interpretarea imaginilor satelitane depăşeşte simpla identificare a genurilor de nori izolaţi, concentrându-se pe analiza morfologiei globale şi a modului de organizare spaţială a structurilor noroase. Aceste macro-configuraţii geometrice oferă indicii fundamentale privind procesele dinamice şi termodinamice care guvernează troposfera, constituind pilonul central în detectarea sistemelor frontale active, a ciclonilor extratropicali şi a altor fenomene mezoscalare cu impact major în activitatea de prognoză a vremii şi de nowcasting.

Printre cele mai proeminente şi clar definite structuri barocline observate prin teledetecţie se numără cele asociate direct fronturilor atmosferice. În imaginile satelitane, indiferent de lungimea de undă utilizată, zonele de discontinuitate dintre masele de aer cu proprietăţi termice diferite se individualizează cu o relativă uşurinţă. Semnătura radiativă tipică a acestor sisteme frontale se manifestă sub forma unor benzi noroase masive, compacte şi puternic alungite, care se pot extinde pe mii de kilometri, sau sub forma unor linii înguste de celule convective de tip aversă. Aceste configuraţii de scară sinoptică devin extrem de evidente prin analiza combinată a canalelor din spectrul vizibil (VIS), utile pentru determinarea grosimii optice şi a texturii diurne, şi a celor din infraroşul termic (IR), esenţiale pentru estimarea altitudinii vârfurilor noroase atât în regim diurn, cât şi nocturn.

Fronturile calde

Fronturile calde apar la contactul dintre o masă de aer cald care avansează şi o masă de aer rece care se retrage. Aerul cald urcă lent peste aerul rece, mai dens, ceea ce favorizează condensarea şi formarea treptată a norilor stratiformi. Aceste fronturi sunt asociate de obicei cu precipitaţii uniforme şi de durată, scăderea treptată a presiunii atmosferice, creşterea temperaturii şi a umidităţii, precum şi schimbări graduale ale direcţiei vântului. Fenomenele severe apar rar, deoarece activitatea convectivă este, în general, redusă (Ahrens & Henson, 2020).

În imaginile preluate în spectrul infraroşu, fronturile calde se disting printr-o bandă largă de nori cu vârfuri reci, afişată în culori de alb luminos, care de obicei se intensifică spre marginea frontală a norilor stratiformi, reflectând prezenţa unor nori groşi, înalţi, formaţi din cristale de gheaţă la partea superioară (Nimbostratus) (figura 7.50a). În imaginile care prezintă vaporii de apă, frontul cald are o semnătură luminoasă continuă, indicând un conţinut ridicat de vapori de apă în troposfera superioară, adesea delimitată la marginea frontală printr-un gradient abrupt, cu o tranziţie rapidă de la tonuri deschise la tonuri închise, ceea ce semnalează prezenţa aerului uscat în faţa şi spatele frontului (figura 50b).

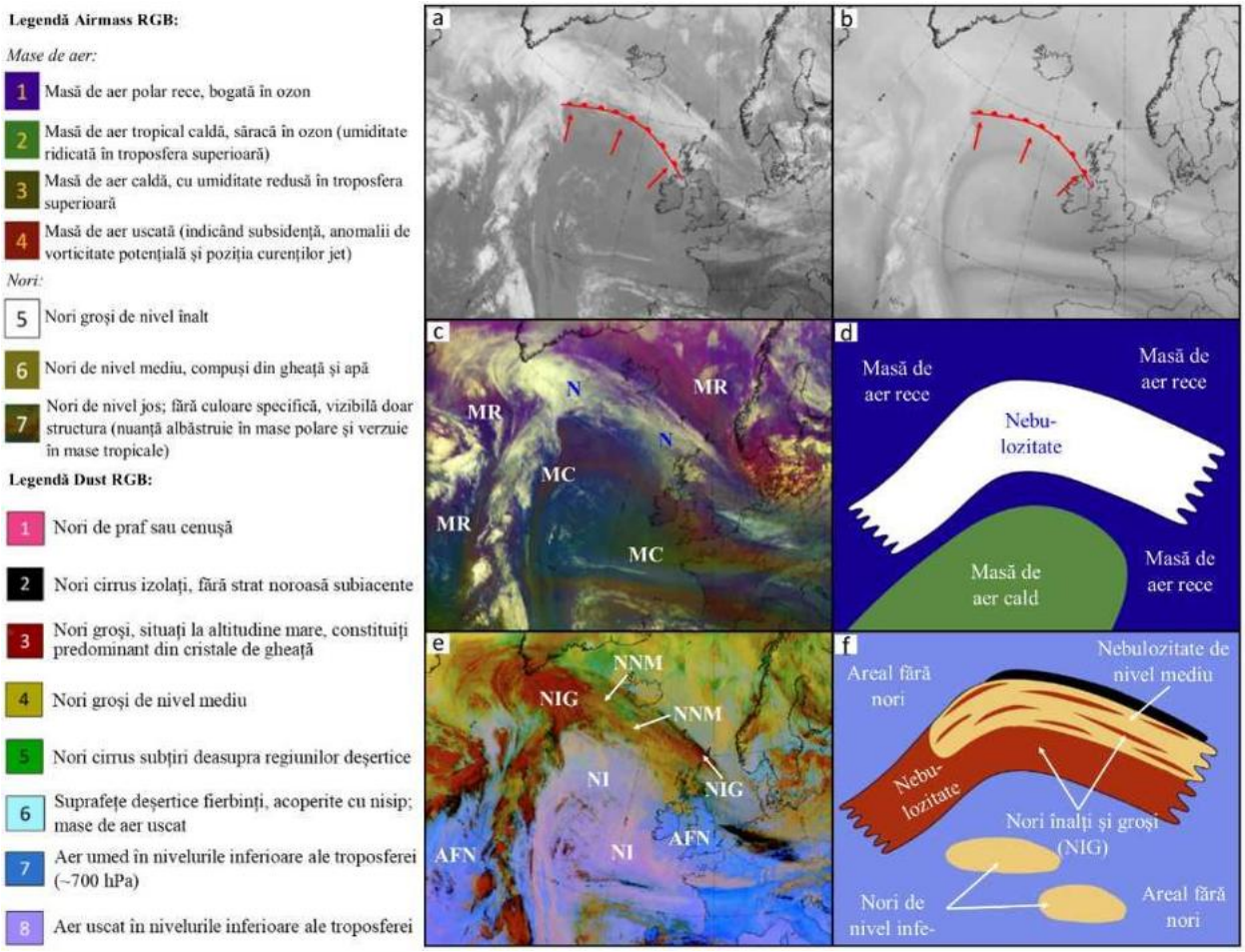


Figura 7.50. Sistem frontal cald activ între sudul Groenlandei şi nordul Scoţiei, înregistrat la data de 17 septembrie 2019, ora 12:00 UTC: a) Structura benzii noroase în spectrul infraroşu (IR); b) Semnătura umidităţii în canalul de vapori de apă (WV); c) Maparea maselor de aer în produsul Airmass RGB; d) Schema conceptuală a frontului cald în Airmass RGB; e) Clasificarea microfizică a norilor în produsul Dust RGB; f) Schema conceptuală a structurilor noroase în Dust RGB *(prelucrat după EUMETrain şi EUMETSAT Product Viewer)*

Pentru o diagnosticare avansată a contextului sinoptic, produsul compozit de nivel 2 Airmass RGB permite identificarea precisă a fronturilor calde prin evidenţierea caracteristicilor termice şi de umiditate ale maselor de aer aflate în interacţiune. În această reprezentare multispectrală, frontul se individualizează ca o bandă noroasă distinctă, interpusă între mase de aer cu semnături coloristice diferite. În sectorul din faţa frontului cald, masa de aer este redată în nuanţe de albastru, violet şi roşu, configurând prezenţa unui aer polar mai rece sau a unor intruziuni de aer foarte uscat din stratosferă. În schimb, în spatele liniei frontale, caracteristicile masei de aer reflectă pătrunderea sectorului cald, având o semnătură predominant verzuie ce indică un aer tropical mai cald şi mai umed localizat în troposfera superioară.

Un aport deosebit în analiza microfizică a structurii noroase îl aduce produsul Dust RGB, în cadrul căruia banda principală a frontului cald apare în nuanţe de roşu închis sau brun-roşcat, semnalând prezenţa norilor groşi cu vârfuri reci de gheaţă. În avansul frontului propriu-zis, se dezvoltă pânze noroase premergătoare redate în nuanţe de galben, specifice norilor de etaj mediu precum Altostratus şi Altocumulus. La spatele sistemului frontal, în sectorul cald de la sol, se dezvoltă nori de etaj inferior formaţi din picături de apă, cum sunt speciile Stratus şi Stratocumulus, care îmbracă nuanţe de la brun-roşcat până la roz deschis. Arealele înconjurătoare redate în tonuri de albastru indică zone cu aer relativ uscat şi complet lipsite de nebulozitate, oferind o imagine de ansamblu asupra limitelor spaţiale ale sistemului sinoptic.

Fronturile reci

Fronturile reci reprezintă suprafeţe de separaţie baroclină care apar atunci când o masă de aer rece avansează, împingând şi înlocuind o masă de aer cald preexistentă. În funcţie de dinamica mişcărilor verticale din proximitatea zonei de discontinuitate, fronturile reci se clasifică în două tipuri dinamice principale: anafronturi şi catafronturi. Aceste două categorii se manifestă prin structuri noroase diferenţiate în imaginile satelitane, individualizându-se prin poziţionarea specifică a benzilor de nebulozitate în raport cu linia frontală de la sol. Trecerea unui front rece determină, de regulă, o schimbare bruscă a vremii, caracterizată prin intensificări ale vântului, scăderi bruşte ale temperaturii aerului şi precipitaţii cu caracter de aversă, adesea însoţite de manifestări convective severe şi descărcări electrice (Ahrens & Henson, 2020).

Procesele dinamice şi structura noroasă specifice unui sistem frontal de tip anafront sunt analizate în mod dedicat prin intermediul suitei de produse satelitane din figura 7.51. În imaginea în spectrul infraroşu (figura 7.51a) şi în cea din canalul de vapori de apă (figura 7.51b), anafrontul se profilează sub forma unei benzi noroase compacte şi puternic alungite, cu o luminozitate mare ce indică transportul intens al umidităţii către troposfera superioară. Prin aplicarea produsului Airmass RGB (figura 7.51c), se poate diagnostica advecţia postfrontală, unde aerul rece şi uscat din spatele frontului apare în nuanţe de albastru şi maro, în timp ce sectorul cald din faţă este marcat în nuanţe de verde (figura 7.51d).

Diferenţierea microfizică crucială pentru acest tip de front este pusă în evidenţă de produsul Dust RGB (figura 7.51e). Deoarece în cazul unui anafront mişcările ascendente se produc de-a lungul pantei frontale înclinate spre spatele sistemului, analiza detaliată din figura 7.51f demonstrează că banda principală de nori groşi de gheaţă (roşu închis/brun-roşcat) şi zona de precipitaţii sau furtuni sunt poziţionate în întregime în spatele liniei frontului de la sol.

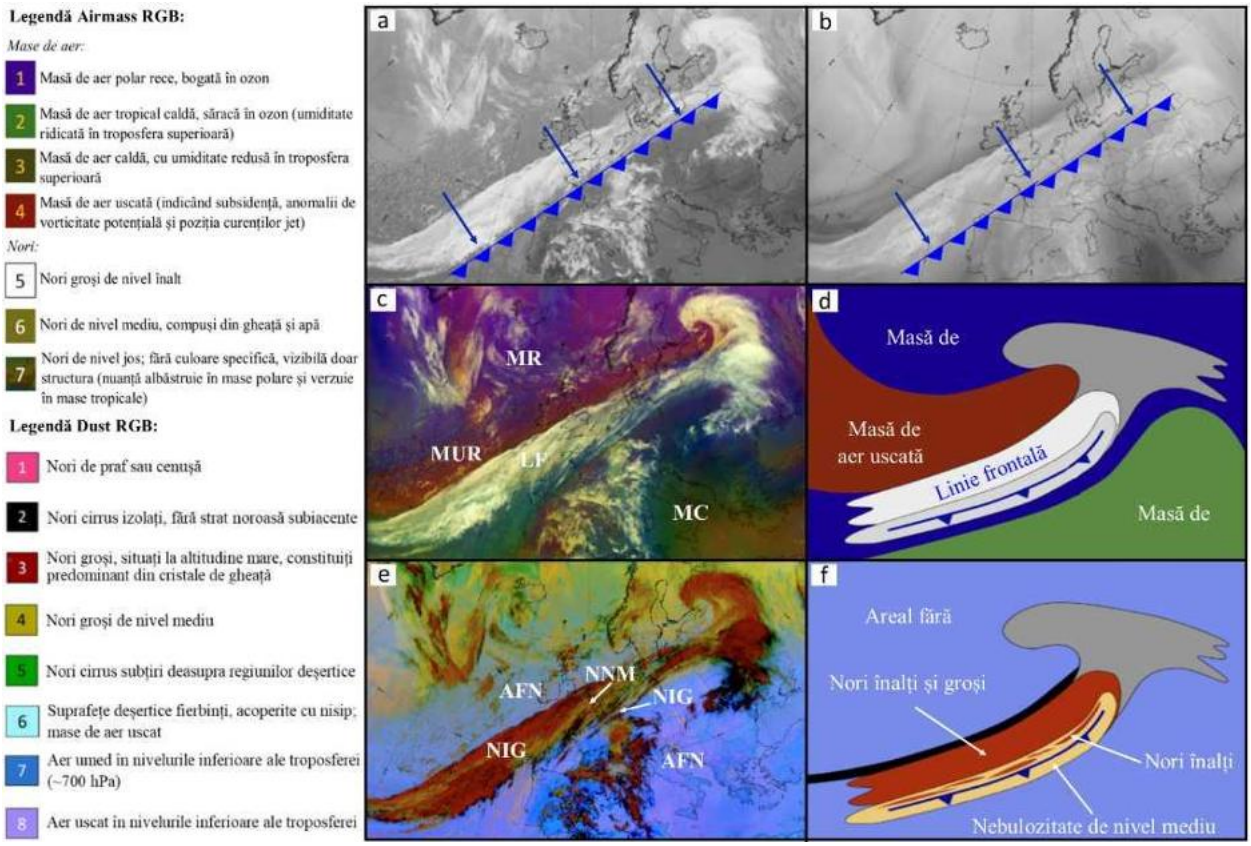


Figura 7.51. Sistem frontal de tip anafront extins de la Oceanul Atlantic până în Statele Baltice, înregistrat la data de 12 octombrie 2019, ora 12:00 UTC: a) Imagine în spectrul infraroşu (IR); b) Imagine în canalul de vapori de apă (WV); c) Produsul Airmass RGB; d) Caracteristicile schematice ale anafrontului în Airmass RGB; e) Produsul Dust RGB; f) Poziţionarea benzii de precipitaţii în spatele liniei frontale în Dust *RGB (prelucrat după EUMETrain şi EUMETSAT Product Viewer)*

Spre deosebire de structura precedentă, caracteristicile specifice unui catafront sunt ilustrate în mod independent prin studiul de caz din figura 7.52. În canalul infraroşu termic (figura 7.52a) şi în cel de vapori de apă (figura 7.52b), banda frontală păstrează o luminozitate ridicată, dar prezintă o organizare geometrică diferită a nucleelor convective. Diagnosticul maselor de aer prin produsul Airmass RGB (figura 7.52c) evidenţiază pătrunderea puternică a unui aer extrem de uscat de origine stratosferică în spatele liniei frontale, redat prin nuanţe intense de maro închis (figura 7.52d).

Modul de organizare a nebulozităţii şi a proceselor fizice la catafront este detaliat prin produsul Dust RGB (figura 7.52e). Spre deosebire de anafront, catafrontul este caracterizat prin prezenţa unor mişcări descendente de aer uscat la altitudine care comprimă şi împing aerul cald din faţa sa. Din acest motiv, analiza structurală din figura 7.52f demonstrează clar că banda principală de precipitaţii, norii de etaj mediu (galben) şi convecţia activă asociată sunt proiectate la interiorul sectorului cald, fiind poziţionate în faţa liniei frontului de la sol.

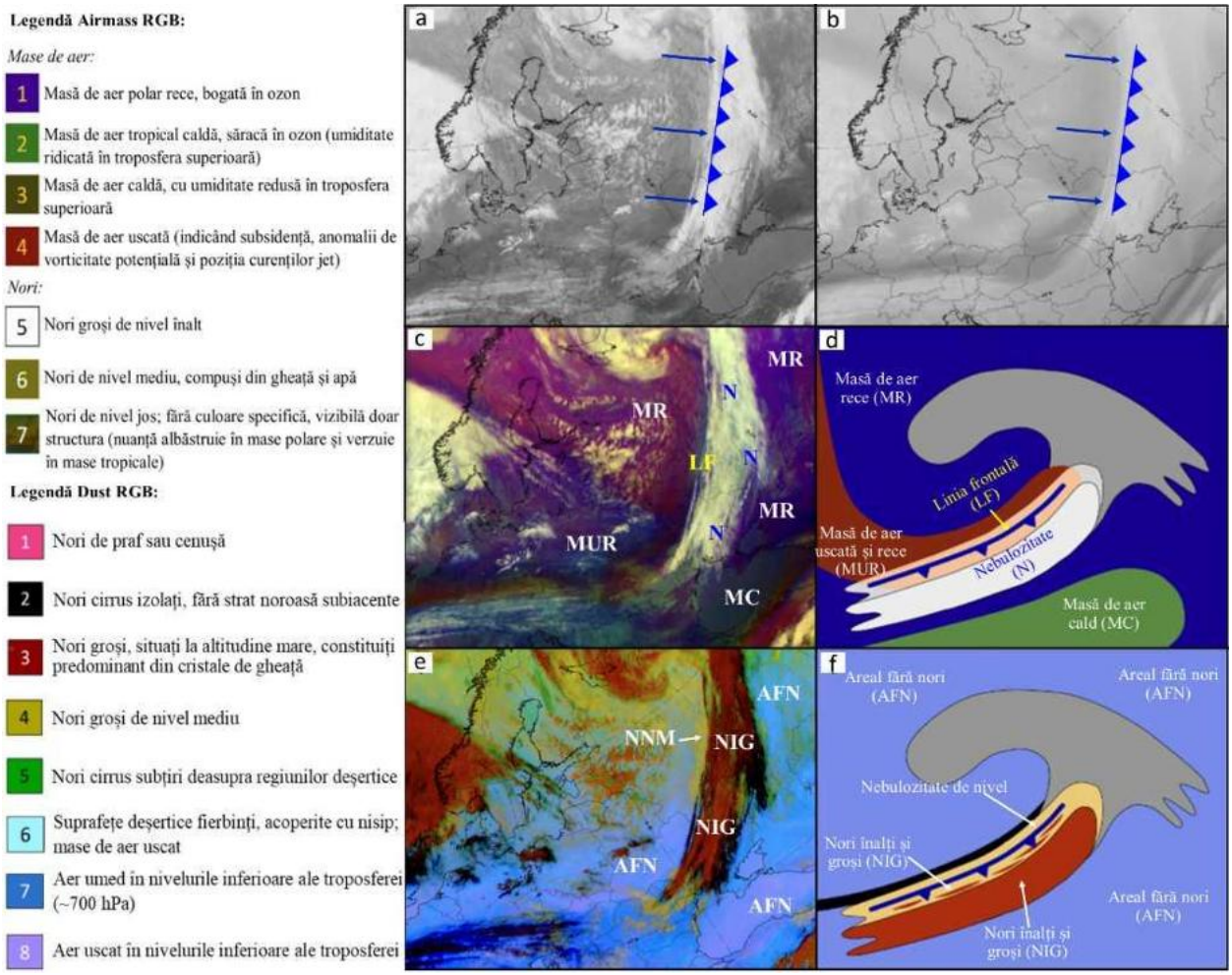


Figura 7.52. Sistem frontal de tip catafront extins din Ucraina până în Federația Rusă, înregistrat la data de 14 septembrie 2019, ora 12:00 UTC: a) Imagine în spectrul infraroșu (IR); b) Imagine în canalul de vapori de apă (WV); c) Produsul Airmass RGB; d) Caracteristicile schematice ale catafrontului în Airmass RGB; e) Produsul Dust RGB; f) Poziționarea benzii de precipitații în fața liniei frontale în Dust RGB *(prelucrat după EUMETrain și EUMETSAT Product Viewer)*

Un indicator suplimentar pentru identificarea rapidă a fronturilor reci îl constituie prezența norilor cirriformi dispuși în avansul liniei frontale de la sol. Aceste formațiuni apar în troposfera superioară ca rezultat direct al forțării și ridicării aerului cald și umed din sectorul prefrontal, care condensează sub formă de cristale de gheață la altitudini mari. În cadrul produsului Dust RGB, acești nori subțiri adoptă nuanțe închise, predominant negre, semnătură determinată de temperaturile lor extrem de scăzute și de compoziția microfizică exclusiv înghețată. Dispunerea acestor benzi negre de Cirrus în zona prefrontală este un indicator excelent pentru determinarea direcției și intensității curenților de aer (jet-stream) de la nivelurile superioare ale atmosferei.

Fronturile ocluse

Fronturile ocluse se formează în faza de maturitate a unui ciclon extratropical, în momentul în care un front rece, caracterizat printr-o viteză mai mare de deplasare, ajunge din urmă şi interceptează un front cald aflat în avans. Acest proces dinamic determină forţarea şi ridicarea completă a sectorului de aer cald de la suprafaţa solului către etajele superioare ale troposferei, generând un sistem baroclin complex. Din punct de vedere meteorologic, această structură de ocluzie determină dezvoltarea unor sisteme noroase stratiforme extinse, asociate cu precipitaţii continue pe arii largi şi cu o stare generalizată de vreme instabilă (Ahrens, 2006).

În imaginile satelitane preluate în spectrul infraroşu, fronturile ocluse se individualizează sub forma unor benzi noroase masive, organizate sub o formă spiralată caracteristică ce converge către centrul ciclonic. Aceste structuri, care se extind adesea pe suprafeţe geografice foarte mari, prezintă vârfuri noroase extrem de reci şi sunt asociate în principal cu prezenţa corpurilor noroase dense de tip Nimbostratus (figura 7.53a). În imaginile satelitane ce măsoară emisia vaporilor de apă, frontul oclus se evidenţiază ca o bandă puternic luminoasă, indicator direct al unei concentraţii ridicate de umiditate în troposfera superioară. Această semnătură contrastează net cu arealele adiacente mult mai întunecate localizate în spatele liniei frontale, care marchează intruziunile masive de aer uscat (figura 7.53b).

Prin utilizarea produsului compozit de nivel 2 Airmass RGB, frontul oclus este detectat ca o bandă noroasă spiralată a cărei configuraţie geometrică urmăreşte fidel distribuţia din imaginile termice. În sectorul postfrontal al acestui sistem, se observă nuanţe intense de maro-brun sau albastru, care semnalează pătrunderea profundă a unei mase de aer rece şi extrem de uscat de origine stratosferică. În sectorul prefrontal se individualizează o masă de aer rece, redată în tonuri de albastru şi violet, în timp ce părţile laterale exterioare, asociate cu sectorul cald remanent la altitudine, sunt ocupate de nuanţe predominante de verde (figurile 7.53c şi d).

Analiza microfizică detaliată prin intermediul produsului Dust RGB evidenţiază banda principală de nori a ocluziei prin nuanţe care variază de la roşu închis până la brun-roşcat, semnătură specifică sistemelor noroase groase, cu o fază superioară alcătuită din cristale de gheaţă. În cadrul acestor structuri apar frecvent celule convective active de-a lungul sectorului de ocluzie. Prezenţa unor nuanţe intercalate de galben în interiorul acestor masive noroase indică dezvoltarea norilor de etaj mediu, în timp ce arealele periferice redate în nuanţe de albastru sau roz-albăstrui reflectă prezenţa unui aer uscat şi absenţa completă a altor formaţiuni noroase (figurile 7.53e şi f).

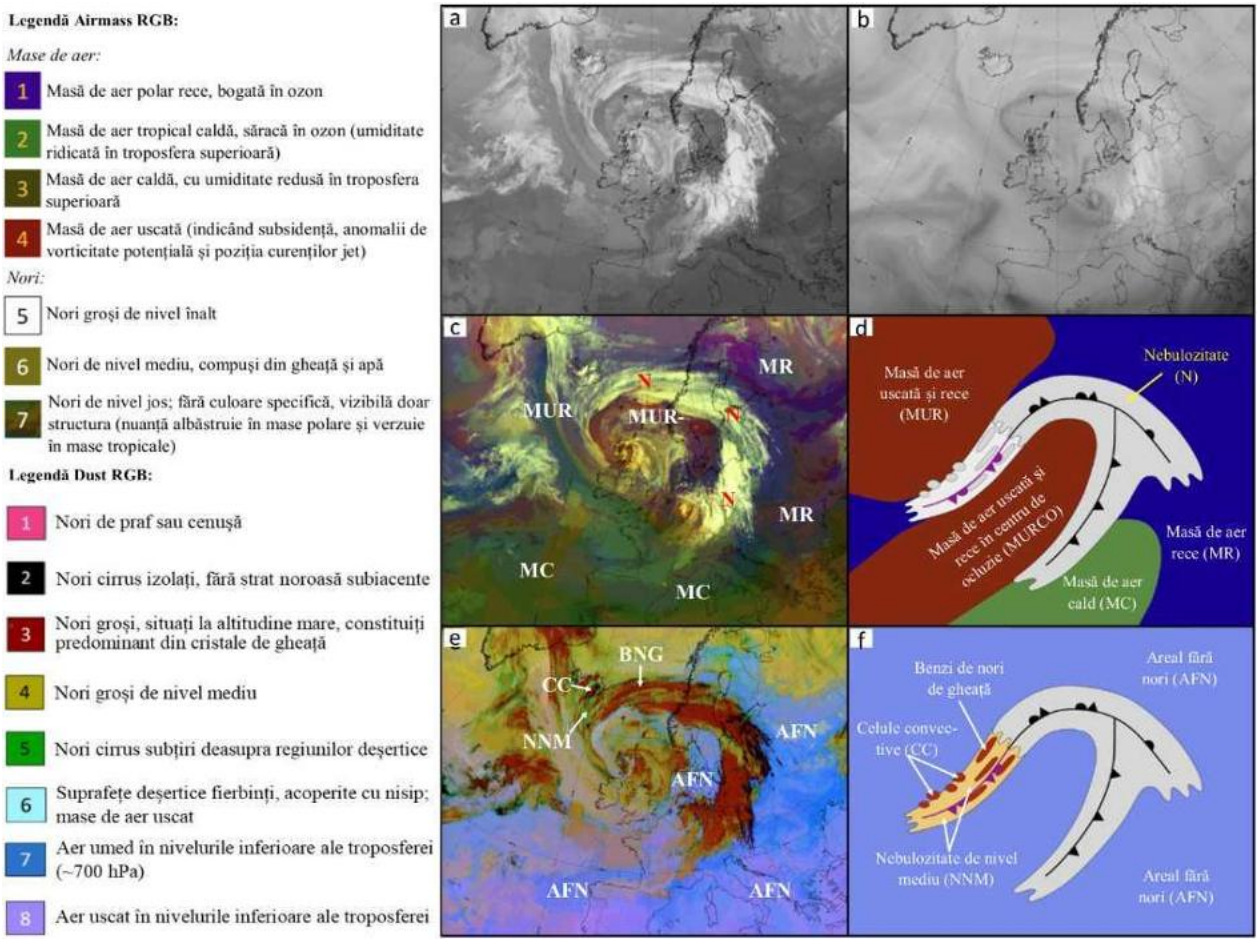


Figura 7.53. Sistem frontal oclus tipic în plină dezvoltare de scară sinoptică, înregistrat la data de 29 iunie 2020, ora 18:00 UTC: a) Structura spiralată a benzii noroase în spectrul infraroşu (IR); b) Semnătura umidităţii în canalul de vapori de apă (WV); c) Maparea maselor de aer în produsul Airmass RGB; d) Caracteristicile schematice ale frontului oclus în Airmass RGB; e) Clasificarea microfizică şi structurală a norilor în produsul Dust RGB; f) Caracteristicile conceptuale ale structurilor noroase în Dust RGB *(prelucrat după EUMETrain şi EUMETSAT Product Viewer)*

Fronturile staţionare

Fronturile staţionare sau cvasi-staţionare reprezintă suprafeţe de discontinuitate baroclină stabilite la contactul dintre două mase de aer cu proprietăţi termice şi hidrice contrastante, una caldă şi alta rece, care nu înregistrează deplasări spaţiale semnificative în timp, menţinându-şi poziţia aproape neschimbată pentru intervale de ordinul zilelor. Acest fenomen sinoptic se produce atunci când cele două mase de aer dezvoltă forţe de gradient aproximativ egale, împiedicând advecţia reciprocă şi eliminând componenta de avans lateral a liniei frontale de la sol. Din punct de vedere meteorologic, fronturile staţionare sunt asociate cu perioade prelungite de vreme închisă şi mohorâtă, caracterizate prin pânze extinse de nori stratiformi de etaj mediu şi inferior, în special Altostratus şi Nimbostratus, însoţite de precipitaţii slabe sau moderate ca intensitate, dar cu un caracter persistent. În timpul sezonului rece, aceste structuri favorizează formarea

ceţii şi a burniţei pe areale extinse, în timp ce regimul eolian rămâne, în general, slab, prezentând adesea direcţii divergente de o parte şi de alta a axei frontale (Ahrens & Henson, 2020).

În imaginile satelitane preluate în spectrul infraroşu, fronturile staţionare se profilează sub forma unor benzi noroase puternic alungite, care nu prezintă semne clare de dinamică sau progresie orizontală în analizele secvenţiale. Semnătura termică indică tonuri de culoare ce variază de la gri deschis până la alb luminos, reflectând temperaturi scăzute la vârful structurilor stratiforme de etaj mediu. De o parte şi de alta a acestei benzi principale, nuanţele albe se estompează rapid spre tonuri de gri închis, indicând o diminuare accentuată a nebulozităţii sau prezenţa unor areale complet senine în masele de aer periferice (figura 7.54a).

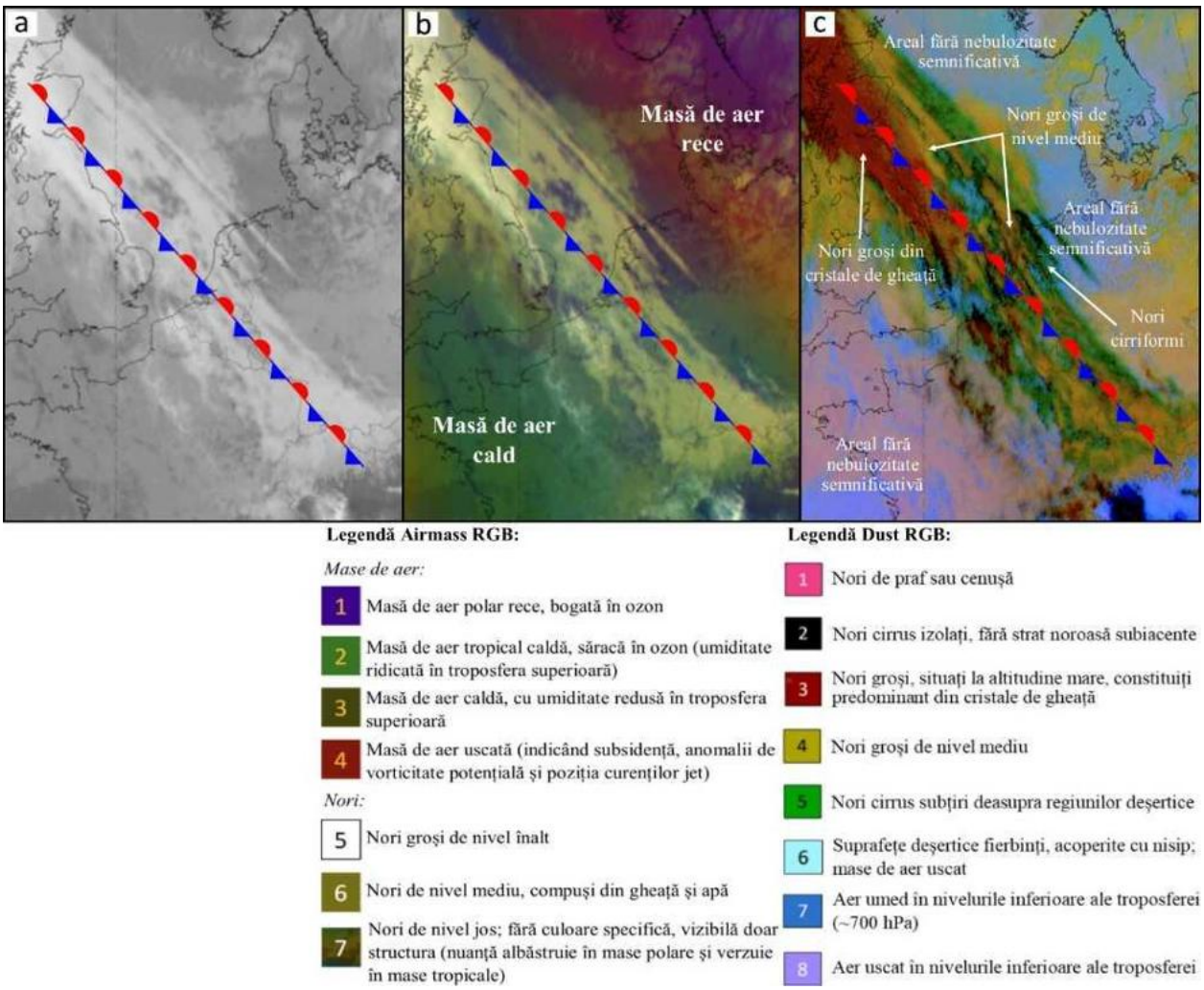


Figura 7.54. Sistem frontal cvasi-staţionar de scară sinoptică identificat în imaginile satelitane la data de 5 octombrie 2019: a) Semnătura termică a benzii stratiforme în spectrul infraroşu (IR); b) Evidenţierea maselor de aer adiacente în produsul de nivel 2 Airmass RGB; c) Clasificarea structurală şi microfizică a straturilor noroase în produsul Dust RGB *(sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

Diagnosticarea maselor de aer adiacente prin intermediul produsului compozit de nivel 2 Airmass RGB pune în evidenţă poziţionarea benzii frontale albe direct la interfaţa dintre cele două structuri sinoptice distincte. Sectorul acoperit de masa de aer cald se individualizează cromatic prin nuanţe specifice de verde-albăstrui, în timp ce sectorul dominat de masa de aer rece postfrontală este evidenţiat prin tonuri de maro-roşiatic (intruziuni uscate la altitudine) sau albastru închis (aer polar rece), oferind o demarcaţie netă a zonelor de contact (figura 7.54b).

În cadrul produsului Dust RGB, banda frontală asociată sistemului staţionar adoptă o semnătură microfizică specifică, fiind reprezentată prin nuanţe de galben-ocru, portocaliu deschis şi roşu pal, colorit caracteristic norilor stratiformi de etaj mediu cu un conţinut mixt de apă şi gheaţă. În anumite contexte meteorologice, această bandă principală este traversată de filamente subţiri de nuanţe foarte închise, ce corespund prezenţei norilor înalţi de tip Cirrus. Arealele limitrofe care înconjoară sistemul frontal prezintă nuanţe roz-albăstrui, indicator direct al unor suprafeţe terestre complet libere de nebulozitate şi dominate de o masă de aer relativ uscat (figura 7.54c).

7.2.3.3. Alte produse satelitare de interes în analiza şi prognoza meteorologică

Pe lângă utilizarea imaginilor satelitane clasice destinate monitorizării directe a nebulozităţii, prognoza meteorologică modernă şi analiza climatică operaţională integrează o gamă extinsă de produse derivate de înaltă rezoluţie. Aceste unelte permit evaluarea cantitativă şi calitativă a unor parametri fizici şi chimici fundamentali ai atmosferei, hidrosferei şi ai suprafeţei terestre, cum sunt temperatura la nivelul solului şi al oceanului, regimul hidric al substratului, compoziţia chimică a coloanei de aer şi componentele bilanţului radiativ planetar. Monitorizarea continuă şi secvenţială a acestor variabile este indispensabilă pentru înţelegerea proceselor de schimb energetic, a dinamicii maselor de aer şi a mecanismelor care influenţează şi reglează sistemul climatic global.

Produsele satelitane avansate de nivel 2, 3 şi 4 oferă cercetătorilor cel mai bun echilibru între acoperirea spaţială globală şi calibrarea radiometrică strictă a datelor primare, facilitând integrarea lor în modelele numerice de prognoză a vremii şi în analizele sinoptice complexe (figura 7.55) (Kidd et al., 2009). Din această perspectivă, determinarea temperaturii la suprafaţa solului şi a mării contribuie direct la estimarea indicilor de instabilitate convectivă şi la cuantificarea fluxurilor de căldură sensibilă şi latentă în cadrul cuplajului ocean-atmosferă. În mod complementar, hărţile privind umiditatea solului sunt esenţiale pentru parametrizarea proceselor de evapotranspiraţie şi calculul bilanţului hidric terestru.

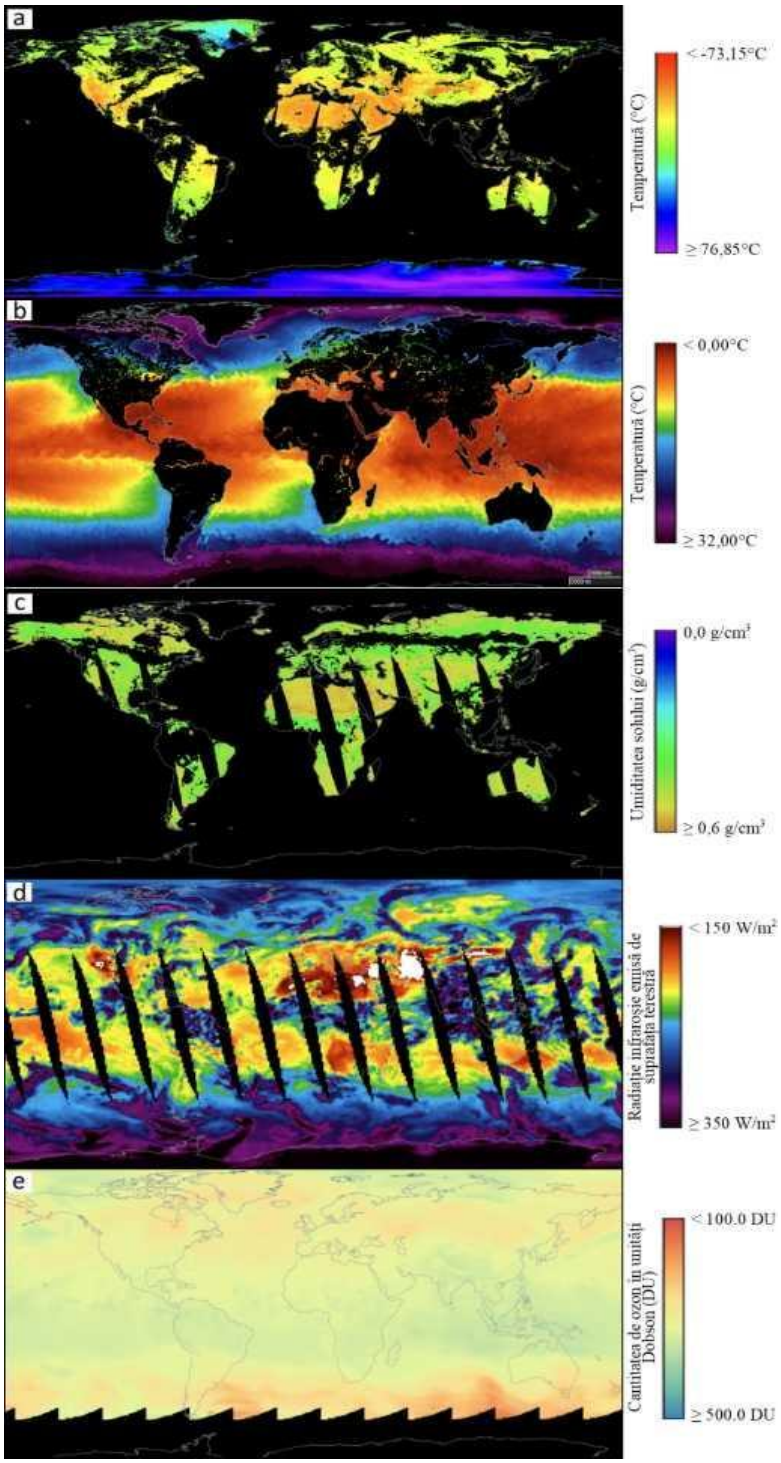


Figura 7.55. Exemple de produse satelitane avansate de niveluri superioare (2, 3 şi 4) utilizate în diagnoza meteorologică şi de mediu: a) Temperatura suprafeţei terestre estimată prin senzorul MODIS de pe satelitul Terra (produs MOD11_L2); b) Temperatura suprafeţei mării, calculată printr-un algoritm de sinteză multisenzor (MODIS, AMSR-E, AVHRR şi date in-situ); c) Umiditatea solului determinată pe baza observaţiilor cuptorului de microunde AMSR2 de pe satelitul GCOM-W1; d) Radiaţia de undă lungă emisă de suprafaţa terestră şi atmosferă, evaluată prin senzorul AIRS de pe satelitul EOS Aqua; e) Coloana totală de ozon atmosferic, derivată din măsurătorile în spectrul UV-VIS ale senzorului OMPS-NM de pe satelitul Suomi NPP *(sursa: NASA Earthdata)*

La nivelul bilanţului energetic planetar, monitorizarea radiaţiei de undă lungă emisă reflectă pierderea netă de energie termică către spaţiul cosmic, funcţionând şi ca un indicator indirect al grosimii optice a norilor înalţi, în timp ce cartografierea distribuţiei concentraţiei totale de ozon oferă date cruciale privind absorbţia radiaţiei ultraviolete şi dinamica circulaţiei aerului în stratosferă.

8. Prevederea vremii

Prevederea vremii reprezintă procesul de estimare a evoluţiei viitoare a stării atmosferei. Această activitate stă la baza dezvoltării meteorologiei sinoptice, o ramură specializată care se ocupă cu analiza simultană a stării vremii pe suprafeţe întinse. Scopul ei principal este descrierea circulaţiei atmosferice prin integrarea observaţiilor colectate din surse multiple (Bosart & Bluestein, 2008). Deşi vremea a afectat dintotdeauna activităţile umane, determinând o preocupare constantă pentru anticiparea ei, primele hărţi sinoptice au putut fi realizate abia după apariţia unor invenţii tehnologice majore:

- 1643: Inventarea barometrului de către Torricelli.
- 1845: Inventarea telegrafului, care a permis transmiterea rapidă a datelor.

Pe baza acestor tehnologii, în anul 1875, Sir Francis Galton este creditat cu realizarea uneia dintre primele hărţi sinoptice pentru prognoza vremii, prezentată în figura 8.1.

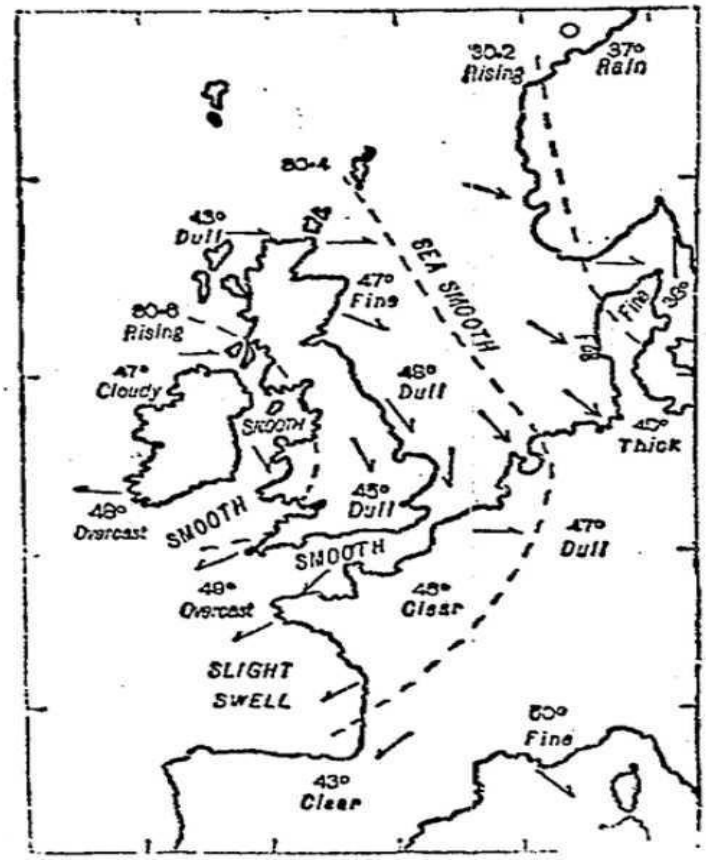


Figura 8.1. Una dintre primele hărţi sinoptice, realizată de Sir Francis Galton, care prezintă starea fizică a atmosferei în vestul Europei la data de 31 martie 1875 *(sursa: galton.org)*

Aceasta avea un caracter minimalist, starea fizică a atmosferei din vestul Europei la data de 31 martie 1875 fiind reprezentată printr-un sistem simplificat de elemente

grafice şi simboluri convenţionale. Izobarele erau trasate sub forma unor linii punctate, în timp ce valorile temperaturii aerului erau indicate prin cifre. Starea mării şi gradul de acoperire a cerului erau reprezentate prin simboluri specifice, iar direcţia şi viteza vântului erau redate cu ajutorul săgeţilor.

Cea mai faimoasă prognoză meteorologică din istorie a avut loc în timpul celui de-al Doilea Război Mondial, în contextul pregătirii Zilei Z. Pe 5 iunie 1944, meteorologii britanici conduşi de căpitanul James Stagg au identificat pe hărţile sinoptice un ciclon atlantic ce ar fi adus condiţii improprii pentru o debarcare în masă (vânt puternic, valuri mari şi cer acoperit). Din acest motiv, ei au sfătuit Comandamentul Aliat să amâne cu 24 de ore startul operaţiunii Overlord. Meteorologii au anticipat însă o scurtă fereastră de vreme relativ favorabilă pentru data de 6 iunie 1944, care oferea condiţiile necesare desfăşurării unei operaţiuni militare de o asemenea amploare. Prognoza indica o ameliorare temporară a vremii, cu o vizibilitate suficient de bună şi un plafon de nori favorabil operaţiunilor aeriene, precum şi o diminuare a intensităţii vântului şi a agitaţiei mării, facilitând deplasarea navelor şi a ambarcaţiunilor de asalt. Totodată, momentul debarcării a fost corelat cu mareea joasă, aceasta fiind importantă pentru identificarea obstacolelor şi desfăşurarea trupelor pe plaje.

Încrederea generalului Dwight D. Eisenhower în această prognoză a fost esenţială pentru succesul Zilei Z. În schimb, meteorologii germani au avut acces limitat la observaţiile de dincolo de Canalul Mânecii. Acest deficit de informaţii a dus la o prognoză diferită şi la luarea unor decizii strategice eronate de către comandanţii germani, aspecte vizibile în diferenţele dintre hărţile sinoptice de suprafaţă din figura 8.2 (McCabe, 2024).

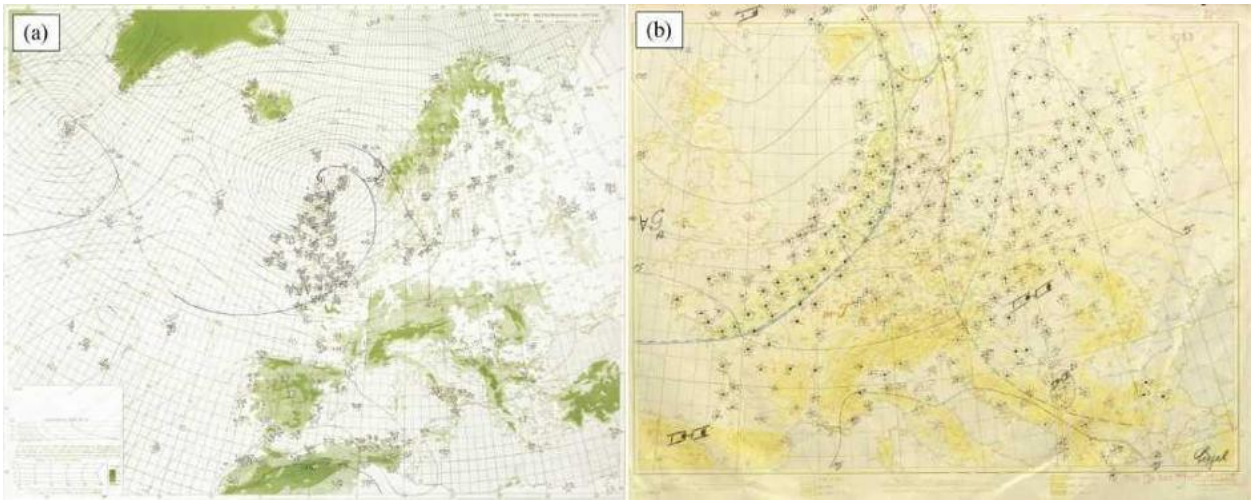


Figura 8.2. Hărţile sinoptice de suprafaţă pentru ziua de 5 iunie 1944 (*a – harta sinoptică realizată de meteorologii britanici; b – harta sinoptică realizată de meteorologii germani*). Meteorologii germani au avut acces limitat la observaţiile de dincolo de Canalul Mânecii, ceea ce a dus la o prognoză diferită faţă de cea a britanicilor, lucru care a contribuit la luarea deciziilor strategice eronate de către comandanţii germani în preajma Zilei Z *(prelucrat după McCabe, 2024)*

În prezent, prognoza meteorologică a evoluat de la metodele empirice din trecut la sisteme avansate de analiză ştiinţifică şi modelare numerică. Astăzi, fenomenul se bazează pe o înţelegere profundă a proceselor atmosferice, susţinută de seturi de date de mari dimensiuni. Modernizarea sistemului include:

- **Tehnologii de observaţie în timp real**: Radare meteorologice, sateliţi, staţii automate de suprafaţă şi sonde atmosferice cu acoperire globală.
- **Asimilarea datelor**: Integrarea informaţiilor în modele numerice care simulează evoluţia atmosferei prin rezolvarea ecuaţiilor fizice fundamentale.
- **Tehnologii de calcul avansate**: Utilizarea supercomputerelor, a algoritmilor specializaţi şi a inteligenţei artificiale pentru generarea unor prognoze de înaltă rezoluţie.

Structura sistemului global de prognoză meteorologică

Activitatea de prevedere a vremii se desfăşoară în centre meteorologice specializate, organizate ierarhic pe patru niveluri administrative: mondial, regional, naţional şi teritorial. Pentru o bună organizare a activităţii şi pentru a asigura aplicarea unitară a standardelor de observaţie, colectare, prelucrare şi prognozare, Terra este împărţită în şase regiuni sinoptice asociate OMM, reprezentate în figura 8.3.

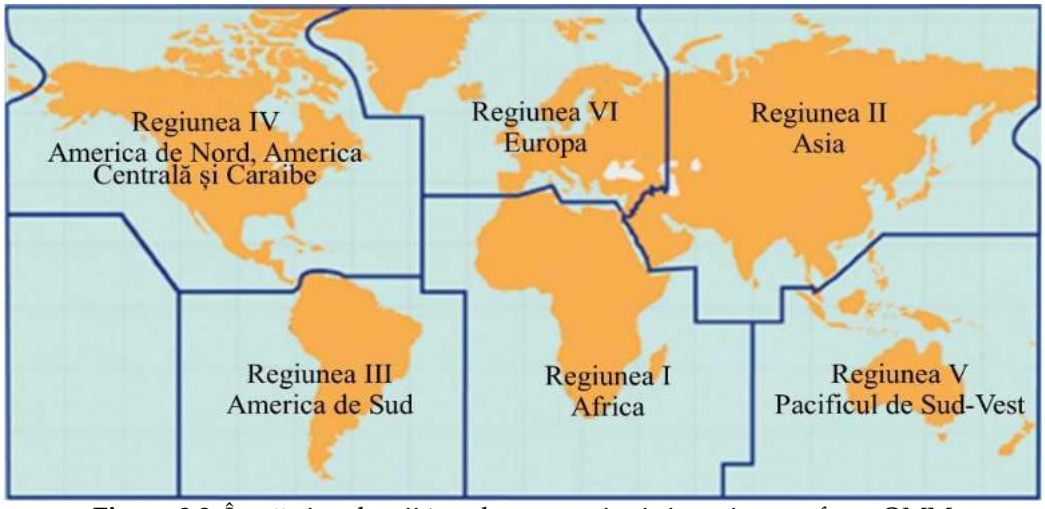


Figura 8.3. Împărţirea lumii în cele şase regiuni sinoptice, conform OMM

Schimbul de date între toate aceste niveluri se realizează în timp real prin **Sistemul Global de Telecomunicaţii**, o reţea informatică a OMM care permite transmiterea rapidă a informaţiilor între ţări şi regiuni. Fluxul de date funcţionează bidirecţional:

- **Fluxul de colectare**: fiecare staţie meteorologică trimite observaţiile sale către centrul teritorial ➔ acesta le transmite către cel naţional ➔ de la nivel naţional ajung la centrul regional ➔ în final, datele sunt centralizate la centrele mondiale.

- **Fluxul de distribuţie**: în sens invers, prognozele şi analizele complexe generate la nivel mondial sunt retransmise către ţări şi regiuni, pentru a fi utilizate la nivel local (OMM, 2024).

  Cele patru niveluri ale sistemului global sunt structurate astfel:
- **Centrele mondiale**: sunt unităţi desemnate de OMM cu rolul de a colecta, prelucra şi distribui, în timp real, date meteorologice la scară planetară. Acestea furnizează analize şi prognoze meteorologice globale care servesc drept bază pentru activitatea centrelor inferioare. Printre centrele mondiale desemnate se numără Washington (SUA), Moscova (Rusia), Melbourne (Australia), Beijing (China), Exeter (Marea Britanie), Montreal (Canada) şi Offenbach (Germania).
- **Direcţii Meteorologice Regionale**: sunt unităţi care preiau şi procesează datele meteorologice pentru o anumită regiune a globului, realizând prognoze pentru diferite intervale de timp. Fiecare regiune sinopticã are propriile direcţii meteorologice regionale care le coordonează pe cele naţionale şi teritoriale, asigurând densitatea reţelei şi uniformitatea datelor. În Europa, activitatea este partajată în funcţie de durata prognozelor (OMM, 2017a):
  - *Prognoze de scurtă şi medie durată*: Offenbach (DWD, Germania), Toulouse (Météo-France, Franţa) şi Reading/Bonn (ECMWF, Marea Britanie/Germania). Ca urmare a Brexitului, ECMWF şi-a extins activitatea în cadrul Uniunii Europene, mutând birourile operaţionale şi programele climatice Copernicus la Bonn, în timp ce supercoputerele rulează la Bologna, în Italia.
  - *Prognoze de lungă durată*: pe lângă DWD (Offenbach) şi Météo-France (Franţa), sunt incluse Centrul Hidrometeorologic al Rusiei (Moscova) şi KNMI (Olanda).
- **Centrele naţionale**: Sunt instituţiile meteorologice oficiale ale fiecărei ţări, organizate de regulă în capitale. Acestea preiau datele şi produsele de la centrele mondiale şi regionale, le adaptează la nivel naţional şi elaborează prognoze şi avertizări. În România, centrul naţional de prognoză este la ANM, cu sediul în Bucureşti. Dezvoltarea reţelei naţionale a urmat o evoluţie cronologică precisă:
  - **1 ianuarie 1925**: începe să funcţioneze serviciul român de prevedere a timpului, fiind elaborate pentru prima dată în ţara noastră prognoze pe 24, 36 şi 48 de ore.
  - **Vara anului 1936**: se conturează prima reţea sinoptică naţională şi se înfiinţează primul centru regional la Constanţa.
  - **1938**: Se înfiinţează direcţiile meteorologice regionale de prevedere a vremii de la Băneasa şi Cluj.

  - **1941**: se înfiinţează centrul regional de la Iaşi (Institutul de Meteorologie şi Hidrologie, 1984).
- **Centrele Teritoriale**: sunt subunităţi ale centrului naţional, amplasate în diferite regiuni pentru a asigura colectarea locală a datelor şi furnizarea rapidă a prognozelor şi avertizărilor, adaptate specificului climatic şi geografic local. În prezent, ANM coordonează şapte direcţii meteorologice regionale: Cluj-Napoca, Timişoara, Craiova, Sibiu, Constanţa, Bacău şi Bucureşti.

În cadrul acestor centre, în funcţie de durata intervalului anticipat, activitatea se împarte în cinci categorii standard de prognoze (OMM, 2017b):

1. **Durată foarte scurtă (nowcasting)**: până la 6 ore. Se referă la localizarea spaţio-temporală a fenomenelor periculoase şi aprecieri cantitative asupra lor.
2. **Durată scurtă**: pentru intervale de 12–72 ore.
3. **Durată medie**: elaborate pentru intervale de 3–10 zile.
4. **Durată lungă**: se referă la intervale lunare, anotimpuale sau anuale.
5. **Prognoze climatice**: realizate pentru intervale mai mari de 2 ani.

Din punct de vedere metodologic, toate aceste niveluri aplică două tipuri principale de abordări: **prognoza sinoptică** (empirică sau manuală, bazată pe interpretarea comparativă a hărţilor de către meteorologi) şi **prognoza numerică** (fundamentată pe modele matematice şi simulări pe calculatoare performante).

8.1. Metoda sinoptică

Introdusă în jurul anului 1850, metoda sinoptică presupune elaborarea şi compararea hărţilor sinoptice de suprafaţă şi de altitudine, care descriu starea atmosferei la un moment dat, cu hărţi similare realizate cu 3, 6, 12 sau 24 de ore înainte. Pe baza acestei comparaţii, se realizează extrapolarea evoluţiei parametrilor meteorologici în timp, ţinând cont de direcţia şi intensitatea deplasării sistemelor atmosferice (Beşleagă, 1979; Holton, 2004).

Prognoza meteorologică prin metoda sinoptică se bazează pe o succesiune de etape clar conturate, logice şi cu evoluţie progresivă, ilustrate în figura 8.4:

- **Colectarea datelor**: procesul începe cu adunarea informaţiilor meteorologice de la staţii, radare, sateliţi şi de la celelalte dispozitive de monitorizare din cadrul reţelei de observare a vremii.
- **Întocmirea hărţii curente**: datele colectate sunt utilizate pentru realizarea hărţii sinoptice curente, care oferă o imagine de ansamblu a stării vremii la acel moment.
- **Diagnoza meteorologică**: în această etapă, meteorologii analizează hărţile sinoptice din zilele precedente (de obicei din ultimele trei zile) pentru a înţelege evoluţia recentă a atmosferei.

- **Formularea prognozei**: se compară situaţia actuală cu cele trecute pentru a identifica asemănări şi tipare recurente. Pe baza informaţiilor din etapa de diagnoză şi a experienţei acumulate, se estimează evoluţia vremii pentru perioada următoare.



Figura 8.4. Etapele realizării prognozei meteorologice prin metoda sinoptică

Analiza sinoptică nu se limitează la interpretarea unei singure hărţi, ci implică examinarea unui ansamblu complex de hărţi sinoptice, fiecare reprezentând diferite elemente ale atmosferei la momente temporale distincte, atât la suprafaţă, cât şi în altitudine, pe diferite niveluri barice. Acest mod de lucru permite integrarea informaţiilor meteorologice într-o imagine multidimensională a structurii atmosferice la un moment dat.

În plus, analiza presupune compararea succesivă a acestor hărţi la intervale orare bine stabilite şi pe parcursul mai multor zile, ceea ce permite urmărirea evoluţiei circulaţiei atmosferice şi a sistemelor barice. Astfel, prin corelarea analizei spaţiale (care integrează multiple straturi şi niveluri atmosferice) cu analiza temporală (care surprinde evoluţia în timp), meteorologii pot realiza o evaluare multidimensională şi multitemporală a atmosferei, esenţială pentru diagnoză şi pentru interpretarea evoluţiei vremii pe termen scurt şi mediu, conform procesului descris în figura 8.5.

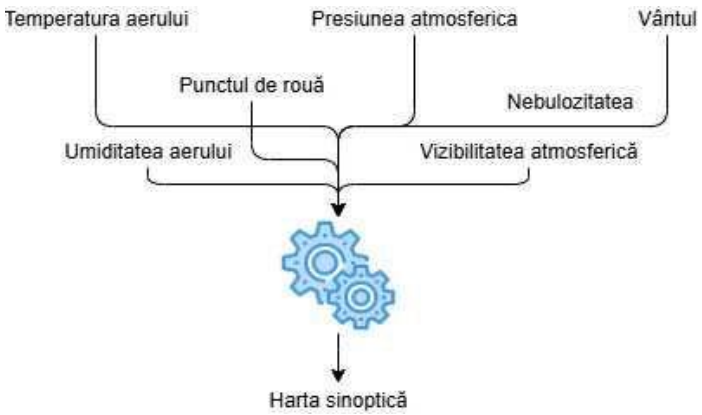


Figura 8.5. Procesul de realizare a hărţii sinoptice prin integrarea principalelor elemente meteorologice

Pentru a construi această imagine multidimensională, metoda sinoptică utilizează în principal două tipuri de hărţi, pe care este prezentată distribuţia teritorială a valorilor

principalelor elemente meteorologice: presiunea atmosferică, temperatura, vântul, vremea prezentă şi gradul de acoperire a cerului cu nori (Stull, 2017).

- **Hărţile sinoptice de suprafaţă**: sunt reprezentări grafice ale distribuţiei spaţiale a valorilor diferitelor elemente meteorologice la nivelul solului. Pe acestea sunt trasate izoplete, fronturi atmosferice, cicloni şi anticicloni, oferind o imagine de ansamblu asupra situaţiei meteorologice la scară sinoptică.
- **Hărţile sinoptice de altitudine**: arată situaţia atmosferei la diferite înălţimi din troposferă. Acestea prezintă informaţii esenţiale precum temperatura aerului, direcţia şi viteza vântului sau umiditatea aerului, parametri de o importanţă reală pentru înţelegerea circulaţiei atmosferice (Milrad, 2018).

Metoda sinoptică rămâne esenţială în etapa de diagnoză meteorologică, deoarece permite analiza şi înţelegerea circulaţiei atmosferice pe baza interpretării hărţilor şi a observaţiilor directe. Familiarizarea cu aceste produse constituie o bază indispensabilă pentru practicieni şi studenţi, contribuind la înţelegerea mecanismelor atmosferice şi la interpretarea critică a rezultatelor generate de modelele numerice.

În schimb, elaborarea prognozei meteorologice moderne se bazează predominant pe metode numerice, care utilizează algoritmi de calcul avansaţi, baze de date de mari dimensiuni şi computere performante capabile să ruleze modele atmosferice complexe. Totodată, hărţile sinoptice sunt accesibile publicului larg, iar acolo unde nu există produse prelucrate, ele pot fi construite pe baza datelor meteorologice brute, ceea ce le conferă un rol practic şi formativ important.

8.1.1. Principii de întocmire a hărţii sinoptice

Pentru elaborarea unei prognoze meteorologice fiabile, informaţiile provenite de la o singură staţie de măsurare sunt insuficiente. Caracterizarea proceselor atmosferice la scară sinoptică necesită o imagine completă a atmosferei pe o arie extinsă, atât la nivelul solului, cât şi la altitudine. Din acest motiv, se utilizează reţele complexe de observaţii care furnizează date esenţiale privind distribuţia spaţială şi temporală a valorilor elementelor meteorologice.

Procesul de realizare a hărţilor sinoptice urmează un traseu tehnic şi administrativ bine stabilit:

1. **Colectarea**: datele meteorologice sunt culese de o reţea complexă de senzori, care include staţii meteorologice de suprafaţă, radiosonde, sisteme de observaţie maritimă, radare şi sateliţi.
2. **Codificarea**: pentru transmiterea datelor colectate de staţiile de suprafaţă se utilizează codurile SYNOP (*Surface Synoptic Observations*). Acesta este un standard internaţional administrat de OMM care funcţionează ca o „fotografie codificată” a

vremii dintr-un anumit loc şi moment, permiţând transmiterea rapidă şi înţelegerea uniformă a informaţiilor, indiferent de limbă.

3. **Tranzitul ierarhic**: datele parcurg traseul de la centrele teritoriale către cele naţionale, apoi spre cele regionale şi mondiale, unde sunt integrate şi analizate la scară largă. Ulterior, prognozele rezultate sunt redistribuite înapoi către nivelurile naţionale şi locale.

Schimbul de date între instituţiile naţionale de meteorologie se realizează de patru ori pe zi, hărţile sinoptice fiind actualizate la orele standard: 00, 06, 12 şi 18 UTC. Pentru fundamentarea unei prognoze pe 12, 24 sau 48 de ore, direcţiile meteorologice regionale au nevoie de aproximativ 20 de parametri atmosferici, măsuraţi în peste 200 de staţii distribuite pe întreaga regiune.

După colectare, datele brute sunt transpuse grafic pe hărţile sinoptice sub formă de simboluri standardizate OMM. Acest proces nu trebuie realizat mecanic, ci necesită discernământ şi o verificare riguroasă a consistenţei fizice şi a coerenţei spaţiale:

- *Exemplu de inconsistenţă*: dacă o telegramă SYNOP raportează o temperatură de –4°C, iar fenomenul meteorologic asociat indicat este ploaia, există o eroare evidentă.
- *Metoda de corectare*: meteorologul analizează contextul meteorologic regional şi compară datele staţiei respective cu cele ale staţiilor vecine. În funcţie de această analiză, se ajustează fie valoarea temperaturii, fie simbolul fenomenului (de exemplu, modificarea ploii în ninsoare), asigurându-se că produsul final reflectă coerent realitatea fizică din teren.

În funcţie de volumul şi specificul informaţiilor pe care le conţin, hărţile sinoptice se împart în două categorii principale:

- **Hărţile complexe**: integrează o gamă largă de parametri meteorologici simultan, oferind o imagine completă asupra stării atmosferei şi permiţând o analiză de detaliu a proceselor şi fenomenelor sinoptice.
- **Hărţile auxiliare**: se concentrează pe analiza în profunzime a câtorva elemente specifice (cum ar fi temperatura, presiunea sau vântul) ori chiar pe un singur parametru considerat dominant pentru evoluţia potenţială a vremii.

Imediat după finalizarea şi validarea hărţii sinoptice, se trece la etapa de analiză meteorologică. Aceasta constă în identificarea, localizarea şi caracterizarea structurilor barice şi a interfeţelor dintre masele de aer, incluzând:

- Centrii de presiune (cicloni şi anticicloni);
- Fronturile atmosferice de diverse tipuri (calde, reci, ocluse);
- Repartiţia spaţială a maselor de aer şi a zonelor cu instabilitate atmosferică accentuată.

Toate aceste elemente sunt indispensabile pentru estimarea traiectoriei viitoare a sistemelor barice şi pentru anticiparea evoluţiei vremii pe termen scurt şi mediu.

8.1.2. Harta sinoptică de suprafaţă

O hartă sinoptică de suprafaţă (sau „de sol") este o reprezentare grafică a stării vremii la suprafaţa terestră[20], înregistrată la o anumită oră sinoptică standard. Aceasta este realizată prin centralizarea şi cartografierea observaţiilor simultane ale mai multor elemente meteorologice transmise de reţeaua de staţii.

Datele brute sunt transpuse pe hartă prin intermediul codurilor SYNOP, utilizând **schema Bjerknes**, un standard internaţional conceput pentru reprezentarea grafică unificată a parametrilor meteorologici în jurul punctului geografic al fiecărei staţii (Milrad, 2018).

Conform acestei configuraţii standard, pe harta sinoptică se înscriu următorii parametri meteorologici, ilustraţi în detaliu în figurile 8.6 şi 8.7:

- **Presiunea atmosferică:** valoarea redusă la nivelul mediu al mării, însoţită de variaţia barică (bilaobarică) şi tendinţa sa de evoluţie în ultimele ore;
- **Regimul termic şi de umiditate:** temperatura aerului şi temperatura punctului de rouă;
- **Dinamica atmosferei:** direcţia şi viteza vântului (redate prin vectori/săgeţi);
- **Nebulozitatea şi structura norilor:** gradul total de acoperire a cerului (nebulozitatea) şi tipul norilor prezenţi, clasificaţi pe etaje (joşi, mijlocii şi înalţi);
- **Starea atmosferei:** vizibilitatea orizontală şi fenomenele meteorologice actuale sau proaspăt observate (ploaie, ninsoare, ceaţă etc.).

Pentru a garanta citirea corectă şi uniformă a hărţilor la nivel internaţional, procesul de plotare grafică respectă o serie de convenţii rigide:

- **Orientarea geografică:** schema aferentă fiecărei staţii trebuie aliniată obligatoriu pe axa Nord–Sud a hărţii.
- **Poziţia fixă a parametrilor:** fiecare element meteorologic ocupă un loc strict determinat în jurul cercului staţiei. În situaţiile în care vectorul de vânt (direcţia şi viteza) se suprapune grafic peste o anumită zonă, se permite o uşoară deviere a orientării vectorului, însă poziţiile relative ale celorlalţi parametri textuali sau simbolici rămân neschimbate.
- **Tratarea lacunelor de date:** în cazul în care o staţie nu transmite anumiţi parametri, sau dacă datele recepţionate sunt indescifrabile/invalide, spaţiul

[20] În funcţie de elementul meteorologic analizat, înălţimea faţă de sol poate să difere (ex: 2 m pentru temperatura aerului, 1,5 m pentru precipitaţiile atmosferice, 10 m pentru vânt etc.).

rezervat acelui element este marcat cu litera „X" sau căsuţa respectivă este lăsată complet liberă.

		Norii etajului superior		
	Temperatura	Norii etajului mijlociu	Presiunea atmosferică	
Vizibilitatea meteorologi-că	Vremea prezentă	Acoperirea totală cu nori	Variaţia presiunii atmosferice (3 ore)	Tendinţa de evoluţie a presiunii atmosferice
	Temperatura punctului de rouă	Norii etajului inferior	Vremea trecută	
		Nebulozitate joasă Înălţimea plafonului de nori joşi		

Figura 8.6. Structura şi parametrii înscrişi în schema Bjerknes pentru o staţie meteorologică de suprafaţă

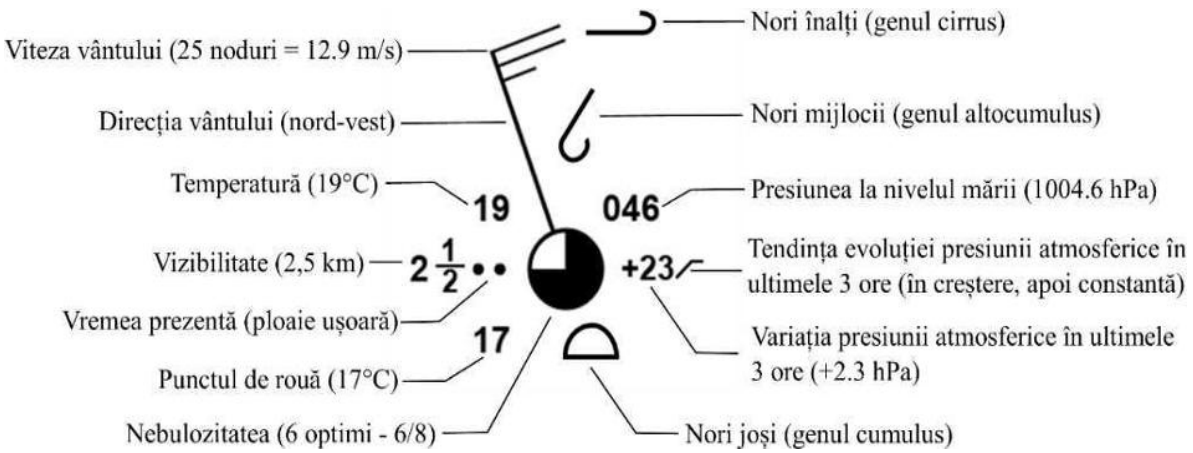


Figura 8.7. Exemplu de notare sinoptică a valorilor parametrilor meteorologici determinaţi la o staţie meteorologică, pe baza schemei Bjerknes

Nebulozitatea (gradul de acoperire a cerului cu nori) se reprezintă întotdeauna în centrul schemei Bjerknes. Forma geometrică a acestui element indică metoda de colectare a datelor: se utilizează un cerc dacă valorile au fost preluate de un observator uman, sau un pătrat dacă acestea au fost furnizate de o staţie automată. În acest pas nu se are în vedere genul norilor, ci exclusiv acoperirea totală a cerului, indiferent de tipul acestora. Acest parametru este redat prin simboluri standardizate care indică optimile de cer acoperit (octe). Spre exemplu, o valoare de 4 optimi (4/8) indică un cer acoperit în

proporţie de 50%, în timp ce 6 optimi (6/8) echivalează cu o acoperire de 75%. Un cerc complet gol reprezintă un cer senin, iar înscrierea simbolului „X" în centrul acestuia indică un cer obturat şi invizibil de la sol, fenomen cauzat cel mai adesea de prezenţa ceţii dense (figura 8.8).

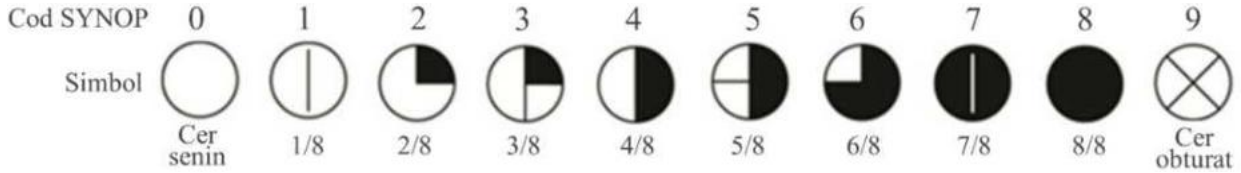


Figura 8.8. Cele nouă simboluri utilizate pentru reprezentarea nebulozităţii în schema Bjerknes a unei staţii sinoptice de suprafaţă

Informaţiile referitoare la **direcţia şi viteza vântului** sunt redate printr-o linie oblică, numită tija vântului, care porneşte din cercul sau pătratul central al schemei şi se extinde spre exterior. Această tijă indică întotdeauna direcţia din care provine vântul, şi nu direcţia spre care acesta se îndreaptă. De exemplu, dacă tija este orientată spre sud-est, înseamnă că vântul bate dinspre sud-est către nord-vest.

Viteza vântului este reprezentată grafic prin simboluri standardizate de tipul triunghiurilor (fanioanelor) şi al barbulelor (liniilor), ataşate la capătul exterior al tijei. O barbulă întreagă reprezintă o viteză de 5 m/s (10 noduri), o jumătate de barbulă indică 2,5 m/s (5 noduri), iar un triunghi plin reprezintă 25 m/s (50 noduri). În caz de calm atmosferic, fenomenul se notează prin trasarea unui cerc concentric suplimentar în jurul simbolului central al nebulozităţii (figura 8.9).

Corespondenţa completă dintre intervalele de viteză şi aceste reprezentări grafice este detaliată în tabelul 8.1.

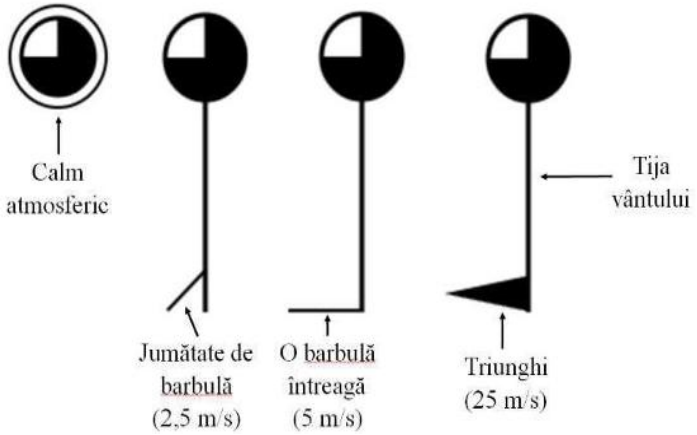
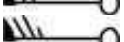
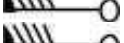
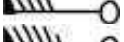
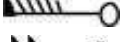


Figura 8.9. Exemplu de reprezentare a vitezei şi direcţiei vântului într-o schemă Bjerknes. Tija vântului este orientată către direcţia din care acesta bate; triunghiul reprezintă 25 m/s, barbula completă 5 m/s, iar jumătatea de barbulă 2,5 m/s

Tabelul 8.1. Modul de reprezentare a vitezei vântului pe hărţile sinoptice, pe baza codului SYNOP

Viteza în m/s	Viteza în noduri	Simbol
0,5 – 1	1 - 2	
1,5 - 3,5	3 - 7	
4 – 6	8 - 12	
6,5 - 8,5	13 - 17	
9 – 11	18 - 22	
11,5 - 13,5	23 - 27	
14 – 16	28 - 32	
16,5 - 18,5	33 - 37	
19 – 21	38 - 42	
21,5 - 23,5	43 - 47	
24 – 26	48 - 52	
26,5 - 28,5	53 - 57	
29 – 31	58 - 62	
31,5 - 33,5	63 - 67	
34 – 36	68 - 72	
36,5 - 38,5	73 - 77	
39 – 41	78 - 82	
41,5 - 43,5	83 - 87	
44 – 46	88 - 92	
46,5 - 48,5	93 - 97	
49 – 51	98 - 102	
51,5 – 53,5	103 - 107	

Temperatura aerului şi **temperatura punctului de rouă** sunt înscrise în partea stângă a simbolului central al nebulozităţii, fiind poziţionate deasupra şi, respectiv, dedesubtul simbolului aferent vremii prezente (figura 8.7). Valorile se exprimă în grade Celsius (°C), fără zecimale, fiind rotunjite la cel mai apropiat întreg. În situaţia în care temperatura are valori negative, aceasta se raportează prin includerea semnului minus (-) în faţa numărului. Din punct de vedere fizic, este important de reţinut faptul că temperatura punctului de rouă este întotdeauna mai mică sau egală cu temperatura aerului, dar niciodată mai mare decât aceasta.

Vremea prezentă indică tipul şi frecvenţa precipitaţiilor, fenomenele meteorologice periculoase (cum sunt furtunile) şi fenomenele care obstrucţionează vizibilitatea orizontală (ceaţă, fum etc.). Acest element este reprezentat grafic în partea central-stângă a schemei (figura 8.7). Conform codului SYNOP, există 100 de simboluri diferite pentru vremea prezentă (cuprinse între 00 şi 99), structurate în 10 grupuri distincte în funcţie de natura fenomenului observat. Lista completă a acestora poate fi consultată pe website-ul oficial al NOAA. În figura 8.10 sunt prezentate cele mai utilizate 22 de simboluri pentru indicarea vremii prezente, alături de codurile lor SYNOP aferente.

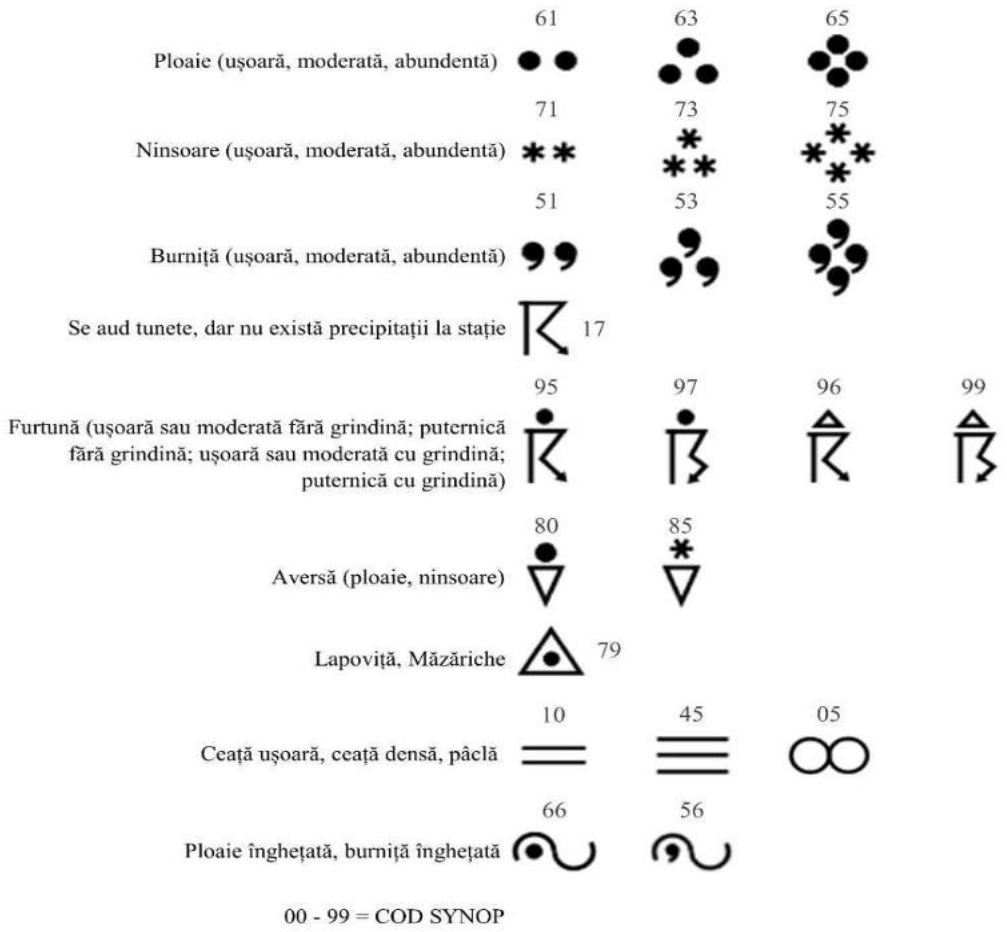


Figura 8.10. Douăzeci şi două dintre cele mai utilizate simboluri meteorologice pentru reprezentarea vremii prezente pe hărţile sinoptice, conform schemei Bjerknes *(prelucrat după ANM, 2017a)*

Intensitatea ploii şi a ninsorii este redată prin trei praguri standard (slabă, moderată şi puternică), transpuse grafic prin numărul de simboluri utilizate. Astfel, alăturarea a două simboluri (puncte pentru ploaie sau steluţe pentru ninsoare) indică precipitaţii slabe, trei simboluri marchează precipitaţii moderate, iar patru simboluri reprezintă precipitaţii puternice. În cazul furtunilor, simbolurile specifice indică intensităţi mici sau medii, diferenţiind episoadele însoţite de grindină de cele fără grindină (figura 8.10). Prin utilizarea aceloraşi convenţii grafice, în partea din dreapta-jos a schiţei se notează şi starea vremii trecute (figura 8.6).

Vizibilitatea meteorologică se înscrie în partea stângă a schemei Bjerknes, fiind exprimată în kilometri şi fracţiuni de kilometru. Pentru redarea fracţiunilor de kilometru, cele mai utilizate notaţii sunt:

$$\frac{1}{2} = 500\ m;\ \frac{1}{4} = 250\ m, \frac{1}{8} = 125\ m$$

Pe baza acestor convenţii, valorile de pe schemă se interpretează astfel:

$$3\frac{1}{4} = 3{,}25\ km; 2\frac{3}{4} = 2{,}75\ km; 1\frac{1}{2} = 1{,}5\ km;\ \frac{1}{2} = 0{,}5\ km; 2\frac{3}{8} = 2{,}38\ km$$

Presiunea atmosferică este reprezentată în colţul din dreapta-sus al schemei staţiei de suprafaţă. Se indică întotdeauna valoarea redusă la nivelul mediu al mării (nu cea de la nivelul staţiei), exprimată în hectopascali (hPa). Pentru eficientizarea spaţiului grafic, cifra iniţială „9" sau numărul „10" este întotdeauna omis din schemă. De exemplu, codul 048 indică o presiune la nivelul mării de 1004,8 hPa. În acest caz, în faţa valorii se adaugă numărul „10" şi nu „9", deoarece o valoare de 904,8 hPa este caracteristică doar centrului unor cicloni tropicali extrem de puternici, nefiind specifică unei situaţii sinoptice obişnuite. În schimb, dacă pe schemă apare codul 985, valoarea reală a presiunii este de 998,5 hPa, ceea ce înseamnă că cifra iniţială adăugată este „9". Prin urmare, este esenţial ca meteorologul previzionist să îşi utilizeze experienţa şi contextul sinoptic regional pentru a stabili corect cifra lipsă.

În partea dreaptă-jos a schemei este indicată **tendinţa de evoluţie a presiunii** în ultimele 3 ore, raportată printr-un număr şi un simbol alăturat:

- **Magnitudinea variaţiei**: numărul reprezintă modificarea presiunii la nivelul mării în ultimele 3 ore, exprimată în zecimi de hPa. Convenţia impune utilizarea semnului minus (–) pentru tendinţele negative, în timp ce pentru cele pozitive se foloseşte semnul plus (+) sau spaţiul este lăsat liber. Punctul zecimal este implicit, dar nu se scrie niciodată pe schemă; spre exemplu, o scădere barică de 3,4 hPa este codificată sub forma –34. Această valoare nu se interpretează ca un număr întreg, deoarece o prăbuşire a presiunii cu 34 hPa în doar 3 ore este practic imposibilă în condiţii atmosferice normale. În exemplul din figura 8.7, presiunea a crescut cu 2,3 hPa în intervalul celor 3 ore.
- **Simbolul evoluţiei**: situat în dreapta valorii numerice, acest simbol redă profilul grafic al modificării presiunii. În figura 8.11 sunt prezentate cele nouă situaţii standard de evoluţie a presiunii atmosferice la nivelul mării. La desenarea schemei, prognozistul trebuie să analizeze cu atenţie nu doar magnitudinea schimbării barice, ci şi modul concret în care aceasta s-a produs în timp. În cazul din figura 8.7, presiunea atmosferică a cunoscut o creştere, urmată de o perioadă de menţinere constantă pe parcursul celor 3 ore monitorizate.

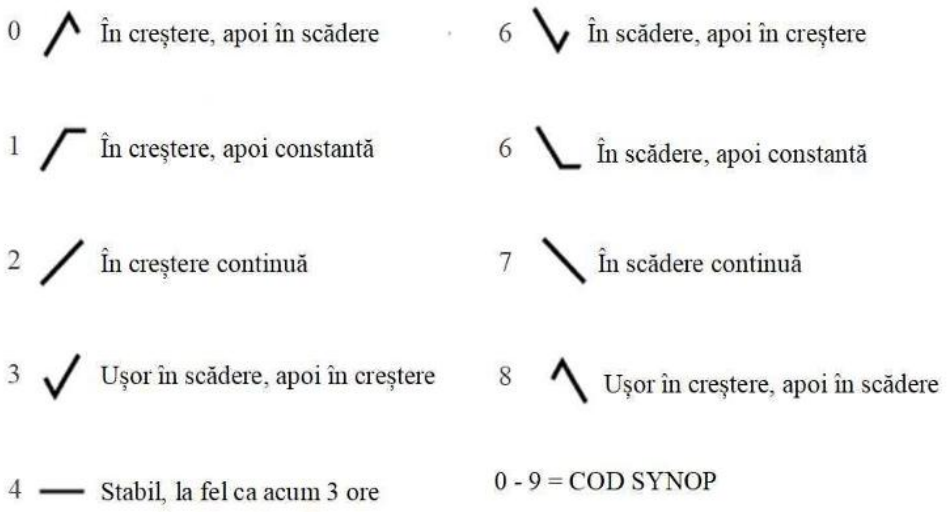


Figura 8.11. Cele nouă simboluri utilizate pentru reprezentarea tendinţei de evoluţie a presiunii atmosferice la nivelul mării în schema Bjerknes *(prelucrat după ANM, 2017a)*

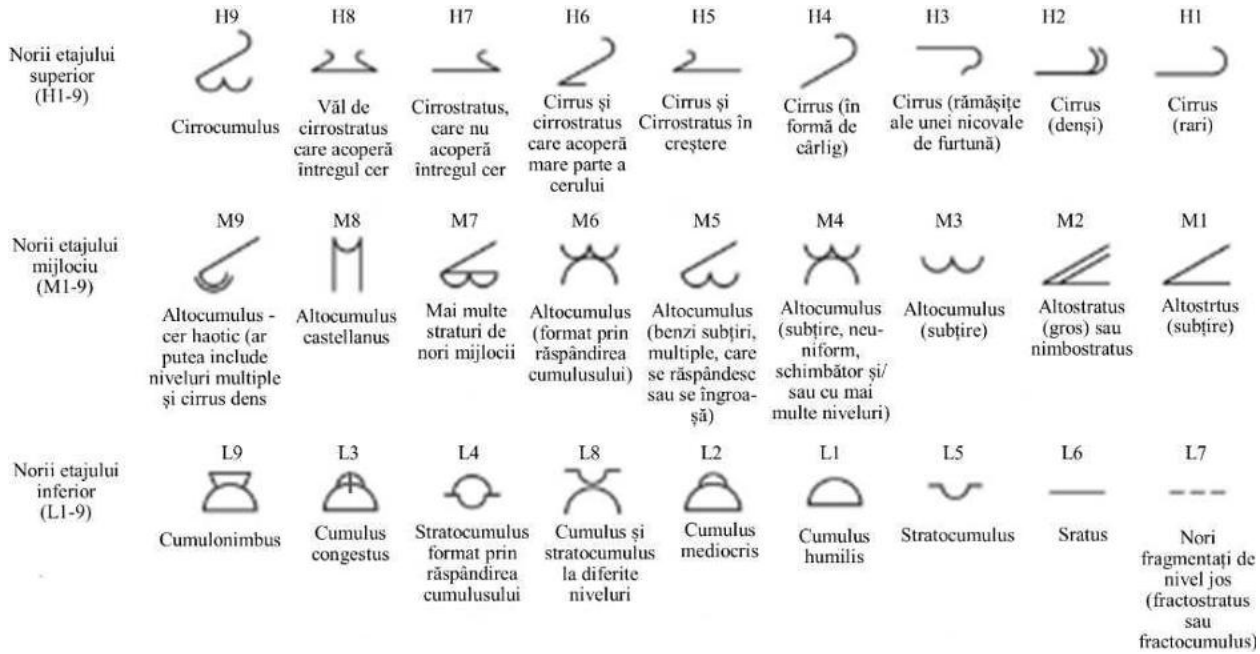


Figura 8.12. Simbolurile norilor de nivel jos, mediu şi înalt utilizate în schema Bjerknes a unei staţii sinoptice de suprafaţă şi codurile SYNOP corespunzătoare *(prelucrat după ANM, 2017a)*

Genul norilor se notează pe schema Bjerknes în poziţii stricte, determinate de etajul de dezvoltare. Norii etajului superior (C_H) sunt plotaţi în partea superioară a schemei, cei de nivel mediu (C_M) imediat sub aceştia, iar norii joşi (C_L) ocupă partea inferioară (figurile 8.6 şi 8.7). În cadrul mesajelor SYNOP, fiecărui etaj de nori i se atribuie o cifră de cod de la 0 la 9, permiţând identificarea precisă a tipului principal de nori observaţi în momentul respectiv, conform clasificării din figura 8.12.

În completarea acestor date, în partea inferioară a schemei sunt trecute două elemente esenţiale legate de structura plafonului de nori:

- **Fracţiunea de cer acoperită de norii inferiori**: se notează sub cercul staţiei şi indică optimile de cer acoperit doar de norii de nivel inferior. În lipsa acestora, analiza ia în calcul norii de nivel mediu. Spre deosebire de nebulozitatea totală, acest parametru se exprimă direct prin cifra de cod din mesajul SYNOP (de exemplu, cifra *4* reprezintă 4/8 din cer acoperit, adică jumătate) (figura 8.6).
- **Înălţimea bazei celor mai joşi nori**: se înscrie în partea inferioară a cercului central, imediat sub simbolul norilor inferiori, utilizând o cifră de cod de la 0 la 9. Fiecare valoare numerică corespunde unui interval standardizat de altitudine, detaliat în tabelul 8.2.

Tabelul 8.2. Codurile SYNOP pentru înălţimea bazei norilor

Cod SYNOP	Altitudine (m)
0	0 - 49
1	50 - 99
2	100 - 199
3	200 - 299
4	300 - 599
5	600 - 999
6	1000 - 1499
7	1500 - 1999
8	2000 - 2499
9	≥ 2500

Pentru o înţelegere practică a corelaţiilor dintre parametrii prezentaţi, în figura 8.13 sunt ilustrate patru contexte sinoptice distincte, plotate conform schemei Bjerknes:

- **Situaţia A** (figura 8.13a): evidenţiază un context anticiclonic specific sezonului cald. Acesta se caracterizează prin condiţii de deplină stabilitate atmosferică, cer senin, presiune atmosferică ridicată şi în creştere, vânt slab din sectorul estic şi temperaturi ridicate.
- **Situaţia B** (figura 8.13b): este asociată unui context de instabilitate accentuată, definit prin nebulozitate mare, precipitaţii sub formă de aversă (posibil însoţite de grindină), dezvoltarea norilor de tip Cumulonimbus şi o tendinţă clară de scădere a presiunii atmosferice.
- **Situaţiile C şi D** (figurile 8.13c şi 8.13d): ilustrează două contexte sinoptice tipice sezonului rece. Primul caz (C) indică ninsori de intensitate moderată, iar cel de-al doilea (D) redă un episod cu burniţă slabă, caracterizat prin cer complet acoperit

de nori Stratus şi o presiune atmosferică aflată în scădere urmată de o fază de stabilizare.

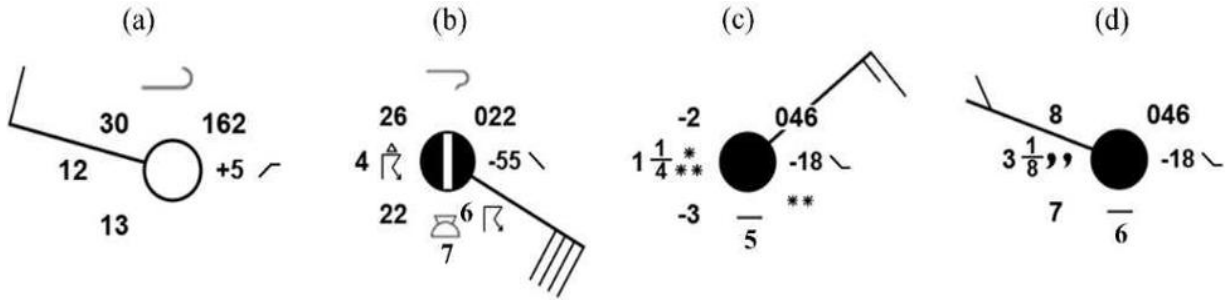


Figura 8.13. Exemple de situaţii sinoptice diferite reprezentate pe schema Bjerknes pentru patru staţii de suprafaţă

8.1.3. Harta sinoptică de altitudine

Întocmirea hărţii sinoptice de altitudine se realizează printr-o metodologie asemănătoare cu cea utilizată pentru harta de suprafaţă, însă între cele două produse există o serie de diferenţe structurale majore. În timp ce schema de suprafaţă poate integra până la 14 elemente meteorologice distincte, harta sinoptică de altitudine este mult mai aerisită, prezentând, de regulă, doar patru parametri esenţiali: direcţia şi viteza vântului, temperatura aerului, depresiunea punctului de rouă şi înălţimea de geopotenţial.

Simbolul geometric central utilizat pentru plotarea staţiei variază în funcţie de sursa instrumentală a observaţiei, oferind informaţii imediate despre proveniența datelor:

- **Un cerc gol**: indică măsurători ale profilului de altitudine obţinute prin radiosondaj.
- **Un pătrat**: marchează observaţiile meteorologice realizate direct de o aeronavă în zbor.
- **Absenţa simbolului**: semnalează date derivate din măsurători satelitare.

În ceea ce priveşte **direcţia şi viteza vântului**, acestea se reprezintă pe tija vântului utilizând exact aceleaşi convenţii grafice şi simboluri standardizate (barbule şi triunghiuri) descrise în cazul schemei de suprafaţă şi detaliate în tabelul 8.1.

Temperatura aerului se înscrie în aceeaşi poziţie clasică, în stânga centrului schemei, fiind exprimată în grade Celsius (°C).

O particularitate esenţială a hărţilor de altitudine constă în modul de reprezentare a umidităţii. În locul temperaturii punctului de rouă folosită la sol, în schemele de altitudine se indică **depresiunea punctului de rouă**, situată în stânga-jos (figura 8.14). Acest parametru reprezintă diferenţa matematică dintre temperatura aerului şi cea a

punctului de rouă ($T - T_d$). Utilizarea sa constituie o practică standard în meteorologia sinoptică, având rolul de a facilita identificarea rapidă şi precisă a arealelor cu umiditate ridicată şi cu potenţial mare de formare a norilor.

Din punct de vedere fizic, deoarece temperatura punctului de rouă nu poate fi niciodată mai mare decât temperatura aerului, depresiunea punctului de rouă va avea întotdeauna valori strict pozitive sau egale cu zero, neputând înregistra valori negative. Cu cât valorile depresiunii sunt mai mici (apropiate de 0°C), cu atât masa de aer este mai saturată în vapori de apă, făcând mult mai probabilă apariţia condensării, a nebulozităţii şi a precipitaţiilor.

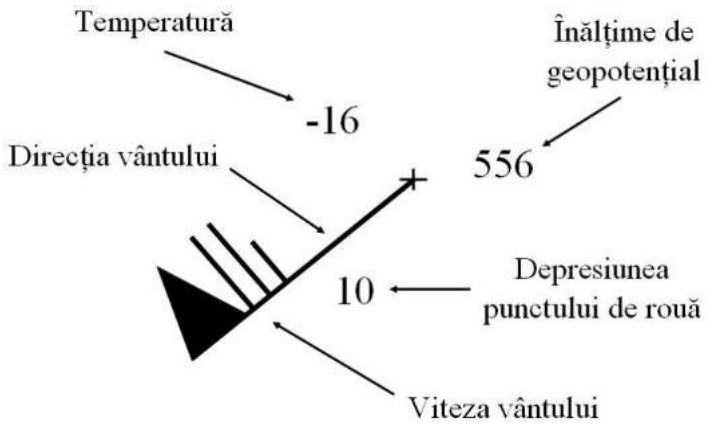


Figura 8.14. Exemplu de notare a elementelor meteorologice pe o hartă sinoptică de altitudine la nivelul de 500 hPa

Înălţimea de geopotenţial este indicată întotdeauna în partea dreaptă a schemei, fiind exprimată în decametri (dam). Altitudinea geopotenţială reprezintă un concept fundamental în analiza vremii în altitudine, deoarece indică înălţimea geometrică la care se regăseşte o anumită suprafaţă de presiune constantă (suprafaţă izobarică). În exemplul din figura 8.14, valoarea înscrisă pentru nivelul de 500 hPa este de *556 dam*, ceea ce înseamnă că respectiva suprafaţă barică se află la altitudinea de 5560 m.

Pentru o analiză tridimensională completă a troposferei, meteorologii utilizează un set de niveluri de presiune standardizate. În figura 8.15 sunt ilustrate trei exemple de scheme sinoptice corespunzătoare unor niveluri frecvent utilizate în prognoza vremii:

- **Nivelul de 250 hPa** (figura 8.15a): utilizat în principal pentru analiza curentului jet (*jet stream*); în exemplul dat, înălţimea de geopotenţial indică o altitudine de 10440 m.
- **Nivelul de 500 hPa** (figura 8.15b): reprezintă nivelul mediu al troposferei, crucial pentru urmărirea undelor planetare şi a circulaţiei generale; geopotenţialul indică aici o altitudine de 5420 m.

- **Nivelul de 700 hPa** (figura 8.15c): utilizat pentru analiza umidităţii şi a mişcărilor verticale în troposfera inferioară; valoarea plotată corespunde unei altitudini de 3060 m.

Toate aceste profile respectă riguros convenţiile de codificare, orientare şi poziţionare grafică stabilite conform modelului de referinţă.

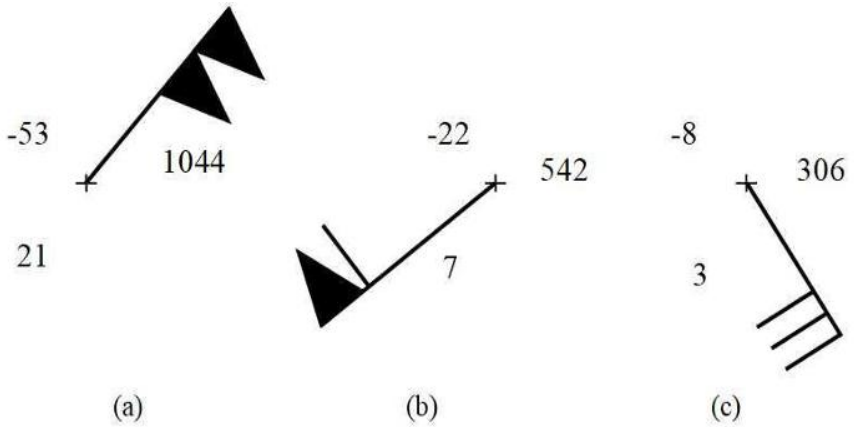


Figura 8.15. Exemple de hărţi sinoptice de altitudine la nivelurile de (a) 250 hPa, (b) 500 hPa şi (c) 700 hPa. În aceste situaţii, înălţimea de geopotenţial este de 10440 m (a), 5420 m (b) şi 3060 (c)

8.1.4. Trasarea izopletelor

Pe harta sinoptică de suprafaţă

Informaţiile înscrise pe schema staţiilor de suprafaţă şi de altitudine sunt utilizate pentru realizarea diferitelor hărţi sinoptice. Rolul acestora este de a prezenta distribuţia parametrilor meteorologici pe spaţii extinse, în scopul identificării modului în care aceştia variază în timp şi spaţiu. Pentru realizarea acestei analize se utilizează izopletele – linii de contur care unesc puncte cu aceeaşi valoare a unui parametru meteorologic (de exemplu: presiunea atmosferică, temperatura aerului, viteza vântului etc.). O linie care uneşte puncte cu valori egale ale presiunii atmosferice se numeşte izobară, în timp ce o linie care uneşte puncte cu aceeaşi valoare a temperaturii aerului se numeşte izotermă.

Figura 8.16 prezintă distribuţia temperaturii aerului la suprafaţă (măsurată la înălţimea standard de 2 m) pe teritoriul SUA, exprimată în grade Celsius (°C). Pentru simplitate, valorile au fost rotunjite la multipli de 5°C. De regulă, hărţile izotermice sunt realizate la intervale de 5°C sau 2°C, în funcţie de nivelul de detaliu dorit şi de densitatea datelor disponibile. În exemplul prezentat, scopul este trasarea izotermelor din 5 în 5°C. Mai întâi, se stabilesc valorile minime şi maxime care trebuie reprezentate pe hartă (în acest caz, -10°C şi 30°C). Ulterior, se selectează o valoare de pornire a izotermei şi se începe unirea punctelor cu aceeaşi valoare a temperaturii aerului.

Nu există o tehnică unică acceptată la nivel global privind modul de trasare a izotermelor. Totuşi, o practică frecvent utilizată în meteorologia sinoptică presupune începerea trasării de la valorile extreme ale temperaturii (fie minime, fie maxime) şi de la o extremitate a hărţii, continuând treptat către cealaltă (de obicei, de la stânga spre dreapta sau de sus în jos). În exemplul analizat, trasarea începe de la valorile minime din partea superioară a hărţii şi continuă spre partea inferioară.

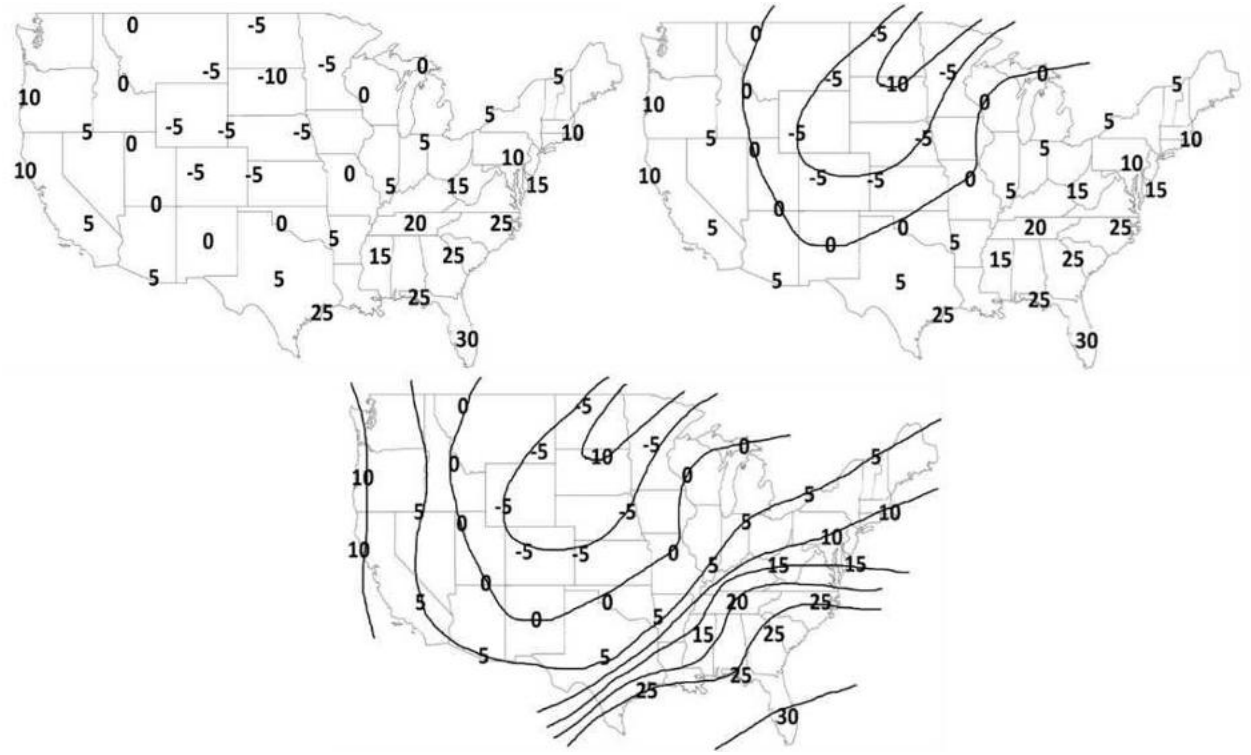


Figura 8.16. Exemplu de trasare a izopletelor folosind valori ale temperaturii aerului la suprafaţă (izoterme) *(prelucrat după Milrad, 2018)*

Trasarea izopletelor trebuie să respecte o serie de principii metodologice stricte, astfel încât reprezentarea grafică să fie corectă şi lizibilă:

- **Evitarea intersecţiilor şi ramificărilor:** izopletele asociate aceleiaşi variabile nu se pot intersecta şi nu se pot ramifica niciodată, deoarece fiecare linie reprezintă o singură valoare constantă. Ele trebuie trasate progresiv şi ordonat, fără a sări peste valori intermediare. Prin urmare, în figura 8.16, unde sunt reprezentate exclusiv izoterme, nu se regăseşte nicio situaţie de suprapunere sau de intersecţie.
- **Reprezentarea strictă în zonele cu date:** izopletele pot fi trasate doar în regiunile în care există date de observaţie reprezentative. Din acest motiv, în figura 8.16 nu sunt conturate izoterme care să se extindă mult în largul oceanului sau către teritorii vecine precum Canada şi Golful Mexic, deoarece aceste regiuni nu dispun de suficiente staţii meteorologice pe această hartă. În practica modernă, imaginile

de satelit şi datele radar sunt utilizate pentru a completa observaţiile de la suprafaţa terestră, în special deasupra oceanelor, unde datele in-situ sunt limitate sau absente.

- **Coerenţa şi continuitatea câmpului:** pentru orice izopletă trebuie să existe un fir logic al distribuţiei valorilor de o parte şi de alta a liniei, asigurând o variaţie continuă şi coerentă a parametrului analizat. Valorile pot creşte progresiv de la o izopletă la alta sau pot forma nuclee locale izolate. De exemplu, izotermă de 5°C din figura 8.16 delimitează strict arealele cu temperaturi mai mici de 5°C de cele cu temperaturi mai mari de 5°C.
- **Multiplicitatea liniilor cu aceeaşi valoare:** pe aceeaşi hartă pot fi reprezentate mai multe izoplete cu aceeaşi valoare, dacă acestea corespund unor regiuni geografice distincte. În figura 8.16 se observă existenţa a două izoterme separate de 10°C: una situată pe coasta vestică a SUA şi alta care se extinde din Texas până în Massachusetts (coasta estică). Această abordare este preferabilă unei extinderi artificiale a unei singure linii peste regiuni lipsite de date (cum ar fi teritoriul Mexicului sau Oceanul Pacific).
- **Geometria liniilor:** izopletele trebuie trasate sub formă de curbe netede şi continue, fără colţuri sau schimbări bruşte de direcţie, pentru a reda fidel fluiditatea atmosferei.

Trasarea izopletelor se realizează prin anticiparea direcţiei acestora şi prin estimarea poziţiei lor geometrice între staţiile meteorologice învecinate (un proces numit *interpolare liniară*).

- În cadrul figurii 8.17a, izotermă de 28°C trece în mod natural la o treime din distanţa dintre staţiile de 27°C şi 30°C, respectiv la mijlocul distanţei dintre 29°C şi 27°C şi la jumătatea distanţei dintre 30°C şi 26°C.
- În figura 8.17c, izotermă de 31°C va traversa exact la mijlocul distanţei dintre valorile de 30°C şi 32°C.
- În mod similar, pe o hartă barică, o izobară de 1013 hPa trebuie trasată la aproximativ o treime din distanţa dintre o staţie care raportează 1010 hPa şi una care indică 1020 hPa.

Atunci când o valoare mai mică a temperaturii este înconjurată complet de valori mai mari, izotermă va fi închisă în jurul acelei valori (aşa cum se observă în cazul izotermei de 19°C din figura 8.17b. În acest mod se formează un areal izolat cu temperaturi mai scăzute, cunoscut sub numele de „nucleu rece" sau „buzunar rece". În situaţia inversă, când valori mai mari sunt înconjurate de valori mai mici, rezultă o „insulă de căldură" (nucleu cald).

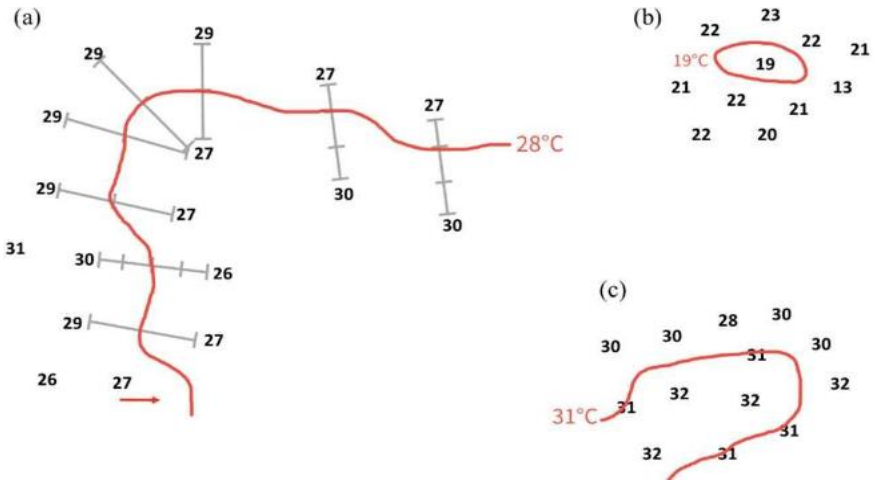


Figura 8.17. Trasarea izotermelor pe baza valorilor temperaturii aerului înregistrate la staţiile meteorologice de suprafaţă

Datele meteorologice furnizate de staţiile de suprafaţă nu sunt întotdeauna perfecte. Din cauza erorilor de calibrare a aparatelor sau a influenţei microclimatului local, o staţie poate înregistra valori aberante care nu se încadrează în tendinţa generală a reţelei. În analiza sinoptică, aceste date suspecte sunt ignorate pentru a păstra coerenţa reprezentării câmpului meteorologic.

Una dintre cele mai importante hărţi de suprafaţă utilizate în prognoza vremii este cea a presiunii atmosferice reduse la nivelul mării, cunoscută şi sub numele de **hartă barică**. Pe reprezentările sinoptice standardizate, conform normelor OMM (2018), izobarele sunt trasate, de regulă, la intervale de 4 hPa (de exemplu: 1000, 1004, 1008 hPa). În funcţie de rezoluţia dorită sau de particularităţile regionale, se pot utiliza şi intervale de 2 hPa sau 5 hPa.

Principala utilitate a hărţii barice este identificarea centrilor de înaltă presiune (**anticicloni**, marcaţi cu **H** sau **A**) şi a celor de joasă presiune (**cicloni/depresiuni**, marcaţi cu **L** sau **D**), precum şi determinarea intensităţii şi direcţiei vântului.

Trasarea izobarelor trebuie să respecte trei reguli fizice fundamentale:

- **Continuitatea:** presiunea atmosferică variază continuu şi gradual în spaţiu. Schimbările bruşte, în trepte, nu sunt posibile în condiţii atmosferice normale.
- **Paralelismul:** izobarele tind să fie linii netede şi paralele la scară sinoptică.
- **Gradientul baric:** în arealele unde izobarele sunt foarte apropiate (gradient baric accentuat), viteza vântului este mare. În schimb, acolo unde liniile sunt depărtate (gradient baric slab), mişcarea aerului este redusă, indicând un vânt slab sau calm atmosferic.

Pasul final în realizarea hărţii constă în identificarea valorilor extreme de presiune. În exemplul din figura 8.18a, preluat din seturile de date climatice ale Administraţiei Naţionale Oceanice şi Atmosferice din SUA (NOAA, 2021), presiunea minimă

înregistrată este de 1004 hPa, iar cea maximă de 1028 hPa. Se analizează valorile staţiilor învecinate şi, în punctele unde diferenţa dintre ele cuprinde un multiplu de 4 hPa, se marchează prin interpolare liniară locul prin care va trece izobara. Pe harta finală, nucleele în care valorile cresc spre interior sunt marcate în centru cu litera H (High / Anticiclon), iar cele în care valorile scad spre interior sunt identificate prin litera L (Low / Ciclon) (figura 8.18).

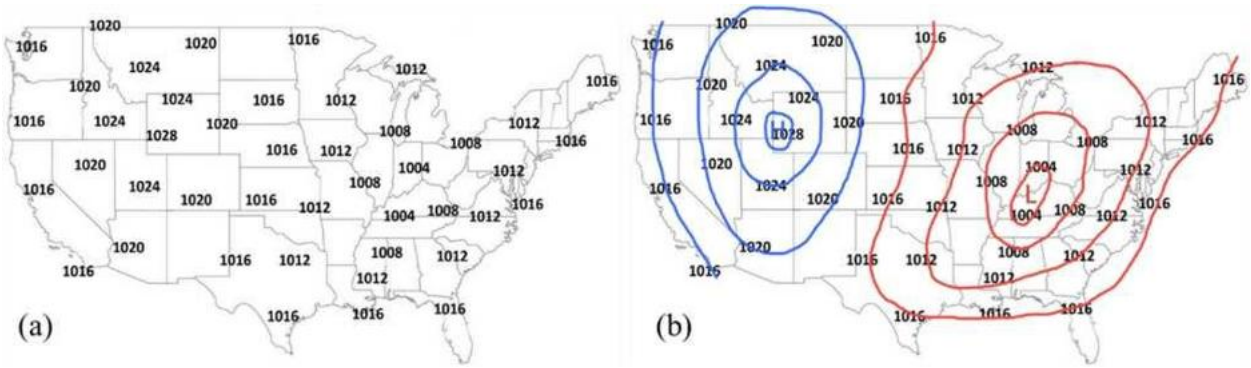


Figura 8.18. Valorile presiunii atmosferice reduse la nivelul mării (a), trasarea izobarelor pe baza acestora şi identificarea centrilor barici de înaltă (H) şi joasă presiune (L) *(prelucrat după Milrad, 2018)*

În final, pentru a asigura o citire rapidă şi standardizată, izopletele sunt reprezentate grafic folosind culori şi simboluri specifice, alese în funcţie de parametrul meteorologic analizat. Caracteristicile tehnice ale principalelor tipuri de izoplete utilizate pe hărţile sinoptice sunt centralizate în tabelul 8.3.

Tabelul 8.3. Principalele tipuri de izoplete utilizate pe hărţile sinoptice şi modul lor de reprezentare

Element meteorologic	Denumire izoplete	Simbol	Culoare simbol
Presiunea atmosferică	Izobare	Linie continuă	Negru
Temperatura aerului	Izoterme	Linie continuă/punctată	Roşu
Precipitaţii	Izohiete	Linie continuă	Albastru
Viteza vântului	Izotache	Linie continuă/punctată	Violet
Altitudine geopotenţială	Izohipse	Linie continuă	Negru
Punct de rouă	Izodrosoterme	Linie continuă	Verde
Nebulozitate	Izonefe	Linie punctată / întreruptă	Gri

Pe harta sinoptică de altitudine

Pentru a elabora o prognoză a vremii acurată, pe lângă analiza situaţiei de la suprafaţă, meteorologul previzionist trebuie să cunoască şi evoluţia parametrilor meteorologici la diferite altitudini din troposferă. În acest scop, se întocmeşte o serie de

hărţi de altitudine la anumite niveluri fixe, cele mai utilizate fiind cele care reprezintă înălţimea geopotenţială.

Hărţile de topografie barică se realizează pentru nivelurile standard de presiune: 850 hPa (~1,5 km), 700 hPa (~3 km), 500 hPa (~5,5 km), 300 hPa (~9 km), 250 hPa (~10 km), 200 hPa (~12 km) şi 100 hPa (~16 km). Acestea servesc la analiza structurii verticale a atmosferei, precum şi la fundamentarea prognozelor meteorologice.

În ceea ce priveşte trasarea izopletelor pe hărţile de altitudine, metodologia este similară cu cea aplicată în cazul hărţilor sinoptice de suprafaţă. Astfel, figura 8.19b indică modul de trasare a izopletelor pe o hartă a înălţimii geopotenţiale la nivelul de 500 hPa. În această situaţie, liniile care unesc punctele cu aceeaşi valoare a înălţimii geopotenţiale se numesc izohipse.

Harta la nivelul de 500 hPa este considerată cea mai importantă hartă de altitudine pentru analiza şi prognoza vremii, deoarece permite identificarea principalelor formaţiuni ale câmpului baric din troposfera mijlocie şi superioară: cicloni, anticicloni, talveguri depresionare şi dorsale anticiclonice.

În figura 8.19a sunt prezentate exclusiv valorile înălţimii geopotenţiale înregistrate la staţiile cu radiosondă de pe teritoriul SUA, ceilalţi parametri standard (temperatura aerului, punctul de rouă sau vântul) fiind omişi pentru simplificare. Totuşi, trebuie reţinut că trasarea izopletelor pentru aceşti parametri complementari urmează aceleaşi principii metodologice. Datele de înălţime geopotenţială surprind etapa iniţială de dezvoltare a unui ciclon extratropical, care, ulterior, a generat valori foarte scăzute ale presiunii atmosferice de-a lungul coastei de est a SUA.

Pentru trasarea izohipselor, se identifică mai întâi valorile minime şi maxime ale înălţimii geopotenţiale. Harta de altitudine la nivelul de 500 hPa se conturează, de regulă, la intervale de 6 dam (decametri geopotenţiali), având ca valoare de referinţă izohipsa de 540 dam.

În exemplul analizat, valorile minime sunt de 521 dam şi apar în nord-estul SUA, astfel că prima izohipsă trasată va avea valoarea de 522 dam, restul liniilor urmând să fie trasate din 6 în 6 dam (ex. 528, 534, 540 dam etc.). Valorile maxime se înregistrează în sudul Californiei, unde, la staţia din San Diego, s-au măsurat 582 dam. Totuşi, deoarece această valoare izolată a fost raportată de o singură staţie şi nu este susţinută de alte observaţii vecine, valoarea de 578 dam a fost utilizată ca limită maximă pentru contur. În practica sinoptică, analiştii impun, de regulă, existenţa a cel puţin două observaţii consistente pentru a valida trasarea unei izohipse, deşi protocoalele pot varia în funcţie de centru.

Figura 8.19b prezintă setul complet de izohipse la nivelul de 500 hPa. Se observă că anumite contururi, precum cele de 558 dam şi 564 dam, traversează continentul de la

vest la est, în timp ce altele, cum sunt izohipsele de 522 dam şi 528 dam, rămân limitate la regiuni mai restrânse. În ansamblu, valorile mai mici ale înălţimii geopotenţiale se concentrează în nord-estul SUA, iar cele mai ridicate se regăsesc în vest. Această distribuţie spaţială indică prezenţa unui talveg depresionar la 500 hPa în est şi a unei dorsale anticiclonice în vest, talvegul fiind direct asociat cu geneza şi intensificarea unei furtuni puternice (Milrad, 2018).

Figurile 8.19c şi 8.19d ilustrează modul de trasare a izohipselor pentru aceeaşi situaţie sinoptică, dar utilizând valorile de la nivelul superior de 250 hPa (corespunzător troposferei superioare/grupului de curenţi jet). La acest nivel de altitudine, din cauza variaţiilor mai mari ale înălţimii coloanei de aer, izohipsele se trasează la intervale mai mari, de 12 dam.

Valoarea minimă a înălţimii geopotenţiale este de 971 dam, determinând trasarea primei izohipse la valoarea de 972 dam. Valoarea maximă atinge 1089 dam, iar ultima izohipsă închisă pe hartă va fi cea de 1068 dam (figura 8.19d).

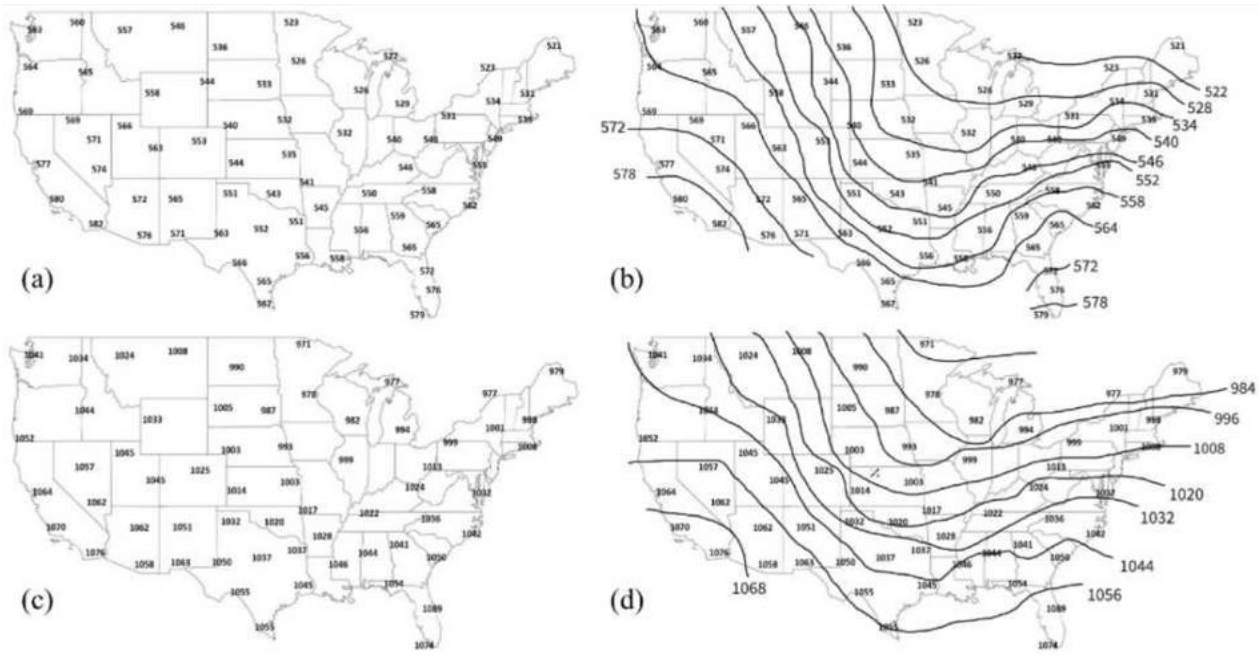


Figura 8.19. Valorile înălţimii geopotenţiale şi distribuţia izohipselor la nivelurile de 500 hPa şi 250 hPa deasupra SUA: (a) valori la 500 hPa; (b) izohipse la 500 hPa; (c) valori la 250 hPa; (d) izohipse la 250 hPa *(prelucrat după Milrad, 2018)*

Pe o singură hartă sinoptică pot fi reprezentate simultan mai multe elemente meteorologice, structură ce permite o analiză corelată şi detaliată a stării atmosferei. Astfel, în exemplul din figura 8.20, pe harta nivelului de 850 hPa sunt suprapuse valorile înălţimii geopotenţiale, ale temperaturii aerului şi ale depresiunii punctului de rouă, fiecare oferind informaţii complementare.

Câmpul înălţimii geopotenţiale evidenţiază în mod clar prezenţa unui ciclon, asociat cu valori minime de 140 dam, respectiv a unui anticiclon, corespunzător unei valori maxime de 159 dam (figura 8.20b). În acelaşi timp, câmpul termic indică temperaturi ale aerului cuprinse între -30°C şi 15°C (figura 8.20c).

Depresiunea punctului de rouă (diferenţa dintre temperatura aerului şi punctul de rouă) indică gradul de umezeală al masei de aer. Arealele evidenţiate grafic cu culoarea verde corespund valorilor egale sau mai mici de 3°C, prag critic ce sugerează un aer aproape saturat. Această saturaţie indică o probabilitate ridicată de condensare, formare a nebulozităţii şi apariţie a precipitaţiilor (figura 8.20d). În concluzie, analiza combinată a acestor parametri reprezintă pilonul central în prognozarea fenomenelor meteorologice severe la scară regională.

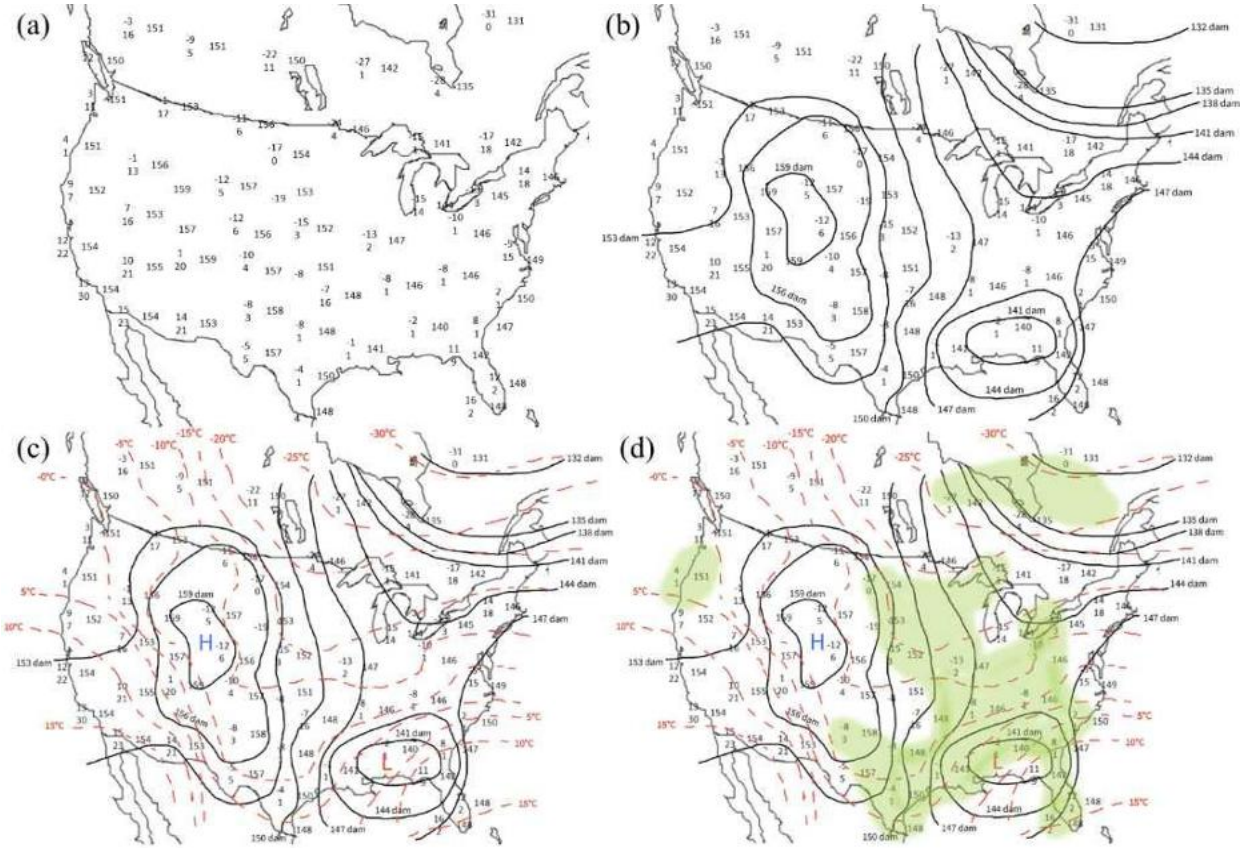


Figura 8.20. Harta sinoptică compusă la nivelul de 850 hPa: (a) valorile temperaturii aerului, ale depresiunii punctului de rouă şi ale înălţimii geopotenţiale; (b) trasarea izohipselor; (c) trasarea izotermelor; (d) evidenţierea arealelor cu depresiunea punctului de rouă ≤ 3°C *(prelucrat după Milrad, 2018)*

Talvegul depresionar şi dorsala anticiclonică

Talvegurile depresionare şi dorsalele anticiclonice reprezintă, alături de cicloni şi anticicloni, structuri fundamentale ale câmpului baric de altitudine. Identificarea corectă a acestor formaţiuni este esenţială în prognoza meteorologică, deoarece permite

localizarea regiunilor cu nebulozitate accentuată şi delimitarea zonelor cu probabilitate ridicată de apariţie a precipitaţiilor. În acest sens, figura 8.21 prezintă analiza câmpului geopotenţial la nivelul de 700 hPa, incluzând izohipsele, izotermele şi arealele cu o umiditate relativă de peste 70%. Pe această hartă, talvegul depresionar este marcat printr-o linie întreruptă de culoare albastru închis, indicând o extindere alungită spre sud a unui areal de presiune scăzută (asociat unui sistem ciclonic). În contrapondere, dorsala anticiclonică este evidenţiată printr-o linie roşie în zig-zag, reprezentând o avansare spre nord a unui areal de presiune ridicată (asociat unui sistem anticiclonic). Arealele caracterizate prin nebulozitate ridicată şi potenţial de precipitaţii sunt redate în nuanţe de verde; intensitatea culorii este direct proporţională cu gradul de saturaţie al aerului, indicând condiţii sinoptice favorabile dezvoltării sistemelor noroase.

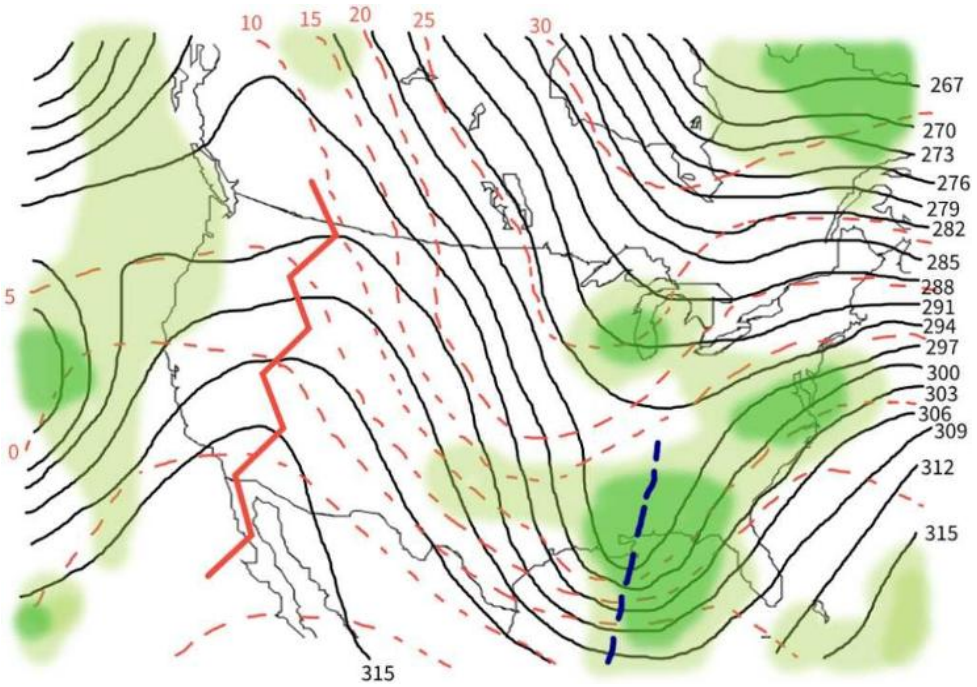


Figura 8.21. Analiza câmpului de geopotenţial la nivelul de 700 hPa, temperaturii şi umidităţii relative a aerului, în vederea identificării crestelor barice, talvegurilor depresionare şi regiunilor cu nebulozitate *(prelucrat după Milrad, 2018)*

În meteorologia sinoptică, o regulă practică fundamentală stabileşte că distribuţia umidităţii şi a fenomenelor meteorologice asociate este strâns legată de poziţia axului formaţiunilor barice, conform modelelor conceptuale standardizate (OMM, 2018b; NOAA, 2021). La nivelul de 700 hPa, regiunea situată în faţa (la est de) axul unui talveg depresionar este caracterizată de mişcări ascendente intense ale aerului, care favorizează răcirea adiabatică, condensarea vaporilor de apă şi formarea unor arii extinse cu nebulozitate şi precipitaţii. Odată cu trecerea axului talvegului, în spatele acestuia (la vest de ax) se instalează o advecţie de aer mai rece şi mai uscat, asociată cu mişcări

descendente de subsidenţă. Ca urmare, umiditatea relativă scade treptat, nebulozitatea începe să se diminueze, iar cerul devine treptat senin, reflectând o stabilizare a vremii.

În contrast, o dorsală anticiclonică generează o dinamică complet opusă în troposfera mijlocie (Milrad, 2018). În perimetrul situat înaintea (la est de) axului dorsalei anticiclonice, predomină mişcările descendente intense, mişcări care comprimă şi usucă aerul, dispersând umezeala şi menţinând o vreme stabilă, caldă şi însorită. Totuşi, pe măsură ce axul dorsalei avansează şi se deplasează spre est, regiunea intră sub influenţa sectorului său posterior (partea vestică a dorsalei / zona de tranziţie spre următorul talveg). În acest sector, advecţia de aer cald şi umed dinspre latitudinile sudice tinde să crească progresiv umiditatea relativă în troposfera inferioară şi mijlocie. În multe cazuri, acest aport de umezeală din spatele dorsalei anticiclonice, cuplat cu apariţia convergenţei la scară sinoptică, favorizează apariţia unor sisteme noroase stratiforme şi declanşarea unor precipitaţii de intensitate moderată.

Vântul

Vântul reprezintă un element fundamental în elaborarea hărţilor sinoptice, deoarece asigură transportul maselor de aer, influenţând în mod direct distribuţia presiunii, a temperaturii şi a umidităţii la scară planetară şi regională.

Trasarea izotacilor (liniile care unesc punctele cu aceeaşi viteză a vântului) urmează aceleaşi principii metodologice aplicate în cazul izohipselor şi izotermelor. Scopul acestei reprezentări este de a evidenţia distribuţia spaţială şi variaţiile câmpului de viteză al vântului în raport cu suprafaţa terestră, oferind o imagine clară asupra arealelor de intensificare sau de atenuare a circulaţiei atmosferice.

În prima etapă a analizei, se stabileşte o valoare minimă a vitezei vântului, aleasă în funcţie de anotimp şi de latitudine, conform standardelor OMM (OMM, 2018b). În exemplul din figura 8.22, care ilustrează o hartă cu izotaci la nivelul de 250 hPa (nivelul curentului jet din troposfera superioară), a fost selectată valoarea minimă de 30 m/s, iar liniile au fost trasate la intervale standard de 10 m/s.

În ceea ce priveşte valorile maxime ale vitezei vântului, evidenţiate în figura 8.22, acestea ating 90 m/s şi sunt reprezentate grafic prin nuanţe de verde. Fiecare izotac delimitează strict arealele în care viteza vântului este cel puţin egală cu valoarea sa nominală, în timp ce valorile inferioare rămân în afara conturului. Pentru o interpretare mai facilă a hărţii, suprafeţele dintre izotaci pot fi diferenţiate prin coduri de culori succesive (hărţi izotahice cromatice), deşi această abordare nu este obligatorie. Metoda permite localizarea intuitivă a nucleelor cu viteze maxime ale vântului (cunoscute sub numele de jet streaks).

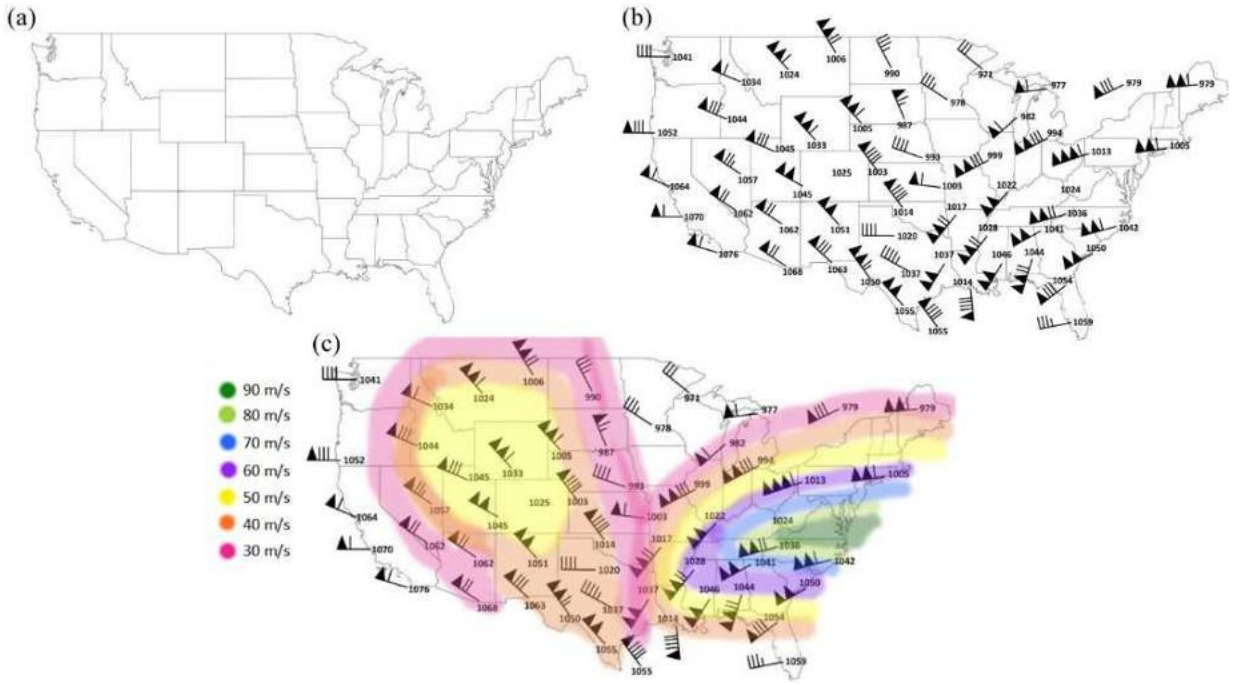


Figura 8.22. Reprezentarea direcţiei şi vitezei vântului la nivelul de 250 hPa: (a) conturul SUA, cu delimitarea statelor federale; (b) valorile măsurate, reprezentate prin simboluri standard pe hartă; (c) trasarea izotacilor pe baza valorilor măsurate ale vitezei vântului *(prelucrat după Milrad, 2018)*

Pe hărţile de altitudine, unde frecarea cu suprafaţa terestră este neglijabilă, direcţia şi viteza vântului pot fi determinate pe baza conceptului de **vânt geostrofic**. Acesta reprezintă un model teoretic (un vânt idealizat) ce prinde contur atunci când forţa gradientului baric este perfect echilibrată de forţa de deviere Coriolis, generată de rotaţia Pământului. În aceste condiţii de echilibru dinamic, aerul nu mai circulă direct dinspre presiunea ridicată spre cea scăzută, ci se deplasează paralel cu izobarele sau izohipsele, lăsând presiunea mai mică la stânga în emisfera nordică şi la dreapta în emisfera sudică. Pe hărţile sinoptice, orientarea vântului geostrofic este esenţială pentru identificarea şi evaluarea **advecţiei termice** (transportul orizontal de căldură). Din punct de vedere geometric:

- Dacă izohipsele şi izotermele sunt aproape paralele (configuraţie barotrofă), advecţia termică este slabă sau absentă.
- Dacă cele două tipuri de linii se intersectează sub un unghi pronunţat (configuraţie baroclină), vântul geostrofic transportă aer cald spre regiuni mai reci (advecţie caldă) sau aer rece spre regiuni mai calde (advecţie rece).

Aceste procese au consecinţe directe asupra evoluţiei vremii şi a prognozei pe termen scurt. Advecţia de aer cald induce instabilitate termică, favorizează mişcările ascendente ale aerului pe scară largă, determinând expansiunea nebulozităţii şi apariţia

precipitaţiilor. În schimb, advecţia de aer rece este asociată cu mişcări descendente de subsidenţă, care comprimă aerul, dispersează norii şi menţin stabilitatea atmosferică.

Figura 8.23 exemplifică dinamica unui ciclon extratropical matur, dezvoltat în estul SUA, unde distribuţia corelată a izohipselor şi a izotermelor la nivelul de 850 hPa evidenţiază procese de advecţie extrem de pronunţate (Milrad, 2018).

În sectorul estic şi nord-estic al sistemului depresionar se manifestă o advecţie puternică de aer cald; aici, vântul circulă dinspre sud şi sud-est către nord-est, injectând aer cald şi umed de provenienţă oceanică în sistem. În mod contrar, în sectorul vestic şi sud-vestic (în spatele frontului rece) se remarcă o advecţie intensă de aer rece, unde vântul suflă dinspre nord-vest spre sud-est, transportând o masă de aer polar sau arctic, mai rece şi mai uscată.

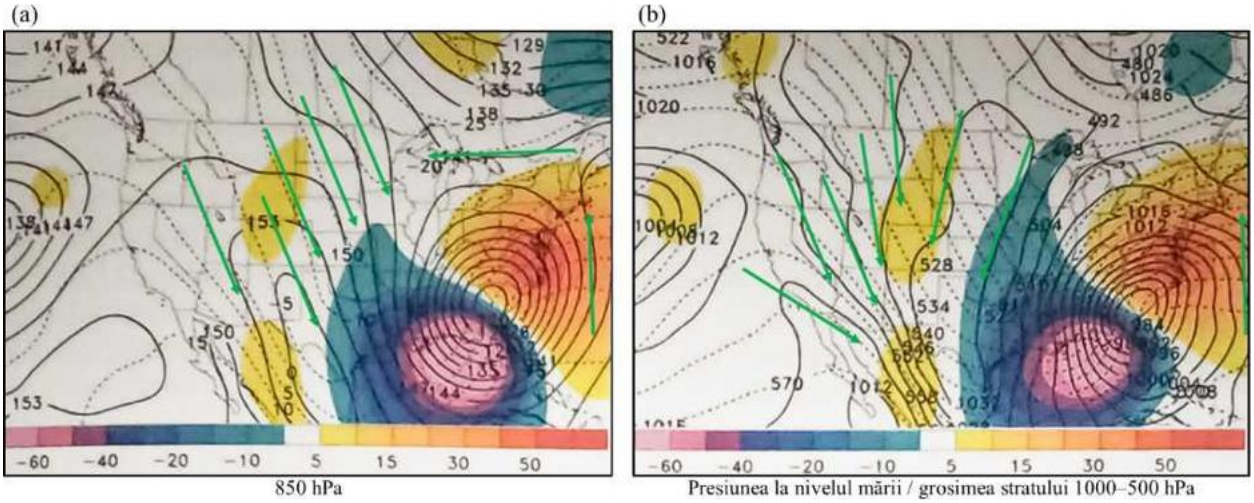


Figura 8.23. (a) Harta la nivelul de 850 hPa, unde sunt reprezentate: înălţimea geopotenţială (linii negre), temperatura (linii negre întrerupte) şi arealele cu advecţie de aer cald (în culori calde) şi cu advecţie de aer rece (în culori reci); (b) Harta cu presiunea la nivelul mării (linii negre), grosimea stratului 1000–500 hPa (linii întrerupte) şi, din nou, arealele cu advecţie de aer cald sau rece. Săgeţile verzi indică direcţia din care bate vântul *(prelucrat după Milrad, 2018)*

La nivelul solului, configuraţia izobarelor confirmă mişcarea de rotaţie în sens antiorar (ciclonică), specifică structurilor depresionare din emisfera nordică, caracterizată prin convergenţa maselor de aer în sectorul anterior şi divergenţa în cel posterior. Din perspectiva prognozei, această interacţiune structurală indică prezenţa unor sisteme noroase compacte şi precipitaţii intense pe flancul estic (determinate de advecţia caldă), urmate în spatele ciclonului de o răcire accentuată a vremii şi de o înseninare treptată a cerului, pe fondul unor intensificări ale vântului din sectorul nord-vestic.

Astfel, prin corelarea analizei izotacilor (care localizează nucleele de vânt maxim) cu interpretarea vântului geostrofic şi a cumpului advectiv de temperatură, meteorologul

previzionist obţine o imagine tridimensională coerentă asupra circulaţiei atmosferice la scară sinoptică.

Hărţile sinoptice digitale

În prezent, datorită tehnologiilor digitale şi a programelor avansate de procesare a datelor, hărţile sinoptice sunt realizate automat, într-un timp considerabil mai scurt decât cel necesar prin metodele clasice manuale. Cu toate acestea, principiul fundamental de elaborare rămâne acelaşi, iar „materia primă" utilizată în acest demers este reprezentată, în continuare, de datele colectate de la staţiile meteorologice de suprafaţă, precum şi de informaţiile obţinute prin metode de radiosondaj, prin aeronave şi prin sateliţi meteorologici. Aceste seturi masive de date sunt centralizate şi prelucrate în centre meteorologice naţionale şi internaţionale. Aici sunt aplicaţi algoritmi matematici şi modele numerice complexe de prognoză a vremii, care permit atât generarea hărţilor sinoptice pentru diferite niveluri de presiune, cât şi anticiparea evoluţiei viitoare a sistemelor meteorologice.

Majoritatea acestor produse moderne sunt generate în format digital şi redau valorile parametrilor meteorologici nu doar prin simboluri grafice tradiţionale sau izoplete, ci şi prin câmpuri cromatice continue, bazate pe scări de culori standardizate. Această abordare permite o interpretare vizuală rapidă şi intuitivă a dinamicii atmosferice. Spre exemplu, arealele cu temperaturi ridicate sunt reprezentate în nuanţe de roşu şi portocaliu, în timp ce zonele cu temperaturi scăzute sunt evidenţiate prin nuanţe de albastru şi violet (figura 8.24).

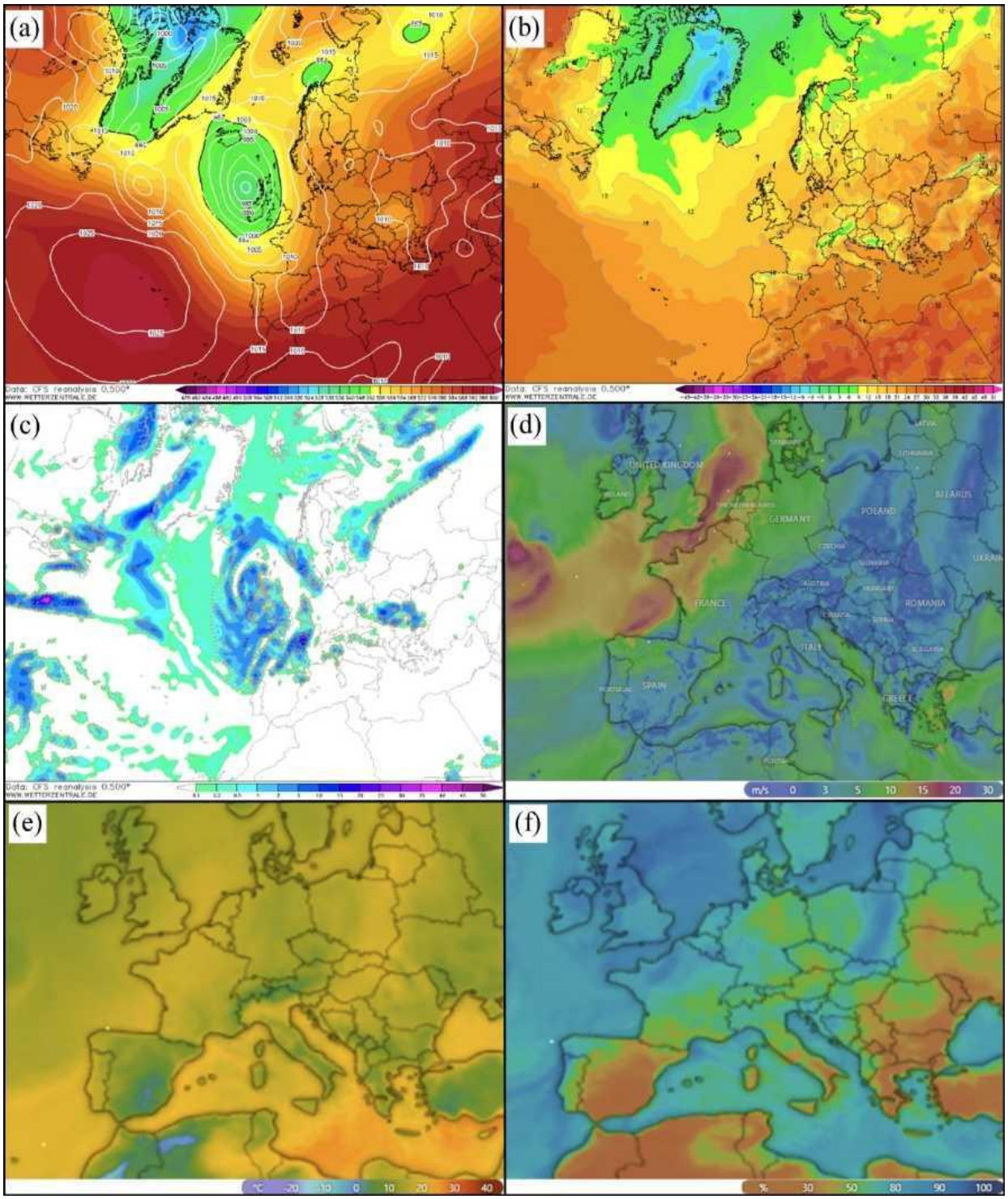


Figura 8.24. Exemple de hărţi sinoptice digitale pentru teritoriul Europei: (a) câmpul de presiune la nivelul mării și geopotențialul la 500 hPa; (b) temperatura aerului la 2 m; (c) distribuția precipitațiilor; (d) viteza vântului; (e) temperatura punctului de rouă; (f) umiditatea relativă a aerului
(sursa: Wetterzentrale, 2026; Windy, 2026)

8.1.5. Fronturile atmosferice

Identificarea fronturilor atmosferice este o etapă esenţială pentru elaborarea prognozei meteorologice, deoarece acestea marchează suprafeţele de tranziţie şi discontinuitate între mase de aer cu proprietăţi fizice diferite. Ele influenţează în mod direct evoluţia vremii prin generarea precipitaţiilor şi prin modificarea bruscă a temperaturii aerului, a umidităţii, a presiunii atmosferice şi a direcţiei vântului.Cele patru tipuri principale de fronturi atmosferice se marchează pe harta sinoptică prin simboluri grafice standardizate, stabilite la nivel internaţional conform normelor OMM (OMM, 2018b):

- **Frontul cald**: este reprezentat printr-o linie roşie pe care sunt dispuse semicercuri.
- **Frontul rece:** este indicat printr-o linie albastră prevăzută cu triunghiuri.
- **Frontul oclus**: este marcat printr-o linie violetă ce prezintă o alternanţă de semicercuri şi triunghiuri.
- **Frontul staţionar (cvasi-staţionar)**: este evidenţiat printr-o alternanţă de semicercuri roşii şi triunghiuri albastre orientate în direcţii opuse (semicercurile indică spre masa de aer rece, iar triunghiurile spre cea caldă).

De reţinut este faptul că triunghiurile şi semicercurile sunt orientate întotdeauna în sensul deplasării frontului (direcţia spre care avansează), şi nu în funcţie de zona de proveniență a masei de aer (figura 8.25).

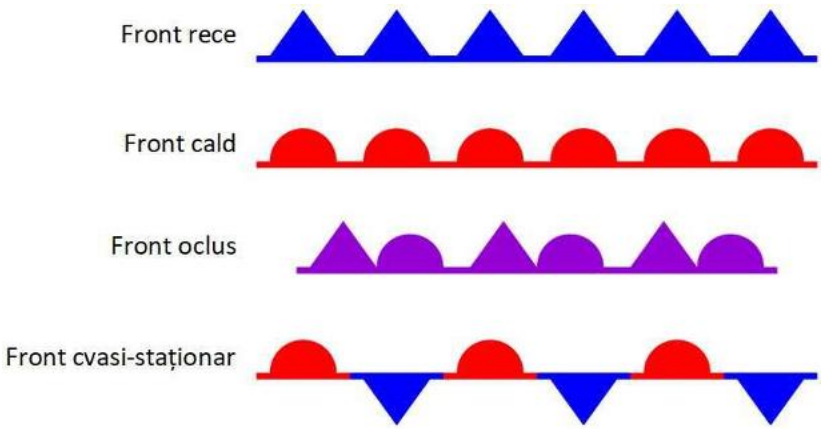


Figura 8.25. Simbolurile standardizate utilizate pentru representation celor patru tipuri de fronturi atmosferice pe hărţile sinoptice *(conform normelor OMM, 2018b)*

Pentru localizarea şi trasarea corectă a fronturilor reci, este esenţial să se cunoască proprietăţile lor cinematice şi dinamice. Fronturile se formează cu o frecvenţă ridicată la latitudinile medii ale ambelor emisfere, direcţia lor de deplasare fiind guvernată de circulaţia generală a atmosferei şi de poziţia maselor de aer.

În cazul frontului rece, zonele sursă ale maselor de aer sunt regiunile polare şi arctice, localizate spre nord în emisfera nordică, respectiv spre sud în emisfera sudică. Prin urmare, în emisfera nordică, orientarea generală a frontului rece este pe axa nord-sud, însă, sub influenţa forţei de deviere Coriolis, traiectoria sa reală de avansare se dezvoltă de la nord-vest spre sud-est (figura 8.26).

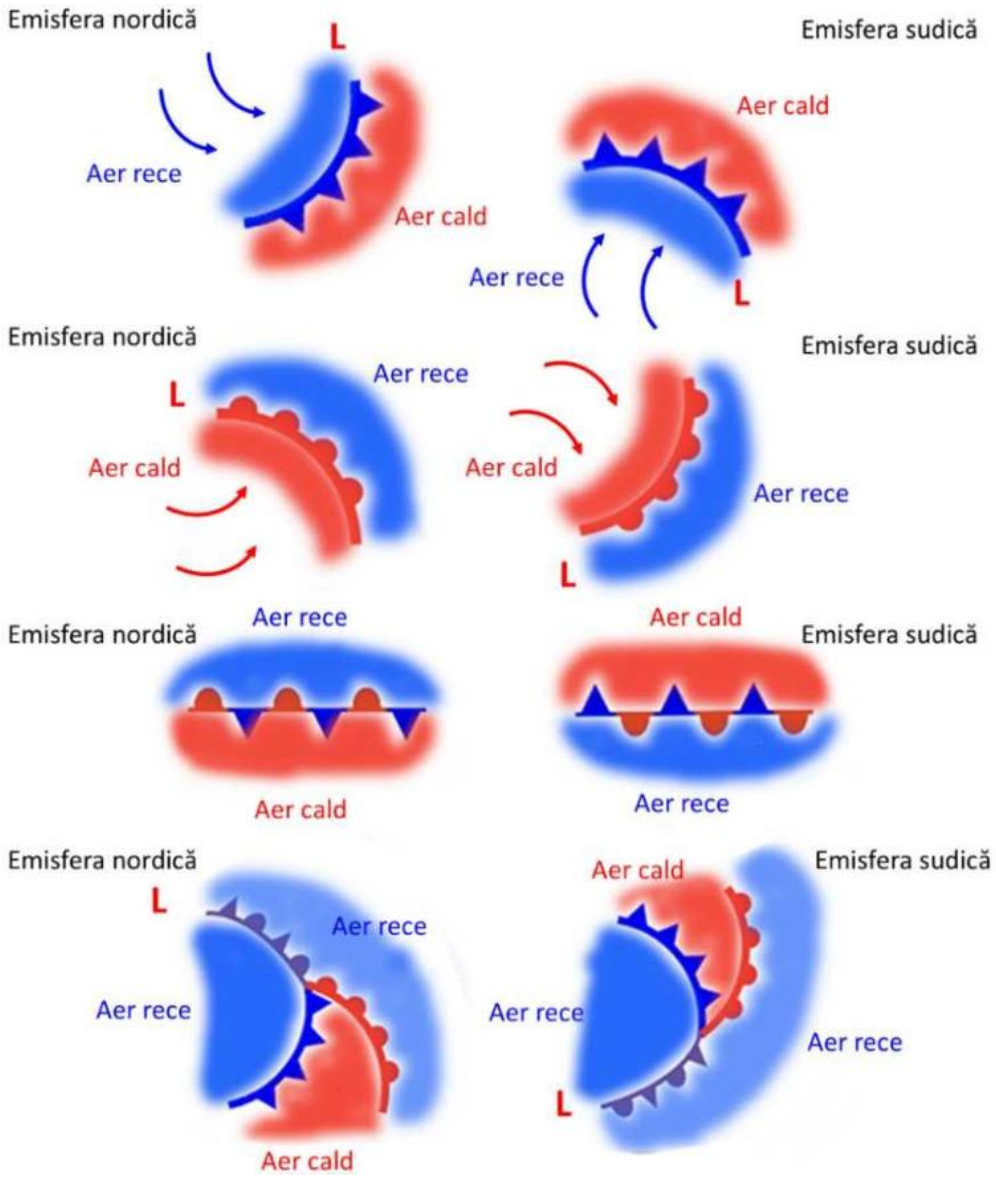


Figura 8.26. Ilustrarea modului de acţiune a celor patru tipuri de fronturi atmsoferice în funcţie de emisferă, indicând poziţia tipică a unui ciclon, marcat cu litera „L" *(sursa: prelucrat după NOAA, 2021)*

Totodată, fronturile reci sunt componente structurale ale ciclonilor extratropicali. Deoarece aceşti centri depresionari se rotesc în sens antiorar în emisfera nordică, dinamica lor internă impune alinierea şi deplasarea frontului rece pe direcţia nord-vest–

sud-est. În emisfera sudică, situaţia este simetrică: din cauza originii maselor de aer, a inversării sensului forţei Coriolis şi a rotaţiei ciclonilor în sens orar, fronturile reci avansează de la sud-vest spre nord-est.

Un aspect dinamic major îl reprezintă influenţa stratului limită planetar. În apropierea solului, masele de aer se confruntă cu forţa de frecare, fenomen care reduce viteza vântului şi, pe cale de consecinţă, diminuează intensitatea efectului Coriolis. Din acest motiv, în imediata vecinătate a suprafeţei terestre, vântul tinde să urmeze o traiectorie directă, perpendiculară pe izobare, dinspre ariile cu presiune ridicată spre cele cu presiune scăzută.

În cazul frontului cald, originea aerului tropical şi subtropical impune o deplasare tipică de la sud-vest spre nord-est în emisfera nordică, respectiv de la nord-vest spre sud-est în emisfera sudică. Pentru frontul staţionar (cvasi-staţionar), masa de aer rece rămâne cantonată spre poli, în timp ce masa de aer cald ocupă sectorul dinspre ecuator (figura 8.26).

Procesul de ocluziune (frontul oclus) se declanşează în momentul în care frontul rece, având o viteză de deplasare superioară, ajunge din urmă frontul cald şi determină izolarea la înălţime a sectorului cald. Având în vedere unghiurile caracteristice de avans, ocluziunea se va manifesta iniţial în sectorul nordic al sistemului frontal în emisfera nordică, respectiv în sectorul sudic al acestuia în emisfera sudică (figura 8.26).

Cunoaşterea originii maselor de aer, a efectului Coriolis şi a direcţiilor tipice de deplasare în fiecare emisferă este esenţială pentru plasarea corectă a simbolurilor frontale pe harta sinoptică şi, implicit, pentru prognoza meteorologică. Această înţelegere le permite meteorologilor să anticipeze nu doar poziţia actuală a fronturilor, ci şi modul în care acestea vor evolua în timp, localizând cu precizie arealele în care se vor produce schimbări semnificative ale vremii.

Determinarea cu precizie a poziţiei fronturilor pe hărţile sinoptice de suprafaţă necesită analiza corelată a cel puţin patru parametri principali: temperatura aerului, temperatura punctului de rouă, direcţia vântului şi presiunea atmosferică redusă la nivelul mării. Deşi precipitaţiile însoţesc frecvent pasajele frontale, prezenţa lor nu este un criteriu obligatoriu de identificare. Fronturile se pot manifesta sub formă de fronturi „uscate” (fără precipitaţii), după cum precipitaţiile pot fi generate şi de procese convective sau orografice locale, în absenţa unui sistem frontal. Ghidul de identificare structurală a parametrilor este detaliat în tabelul 8.4.

Tabelul 8.4. Caracteristicile parametrilor meteorologici de bază utilizaţi în identificarea tipurilor de fronturi atmosferice pe hărţile sinoptice (sursa: prelucrat după OMM, 2018b; NOAA, 2021).

Tip de front	Temperatură	Punct de rouă	Schimbare a vântului	Presiune la nivelul mării	Precipitaţii
Rece	Mai cald în faţă, mai rece în spate	Mai umed în faţă, mai uscat în spate	Direcţie din sector cald în faţă, din sector rece în spate	Scade înainte de front, creşte brusc în spate	În faţa frontului, pe linia frontală şi/sau în spate
Cald	Mai rece în faţă, mai cald în spate	Mai uscat în faţă, mai umed în spate	Direcţie din sector rece în faţă, din sector cald în spate	Scade continuu în faţă, se stabilizează în spate	În faţa frontului şi/sau de-a lungul liniei acestuia
Cvasi-staţionar	Mai rece spre poli, mai cald spre ecuator	Mai uscat spre poli, mai umed spre ecuator	Circulaţie paralelă, dar cu sensuri opuse de o parte şi de alta	Valori minime dispuse de-a lungul axului frontal	De-a lungul liniei frontului şi/sau pe ambele flancuri
Ocluziune rece	Mai cald în faţă, mai rece în spate	Mai umed în faţă, mai uscat în spate	Direcţie din sector rece în faţă, din sector rece în spate	Scade înainte de front, creşte în spate	În faţa frontului, pe linia frontală şi/sau în spate
Ocluziune caldă	Mai rece în faţă, mai cald în spate	Mai uscat în faţă, mai umed în spate	Direcţie rece în faţă, direcţie răcoroasă în spate	Scade înainte de front, creşte în spate	În faţa frontului şi/sau de-a lungul liniei acestuia

Figura 8.27 exemplifică etapele practice de trasare a unui front rece pe o hartă sinoptică de suprafaţă. În urma analizării câmpului termic prin trasarea izotermelor (figura 8.27b), se observă o scădere marcată a temperaturii, de la valori de 21–22°C în sectorul anterior (în faţa frontului) până la 13°C în cel posterior (în spatele frontului), gradientul termic atingând valori maxime în imediata vecinătate a liniei de discontinuitate.

Simultan, dinamica punctului de rouă (reprezentată prin izodrosoterme) indică o tranziţie clară între masele de aer. În faţa frontului, punctul de rouă atinge valoarea de 18–19°C (aer tropical umed), în timp ce în spatele liniei frontale acesta coboară la 12°C, confirmând pătrunderea unei mase de aer polar mult mai uscată.

Modificările câmpului de vânt şi evoluţia tendinţei barice sunt evidenţiate în figura 8.27c şi 8.27d. În sectorul anterior, vectorii vântului indică o circulaţie predominant dinspre sud şi sud-est, asociată cu o advecţie caldă pronunţată. La trecerea liniei frontului, vântul suferă o rotaţie ciclonică bruscă (în sens antiorar), reorientându-se din sector nord-vestic şi semnalând instalarea advecţiei reci. În ceea ce priveşte presiunea atmosferică redusă la nivelul mării, dinamica este caracterizată printr-o scădere continuă prefrontală, urmată de o creştere bruscă şi viguroasă imediat după trecerea frontului rece, ca urmare a densităţii mai mari a aerului rece instalat la sol.

Prezenţa precipitaţiilor nu ar trebui utilizată, în mod obişnuit, drept criteriu principal pentru identificarea unui front atmosferic. Totuşi, atunci când apar, acestea pot furniza informaţii relevante privind dinamica şi tipul structurii frontale, dar numai în corelaţie strânsă cu evoluţia celorlalţi parametri meteorologici.

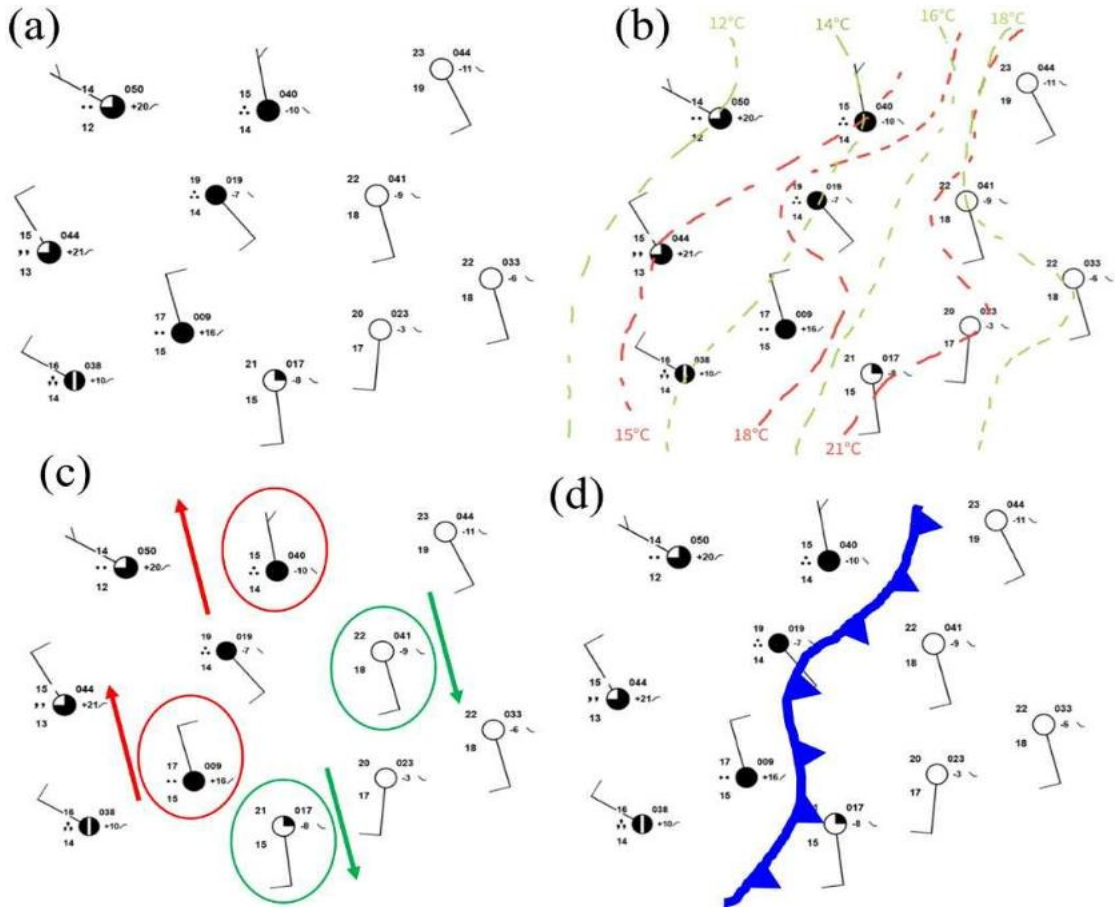


Figura 8.27. Metodologia de trasare a unui front rece pe hărţile sinoptice de suprafaţă *(a – valorile măsurate la staţiile meteorologice transpuse în cadrul schemei Bjerknes; b – trasarea izotermelor (liniile roşii) şi izodrosotermelor[21] (liniile verzi); c – identificarea modificărilor în ceea ce priveşte direcţia vântului şi valorile presinii atmosferice la nivelul mării; d – trasarea efectivă a frontului rece)*

Procesul clasic de analiză frontală porneşte de la examinarea valorilor brute de la staţii, transpuse grafic conform schemei modelului norvegian Bjerknes (figura 8.28a). Ulterior, pe baza acestor date, se realizează trasarea preliminară a izobarelor pentru a evidenţia kinking-ul (schimbarea bruscă de direcţie a liniilor) specific zonelor de discontinuitate (figura 8.28b).

O abordare practică valoroasă în cartografia sinoptică constă în identificarea şi marcarea pe hartă a tuturor staţiilor meteorologice care raportează precipitaţii în momentul observaţiei. În figura 8.28c, suprafaţa afectată de precipitaţii (indiferent de formă sau intensitate) este evidenţiată prin culoarea verde. Această metodă de izolare grafică poate fi utilizată cu succes şi pentru alţi parametri, cum ar fi marcarea staţiilor care înregistrează o tendinţă barică puternic descendentă sau prăbuşiri bruşte ale temperaturii aerului, facilitând trasarea finală şi corectă a axului frontal (figura 8.28d).

[21] O izodrosotermă este o linie care uneşte puncte cu aceeaşi valoare a punctului de rouă.

În cazul fronturilor calde, precipitaţiile se manifestă, de regulă, sub formă de ploi continue şi stabile (pe arii extinse), fiind dispuse de-a lungul liniei frontului sau anterior acesteia. Acest fenomen este determinat de ascensiunea graduală şi lentă a masei de aer cald, mai uşor, peste panta de aer mai rece şi mai dens aflată în faţa frontului, proces ce conduce la răcire adiabatică, la formarea sistemelor noroase stratiforme şi la apariţia precipitaţiilor prefrontale (figura 8.28b).

În contrast, în cazul fronturilor reci, fenomenele au un caracter mai violent şi se pot produce în sectoare diverse, inclusiv în partea posterioară a liniei frontale. Adesea, în faţa unui front rece cu deplasare rapidă se dezvoltă o linie de vijelie prefrontală (squall line) însoţită de fenomene convective severe (averse, descărcări electrice), urmată de o arie de precipitaţii stratiforme de intensitate redusă, localizată chiar pe linia frontului sau în spatele acesteia.

În cazul fronturilor staţionare, din cauza absenţei unei deplasări nete a maselor de aer, precipitaţiile pot deveni persistente şi se pot extinde pe ambele părţi ale liniei frontale. Precipitaţiile asociate fronturilor ocluze îmbină, în general, caracteristicile întâlnite la fronturile calde şi reci, iar distribuţia lor depinde de tipul specific de ocluziune (caldă sau rece).

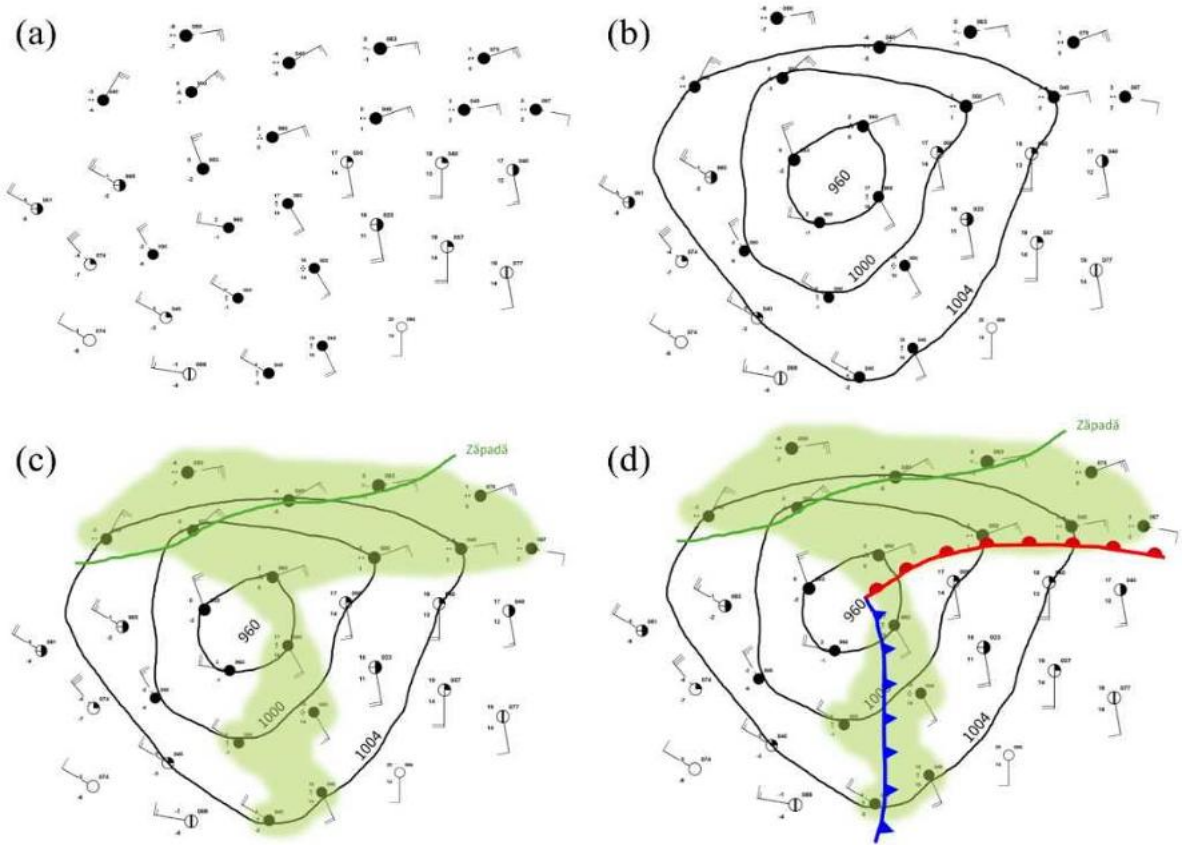


Figura 8.28. Analiza şi delimitarea fronturilor atmosferice pe baza hărţii sinoptice de suprafaţă (*a - valorile măsurate la staţiile meteorologice transpuse în cadrul schemei Bjerknes; b – trasarea izobarelor; c – identificarea şi marcarea staţiilor meteorologice la care se înregistrează precipitaţii; d – marcarea fronturilor atmosferice*)

După însuşirea regulilor fundamentale de identificare, se poate trece la analiza hărţilor sinoptice care acoperă suprafeţe extinse. Figura 8.29a prezintă situaţia sinoptică de suprafaţă deasupra Europei, în timp ce figura 8.29b ilustrează înălţimea geopotenţială la nivelul de 500 hPa deasupra aceluiaşi areal geografic.

Hărţile analizate indică o dominanţă clară a regimului anticiclonic (vreme stabilă şi senină) pe cea mai mare parte a continentului european. În schimb, o serie de cicloni dinamici sunt localizaţi deasupra Groenlandei, iar Minima Islandeză, un centru baric semipermanent de joasă presiune, apare bine individualizată deasupra Oceanului Atlantic de Nord, în proximitatea Islandei.

Această Minimă Islandeză generează un front oclus matur, care se extinde de pe teritoriul Belgiei şi al Ţărilor de Jos până în Islanda. Prezenţa procesului de ocluziune indică faptul că sistemul ciclonic a depăşit faza de intensitate maximă şi a intrat în etapa de disipare. În prelungirea acestui front oclus se dezvoltă un front rece activ, care secţionează Franţa pe direcţia nord-sud. Din punct de vedere termic, frontul oclus analizat reprezintă o ocluziune de tip rece, determinată de pătrunderea maselor de aer oceanice din Atlanticul de Nord, mult mai reci, care dislocă şi subrează aerul mai cald acumulat deasupra continentului european (figura 8.29a).

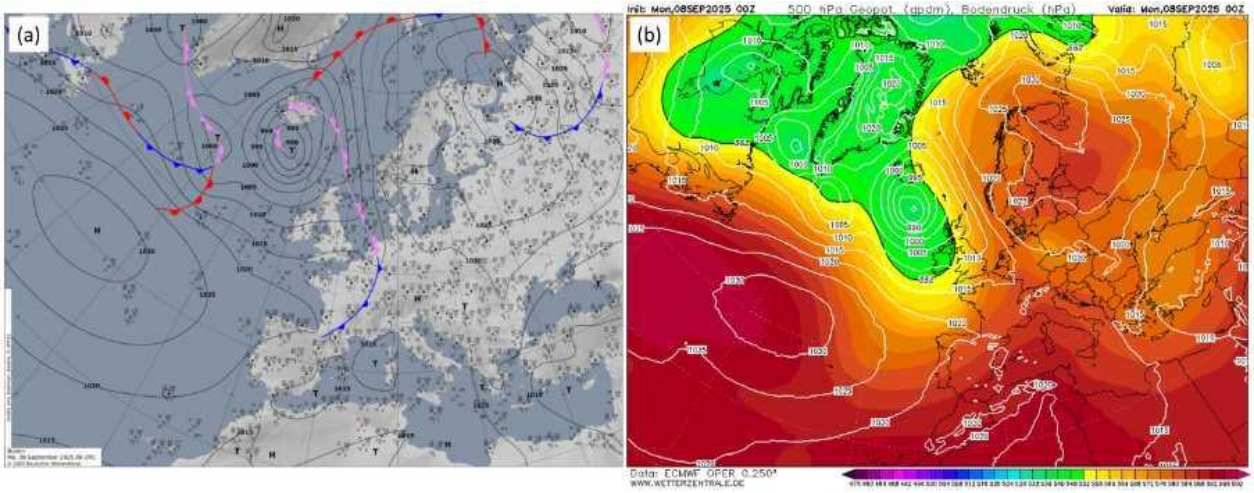


Figura 8.29. (a) Hartă sinoptică de suprafaţă din data de 8 septembrie 2025; (b) Hartă sinoptică a înălţimii geopotenţiale la nivelul de 500 hPa din 8 septembrie 2025 *(sursa: wetterzentrale.de)*

Ca regulă generală în analiza sinoptică (Milrad, 2018), fronturile ocluze (indiferent dacă sunt de tip rece sau cald) trebuie să fie conectate direct în centrul unui ciclon de suprafaţă. Este esenţial de subliniat faptul că fronturile reci, calde şi ocluze nu trebuie niciodată ataşate sau conectate la un sistem anticiclonic (centru de înaltă presiune). Singurul tip de front care poate fi reprezentat independent şi izolat în cadrul unei analize frontale este frontul staţionar, datorită naturii sale de zonă de demarcaţie neutră între două mari celule barice.

8.1.6. Descifrarea şi interpretarea hărţilor sinoptice de suprafaţă şi altitudine

După înscrierea valorilor măsurate la staţiile meteorologice pe hartă sub forma schemei modelului Bjerknes, trasarea izobarelor, identificarea centrilor barici (cicloni şi anticicloni) şi a sistemelor frontale, urmează etapa crucială de analiză şi interpretare. Hărţile sinoptice de suprafaţă şi de altitudine reprezintă instrumente fundamentale pentru înţelegerea circulaţiei atmosferice globale şi regionale, precum şi pentru identificarea tipului de vreme asociat unei anumite conjuncturi meteorologice. Pe lângă stabilirea condiţiilor care generează vremea la momentul actual, analiza presupune şi consultarea unei succesiuni cronologice de hărţi sinoptice, metodă ce permite urmărirea dinamicii şi evoluţiei circulaţiei atmosferice din ultimele zile.

În cadrul figurii 8.30a, harta sinoptică de suprafaţă de la data de 22 septembrie 1973 indică prezenţa unui vast culoar depresionar. Acesta conecta arealul de presiune scăzută situat în proximitatea Groenlandei, peste Atlanticul de Nord, cu depresiunea poziţionată în sudul Danemarcei, al cărei talveg cobora până în sectorul vestic al bazinului mediteranean. Această axă depresionară şi-a continuat deplasarea spre est, traversând Polonia, Belarus şi Rusia, legând astfel structurile ciclonice din vestul Europei de o altă arie de presiune scăzută, localizată la vest de Munţii Urali. Prin această distribuţie barică specifică, culoarul depresionar delimita Anticiclonul Azoric, bine dezvoltat deasupra Oceanului Atlantic, de Anticiclonul Scandinav din nordul Europei; cel din urmă era separat, la rândul său, de dorsala anticiclonică euro-asiatică, extinsă în sud-estul continentului.

De-a lungul acestui culoar depresionar se observă o nebulozitate accentuată, intensificări ale vântului şi câteva areale cu precipitaţii sub formă lichidă, iar în estul Europei, sub formă de lapoviţă şi ninsoare. Aceste fenomene au fost generate de contactul direct dintre masa de aer mai rece, de origine polară (pătrunsă din nordul Europei), şi cea de aer mai cald, de origine tropicală sau continentală. Interacţiunea dintre cele două mase de aer cu proprietăţi fizice contrastante s-a materializat printr-o zonă frontală extinsă, care unea cele trei depresiuni principale şi era formată dintr-o succesiune de fronturi calde şi reci. De asemenea, corelată cu depresiunea din sudul Danemarcei şi cu talvegul din bazinul vestic al Mării Mediterane, se mai dezvolta o zonă frontală secundară, cu o extindere spaţială mai redusă.

La nivelul de 850 hPa (figura 8.30b), configuraţia câmpului baric se asemăna structural cu cea observată la sol. Aerul rece avansa profund până în sud-vestul Europei, în timp ce regiunea mediteraneană şi sud-estul continentului rămâneau sub influenţa unei mase de aer tropical cu temperaturi ridicate.

La nivelul superior de 500 hPa (figura 8.30c), se remarcau însă modificări semnificative ale câmpului geopotenţial. Culoarul depresionar de suprafaţă apărea aici

întrerupt de un maxim de geopotenţial (o dorsală) interpus între nordul Africii şi Peninsula Scandinavă. Câmpul termic indica temperaturi scăzute în nordul Europei şi considerabil mai ridicate în sud-est. Geometria izohipselor evidenţia un contrast dinamic izbitor: linii foarte dese în nord, indicator al unui gradient baric pronunţat şi al unor vânturi puternice, respectiv linii rare în sud-vest, ce reflectau un gradient baric slab şi o circulaţie atmosferică atenuată.

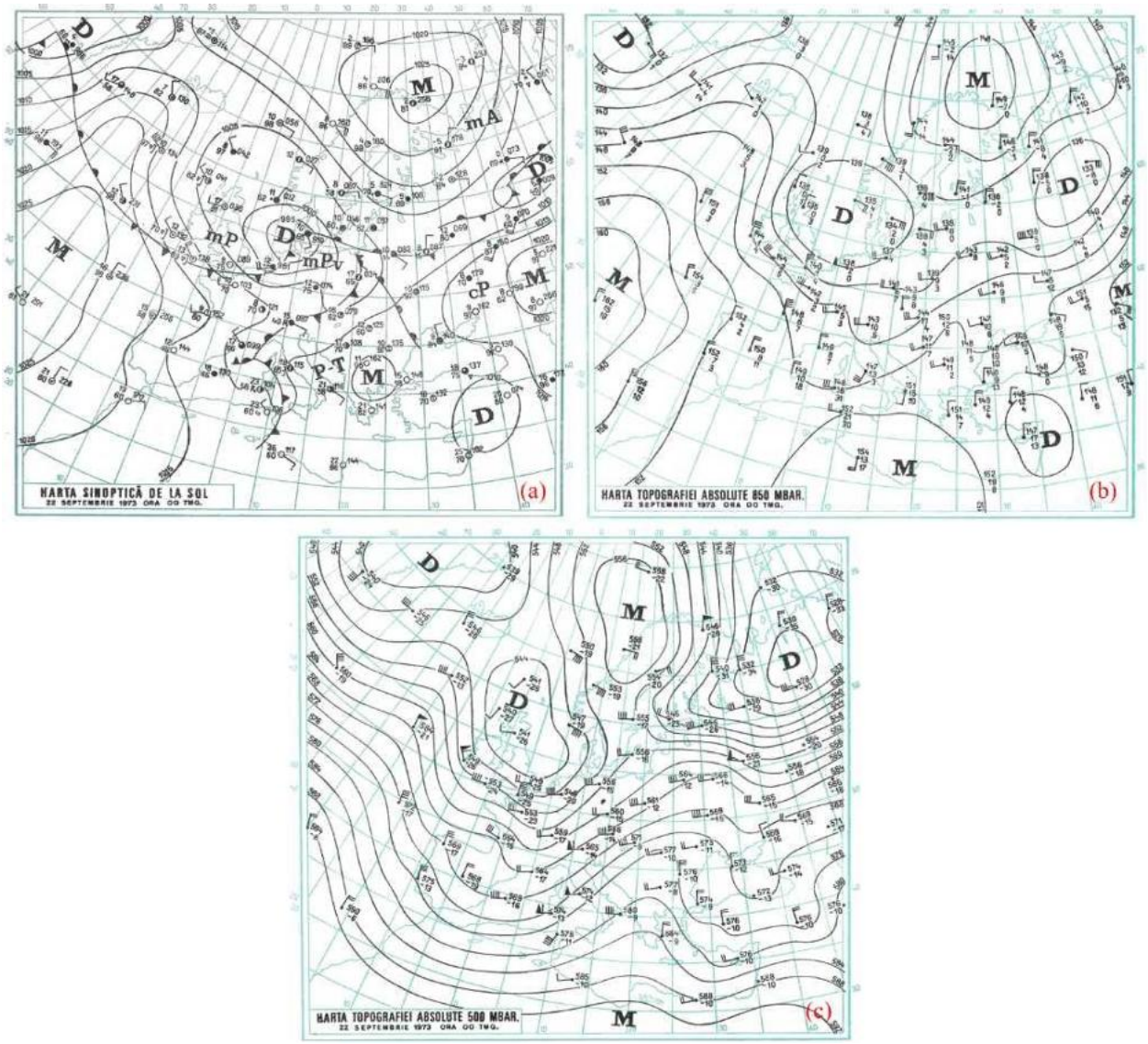


Figura 8.30. Hărţile sinoptice de suprafaţă şi de altitudine, reprezentând relieful baric deasupra Europei, la data de 22 septembrie 1973, ora 00 UTC *(a – harta sinoptică de suprafaţă; b – harta sinoptică la altitudinea de 850 hPa; c – harta sinoptică la altitudinea de 500 hPa) (prelucrat după Stăncescu & Ballif, 1974)*

Analiza corelată a acestor hărţi, împreună cu hărţile tendinţei geopotenţiale (variaţia înălţimii geopotenţiale pe o perioadă de 24 de ore), indica faptul că masa de aer rece urma să îşi continue avansul spre vestul şi sud-vestul Europei, determinând o

scădere accentuată a temperaturilor. În schimb, sectorul sud-estic al continentului urma să rămână sub influenţa regimului anticiclonic cald şi cvasi-lipsit de precipitaţii. Acest model de prognoză a fost pe deplin confirmat de evoluţia reală a vremii, ultima decadă a lunii septembrie a anului 1973 fiind caracterizată în România printr-un regim stabil, deosebit de frumos şi de călduros (Stăncescu & Ballif, 1974).

8.1.7. Diagrama termodinamică

Pe lângă cunoaşterea modului în care valorile parametrilor meteorologici se modifică pe orizontală, pentru elaborarea unei prognoze meteorologice precise este esenţială şi evaluarea modificărilor care survin pe verticală. În acest sens, diagramele termodinamice reprezintă un instrument extrem de util în analiza şi prognoza vremii. Acestea permit meteorologului previzionist să evalueze modul în care parametrii atmosferici principali (temperatura şi umiditatea aerului, viteza şi direcţia vântului) variază în raport cu altitudinea. De asemenea, diagramele servesc la determinarea profilului vertical şi a stabilităţii atmosferei (în special în troposferă, unde se dezvoltă majoritatea fenomenelor meteorologice), precum şi la calcularea unor indici de instabilitate şi de forfecare utilizaţi în prognoza furtunilor convective severe.

Diagrama termodinamică este utilizată cu precădere pentru identificarea condiţiilor favorabile formării nebulozităţii cumuliforme şi a precipitaţiilor de tip convectiv. Prin analiza corelată a profilului vertical al temperaturii şi al punctului de rouă, diagrama permite estimarea cu acurateţe a nivelului de condensare prin ascensiune, a înălţimii bazei norilor, precum şi a gradului de instabilitate atmosferică ce guvernează dezvoltarea convecţiei.

Deşi în practica meteorologică se utilizează mai multe tipuri de diagrame termodinamice, în cadrul acestei lucrări ne vom concentra pe diagrama **Skew-T Log-P**[22]. Aceasta reprezintă un instrument fundamental în meteorologia sinoptică şi mesoscală, fiind utilizată pe scară largă pentru interpretarea profilului vertical al temperaturii şi al umidităţii aerului, în scopul înţelegerii proceselor termodinamice care determină geneza norilor şi a precipitaţiilor (Vasquez, 2017).

Suportul grafic al diagramei include mai multe seturi de linii, culori şi forme geometrice diferite, fiecare având o semnificaţie fizică distinctă. În principal, acestea se împart în două mari categorii: linii de fundal şi linii de măsură.

Liniile de fundal sunt suprapuse pe aceeaşi reţea grafică pentru a facilita analiza simultană a mai multor procese şi transformări termodinamice din atmosferă. În funcţie

[22] Diagrama se numeşte Skew-T Log-P deoarece temperatura (T) este reprezentată pe o axă înclinată (skewed), iar presiunea (P) este reprezentată pe o scară logaritmică (log). Prin alipirea acestor caracteristici ale diagramei, rezultă denumirea de Skew-T Log-P.

de sursa de generare a diagramei, culorile acestor linii pot varia; totuşi, forma, panta şi direcţia fiecărui set rămân constante, deoarece acestea derivă direct din legile fizice şi ecuaţiile fundamentale ale termodinamicii. Liniile de fundal permit reprezentarea simultană a valorilor presiunii atmosferice, ale temperaturii aerului, ale adiabatelor uscate, ale adiabatelor umede şi ale raportului de amestec (figura 8.31).

Presiunea atmosferică (izobare): Sunt reprezentate prin linii orizontale de culoare albastră în figura 8.31 şi indică presiunea atmosferică exprimată în hectopascali (hPa). Pe măsură ce altitudinea creşte, distanţa grafică dintre treptele egale de presiune (de exemplu, din 100 în 100 hPa) devine progresiv mai mare. Acest aspect se datorează faptului că densitatea aerului scade exponenţial cu înălţimea, astfel că o aceeaşi diferenţă de presiune corespunde unui strat de aer mult mai gros în troposfera superioară decât în cea inferioară (scara verticală fiind logaritmică – *Log-P*). Din acest motiv, în cadrul diagramei, presiunea atmosferică este utilizată direct ca indicator al altitudinii.

Temperatura (izoterme): Liniile de temperatură constantă sunt redate prin linii roşii continue în figura 8.31. Acestea nu sunt verticale, ci sunt înclinate la un unghi pronunţat din stânga-jos către dreapta-sus (caracteristica oblică a diagramei – *Skew-T*). Valorile cresc de la stânga spre dreapta, iar izotermă de 0°C îndeplineşte rolul de axă de demarcaţie între sectorul valorilor pozitive (situat în partea dreaptă) şi cel al valorilor negative (situat în partea stângă).

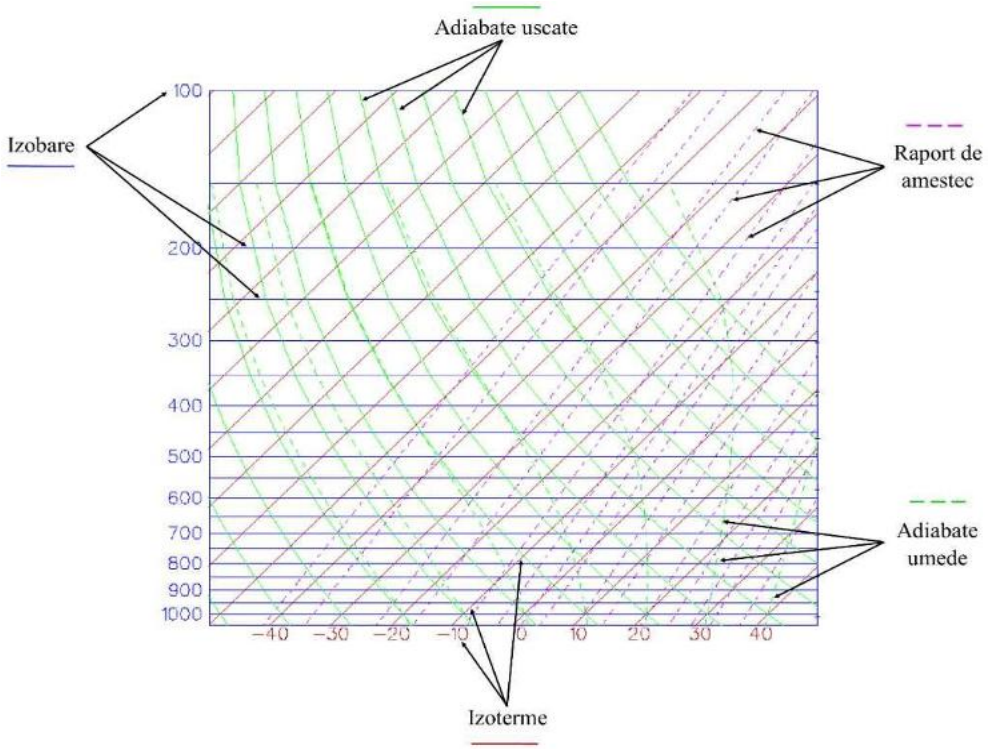


Figura 8.31. Principalele seturi de linii de fundal (izobare, izoterme, adiabate uscate, adiabate umede şi linii ale raportului de amestec) din diagrama termodinamică Skew-T Log-P *(prelucrat după UCAR COMET, n.d.)*

Adiabatele uscate (izentrope): Sunt linii curbe solide care urcă din dreapta-jos spre stânga-sus în cadrul reţelei. Ele descriu modul în care se modifică temperatura unei mase de aer uscate (sau nesaturate, cu umiditatea relativă sub 100%) atunci când aceasta suferă mişcări verticale adiabatice, fără a schimba căldură cu mediul înconjurător. Pe măsură ce masa de aer urcă, presiunea ambiantă scade, determinând destinderea şi răcirea acesteia. Invers, când masa de aer coboară, presiunea creşte, determinând comprimarea şi încălzirea ei. Acest proces se desfăşoară cu o rată fixă, numită gradient adiabatic uscat, având o valoare de aproximativ 9,8°C pentru fiecare kilometru parcurs pe verticală (Petty, 2006).

Adiabatele umede: Sunt reprezentate prin linii curbe întrerupte de culoare verde în figura 8.31. Ele ilustrează variaţia temperaturii unei mase de aer complet saturate (umiditate relativă de 100%) în timpul mişcărilor verticale. Atunci când o masă de aer saturată se ridică, scăderea temperaturii determină condensarea vaporilor de apă, proces exoterm ce eliberează în sistem căldură latentă de condensare. Această energie eliberată încetineşte rata de răcire a particulei de aer în comparaţie cu cea uscată. Rata de scădere a temperaturii aerului saturat poartă numele de gradient adiabatic umed şi este variabilă, depinzând direct de temperatură, presiune şi cantitatea iniţială de vapori de apă. Valoarea sa medie este de aproximativ 6°C/km, însă poate oscila între 4°C/km (în mase de aer calde şi foarte umede) şi 9°C/km (în mase de aer foarte reci şi uscate, unde cantitatea de căldură latentă eliberată este minimă) (Stull, 2017).

Raportul de amestec (izohume): Sunt redate prin linii întrerupte de culoare roz, aproape paralele şi uşor înclinate spre dreapta-sus. Ele cuantifică masa de vapori de apă conţinută în atmosferă şi se exprimă în grame de vapori raportate la un kilogram de aer uscat (g/kg). Raportul de amestec (*r)* se defineşte matematic ca raportul dintre masa vaporilor de apă (m_v) şi masa aerului uscat (m_d):

$$r = \frac{m_v}{m_d}$$

Pe diagramă sunt trasate, în mod uzual, liniile raportului de amestec la saturaţie, care indică pragul maxim de vapori de apă pe care aerul îi poate găzdui la o anumită temperatură şi presiune. Pentru o masă de aer nesaturată, raportul de amestec real rămâne constant în timpul ascensiunii adiabatice până când aceasta atinge nivelul de condensare prin ascensiune. Dincolo de acest nivel, aerul devine saturat, iar excesul de vapori începe să condenseze, determinând scăderea raportului de amestec (Milrad, 2018).

Liniile de măsură (sau profilele măsurate) reflectă valorile reale ale temperaturii aerului şi ale temperaturii punctului de rouă înregistrate pe verticală de către aparatura

de radiosondaj, fiind reprezentate direct în raport cu axa izobarelor. Pe diagramele colorate standardizate, profilul termic al aerului este trasat cu o linie continuă roşie, în timp ce profilul punctului de rouă este evidenţiat printr-o linie continuă verde sau albastră.

Pe o diagramă Skew-T, din considerente fizice, linia punctului de rouă se va situa întotdeauna fie la stânga liniei temperaturii aerului (în cazul aerului nesaturat), fie se va suprapune perfect peste aceasta (în cazul straturilor saturate sau cu nori), neputând apărea niciodată poziţionată la dreapta profilului termic (figura 8.32).

Pe lângă aceste profile, diagrama integrează pe flancul ei lateral variaţia direcţiei şi vitezei vântului cu înălţimea, reprezentată prin intermediul barbulelor de vânt. Viteza vântului este exprimată în noduri (*kt*), unitate de măsură standard în meteorologia aeronautică şi sinoptică; un nod este echivalent cu aproximativ 0,51 m/s (sau 1,85 km/h).

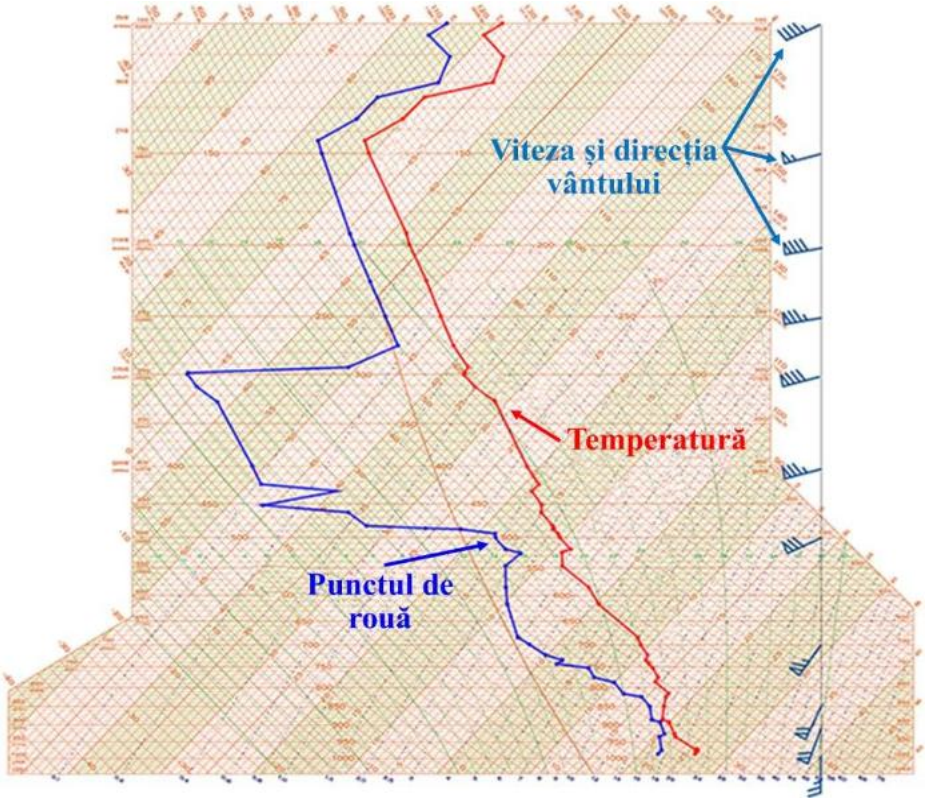


Figura 8.32. Liniile şi simbolurile utilizate pentru reprezentarea valorilor elementelor atmosferice măsurate (temperatura aerului, punctul de rouă, direcţia şi viteza vântului) pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P *(prelucrat după NOAA, n.d.)*

Deşi există multiple variante grafice şi softuri de generare a diagramelor Skew-T Log-P, principiul de construcţie fizică şi metodologia de interpretare a datelor rămân strict neschimbate. În concluzie, diagrama termodinamică reprezintă pilonul central în evaluarea structurii tridimensionale a atmosferei, fiind indispensabilă pentru

identificarea straturilor noroase, evidenţierea inversiunilor termice de subsidenţă sau de radiaţie şi analiza proceselor convective severe.

Identificarea norilor pe baza diagramei termodinamice

Diagrama termodinamică Skew-T Log-P reprezintă un instrument de bază pentru determinarea grosimii şi a poziţiei straturilor de nori din atmosferă, analizate pe baza relaţiei directe dintre temperatura aerului şi temperatura punctului de rouă. Pe o diagramă Skew-T, aceste straturi noroase sunt identificate vizual prin ecartul minim dintre curbele celor doi parametri (valori reduse ale depresiunii punctului de rouă). Atunci când cele două profile liniare se suprapun sau se situează la o distanţă foarte mică unul de celălalt, aerul atinge starea de saturaţie sau de cvasi-saturaţie, aspect ce indică prezenţa certă a sistemelor noroase în stratul respectiv.

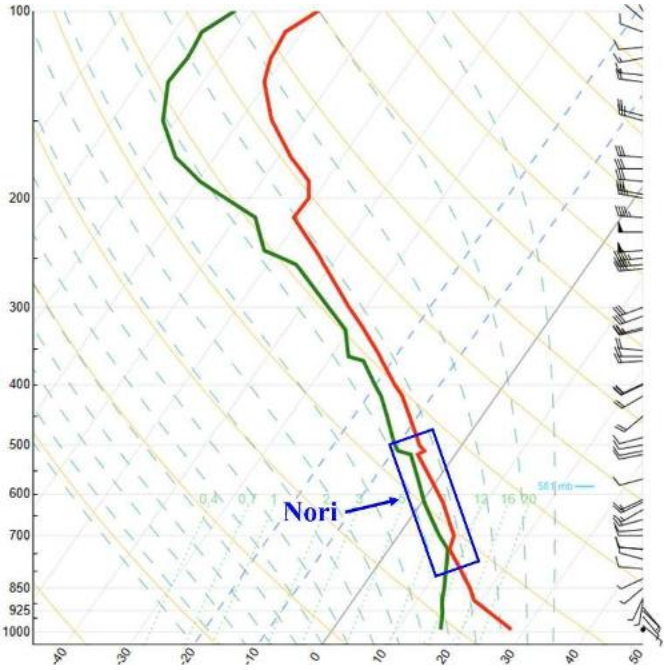


Figura 8.33. Identificarea straturilor de nori pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P pe baza profilelor de temperatură şi punct de rouă *(sursa: UCAR COMET, n.d.)*

Analiza minuţioasă a diagramei permite identificarea cu precizie a poziţiei pe verticală şi a tipologiei Huff a norilor:

- Un strat saturat localizat în imediata vecinătate a solului (în stratul limită planetar) indică prezenţa ceţii sau a norilor stratiformi joşi (Stratus sau Stratocumulus).
- Un strat saturat situat la niveluri medii, în jurul izobarelor de 500–550 hPa, sugerează existenţa norilor mijlocii (Altocumulus sau Altostratus) ori indică un stadiu avansat de dezvoltare a norilor convectivi cu extindere verticală mare (Cumulus congestus).

Diagrama termodinamică exemplificată în figura 8.33 evidenţiază în mod clar prezenţa a două straturi distincte de nori, corespunzătoare zonelor de altitudine în care curba temperaturii aerului şi cea a punctului de rouă devin aproape convergente. Primul strat de nori se individualizează clar în jurul nivelului de 800 hPa, ceea ce corespunde unei altitudini barice de aproximativ 2 km. Al doilea strat saturat este identificat superior, la nivelul izobarei de 500 hPa, fiind echivalent cu o altitudine de circa 5,5 km deasupra nivelului mării (Wallace şi Hobbs, 2006).

Evidenţierea inversiunilor de temperatură

Inversiunile termice reprezintă straturi specifice ale atmosferei în care temperatura aerului creşte odată cu altitudinea, evoluţie inversă în raport cu gradientul termic vertical normal din troposferă. Din punct de vedere dinamic, aceste structuri acţionează ca un veritabil „capac" (strat de blocare), ce limitează mişcările ascendente ale aerului, împiedicând dezvoltarea convecţiei şi favorizând acumularea poluanţilor şi a aerosolilor în stratul limită de lângă sol.

În anumite conjuncturi sinoptice, inversiunile inhibă temporar instabilitatea atmosferică. Totuşi, odată cu disiparea lor treptată (proces declanşat prin încălzirea solară diurnă a suprafeţei terestre), energia convectivă acumulată la bază poate fi eliberată brusc, generând mişcări convective violente, asociate frecvent cu fenomene meteorologice severe (furtuni supercelulare, grindină, vijelii) (figura 8.34).

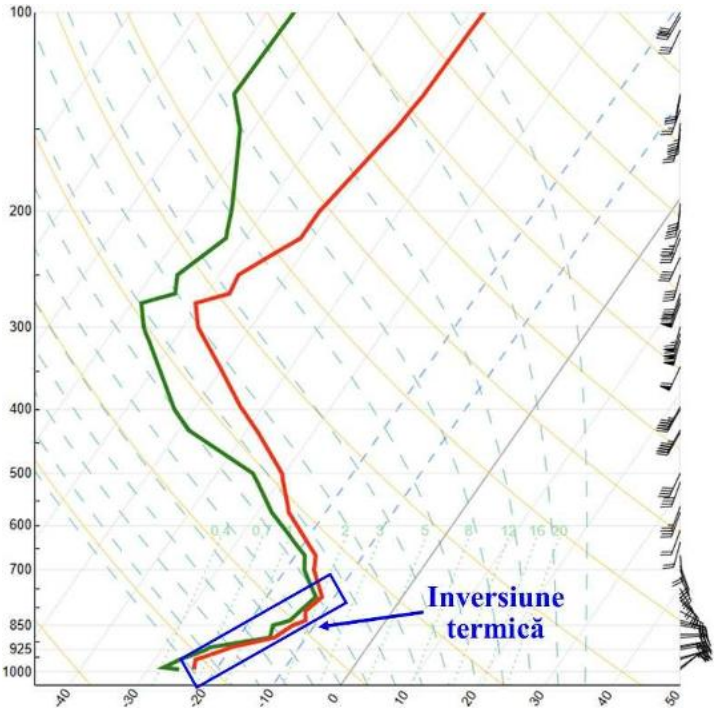


Figura 8.34. Evidenţierea unei inversiuni termice pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P prin devierea spre dreapta a profilului de temperatură *(sursa UCAR COMET, n.d.)*

Pe o diagramă Skew-T Log-P, inversiunile termice sunt uşor de identificat prin analizarea traiectoriei profilului de temperatură. În interiorul acestor straturi stabile, panta liniei roşii de măsură suferă o deviere bruscă spre dreapta (direcţia creşterii valorilor termice), înclinarea sa devenind mai redusă decât panta izotermelor de fundal. Această geometrie indică prezenţa unui strat atmosferic cu o stabilitate termodinamică pronunţată (figura 8.34).

O inversiune termică situată imediat deasupra suprafeţei terestre (inversiune la sol) se formează frecvent în timpul nopţii, fiind rezultatul direct al răcirii radiative intense a solului sub un cer senin. Acest strat stabil se dizolvă treptat după răsăritul Soarelui, pe măsură ce radiaţia solară reîncălzeşte suprafaţa terestră şi reiniţiază amestecul turbulent. În astfel de condiţii de saturaţie, în interiorul stratului de inversiune se pot dezvolta straturi compacte de ceaţă sau nori stratiformi joşi (*Stratus*), ale căror limite inferioare şi superioare coincid, de regulă, cu marginile fizice ale zonei de inversiune termică.

Analiza proceselor convective şi termodinamice

Analiza proceselor convective şi termodinamice pe o diagramă Skew-T Log-P este esenţială pentru înţelegerea gradului de stabilitate sau instabilitate a atmosferei, precum şi pentru prognoza condiţiilor care guvernează geneza norilor şi a precipitaţiilor. Evaluarea corelată a profilelor termice şi de umiditate permite determinarea unor niveluri energetice şi praguri critice din troposferă, fundamentale în meteorologia sinoptică şi mesoscală.

Nivelul de condensare convectivă (CCL) reprezintă altitudinea la care o parcelă de aer provenită de la suprafaţă atinge saturaţia în urma ridicării exclusive prin procese convective termice. Pe măsură ce se dezvoltă mişcarea ascendentă, aerul se destinde şi se răceşte adiabatic până când devine saturat la nivelul de condensare convectivă. În acest punct, temperatura aerului devine egală cu temperatura punctului de rouă, iar excesul de vapori de apă începe să condenseze, marcând baza norilor cumuliformi de convecţie (Holton & Hakim, 2013).

Determinarea grafică a nivelului de condensare convectivă pe diagrama Skew-T Log-P se realizează pornind de la punctul de rouă corespunzător suprafeţei terestre şi urmărind linia raportului de amestec constant (izohuma) în sus, până la intersecţia directă cu profilul temperaturii reale măsurat de radiosondă. Punctul de intersecţie dintre cele două curbe indică presiunea şi altitudinea aferente nivelului de condensare convectivă, definind baza fizică a norilor de tip Cumulus sau Cumulonimbus (figura 8.35).

Temperatura convectivă reprezintă valoarea termică minimă pe care trebuie să o atingă suprafaţa terestră pentru a declanşa spontan convecţia liberă şi formarea norilor

cumuliformi, fără aportul unui impuls dinamic exterior. În termeni fizici, acesta este pragul la care aerul de la sol devine suficient de cald şi de flotabil (mai puţin dens decât mediul înconjurător) pentru a se ridica liber până la nivelul de condensare convectivă.

Determinarea temperaturii convective pe diagrama Skew-T Log-P se realizează pornind de la nivelul de condensare convectivă determinat anterior şi coborând de-a lungul liniei adiabatice uscate până la intersecţia cu nivelul de presiune al suprafeţei terestre (presiunea standard de 1000 hPa sau cea specifică altitudinii staţiei). Valoarea temperaturii citită în acest punct de intersecţie reprezintă temperatura convectivă necesară pentru iniţierea instabilităţii convective diurne (figura 8.35).

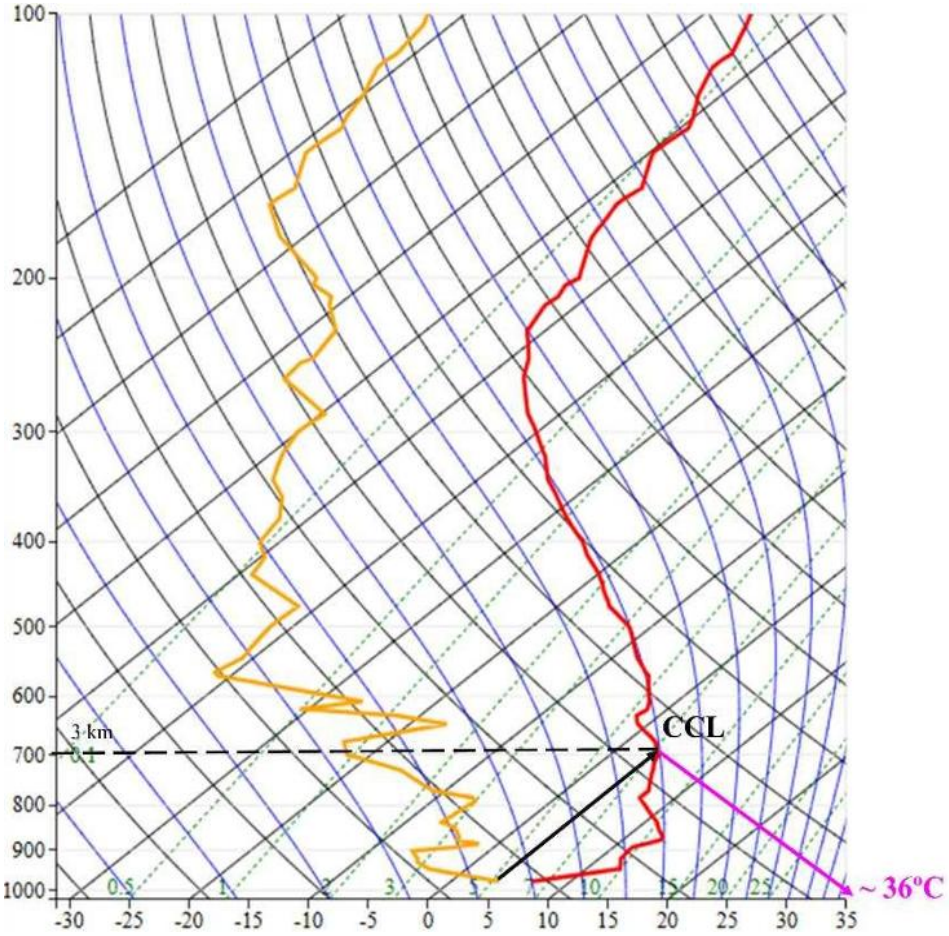


Figura 8.35. Identificarea nivelului de condensare convectivă şi a temperaturii convective pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P *(sursa U.C. Davis, n.d.)*

Nivelul de condensare prin ridicare (LCL) reprezintă altitudinea la care o masă de aer nesaturată, provenită de la suprafaţă, atinge saturaţia în urma unei ascensiuni adiabatice forţate de un factor dinamic extern. În acest punct, aerul se răceşte suficient prin expansiune adiabatică, temperatura sa egalând valoarea punctului de rouă.

Spre deosebire de nivelul de condensare convectivă (generat pur termic), nivelul de condensare prin ridicare este considerat nivelul de bază al norilor atunci când aerul cald şi umed este ridicat prin mecanisme dinamice la scară sinoptică sau mezoscală, cum sunt ascensiunea pe panta frontală (fronturi calde sau reci), convergenţa maselor de aer în zonele depresionare sau ridicarea orografică forţată pe versanţi (Holton & Hakim, 2013).

Determinarea grafică a nivelului de condensare prin ridicare pe diagrama Skew-T Log-P necesită combinarea a două traiectorii termodinamice distincte:

1. Pornind de la valoarea temperaturii aerului de la suprafaţă, se urcă de-a lungul liniei adiabatice uscate, curbă ce descrie procesul de răcire prin destindere al aerului nesaturat.
2. Simultan, de la valoarea temperaturii punctului de rouă de la suprafaţă, se urmăreşte în sus linia raportului de amestec constant (izohuma), care indică conservarea conţinutului iniţial de vapori de apă.

Punctul geometric în care cele două linii de fundal se intersectează pe diagramă defineşte coordonatele de presiune şi altitudine corespunzătoare nivelului de condensare prin ridicare (figura 8.36).

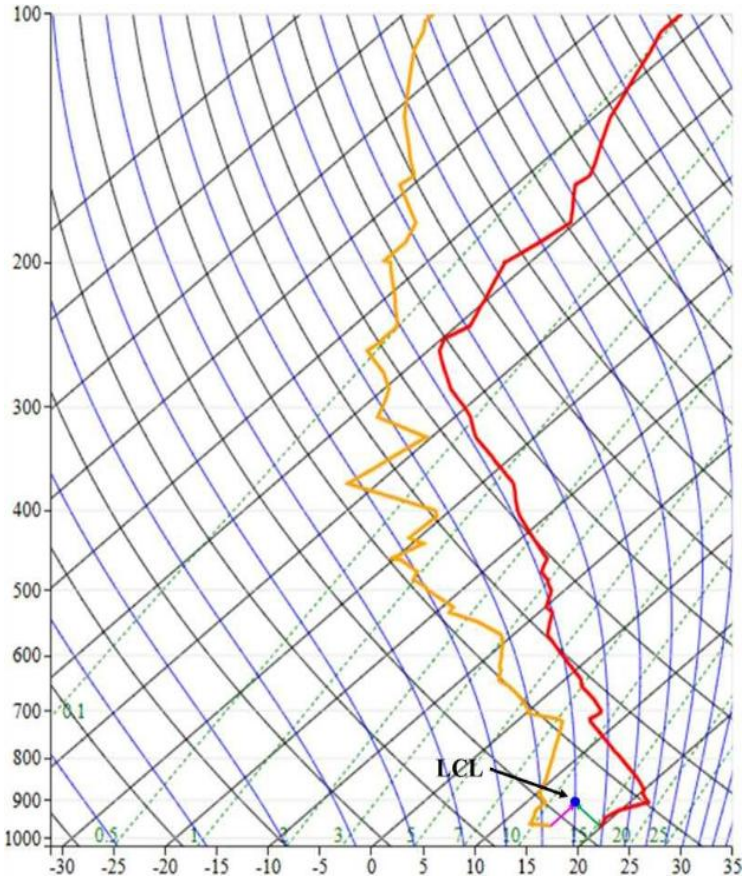


Figura 8.36. Identificarea nivelului de condensare prin ridicare (LCL) pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P prin intersecţia adiabatei uscate cu linia raportului de amestec la saturaţie (sursa: *U.C. Davis, n.d.)*

Prognoza meteorologică cu ajutorul diagramei termodinamice Skew-T Log-P

După cum s-a indicat anterior, diagrama termodinamică Skew-T Log-P constituie un instrument de importanţă majoră în analiza şi prognoza meteorologică, deoarece permite evaluarea detaliată a stării fizice a atmosferei pe verticală. Utilizarea acestei diagrame ajută meteorologii previzionişti să anticipeze cu acurateţe evoluţia vremii şi apariţia fenomenelor convective severe.

Pentru utilizarea corectă a diagramei termodinamice în determinarea stării stratificării termice şi, implicit, în prognoza meteorologică, este esenţial să se înţeleagă că stabilitatea sau instabilitatea atmosferei reprezintă o consecinţă directă a legilor termodinamicii şi a echilibrului hidrostatic.

Astfel, atmosfera este considerată stabilă atunci când temperatura aerului scade lent odată cu creşterea altitudinii (sau înregistrează creşteri în straturile de inversiune), proces ce limitează sau blochează mişcările verticale ale aerului. În schimb, atunci când temperatura aerului scade rapid odată cu altitudinea (depăşind valoarea gradientului adiabatic umed sau uscat), atmosfera devine instabilă, configuraţie ce favorizează ascensiunea rapidă şi spontană a masei de aer, dezvoltarea norilor cumuliformi şi apariţia furtunilor.

Parametrii energetici precum energia potenţială convectivă disponibilă (CAPE), inhibiţia convectivă (CIN), nivelul de convecţie liberă (LFC) şi nivelul de echilibru (EL) oferă informaţii cantitative cruciale privind probabilitatea declanşării furtunilor şi intensitatea potenţială a acestora. În general, dacă un volum de aer de la suprafaţă este ridicat forţat până la nivelul de condensare prin ridicare ori la nivelul de condensare convectivă şi devine saturat, aceasta îşi va continua ascensiunea de-a lungul unei linii adiabatice umede (pseudoadiabate), iniţiind procese convective profunde (Wallace & Hobbs, 2006).

Nivelul de convecţie liberă (LFC) reprezintă altitudinea la care o masă de aer aflată în ascensiune adiabatică devine mai caldă (mai puţin densă şi implicit mai flotabilă) decât aerul înconjurător. Din acest punct, parcela îşi continuă ascensiunea în mod spontan sub influenţa forţei arhimedice, fără a mai necesita aportul unui mecanism dinamic extern de ridicare.

Stratul de inhibiţie convectivă (CIN) reprezintă energia necesară pentru a ridica o parcelă de aer prin straturile stabile ale atmosferei, unde mediul înconjurător este mai cald decât parcela aflată în ascensiune. Cu cât valorile stratului de inhibiţie convectivă sunt mai mari, cu atât declanşarea convecţiei este mai dificilă, parametrul acţionând ca o barieră energetică. Pe parcursul zilei, o parte din stratul de inhibiţie convectivă poate fi erodată prin încălzirea diurnă a solului sau prin convergenţă sinoptică, favorizând erupţia convectivă odată ce stratul de blocare este străpuns.

Energia potenţială convectivă disponibilă (CAPE) reprezintă integrala flotabilităţii pozitive a unei mase de aer şi exprimă energia cinetică potenţială pe care o parcelă o poate elibera în timpul mişcării ascendente. Valorile ridicate ale CAPE indică curenţi ascendenţi viguroşi şi o probabilitate mare de dezvoltare a furtunilor severe. Pe diagrama Skew-T Log-P, CAPE este reprezentată grafic de „suprafaţa pozitivă" cuprinsă între curba temperaturii reale a mediului şi traiectoria adiabatică a parcelei de aer, în sectorul unde profilul parcelei se situează la dreapta profilului mediului.

Nivelul de echilibru (EL) reprezintă altitudinea superioară la care masa de aer aflată în ascensiune egalează temperatura mediului înconjurător, pierzându-şi flotabilitatea pozitivă. Deasupra acestui nivel (situat de regulă în proximitatea tropopauzei), mişcarea ascendentă este frânată, iar curenţii încep să se propage orizontal, determinând extinderea nicovalei norului Cumulonimbus. Cu cât nivelul nivelul de echilibru este mai înalt, cu atât norii convectivi ating o dezvoltare verticală mai mare, sporind riscul de producere a fenomenelor severe (grindină de mari dimensiuni, vijelii, tornade).

Cele două diagrame termodinamice prezentate în figura 8.37 indică situaţii clasice de atmosferă instabilă, favorabile dezvoltării convecţiei severe. În profilul din stânga, nivelul de condensare convectivă se localizează la aproximativ 900 hPa, iar nivelul de convecţie liberă la circa 800 hPa. Deasupra acestuia din urmă se extinde o zonă amplă de CAPE, care urcă până la nivelul de 150 hPa, sugerând un potenţial convectiv extrem de ridicat.

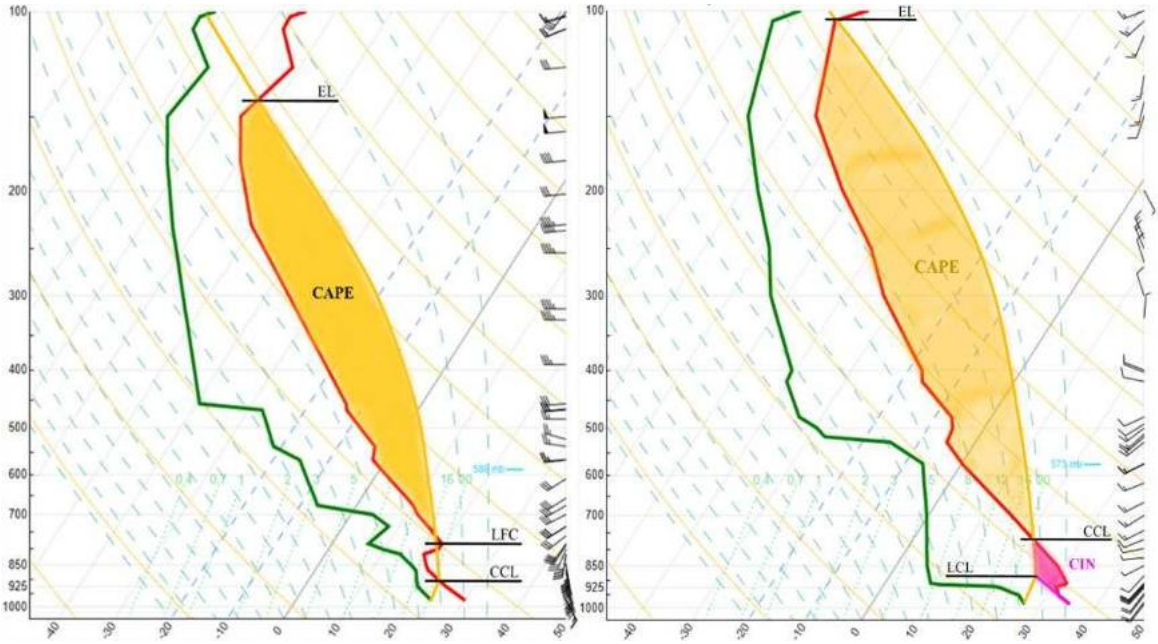


Figura 8.37. Determinarea stabilităţii şi instabilităţii atmosferice utilizând parametrii termodinamici (CAPE, CIN, LFC, LCL, CCL şi EL) pe diagrama Skew-T Log-P *(sursa UCAR COMET, n.d.)*

În profilul din dreapta, nivelul de condensare prin ridicare este situat la circa 900 hPa, fiind urmat de un strat de inhibiţie ce se menţine până la aproximativ 800 hPa, unde se conturează şi nivelul de condensare convectivă. Deasupra acestui prag, energia CAPE se dezvoltă viguros până aproape de izobara de 100 hPa, în vecinătatea tropopauzei, indicând o instabilitate atmosferică accentuată şi condiţii ideale pentru dezvoltarea unor sisteme noroase de tip Cumulonimbus cu o extindere verticală uriaşă.

În contrast direct, exemplul ilustrat în figura 8.38 prezintă o situaţie tipică de atmosferă stabilă, în care mişcările ascendente ale aerului sunt complet blocate de prezenţa unui strat de inhibiţie convectivă masiv. În această conjunctură, deşi nivelul de condensare prin ridicare se conturează teoretic la 900 hPa, deasupra acestuia se dezvoltă un strat extins de inhibiţie convectivă care se menţine până în straturile superioare ale troposferei. Această configuraţie indică absenţa flotabilităţii şi un mediu puternic stabilizat, în care procesele convective sunt complet inhibate, împiedicând formarea norilor de evoluţie verticală.

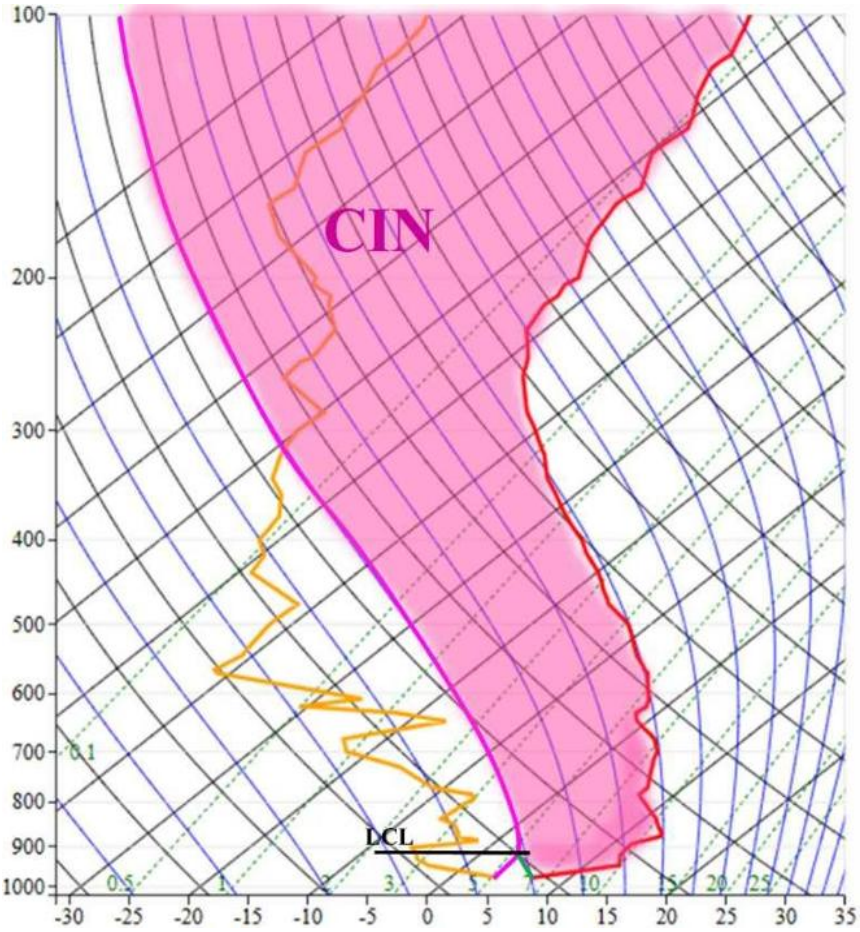


Figura 8.38. Reprezentarea grafică a unui strat extins de inhibiţie convectivă (CIN) ce blochează procesele ascendente pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P *(sursa U.C. Davis, n.d.)*

Figura 8.39 reuneşte mai multe profile de radiosondaj asociate unor episoade istorice de vreme severă, evidenţiind modul în care semnăturile termodinamice specifice permit identificarea rapidă a riscurilor meteorologice. Exemplele includ configurări standard pentru precipitaţii abundente (profile paralele şi extrem de apropiate ale temperaturii şi punctului de rouă pe o grosime mare), ninsori intense, furtuni convective violente (CAPE mare combinat cu forfecare puternică a vântului), valuri de căldură extremă şi de îngheţ, precum şi structura termică tridimensională caracteristică unui ciclon tropical matur.

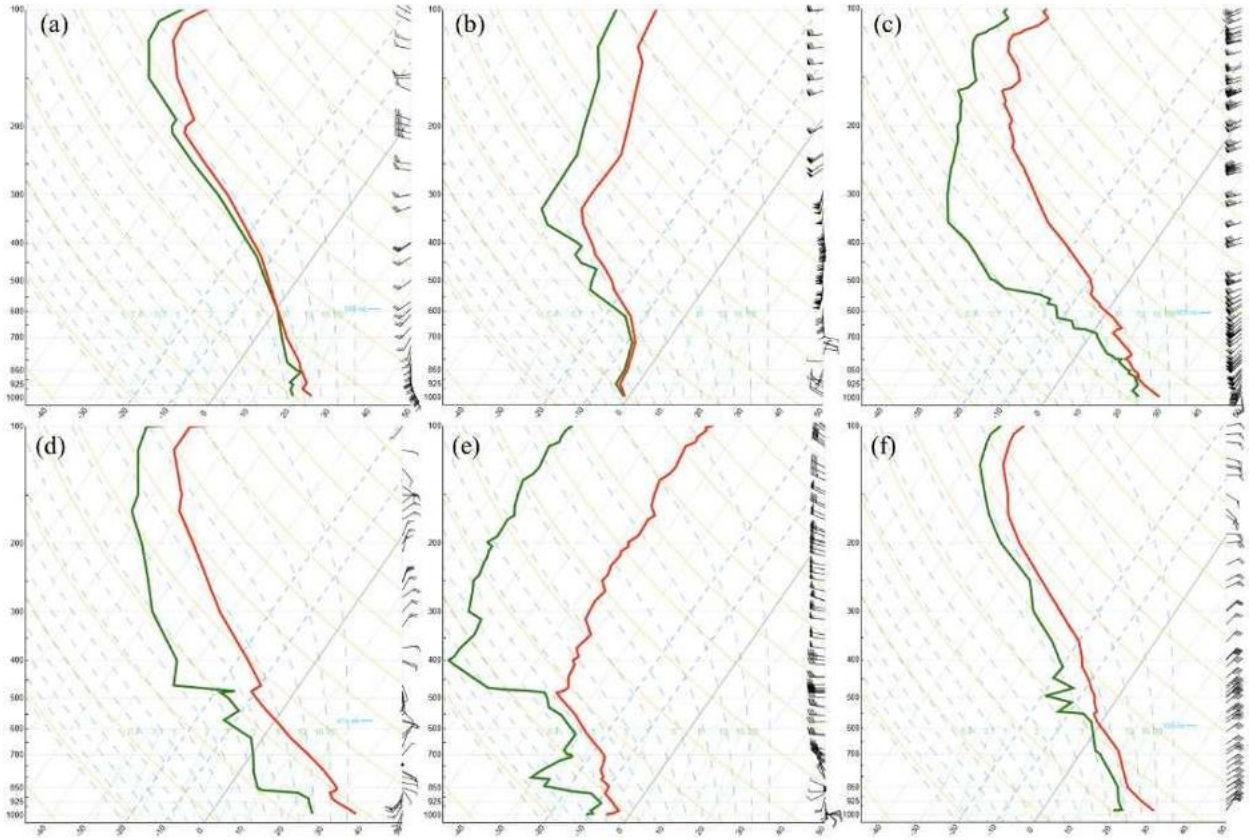


Figura 8.39. Exemple de semnături specifice pe diagrama termodinamică Skew-T Log-P asociate diferitelor fenomene meteorologice severe: (a) precipitaţii abundente; (b) ninsori abundente; (c) furtuni convective; (d) val de căldură; (e) val de frig; (f) structura verticală a Uraganului Claudette *(sursa UCAR COMET, n.d.)*

Prin utilizarea combinată a acestor tehnici, meteorologul poate diagnostica cu precizie gradul de instabilitate al masei de aer. Cu toate acestea, prognozarea exactă a precipitaţiilor convective rămâne o provocare complexă în meteorologia de mesoscală, deoarece aceste fenomene au o dinamică rapidă, o durată de viaţă relativ scurtă şi o distribuţie spaţială extrem de fragmentată.

Prin urmare, momentul declanşării iniţiale şi localizarea geografică exactă a unei celule convective nu pot fi determinate izolat, utilizând exclusiv datele dintr-o diagramă

termodinamică punctuală. Din acest motiv, pentru o evaluare anticipativă corectă, diagrama Skew-T Log-P trebuie corelată întotdeauna cu produsele radar, imaginile de satelit de înaltă rezoluţie şi câmpurile de prognoză generate de modelele numerice de înaltă rezoluţie (Milrad, 2018; NOAA, 2021).

8.1.8. Efectuarea prognozei meteorologice utilizând metoda sinoptică

„Cum va fi vremea?" este o întrebare aparent simplă, dar care implică un răspuns adesea complex şi dificil. Atmosfera funcţionează ca un sistem dinamic haotic şi în continuă schimbare, motiv pentru care prognozele meteorologice sunt întotdeauna însoţite de un anumit grad de incertitudine probabilistică.

În practica meteorologică nu există un flux de lucru universal valabil pentru realizarea unei prognoze utilizând exclusiv metoda sinoptică. Mai degrabă, fiecare specialist îşi dezvoltă o abordare proprie, adaptată experienţei, nivelului de expertiză şi particularităţilor situaţiei atmosferice analizate, respectând însă cu stricteţe principiile fundamentale ale diagnozei meteorologice.

Interpretarea sinoptică păstrează o anumită componentă subiectivă, deoarece prognozistul trebuie să decidă care elemente meteorologice sunt cu adevărat relevante într-o conjunctură dată, cum trebuie corelate acestea şi care sunt scenariile de evoluţie cele mai probabile. Prin urmare, experienţa practică rămâne pilonul central al procesului de învăţare, iar dezvoltarea abilităţilor de prognoză se realizează treptat, prin expunere repetată, analiză riguroasă şi cazuistică susţinută în timp.

În vederea elaborării unei prognoze meteorologice cu o acurateţe ridicată, este obligatorie utilizarea integrată a tuturor resurselor tehnice disponibile. Hărţile sinoptice de suprafaţă şi de altitudine trebuie analizate în mod complementar cu hărţile modelelor numerice de prognoză a vremii, dar şi cu datele de teledetecţie (imaginile radar şi satelit). Această abordare integrată oferă o imagine completă şi coerentă asupra distribuţiei şi geneticii sistemelor noroase, a mişcărilor convective şi a potenţialului de apariţie a fenomenelor meteorologice severe.

Totodată, realizarea unei diagnoze corecte presupune o cunoaştere detaliată a topografiei terestre şi a tiparelor climatice caracteristice regiunii studiate. Fiecare zonă geografică prezintă particularităţi mezoclimatice proprii (induse de relief, bazine hidrografice sau utilizarea terenului), iar metodele de analiză meteorologică trebuie adaptate şi calibrate în funcţie de aceste constrângeri locale (Henry, 1922).

Prevederea vremii necesită, de asemenea, cunoştinţe solide privind procesele fizice care explică formarea şi transformarea maselor de aer, circulaţia atmosferică generală, structura şi dinamica formaţiunilor barice (cicloni şi anticicloni), precum şi mecanismele termodinamice responsabile de declanşarea fenomenelor meteorologice

severe (Stăncescu şi Ballif, 1974). În final, prognozistul are rolul de a identifica şi selecta, dintr-o multitudine de scenarii posibile generate de calculatoare, pe cel mai plauzibil pentru sezonul curent şi pentru arealul geografic ţintă.

Orice prognoză meteorologică riguroasă trebuie să pornească de la o privire de ansamblu asupra circulaţiei atmosferice globale, începând cu examinarea structurilor din troposfera superioară şi continuând progresiv către suprafaţa terestră. Această abordare de sus în jos este esenţială deoarece atmosfera funcţionează ca un sistem integrat vertical, iar modificările dinamice produse la nivelurile superioare (cum sunt undele Rossby sau curenţii jet) influenţează direct evoluţia centrilor barici de la sol.

Astfel, pentru anticiparea corectă a vremii la nivel local, analiza trebuie realizată etapizat: de la scara macroscopică (globală şi regională) către scara mezoridică (locală), şi de la circulaţia sinoptică de altitudine către procesele fizice de la suprafaţa terestră. În concluzie, nicio prognoză locală nu poate fi validată fără înţelegerea prealabilă a contextului meteorologic la scară mare.

Deşi pe hărţile moderne pot fi analizaţi şi prognozaţi numeroşi parametri meteorologici complecşi, regimul temperaturii aerului şi distribuţia precipitaţiilor rămân elementele cele mai frecvent studiate. Aceste două variabile induc cele mai vizibile modificări ale stării vremii şi influenţează în mod direct activităţile economice, logistica, agricultura şi viaţa cotidiană a societăţii.

Prognozarea precipitaţiilor

Prognozarea precipitaţiilor reprezintă una dintre cele mai importante şi complexe componente ale prognozei meteorologice, având un impact direct şi major asupra activităţilor socio-economice. Pentru o estimare cu o acurateţe ridicată, este esenţială diferenţierea tipologiei precipitaţiilor şi a mecanismelor dinamice care le generează. În meteorologia sinoptică şi de mesoscală se disting două categorii majore de precipitaţii, care necesită abordări metodologice diferite în ceea ce priveşte diagnoza şi prognoza: precipitaţiile ciclonice (stratiforme), asociate cu sisteme barice de scară sinoptică, şi precipitaţiile convective, generate la scară locală în condiţii de instabilitate atmosferică accentuată.

- **Precipitaţiile ciclonice (stratiforme):** Se manifestă pe suprafeţe extinse (sute sau mii de kilometri pătraţi) şi sunt strâns legate de sistemele frontale ale ciclonilor extratropicali. Prognoza acestora se bazează pe analiza hărţilor sinoptice succesive, determinarea traiectoriei sistemelor barice, identificarea fronturilor şi corelarea datelor cu imaginile de teledetecţie (satelit şi radar). Datorită scării spaţio-temporale mari, acest tip de precipitaţii este considerabil mai uşor de identificat şi de prognozat.

- **Precipitaţiile convective:** Au un caracter local sau regional (mesoscală), o durată de viaţă redusă şi pot atinge intensităţi foarte ridicate (averse torenţiale, vijelii, grindină). Ele se dezvoltă în mase de aer cu instabilitate termodinamică ridicată, în care aerul cald şi umed de la suprafaţă urcă rapid şi violent în troposferă. Prognozarea acestora prezintă un grad ridicat de dificultate, deoarece celulele convective evoluează rapid, afectează areale restrânse şi sunt puternic influenţate de factorii locali (relief, particularităţile suprafeţei active, insula de căldură a oraşelor), limitând precizia modelelor numerice realizate la scară globală.

Prognozarea precipitaţiilor ciclonice

Prognozarea precipitaţiilor ciclonice presupune o abordare integrată, bazată pe analiza dinamicii sistemelor atmosferice la scară mare. Acest tip de precipitaţii este dependent de structura, stadiul de evoluţie şi dinamica ciclonilor extratropicali, ale căror fronturi şi nuclee depresionare determină distribuţia cantitativă şi extinderea spaţială a zonelor pluviale. Pentru a realiza o estimare corectă a arealelor afectate de aceste fenomene, este necesară parcurgerea unor etape metodologice stricte.

O primă etapă constă în analiza hărţilor sinoptice de altitudine, cu scopul de a identifica configuraţia tridimensională a câmpului baric. Pentru aceasta, se începe cu examinarea hărţilor de topografie barică (izohipse) de la momentul actual, urmată de consultarea hărţilor sinoptice din zilele anterioare (cel puţin din ultimele 2–3 zile), pentru a reconstitui istoricul şi deplasarea sistemelor barice.

Această analiză cinematică permite estimarea traiectoriei şi a vitezei de translaţie a formaţiunilor barice, precum şi anticiparea modului în care acestea vor influenţa regiunea prognozată în următoarele 24–48 de ore. În acest proces, este esenţial să se cunoască comportamentul şi climatologia formaţiunilor barice în funcţie de anotimp şi de specificul regiunii geografice în care se manifestă, deoarece evoluţia, structura şi efectele acestor sistemelor variază semnificativ pe glob (Martin, 2006).

Figura 8.40 ilustrează modul în care s-a modificat câmpul înălţimii geopotenţiale la nivelul de 500 hPa în perioada 1–3 octombrie 2025, la orele sinoptice standard 00:00 şi 18:00 UTC. Pe această succesiune cronologică s-a putut observa formarea unui ciclon dinamic în nordul Oceanului Atlantic, care s-a deplasat treptat pe o traiectorie dinspre nord-vest către sud-est, traversând Insulele Britanice şi instalându-se deasupra Europei de Vest, având potenţialul de a afecta şi centrul continentului în intervalele următoare. Pe măsură ce sistemul depresionar avansează, nucleul său devine mai bine conturat, iar strângerea (apropierea) izohipselor indică o accentuare puternică a gradientului de geopotenţial şi, implicit, o curentare intensă a vitezei vântului în troposfera medie. Simultan, în zona Mării Adriatice s-au conturat condiţiile ideale pentru ciclogeneza de

altitudine. Spre finalul zilei de 2 octombrie, depresiunea adriatică s-a adâncit rapid, atingând valori scăzute ale înălțimii geopotențiale și căpătând o structură închisă bine definită, indicator al intensificării mișcărilor ascendente la scară mare. Pe măsură ce a avansat spre nord-est în cursul zilei de 3 octombrie, ciclonul a devenit mult mai activ, determinând o extindere a instabilității și a ariilor de precipitații în regiunea central-sudică a Europei, inclusiv pe teritoriul României (figura 8.40).

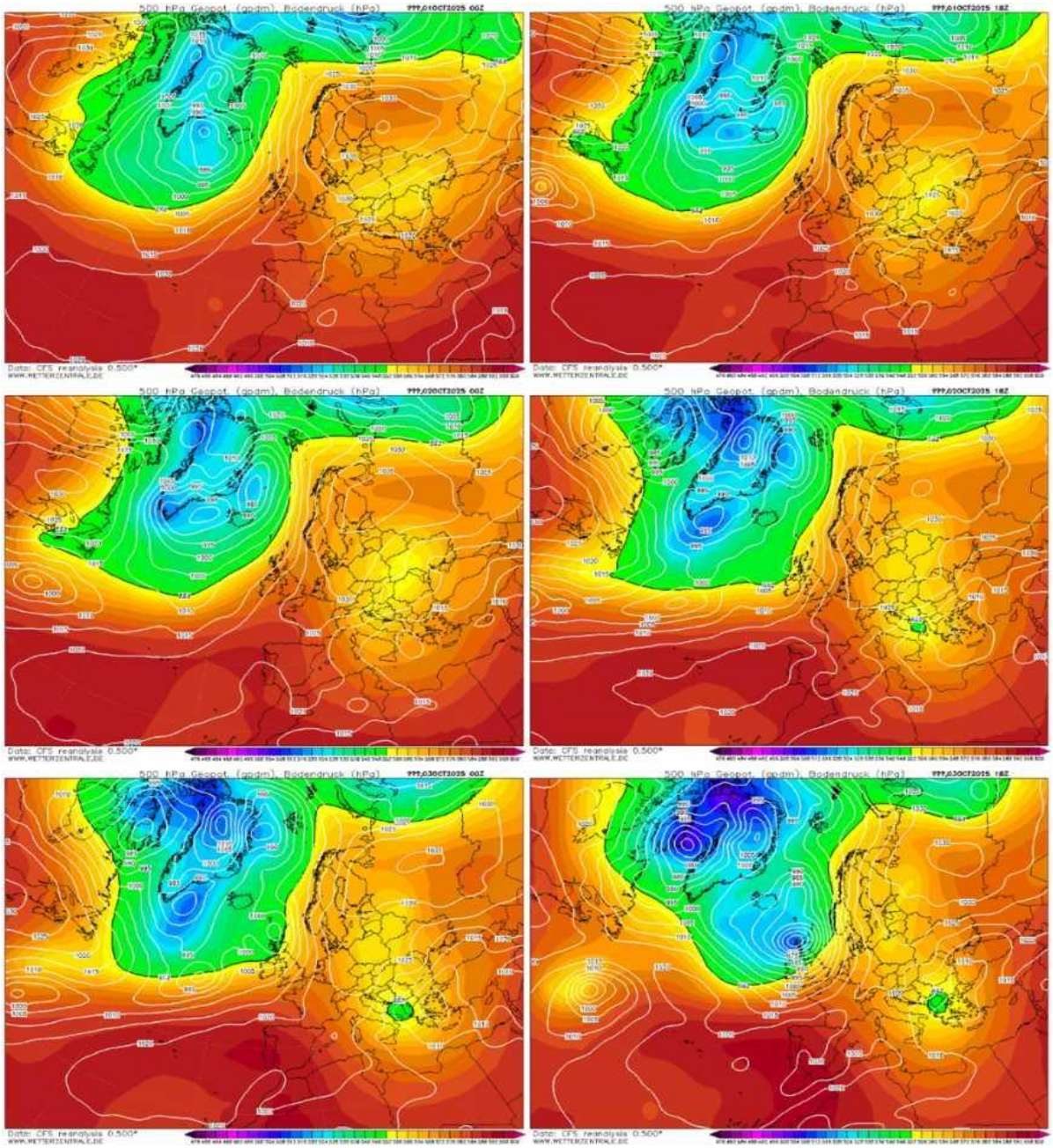


Figura 8.40. Analiza succesivă a hărților înălțimii de geopotențial la nivelul de 500 hPa, corespunzătoare orelor 00 și 18 UTC din perioada 1–3 octombrie 2025, utilizată pentru determinarea dinamicii și evoluției centrilor barici (*sursa: www.wetterzentrale.de)*

În prognoza precipitaţiilor, evaluarea poziţiei relative şi a evoluţiei preconizate a centrilor de presiune (cicloni şi anticicloni) pentru următoarele 24 de ore este obligatorie. Relaţia de vecinătate dintre aceste structuri majore guvernează direcţia şi intensitatea fluxurilor de aer (advecţia). În situaţiile în care această configuraţie generează un transport masiv de aer cald şi umed (advecţie caldă şi umedă) dinspre bazinele maritime către o regiune depresionară orografică, se întrunesc condiţiile optime pentru răcirea adiabatică a aerului, expansiunea nebulozităţii stratiforme şi declanşarea unor precipitaţii ciclonice continue.

După localizarea dinamică a formaţiunilor barice, următorul pas operaţional îl reprezintă trasarea sau localizarea fronturilor atmosferice de suprafaţă. Acestea se poziţionează la zona de demarcaţie dintre masele de aer cu proprietăţi fizice contrastante şi sunt caracterizate prin mişcări convective sau ascendente forţate, generatoare de sisteme noroase compacte şi precipitaţii.

Poziţia şi orientarea axelor frontale trebuie corelate riguros atât cu distribuţia izobarelor la sol, cât şi cu structura termică şi barică de altitudine, urmărindu-se arealele cu discontinuităţi şi schimbări bruşte ale temperaturii, ale tendinţei barice şi ale vectorului vânt. În activitatea practică, pe lângă analiza proprie, se consultă în mod curent hărţile de diagnoză frontală realizate de marile centre meteorologice internaţionale, produse ce servesc ca reper fundamental pentru validarea şi verificarea corectitudinii propriei analize sinoptice (Bluestein, 1992; Martin, 2006).

În figura 8.41 se observă evoluţia secvenţială a unui sistem frontal complex deasupra Europei. Procesul debutează cu apariţia unui front cald în data de 2 octombrie 2025 deasupra Insulelor Britanice, în cadrul unui sistem frontal incipient (figura 8.41a). În ziua următoare, se remarcă o extindere a ariei frontale către est (figura 8.41b), acest front cald fiind urmat îndeaproape de un front rece activ care înaintează rapid dinspre Oceanul Atlantic (figura 8.41c), determinând treptat închiderea sistemului ciclonic prin procesul de ocluziune. În data de 5 octombrie (figura 8.41d), frontul oclus s-a extins şi a devenit deosebit de activ, afectând o zonă vastă din nordul şi centrul Europei, pe o axă ce porneşte de pe coastele Norvegiei, traversează Polonia şi ajunge până în nordul Italiei.

Simultan, observaţiile meteorologice înregistrate la staţiile de suprafaţă din vestul Europei (în special din Franţa şi Germania) indică modificări barice şi termice majore asociate apropierii acestui sistem: o scădere treptată a presiunii atmosferice redusă la nivelul mării, o creştere a temperaturii aerului şi a umidităţii relative, reorientarea direcţiei vântului şi apariţia nebulozităţii stratiforme compacte.

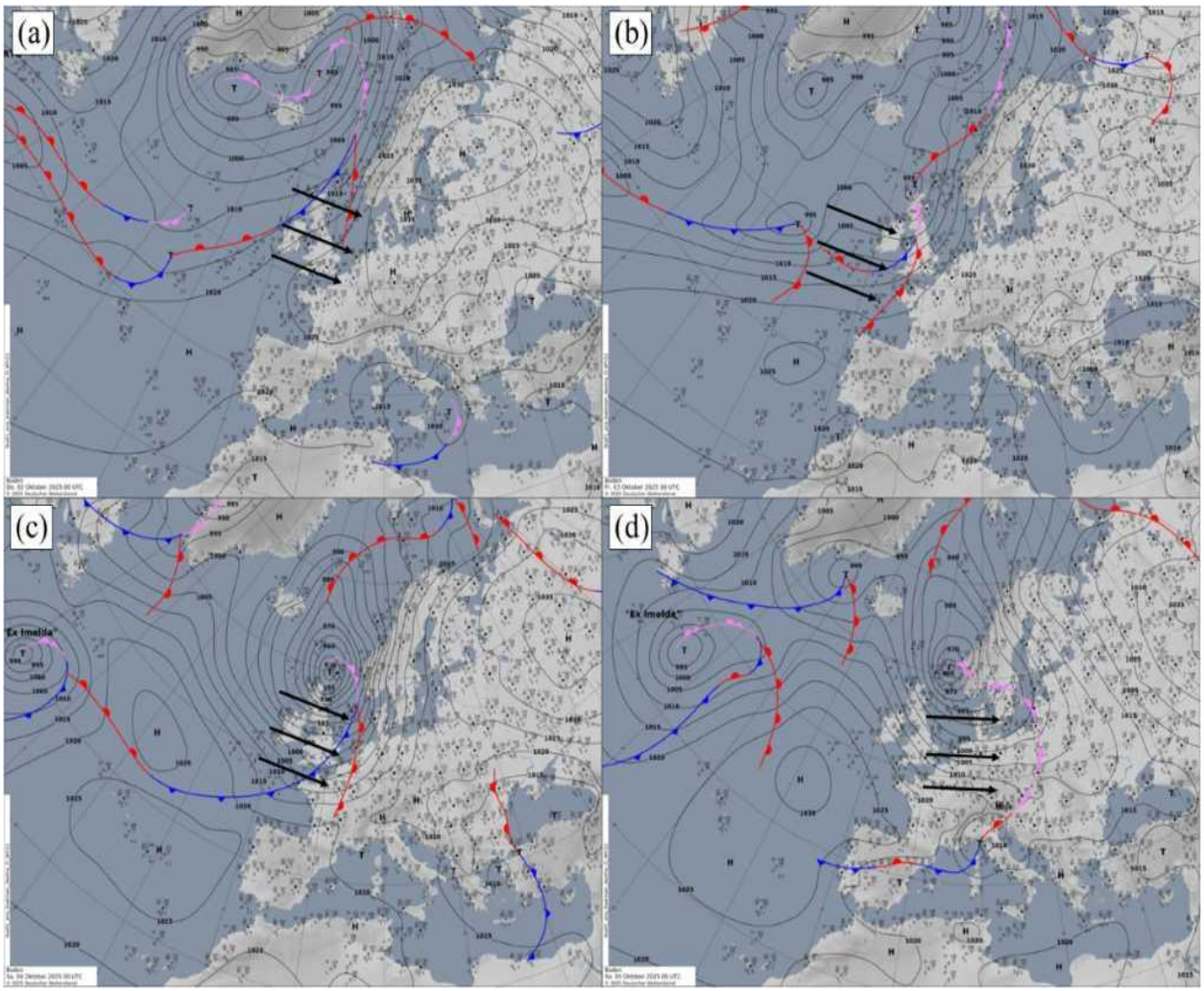


Figura 8.41. Identificarea apariţiei şi a modului de evoluţie a fronturilor atmosferice în Europa Centrală şi de Vest, în perioada 2–5 octombrie 2025, la orele 00 UTC *(a – 2 octombrie 2025, 00 UTC; b - 3 octombrie 2025, 00 UTC; c - 4 octombrie 2025, 00 UTC; d - 5 octombrie 2025, 00 UTC) (sursa: https://www.wetterzentrale.de/en/default.php)*

Pentru o înţelegere tridimensională şi completă a dinamicii sistemelor frontale şi a structurilor noroase aferente, este indispensabilă utilizarea complementară a imaginilor de satelit. În acest sens, produsul de tip Airmass RGB permite diferenţierea netă a caracteristicilor termice ale maselor de aer (polară versus tropicală), evidenţiind nucleele dinamice ale ciclonului (figura 8.42a). Pentru identificarea şi delimitarea precisă a norilor stratiformi asociaţi ariilor de discontinuitate, se utilizează compozitul Dust RGB (figura 8.42b).

În paralel, imaginile satelitare din canalul vaporilor de apă de înaltă rezoluţie (SEVIRI 6.2 μm) evidenţiază zonele cu umiditate ridicată din troposfera medie şi superioară prin nuanţe deschise şi strălucitoare, semnalând prezenţa mişcărilor

ascendente la scară sinoptică care favorizează condensarea şi apariţia precipitaţiilor (figura 8.42c).

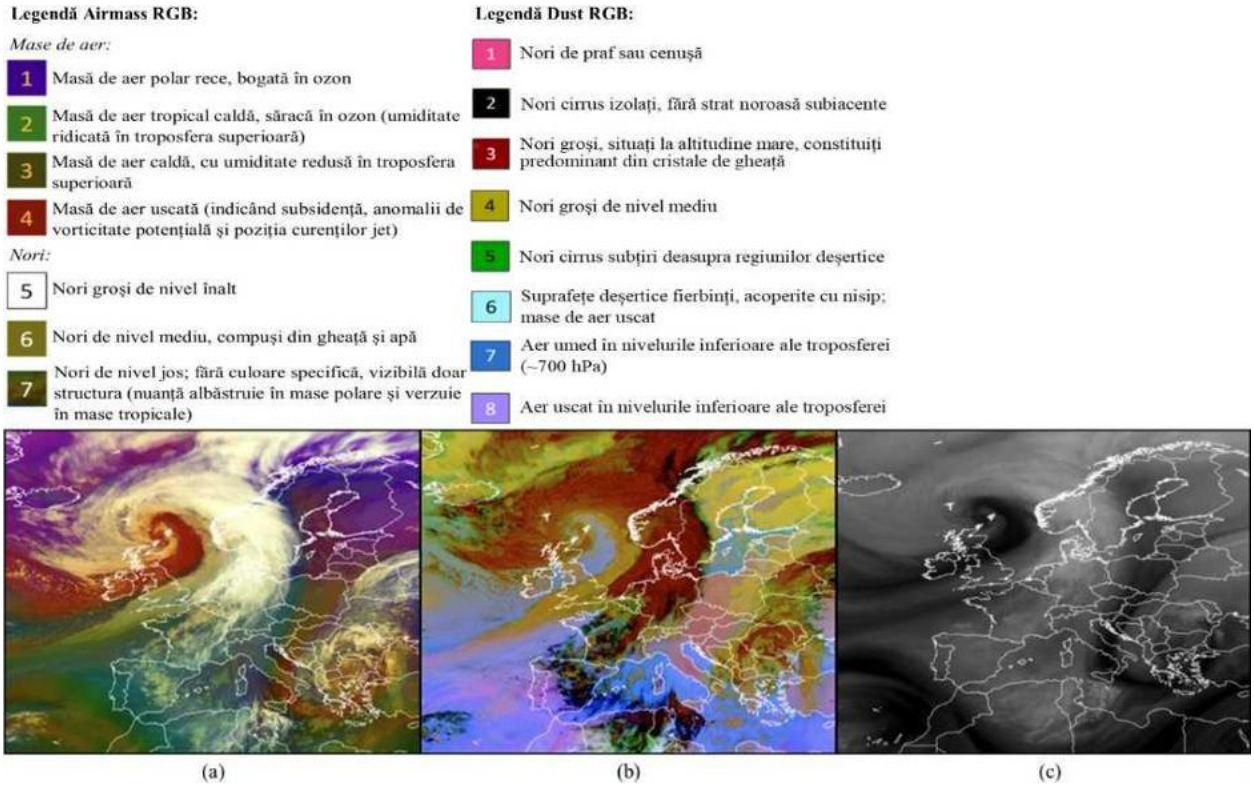


Figura 8.42. Identificarea fronturilor atmosferice pe baza produselor satelitare din 4 octombrie 2025 *(a - Airmass RGB; b - Dust RGB; c - High Rate SEVIRI WV6.2 µm – vapori de apă) (sursa: EUMETSAT Product Viewer, 2025)*

Această structură continuă de nori stratiformi (cu o lăţime ce atinge pe alocuri 800 km) este premergătoare frontului cald; în acest sector, masa de aer cald şi umed alunecă lent peste panta de aer rece preexistentă (ascensiune glisantă), generând sisteme noroase extinse (Altostratus şi Nimbostratus) şi precipitaţii continue, uniforme, de intensitate slabă sau moderată, lipsite de caracter convectiv (fără averse).

Informaţii privind distribuţia spaţială şi intensitatea cantitativă a precipitaţiilor sunt furnizate de produsele radar. Datele radar evidenţiază un potenţial hidrometeoric ridicat în data de 4 octombrie 2025 în vestul şi centrul Europei, precum şi în regiunea Balcanilor.Estimările cantitative indică valori maxime ale intensităţii precipitaţiilor de aproximativ 10–15 mm/h în sectoarele cele mai active ale undei frontale. Valorile reflectivităţii radar, cuprinse preponderent între 20 şi 30 dBZ, corespund precipitaţiilor slabe până la moderate, specifice norilor de tip Nimbostratus asociaţi fronturilor calde (figura 8.43).

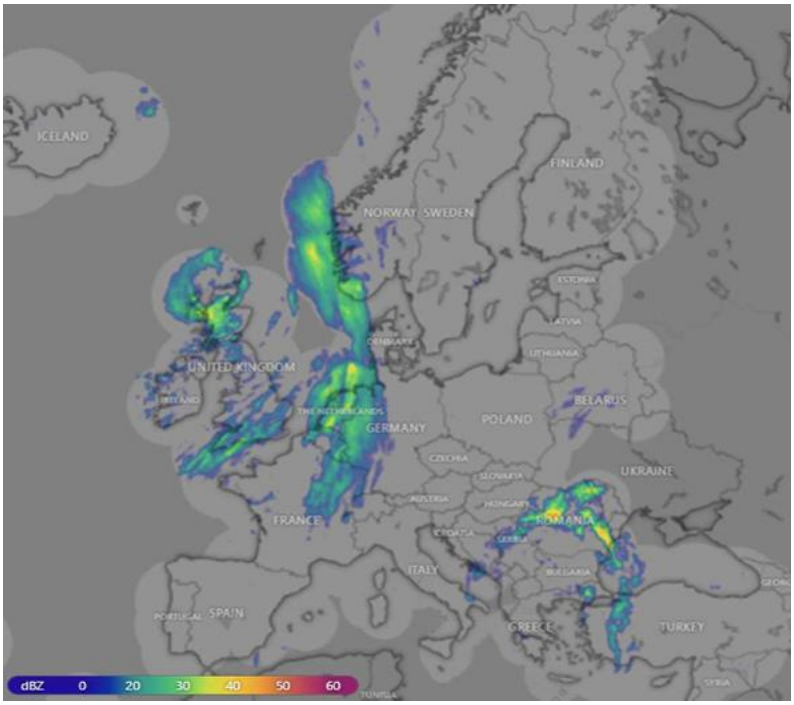


Figura 8.43. Identificarea câmpului pluvial utilizând compozitul radar pan-european din data de 4 octombrie 2025 *(sursa: www.windy.com)*

După localizarea centrilor barici şi trasarea axelor frontale, etapa următoare în elaborarea prognozei meteorologice constă în estimarea deplasării spaţio-temporale a acestor structuri. Pentru a anticipa momentul exact în care un front atmosferic sau un nucleu ciclonic va intersecta o anumită regiune de interes, este necesară determinarea vectorului de deplasare (direcţie şi viteză).

Acest diagnostic se realizează prin compararea geometrică a hărţilor sinoptice succesive, analizate la intervale standard de 6, 12 sau 24 de ore, urmărindu-se translaţia poziţiei frontului. Viteza medie de deplasare se calculează matematic aplicând o formulă cinematică simplă:

$$V = \frac{d}{\Delta t}$$

unde:

- V = viteza medie de deplasare (km/h);
- d = distanţa parcursă între două momente sinoptice (km);
- Δ t = intervalul de timp scurs între cele două observaţii (h).

Odată definită această viteză translaţională, intervalul de timp rămas până la impactul cu un punct geografic ţintă poate fi estimat prin relaţia:

$$t_{sosire} = \frac{d_{rămasă}}{V}$$

unde $d_{rămasă}$ reprezintă distanţa geometrică dintre poziţia actuală a frontului şi localitatea analizată.

Spre exemplu, în figura 8.44, frontul cald a parcurs o distanţă de aproximativ 400 km în decurs de 24 de ore, ceea ce indică o viteză medie de deplasare de 16,6 km/h. Cunoscând acest vector cinematic şi faptul că linia de discontinuitate se află la o distanţă de circa 200 km de oraşul Dortmund (Germania), se poate prognoza că axul frontal va traversa localitatea respectivă în aproximativ 12 ore.

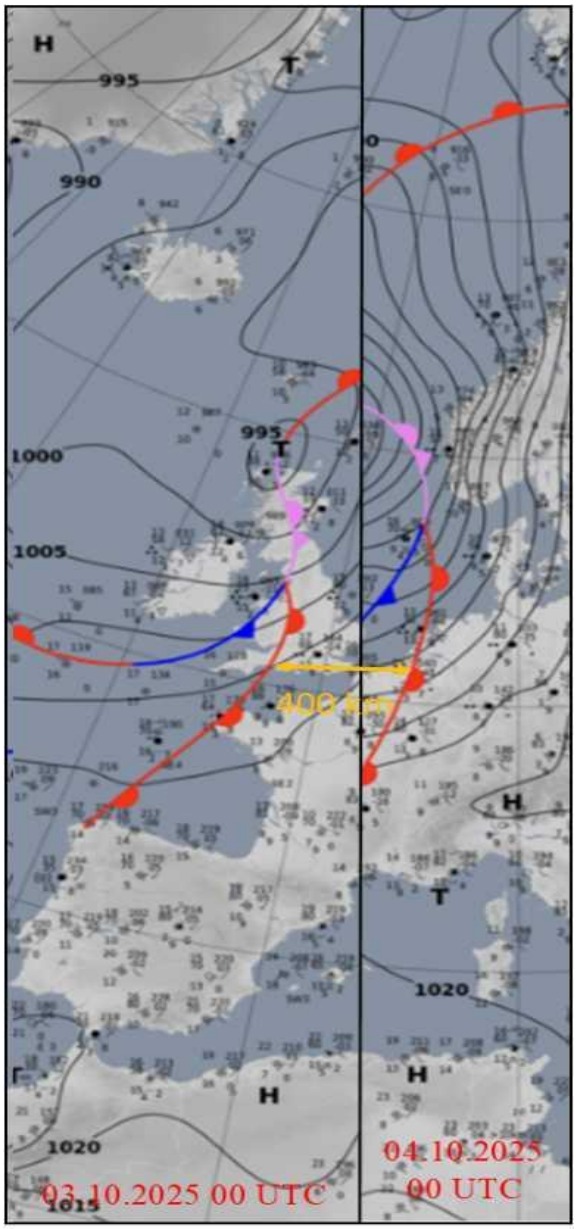


Figura 8.44. Calcularea distanţei şi al vitezei de deplasare a unui front cald între 3 şi 4 octombrie 2025, utilizând hărţile sinoptice de la ora ora 00 UTC *(sursa: www.wetterzentrale.de)*

Trebuie subliniat însă faptul că viteza de deplasare a unui front atmosferic nu este o constantă fizică; ea variază fluctuant în funcţie de interacţiunea cu alte celule barice învecinate, de configuraţia gradientului baric regional şi de fricţiunea indusă de relieful local. Din acest motiv, aceste estimări cinematice brute trebuie verificate şi calibrate continuu prin analizarea hărţilor de tendinţă şi a imaginilor radar din orele următoare.

După modelarea traiectoriei şi a vitezei sistemelor atmosferice, se trece la prognoza propriu-zisă a precipitaţiilor, proces bazat pe analiza microfizicii norilor şi a profilelor termodinamice verticale. Tipul, faza şi intensitatea precipitaţiilor sunt rezultante directe ale intensităţii mişcărilor ascendente, ale conţinutului total de apă precipitabilă, ale gradului de stabilitate a coloanei de aer şi ale distribuţiei verticale a temperaturii.

Sistemele noroase generează precipitaţii cu eficienţă ridicată la sol doar dacă dezvoltarea lor verticală atinge straturi superioare unde temperaturile coboară sub pragul critic de –10°C (declanşarea procesului Bergeron-Findeisen de coalescenţă pe nuclee de gheaţă); în caz contrar, norii joşi şi calzi pot produce doar burniţă slabă, fiind compuşi exclusiv din picături de apă suprarăcită (Martin, 2006).

Prognoza precipitaţiilor de tip frontal necesită evaluarea integrată a poziţiei viitoare a fronturilor, coroborată cu analiza următorilor factori de control:

- **Evoluţia tendinţei barice.** O tendinţă barică puternic negativă (scăderea accentuată a presiunii) indică o adâncire a ciclonului şi favorizează intensificarea dinamică a precipitaţiilor, în timp ce o tendinţă pozitivă (creşterea presiunii) sugerează o stabilizare şi slăbirea sistemelor pluviale.
- **Influenţa orografiei locale.** Versanţii expuşi fluxului frontal determină o ascensiune forţată suplimentară (ridicare orografică), fenomen ce amplifică considerabil cantităţile de precipitaţii prin efectul de *seeder-feeder*.
- **Natura suprafeţei active.** Tranziţia unui front atmosferic deasupra unei regiuni puternic umezite de precipitaţii anterioare sau deasupra unor bazine acvatice mari sporeşte stocul de umiditate din stratul limită, generând o reintensificare a proceselor de condensare şi a debitelor pluviale.

Prognozarea precipitaţiilor convective

Precipitaţiile convective prezintă un grad ridicat de dificultate în activitatea de prognoză dacă se utilizează exclusiv metoda sinoptică tradiţională. Acest impediment structural se datorează faptului că sistemele convective sunt generate la scară regională sau locală (mezoscală), afectează arii relativ restrânse şi au o evoluţie extrem de rapidă, prezentând adesea un comportament neliniar şi imprevizibil.

Metoda sinoptică clasică, bazată cu precădere pe analiza hărţilor câmpului baric şi termic de suprafaţă şi altitudine, este ideală pentru capturarea şi modelarea proceselor macroscopice (cum sunt ariile pluviale extinse asociate fronturilor ciclonice). Cu toate acestea, ea nu oferă detalii fizice suficiente cu privire la parametrii instabilităţii atmosferice locale, factori critici pentru iniţierea şi susţinerea convecţiei profunde.

Pentru a compensa aceste limitări de scară şi a anticipa geneza celulelor convective, meteorologul previzionist trebuie să integreze analizele pe verticală oferite de profilele aerologice (diagramele Skew-T Log-P) şi parametrii energetici asociaţi, detaliaţi în subcapitolele anterioare. Corelarea în timp real a indicilor de instabilitate cu datele de teledetecţie radar şi satelitară reprezintă pilonul central în monitorizarea acestor structuri.

Având în vedere dinamica accelerată, durata redusă de viaţă a structurilor convective şi caracterul lor extrem de fragmentat în teritoriu, prognozele asociate acestor fenomene de risc (averse torenţiale, descărcări electrice, grindină, vijelii) se realizează, de regulă, exclusiv pe termene scurte şi foarte scurte. În acest sens, se aplică protocoale operaţionale de anticipare imediată de tip short-range forecasting (prognoză de la 12 la 48 de ore) şi, mai ales, tehnici de nowcasting (prognoză cu anticipare de la câteva minute până la maximum 6 ore), singurele capabile să asigure avertizarea timpurie şi eficientă a populaţiei şi a autorităţilor.

Indicii de instabilitate atmosferică

În contextul prognozei meteorologice moderne, anticiparea precipitaţiilor convective impune o abordare integrată care depăşeşte tehnicile analizei sinoptice tradiţionale, fiind obligatorie evaluarea stării de instabilitate a atmosferei pe verticală. Aceasta se realizează prin calcularea unor indici specifici de instabilitate, derivaţi din sondajele aerologice sau din modelele numerice de înaltă rezoluţie, parametri care cuantifică predispoziţia aerului cald şi umed de la suprafaţă de a urca în troposferă.

Astfel, indicii precum CAPE, Lifted Index (LI) sau K Index (KI) sunt fundamentali pentru estimarea probabilităţii de declanşare a convecţiei şi, implicit, a furtunilor convective, fiind utilizaţi curent în activitatea operaţională pentru elaborarea prognozelor pe termen scurt.

Indicele CAPE indică energia potenţială netă disponibilă pentru convecţie şi exprimă capacitatea ascensională a unei parcele de aer cald şi umed de la suprafaţă. Valorile ridicate ale acestui indice sugerează o flotabilitate pozitivă pronunţată şi un potenţial crescut de formare a unor curenţi ascendenţi violenţi în interiorul furtunilor convective (tabelul 8.5).

Tabelul 8.5. Relaţia dintre valorile indicelui CAPE şi instabilitatea atmosferei *(prelucrat după www.meteologix.com)*

Valoare (J/kg)	Instabilitate
< 1000	slabă
1000–2500	moderată
2500–4000	puternică
> 4000	extremă

Indicele LI reflectă diferenţa de temperatură dintre o parcelă de aer ridicată adiabatic de la sol şi aerul înconjurător al mediului, măsurată la nivelul izobarei de 500 hPa (~5,5 km altitudine). Valorile negative ale acestui indice semnalizează o masă de aer mai caldă decât mediul ambiant, indicând o coloană atmosferică instabilă, favorabilă dezvoltării rapide a norilor cumuliformi şi a sistemelor furtunoase (tabelul 8.6).

Tabelul 8.6. Relaţia dintre valorile LI şi stabilitatea atmosferei *(prelucrat după www.meteologix.com)*

Valoare	Stabilitate
1-100	stabilitate
0 — - 4	stabilitate marginală
- 4 — - 7	instabilitate puternică
- 8 — - 10	instabilitate extremă

Indicele K este un parametru compozit care combină valorile temperaturii aerului şi ale umidităţii la diferite niveluri standard din troposfera inferioară şi medie (850, 700 şi 500 hPa). Acesta oferă o estimare generală a probabilităţii de apariţie a averselor şi a furtunilor convective, reflectând atât gradul de instabilitate termică, cât şi grosimea stratului saturat din atmosferă. Relevanţa sa în prognoza precipitaţiilor convective creşte direct proporţional cu înregistrarea unor valori ridicate (tabelul 8.7).

Tabelul 8.7. Interpretarea valorilor indicelui K în funcţie de probabilitatea furtunilor *(prelucrat după www.meteologix.com)*

Valoare	Probabilitatea de apariţie a furtunilor
< 20	inexistentă
20 - 25	furtuni izolate
26 - 30	furtuni slab dispersate (pe arii foarte restrânse)
31 - 35	furtuni dispersate (răzleţe, în mai multe areale din regiune)
> 35	furtuni numeroase (pe arii extinse, cu activitate intensă)

Este esenţial de subliniat faptul că parametri precum CAPE, LI sau K Index indică exclusiv existenţa unor condiţii termodinamice favorabile (un potenţial latent) pentru formarea furtunilor convective într-un anumit areal, fără a garanta declanşarea efectivă a acestora în absenţa unui mecanism de declanşare. Din acest motiv, pentru realizarea unei prognoze meteorologice complete şi sigure, aceşti indici energetici trebuie analizaţi

în mod corelat cu datele de teledetecţie radar şi satelitară, precum şi cu observaţiile meteorologice înregistrate în reţeaua de suprafaţă.

În figura 8.45 este evidenţiat un caz de analiză în arealul Mării Negre şi al regiunilor adiacente, unde cei trei indici de instabilitate atmosferică semnalau un mediu propice dezvoltării proceselor convective severe. Valorile CAPE atingeau un maxim de aproximativ 1000 J/kg (figura 8.45a), sugerând o instabilitate moderată, în timp ce indicele LI cobora până la pragul de -4 (figura 8.45b), reflectând o masă de aer puternic predispusă la mişcări ascendente şi formare a nebulozităţii cu extindere verticală.

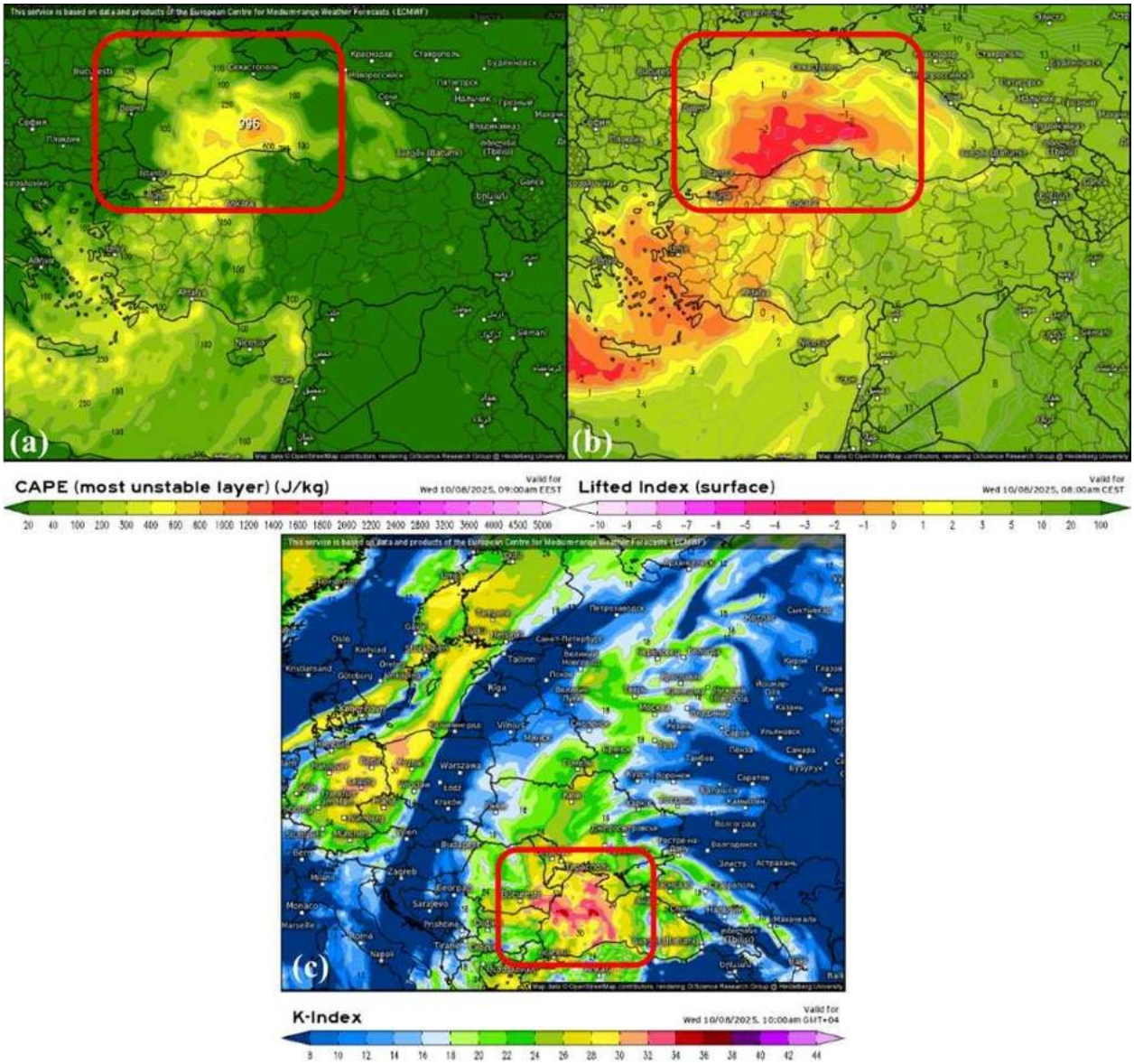


Figura 8.45. Distribuţia spaţială a valorilor indicilor de instabilitate atmosferică în arealul Mării Negre la data de 8 octombrie 2025: *(a – CAPE Index; b - Lifted Index; c - K-Index) (sursa: www.meteologix.com)*

Simultan, valorile indicelui KI depășeau pe alocuri pragul critic de 35 (figura 8.45c), indicator al unui stoc masiv de umezeală pe toată coloana de aer și al unei probabilități ridicate de apariție a averselor torențiale cu activitate electrică intensă, în special în estul și sud-estul României.

Prognozarea precipitațiilor convective pe baza imaginilor satelitare și radar

Așa cum s-a indicat în capitolele anterioare, imaginile satelitare și produsele radar constituie instrumente de bază pentru diagnosticarea și prognozarea precipitațiilor convective, oferind informații în timp real privind dezvoltarea și evoluția acestora. În contextul furtunilor de vară sau al averselor de scurtă durată, aceste resurse permit identificarea arealelor cu instabilitate atmosferică accentuată, monitorizarea dezvoltării norilor convectivi (în special a celor de tip Cumulonimbus) și estimarea intensității precipitațiilor. Utilizarea combinată a canalelor satelitare sensibile la vaporii de apă și la temperatura norilor, alături de reflectivitatea radar, facilitează detecția celulelor convective active.

Pentru acest tip de analiză, un rol important îl joacă canalele satelitare în infraroșu (IR) și în spectrul vizibil (disponibile pe timpul zilei), precum și produsele compozite de tip Convection RGB, structurate conform rețetelor standard dezvoltate de EUMETSAT (Kerkmann et al., 2008). Acestea din urmă integrează mai mulți parametri pentru a evidenția regiunile în care furtunile se dezvoltă sau sunt active. Astfel de produse permit identificarea vârfurilor norilor Cumulonimbus, estimarea temperaturii acestora (ca indicator indirect al înălțimii și al intensității curenților ascendenți) și delimitarea arealelor cu potențial convectiv ridicat, oferind un suport util pentru prognoza pe termen scurt.

Figurile 8.46 și 8.47 surprind o situație tipică de instabilitate atmosferică estivală, caracterizată prin apariția precipitațiilor convective la data de 10 iulie 2025, în vestul României. În acest caz, se observă dezvoltarea unor celule convective de dimensiuni reduse, specifice furtunilor locale de vară. Imaginea satelitară în canalul infraroșu termic (10,8 μm) (figura 8.46a) evidențiază areale în care vârfurile norilor prezintă temperaturi scăzute, ceea ce indică o dezvoltare verticală accentuată și prezența unor mișcări ascendent-convective. Imaginea în spectrul vizibil (figura 8.46b) conturează acești nori înalți, care se diferențiază prin extinderea pe verticală de formațiunile noroase înconjurătoare. Totodată, produsul Convection RGB (figura 8.46c) susține această interpretare, ilustrând culorile caracteristice unei activități convective. În paralel, datele radar (figura 8.47) indică reflectivități ridicate, care depășesc 50 dBZ în anumite puncte, un semnal asociat, de regulă, prezenței celulelor convective active, capabile să genereze averse, descărcări electrice sau grindină.

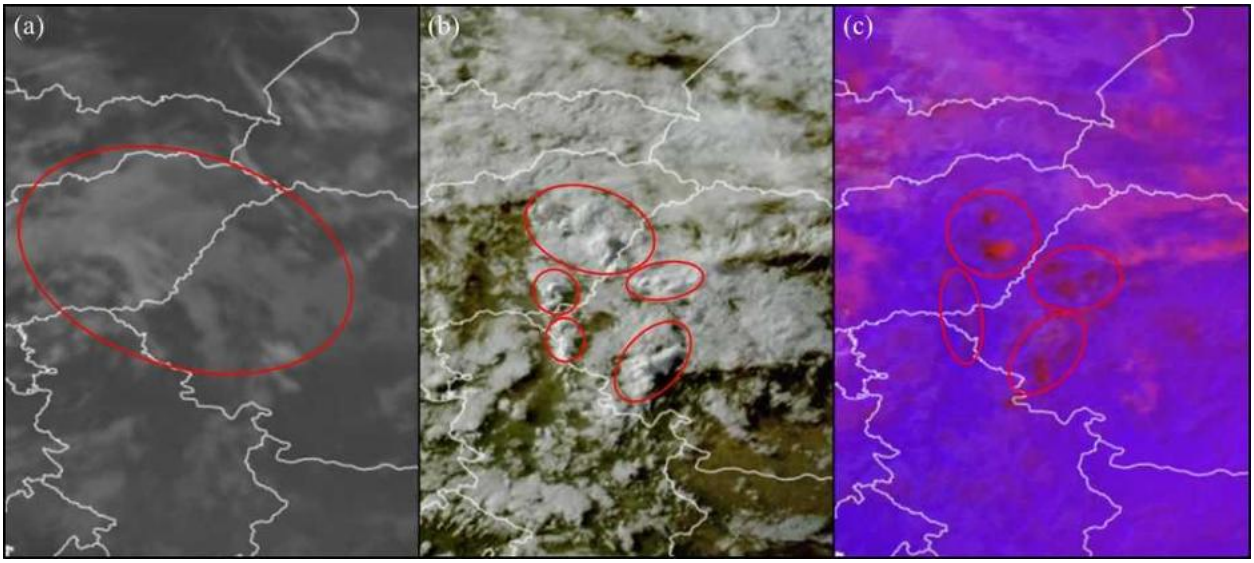


Figura 8.46. Imagini satelitare utilizate în analiza dezvoltării celulelor convective în vestul României (10 iulie 2025): *(a – canal infraroşu termic – 10,8 µm, b – canal vizibil RGB, c – compoziţie satelitară RGB dedicată detecţiei convecţiei profunde – Convection RGB) (sursa: EUMETSAT Product Viewer)*

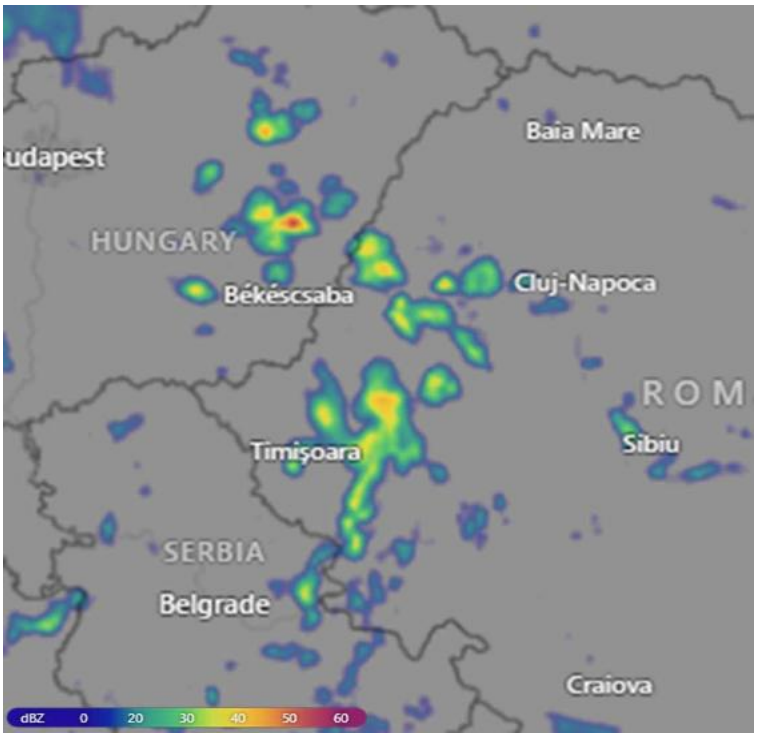


Figura 8.47. Imagine radar indicând distribuţia valorilor de reflectivitate asociate celulelor convective din vestul României la data de 10 iulie 2025 *(sursa: www.windy.com)*

Instabilitatea atmosferică din regiunile prezentate este susţinută şi de diagramele termodinamice Skew-T Log-P din aceeaşi zi, obţinute de la staţiile de aerosondaj din vecinătate (figura 8.48). Metodologia standard de interpretare a acestor profile verticale (Air Weather Service, 1990) evidenţiază persistenţa instabilităţii până la nivelurile de 550–

600 hPa, condiţii favorabile dezvoltării proceselor convective şi apariţiei precipitaţiilor, fiind corelate cu valori relativ ridicate ale energiei potenţiale convective disponibile (indicele CAPE) înregistrate la staţiile din Budapesta (figura 8.48a), Belgrad (figura 8.48b) şi Szeged (figura 8.48c).

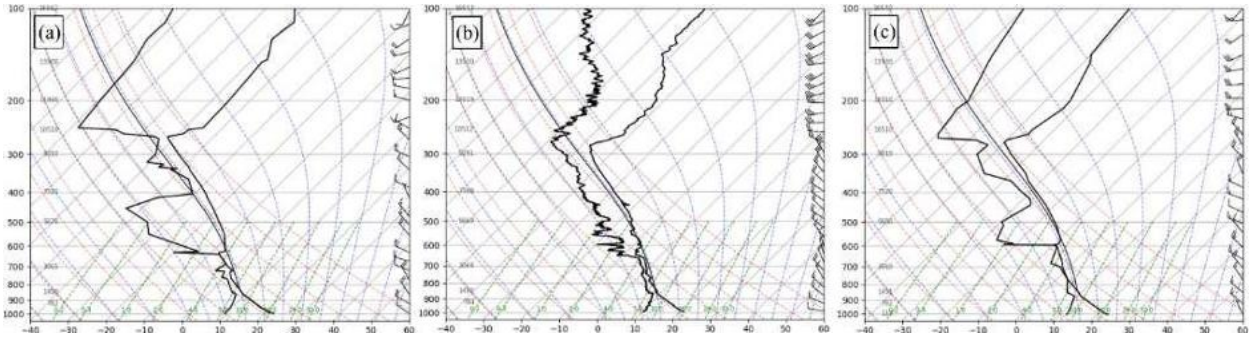


Figura 8.48. Diagrame termodinamice Skew-T Log-P înregistrate la data de 10 iulie 2025 la staţiile de aerosondaj din vecinătatea arealului analizat: *(a – Budapesta; b – Belgrad; c – Szeged) (sursa: UCAR COMET, n.d.)*

Prin urmare, prognoza precipitaţiilor convective pe termen foarte scurt (nowcasting) se bazează pe monitorizarea continuă a imaginilor satelitare IR (canalul 10,8 μm), a compoziţiilor RGB dedicate convecţiei şi a datelor radar. O scădere rapidă a temperaturii vârfurilor norilor în canalul IR indică o dezvoltare verticală a norilor Cumulonimbus, reprezentând un indiciu util al intensificării convecţiei. Aceste nuclee pot fi identificate şi prin apariţia unor nuanţe specifice (galben, roşu sau roz) în produsele Convection RGB.

Pentru realizarea unei prognoze optime, monitorizarea în timp real este o componentă principală a fluxului de lucru. Celulele convective, fiind fenomene cu o dezvoltare rapidă şi localizate pe arii restrânse, implică o analiză dinamică, cu actualizări frecvente, la fiecare 10–15 minute. În practică, se urmăreşte succesiunea imaginilor radar şi satelitare într-un interval de cel mult 30–60 de minute. Observarea acestei secvenţe temporale permite identificarea direcţiei de deplasare şi estimarea vitezei medii de mişcare a celulelor, prin raportarea distanţei parcurse la intervalul de timp scurs.

Concomitent, se evaluează tendinţa de evoluţie a sistemelor convective. Dacă imaginile radar indică o creştere a valorilor de reflectivitate, iar cele IR arată o scădere a temperaturii vârfurilor norilor, se poate aprecia că celula se află în faza de dezvoltare. În schimb, diminuarea reflectivităţii şi încălzirea vârfurilor norilor indică disiparea acesteia. Pe baza acestor corelaţii se poate trasa o traiectorie estimativă, o linie directoare ce indică deplasarea celulei convective pe următoarele 30, 60 sau 90 de minute. Luând în calcul viteza de deplasare determinată, pot fi delimitate arealele cu probabilitate ridicată de a fi afectate de precipitaţii.

Prognozarea temperaturii aerului

Prognoza temperaturii aerului prin metoda sinoptică presupune estimarea valorilor viitoare pe baza deplasării maselor de aer şi a transformărilor pe care acestea le suferă de-a lungul traiectoriei lor, conform abordărilor metodologice clasice ale analizei meteorologice la scară regională (OMM, 2017b). Evoluţia regimului termic este influenţată atât de caracteristicile masei de aer care pătrunde într-o anumită regiune, cât şi de particularităţile locale sau de aportul radiaţiei solare în procesele de încălzire ori răcire a suprafeţei terestre. Pentru obţinerea unor estimări cu un grad ridicat de încredere, este recomandabil ca masa de aer urmărită să nu tranziteze suprafeţe cu o eterogenitate pronunţată (cum ar fi lanţurile montane sau bazinele maritime şi oceanice), ca diferenţele iniţiale de temperatură să fie reduse, iar procesele radiative şi de condensare să nu prezinte o intensitate semnificativă. În situaţiile în care aceste condiţii nu sunt întrunite, se aplică corecţii fundamentate pe statistici climatologice regionale sau pe modele grafice empirice (Militaru & Stăncescu, 1985).

Metoda sinoptică prezintă anumite limitări în ceea ce priveşte aproximarea variaţiilor termice de mică amploare, situate în mod tipic sub pragul de ±5°C, fapt determinat în principal de rezoluţia hărţilor sinoptice utilizate şi de incertitudinile asociate proceselor microclimatice locale. Această metodă se dovedeşte utilă cu precădere în prognozarea fenomenelor cu extindere spaţială mare, precum valurile de frig sau de căldură, corelate cu advecţia unor mase de aer cu proprietăţi bine definite, de origine polară, arctică sau tropicală. Anticiparea unor astfel de episoade se bazează pe analiza caracteristicilor structurale ale ciclonilor şi anticiclonilor (poziţie, direcţie de deplasare, intensitate), precum şi pe interacţiunile dintre aceste structuri barice, fiind strâns legată de evoluţia sistemelor frontale şi de advecţiile termice de la nivelurile superioare ale atmosferei.

Identificarea maselor de aer şi a originii acestora

Pentru prognozarea evoluţiei temperaturii aerului, la fel ca în cazul precipitaţiilor, este util să se analizeze poziţia şi structura centrilor barici, precum şi direcţia vântului la sol şi la altitudine. Prin această abordare se determină dacă masa de aer provine dintr-o regiune sursă rece (polară sau arctică) ori dintr-o zonă caldă (tropicală sau subtropicală). Spre exemplu, în perioada de iarnă, dacă un anticiclon favorizează transportul aerului dinspre nord-est (continental polar) către teritoriul României, se anticipează o scădere a valorilor termice. În schimb, în aceeaşi perioadă, dacă o structură anticiclonică generează un flux dinspre sud-vest, se estimează o încălzire a vremii.

Identificarea caracteristicilor termice ale masei de aer se poate realiza pe baza valorilor înregistrate la staţiile meteorologice aflate sub influenţa structurii barice

respective. Totodată, datele satelitare, precum produsele compozite Airmass RGB sau Tropical Airmass RGB dezvoltate de EUMETSAT (Kerkmann et al., 2008), constituie instrumente utile ce permit recunoaşterea tipurilor de mase de aer pe baza proprietăţilor lor termice şi a conţinutului de ozon. Pe lângă evaluarea temperaturii unei mase de aer, în vederea elaborării prognozei, este necesară şi determinarea direcţiei generale de circulaţie a atmosferei, aspect realizat prin analiza hărţilor sinoptice de suprafaţă şi de altitudine.

Analiza advecţiei de temperatură

Pentru analiza advecţiei termice sunt utilizate hărţile sinoptice de altitudine, cu precădere cele de la nivelurile de 500 hPa şi 850 hPa, care permit corelarea câmpului termic cu direcţia şi viteza vântului geopotenţial, în vederea identificării transportului maselor de aer. Advecţia caldă, asociată de regulă cu circulaţia aerului din sector sudic, indică o posibilă creştere a temperaturii aerului, în timp ce advecţia rece, specifică circulaţiei din sector nordic, semnalează o tendinţă de scădere a acesteia.

Advecţia dinspre vest transportă de regulă aer de origine oceanică, umed şi relativ blând în sezonul rece sau răcoros în cel estival. În regiunile vestice şi centrale ale Europei, acest flux poate determina o stabilizare sau o uşoară diminuare a temperaturii, mai ales în timpul verii.

Advecţia dinspre est asigură transportul maselor de aer continental. În sezonul rece, acestea prezintă temperaturi scăzute şi o umiditate redusă, ceea ce poate determina scăderi semnificative ale temperaturii aerului. Vara, aerul continental estic poate deveni cald şi uscat, favorizând creşteri importante ale temperaturii, cu precădere în sud-estul Europei.

Advecţia dinspre nord antrenează aer rece, polar sau arctic. Aceasta este asociată frecvent cu scăderi bruşte ale temperaturii în Europa şi cu apariţia episoadelor de ger în timpul iernii.

Advecţia dinspre sud determină transportul de aer cald, tropical sau subtropical, adesea caracterizat prin valori ridicate ale umidităţii în sezonul cald. În semestrul rece, acest tip de advecţie favorizează creşteri ale temperaturii şi, în funcţie de durata şi intensitatea pătrunderii, poate contribui la topirea stratului de zăpadă.

Exemplul din figura 8.49 ilustrează o situaţie de advecţie de aer cald din sector sudic, înregistrată la data de 31 decembrie 2015. Analiza hărţilor sinoptice de la nivelul de 500 hPa evidenţiază transportul unei mase de aer cald către Europa Centrală şi de Sud-Est. Harta înălţimii de geopotenţial (figura 8.49a) indică un nucleu depresionar extins în nord-vestul Europei, cu izohipse strânse şi orientate de la sud spre nord, semnalând o circulaţie meridională intensă în partea frontală a depresiunii. În acelaşi timp, distribuţia

temperaturii la nivelul de 500 hPa (figura 8.49b) confirmă pătrunderea aerului cald dinspre sud, evidenţiind un contrast termic între nordul şi sudul continentului. Harta liniilor de curent (figura 8.49c) susţine această evoluţie, acestea fiind aliniate dinspre sud şi sud-vest către Europa Centrală şi de Nord. Acest tip de circulaţie atmosferică favorizează ascensiunea aerului cald în troposfera medie şi determină, în sezonul rece, o creştere a temperaturii la sol, generând condiţii de vreme blândă pentru sfârşitul lunii decembrie. Totodată, advecţia caldă poate modifica profilul de stabilitate atmosferică şi poate contribui la formarea norilor stratiformi sau la evoluţia sistemelor frontale.

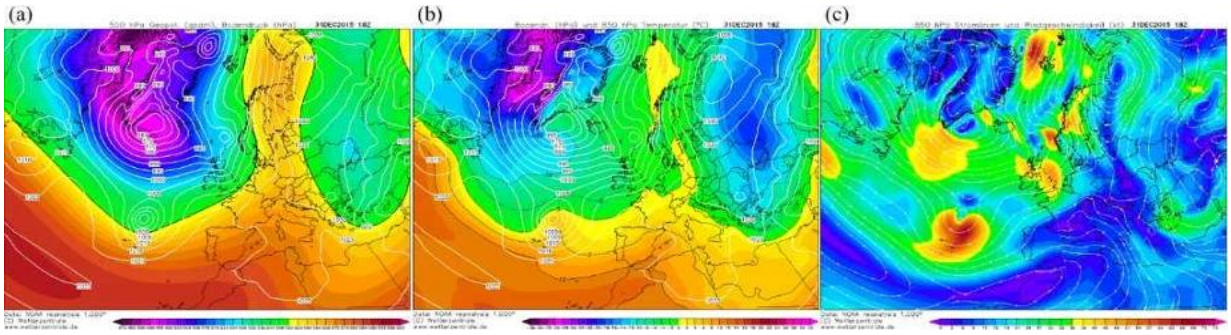


Figura 8.49. Harta sinoptică de la nivelul de 500 hPa din data de 31 decembrie 2015, utilizată în analiza transportului unei mase de aer cald dinspre sud către Europa Centrală şi de Sud-Est: a – înălţimea de geopotenţial la 500 hPa; b – temperatura la 500 hPa; c – liniile de curent la 500 hPa *(sursa: www.wetterzentrale.de)*

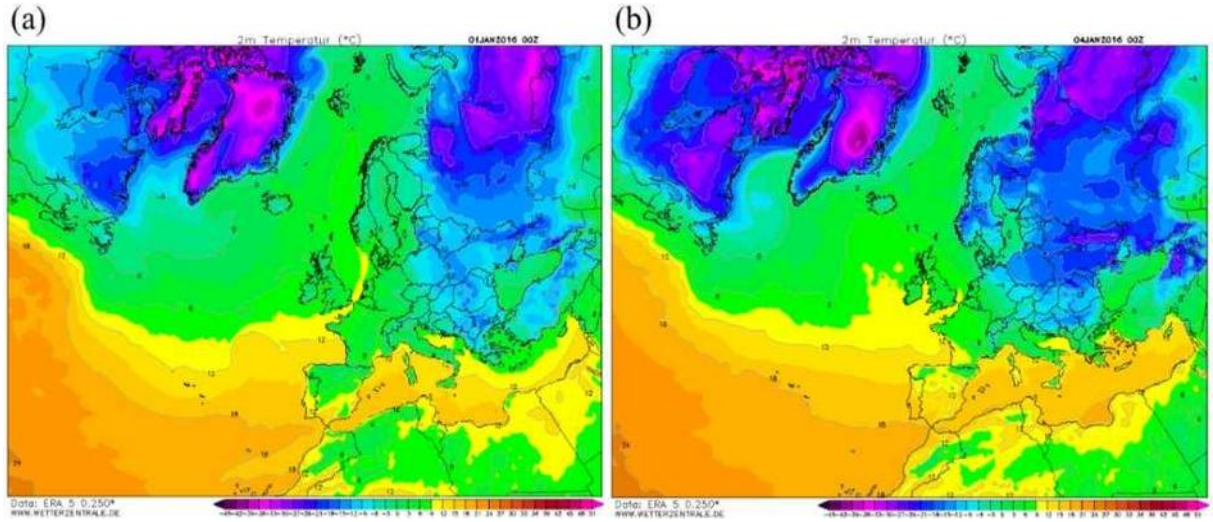


Figura 8.50. Distribuţia temperaturii aerului la sol (2 m) în Europa Centrală şi de Est sub influenţa unor advecţii termice contrastante: a – contextul advecţiei calde dinspre sud (1 ianuarie 2016, ora 00 UTC); b – contextul advecţiei reci dinspre nord-est (4 ianuarie 2016, ora 00 UTC) *(sursa: www.wetterzentrale.de)*

În figura 8.50 se poate observa distribuţia temperaturii la sol (la înălţimea standard de 2 m), valorile fiind ridicate la data de 1 ianuarie 2016 în contextul advecţiei dinspre sud (figura 8.50a). În schimb, la data de 4 ianuarie 2016, sub influenţa unei advecţii de aer

rece din sector nord-estic, valorile termice înregistrează o scădere considerabilă în Europa Centrală şi de Est (figura 8.50b).

Rolul nebulozităţii în modelarea regimului termic

Analiza nebulozităţii reprezintă o componentă importantă în prognoza temperaturii aerului, deoarece influenţează direct bilanţul radiativ dintre suprafaţa terestră şi atmosferă. În condiţii de cer senin, energia acumulată la suprafaţa solului se pierde prin radiaţie terestră nocturnă, proces ce favorizează o răcire accentuată a aerului, în special în regiunile depresionare şi de câmpie. În timpul zilei, lipsa norilor permite radiaţiei solare globale să ajungă direct la sol, determinând o încălzire mai pronunţată.

În schimb, un cer acoperit de nori acţionează ca un ecran izolator: în timpul nopţii limitează pierderea de căldură prin radiaţie eficientă, menţinând temperaturi minime mai ridicate, iar în timpul zilei reduce cantitatea de radiaţie solară incidentă la suprafaţa terestră, favorizând înregistrarea unor valori maxime mai scăzute.

În Europa de Vest, unde domină frecvent masele de aer umed de origine oceanică, acest efect este des întâlnit, în timp ce în regiunile sud-estice, variaţiile diurne mari de temperatură sunt mai probabile în condiţii de cer senin (figura 8.51). Această corelaţie este evidenţiată prin compararea imaginii satelitare în spectrul vizibil (figura 8.51a) cu harta distribuţiei temperaturii la sol (figura 8.51b) din data de 4 octombrie 2025.

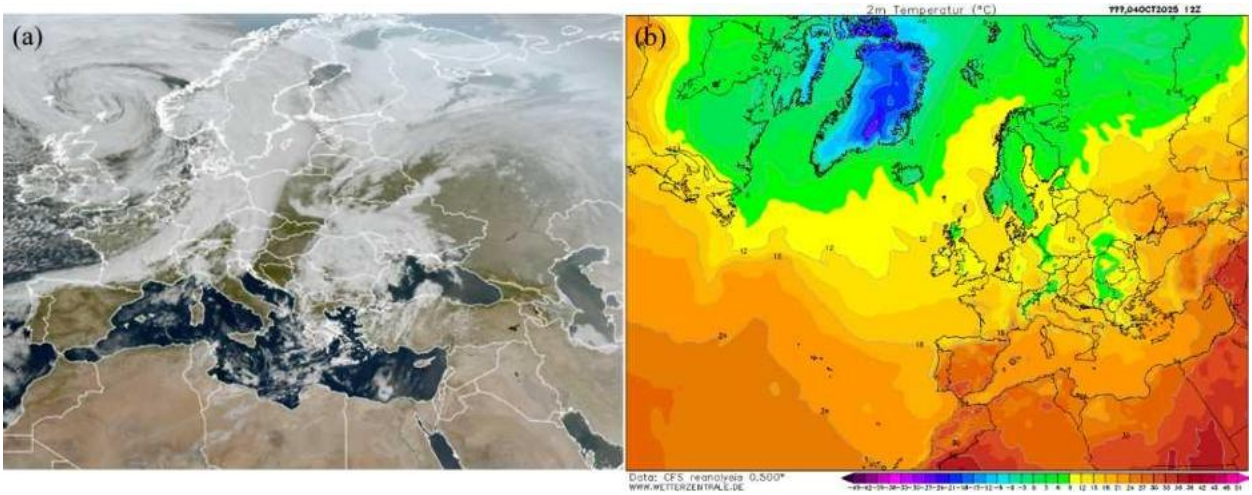


Figura 8.51. Analiza corelaţiei dintre nebulozitate şi valorile termice la sol (2 m) în data de 4 octombrie 2025: a – imagine satelitară în canalul vizibil RGB; b – distribuţia temperaturii la sol la ora corespunzătoare *(sursa: www.wetterzentrale.de)*

Analiza reliefului şi a efectelor locale asupra variaţiilor de temperatură

Relieful influenţează distribuţia spaţială a temperaturii, a nebulozităţii şi a altor fenomene meteorologice locale, motiv pentru care este necesar să fie integrat în analizele de prognoză, în special în regiunile cu topografie variată, cum este cazul României. În

prognoza temperaturii, se evaluează dacă un anumit areal prezintă condiţii favorabile dezvoltării inversiunilor termice, fenomene frecvente în depresiunile intramontane, mai ales în sezonul rece (Stăncescu şi Ballif, 1974). Aceste procese pot menţine temperaturi scăzute în straturile inferioare, în timp ce la altitudini mai mari aerul prezintă valori termice mai ridicate.

În plus, gradientul termic vertical standard (aprox. 0,6°C/100 m) este utilizat atunci când se realizează o estimare locală a temperaturii în funcţie de altitudine. De exemplu, o advecţie caldă din sud va genera efecte mai rapide pe versanţii expuşi (în special cei sudici), în timp ce arealele umbrite sau depresiunile vor prezenta un timp de răspuns mai lung.

Totodată, relieful influenţează procesele de formare şi distribuţie a norilor. Ascensiunea dinamică a aerului pe pantele montane favorizează apariţia norilor orografici, în timp ce mişcările descendente de pe versanţii adăpostiţi pot inhiba dezvoltarea norilor convectivi. Când aerul umed escaladează relieful, se dezvoltă frecvent nori stratiformi sau cumuliformi de nivel jos şi mediu (*Stratocumulus*, *Altocumulus*, *Cumulus*), iar în cazul unor mişcări ascendente forţate, cum ar fi cele din zona frontală, se pot forma sisteme noroase de tip *Nimbostratus* sau *Cumulonimbus*.

Observarea situaţiei frontale

Un impact direct asupra caracteristicilor termice ale unei regiuni îl au şi fronturile atmosferice (OMM, 2017b). În cazul pasajului unui front rece, masa de aer cald este înlocuită de o masă de aer mai rece şi mai densă, proces ce determină o scădere bruscă a temperaturii aerului, adesea însoţită de intensificări ale vântului şi de precipitaţii. Această scădere se poate produce într-un interval de câteva ore şi este identificabilă prin analiza datelor de la staţiile meteorologice integrate în hărţile sinoptice de suprafaţă.Pe de altă parte, trecerea unui front cald aduce o creştere treptată a temperaturii, deoarece aerul cald mai uşor alunecă peste cel rece, generând o încălzire progresivă, însoţită de sisteme noroase stratiforme şi precipitaţii cu caracter continuu. Astfel, identificarea şi urmărirea fronturilor atmosferice pe hărţile sinoptice permit estimarea evoluţiei regimului termic într-o anumită regiune.

8.2. Metoda numerică

Prognoza numerică a vremii constituie principala metodă utilizată în prezent pentru a anticipa evoluţia condiţiilor atmosferice. Aceasta presupune rezolvarea, cu ajutorul sistemelor de calcul de mare performanţă (supercalculatoare), a ecuaţiilor fundamentale care descriu dinamica atmosferei, pe baza unor condiţii iniţiale derivate

dintr-un volum extins de observaţii provenite de la staţii meteorologice, baloane-sondă, sisteme radar şi platforme satelitare.

Prognoza numerică prezintă o istorie relativ recentă în raport cu abordarea sinoptică, dezvoltându-se cu precădere după anul 1950, deşi fundamentele sale teoretice au fost stabilite anterior. Astfel, în anul 1904, Vilhelm Bjerknes a demonstrat că prognoza vremii poate fi concepută ca o problemă de fizică matematică, bazată pe rezolvarea unor ecuaţii diferenţiale care utilizează condiţiile iniţiale ale atmosferei. Ulterior, în anul 1922, Lewis Fry Richardson a evidenţiat posibilitatea aplicării practice a ecuaţiilor fizice pentru modelarea proceselor atmosferice. După apariţia calculatoarelor electronice, în anul 1950, echipa formată din Jule Charney, John von Neumann şi Ragnar Fjørtoft a realizat, cu ajutorul sistemului ENIAC, prima prognoză numerică a vremii pentru un interval de 24 de ore, moment de referinţă în meteorologia modernă. În deceniile 1970–1980, consecutiv lansării primilor sateliţi meteorologici, au fost dezvoltate primele modele operaţionale globale, cu rezoluţii de ordinul sutelor de kilometri. În prezent, rezoluţia spaţială a unor modele numerice poate ajunge la 1–2 km, facilitând o reprezentare mult mai detaliată a fenomenelor atmosferice la scară mică. Tendinţa de îmbunătăţire a performanţelor în acest domeniu l-a determinat pe fostul director al Serviciului Naţional de Meteorologie al SUA (NWS), Joseph Friday, să aprecieze că „*succesul prognozei numerice a vremii reprezintă una dintre cele mai semnificative realizări ştiinţifice, tehnologice şi sociale ale secolului XX*”.

Din punct de vedere conceptual, structura logică prezintă similitudini cu cea a metodei sinoptice, unde o primă etapă constă în colectarea datelor necesare analizei (valorile parametrilor meteorologici), urmată de evaluarea stării precedente şi a celei actuale a atmosferei, în vederea elaborării prognozei. Diferenţa principală constă în faptul că modelele numerice implică procesarea unui volum masiv de date de către supercomputere, capabile să execute operaţii complexe într-un timp optim, asigurând sintetizarea acestor valori şi integrarea legilor fizicii (figura 8.52). Totodată, aceste modele sunt aplicate la scară planetară sau regională prin metode automatizate, spre deosebire de analiza sinoptică tradiţională, care adesea prezintă un caracter manual şi este restrânsă la arii geografice mai limitate.

Această secţiune oferă o imagine de ansamblu asupra principiilor generale de funcţionare şi a rezultatelor obţinute prin modelarea numerică, fără a detalia într-o manieră exhaustivă toate structurile matematice sau aspectele tehnice de proiectare a codurilor sursă. Obiectivul principal este familiarizarea cu noţiunile fundamentale privind modul în care modelele meteorologice reprezintă procesele fizice din atmosferă. Integrarea şi utilizarea operaţională a acestor instrumente implică asimilarea unor

cunoştinţe avansate de specialitate, precum şi accesul logistic la infrastructuri de calcul de mare putere.

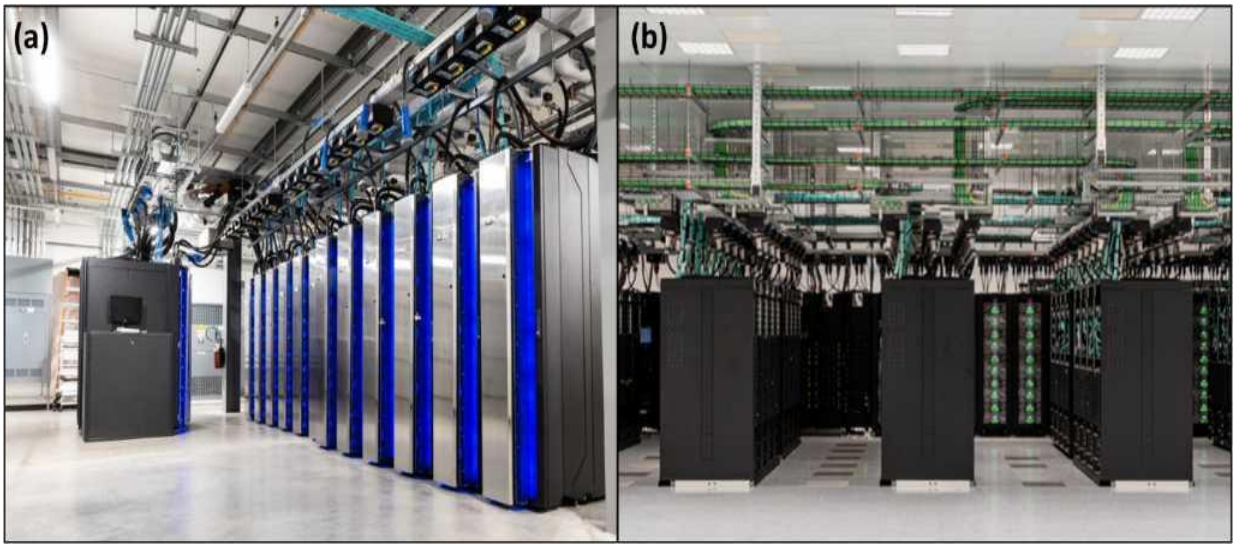


Figura 8.52. Sisteme de calcul de mare performanţă utilizate în procesul de prognoză meteorologică pe baza metodei numerice: **a –** infrastructura de calcul utilizată de Administraţia Naţională Oceanică şi Atmosferică a SUA (NOAA); **b –** infrastructura de calcul utilizată de Centrul European pentru Prognoze pe Termen Mediu *(prelucrat după NOAA, 2023b şi ECMWF, 2022)*

8.2.1. Generalităţi

Modelul numeric de prevedere a vremii nu constituie un sistem unic şi universal, deoarece există numeroase structuri dezvoltate de diferite centre meteorologice internaţionale, fiecare prezentând caracteristici, rezoluţii şi domenii specifice de aplicare (Coiffier, 2011). La baza activităţii oricărui centru operaţional se află un model numeric de prognoză a vremii. În practică, marile centre meteorologice au la dispoziţie mai multe tipuri de modele, utilizate în scopuri complementare şi având configuraţii dedicate (Inness şi Dorling, 2013).

Toate aceste modele numerice urmăresc rezolvarea ecuaţiilor fundamentale care descriu comportamentul dinamic al atmosferei. Ecuaţiile utilizate derivă din principiile mecanicii fluidelor, fiind formulate şi consolidate încă de la începutul secolului al XX-lea, asupra lor aplicându-se anumite simplificări matematice. Aceste aproximări sunt justificate prin analiza ordinelor de mărime ale termenilor, în contextul particular al atmosferei terestre şi al scărilor spaţiale şi temporale care necesită descriere. Rezolvarea acestor sisteme de ecuaţii diferenţiale neliniare nu este posibilă prin metode analitice, motiv pentru care utilizarea sistemelor de calcul este indispensabilă (Coiffier, 2011).

Un model numeric de predicţie poate fi definit ca o reprezentare virtuală a proceselor atmosferice, rulată pe o infrastructură de calcul (Coiffier, 2011). Spaţiul tridimensional al atmosferei este discretizat sub forma unei reţele tridimensionale de

puncte de grilă. În fiecare celulă a acestei structuri sunt integrate informaţii referitoare la parametrii meteorologici de bază (temperatura aerului, umiditatea relativă, presiunea atmosferică, direcţia şi viteza vântului). Sistemele de calcul de mare performanţă estimează secvenţial, pentru fiecare nod al grilei, evoluţia în timp a acestor mărimi, determinând modificările condiţiilor meteorologice pentru intervalele de prognoză stabilite. Figura 8.53a prezintă un câmp continuu de temperatură, redat prin izoterme, în timp ce în figura 8.53b, acelaşi câmp este transpus sub formă de valori discrete asociate fiecărei celule a grilei.

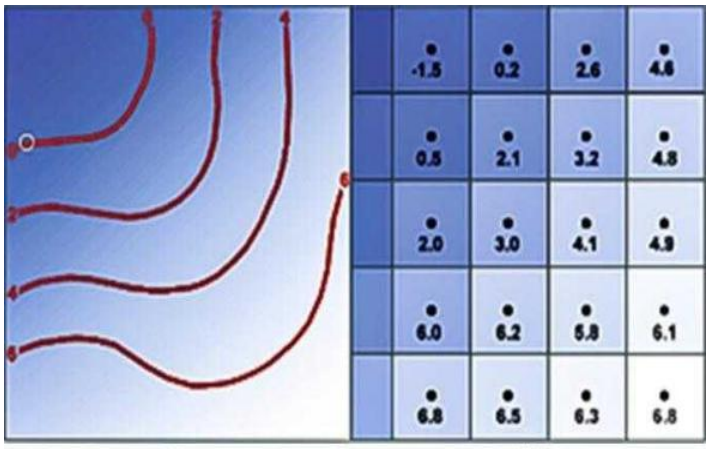


Figura 8.53. Transpunerea schematică a câmpului termic din reprezentare continuă în reţea discretă de puncte de grilă utilizată în modelele numerice: **a** – reprezentarea izotermelor; **b** – transpunerea valorilor numerice în structura grilei *(Inness şi Dorling, 2013)*

O analogie utilă pentru înţelegerea modului în care funcţionează modelele numerice poate fi asociată cu mecanismul unui joc de şah. Pătrăţelele tablei de joc sunt echivalente cu celulele reţelei (grila) în care este discretizată atmosfera, în timp ce piesele corespund parametrilor meteorologici monitorizaţi. În acest context conceptual, modelul numeric rulează algoritmi predictivi pentru a anticipa dinamica interacţiunilor atmosferice, încercând să determine evoluţia viitoare a parametrilor în funcţie de starea iniţială asimilată şi de legile fizicii codificate în sistem. O anticipare optimă a acestor mutări sau transformări dinamice efectuate de atmosferă se reflectă în obţinerea unei prognoze meteorologice cu un grad ridicat de încredere.

Toate modelele numerice de prognoză a vremii se bazează pe principii similare, având ca scop reprezentarea şi integrarea proceselor fizice principale care guvernează dinamica atmosferei (Inness şi Dorling, 2013). Totuşi, din cauza structurii independente a marilor centre meteorologice, fiecare agenţie îşi dezvoltă şi utilizează propriul model sau propriul set de instrumente de calcul. În pofida acestor diferenţe de proiectare, rezultatele sunt, de regulă, partajate la nivel internaţional pentru a sprijini cooperarea

ştiinţifică şi schimbul de date. Există şi situaţii în care mai multe servicii meteorologice din ţări diferite utilizează acelaşi model numeric de bază, acesta fiind însă adaptat şi configurat pentru domeniul geografic de interes al fiecărui stat.

Modelele meteorologice pot fi clasificate, în funcţie de scara spaţială, în trei categorii principale: globale, regionale şi modele care permit convecţia explicită (Inness şi Dorling, 2013). Modelele globale descriu întreaga atmosferă la scara întregului glob terestru. Modelele regionale sunt limitate la un anumit domeniu geometric (cum ar fi un continent sau o ţară), rulând exclusiv în interiorul acestor frontiere spaţiale predefinite. Modelele care permit convecţia explicită sunt aplicate, de regulă, la scări spaţiale mai reduse (o ţară sau o regiune mai restrânsă) şi pot simula direct dinamica sistemelor convective sau a fenomenelor meteorologice cu dezvoltare local. Modelele globale şi cele regionale nu pot rezolva direct procesele convective fine din cauza limitărilor de rezoluţie, motiv pentru care simularea structurilor de mică dimensiune revine modelelor cu convecţie explicită.

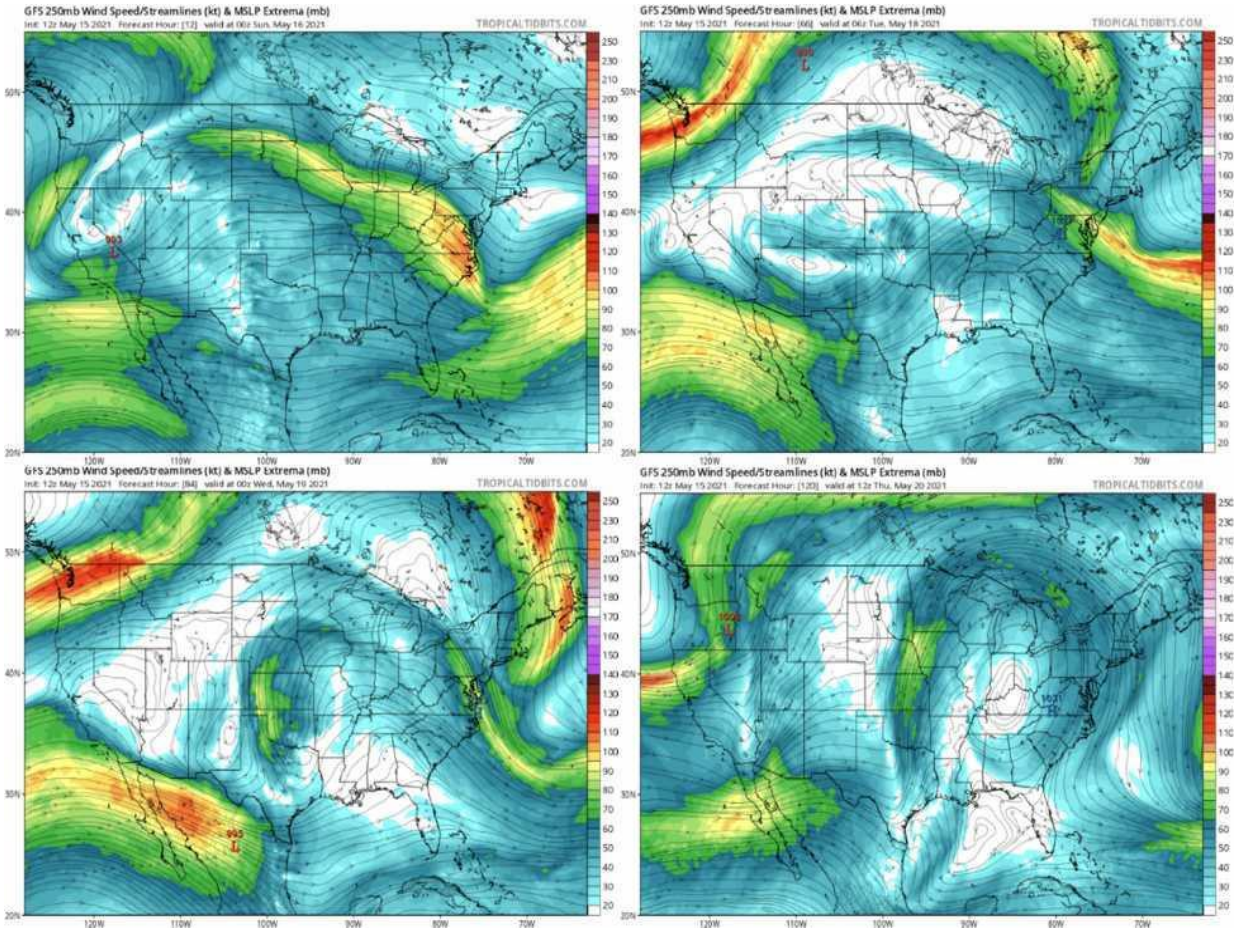


Figura 8.54. Dinamica câmpului de vânt la nivelul izobaric de 250 hPa, simulată prin intermediul modelului global GFS pentru intervale de anticipare de 12, 66, 84 şi 120 de ore *(sursa: https://www.tropicaltidbits.com/)*

Cele mai utilizate două modele numerice globale sunt GFS (dezvoltat de Serviciul Naţional de Meteorologie al SUA - NWS) şi ECMWF (elaborat de consorţiul european de state) (Inness şi Dorling, 2013). Ambele generează prognoze pentru un orizont de timp de până la circa 10 zile, deşi, din cauza caracterului haotic al sistemului atmosferic, gradul de încredere scade după aproximativ 7 zile. Modelele globale sunt utilizate pentru interpretarea evoluţiei marilor sisteme barice (cum ar fi poziţia şi intensitatea curentului jet - jet stream), însă prezintă limitări în descrierea detaliată a fenomenelor locale sau a furtunilor individuale (figura 8.54). În cadrul acestor modele, procesele de scară mică, precum precipitaţiile, sunt parametrizate prin algoritmi indirecţi, spre deosebire de modelele cu convecţie explicită, care pot simula direct iniţierea şi dezvoltarea celulelor convective.

România, în calitate de stat semnatar al acordului de cooperare cu Centrul European pentru Prognoze Meteorologice pe Durată Medie (ECMWF), utilizează produsele numerice furnizate de această instituţie atât în activitatea operaţională naţională, cât şi în proiectele de cercetare-dezvoltare. Modelul numeric global dezvoltat de ECMWF prezintă un grad ridicat de complexitate şi acurateţe, având configuraţii multiple ce acoperă prognozele pe termen scurt, mediu şi sezonier. Datele de intrare provin dintr-o reţea extinsă de senzori meteorologici amplasaţi pe uscat, pe suport maritim şi pe platforme aerospaţiale. Suplimentar, Administraţia Naţională de Meteorologie (ANM) utilizează modelul global ARPEGE (*Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle*), dezvoltat de Météo-France.

În categoria modelelor regionale, ANM integrează în fluxul operaţional structurile ALARO, COSMO şi ALADIN, ale căror rezultate la înaltă rezoluţie susţin elaborarea prognozelor zilnice şi a avertizărilor de fenomene meteorologice periculoase. Aceste trei modele sunt configurate pentru a rula pe domeniul geografic al României, fiind utilizate şi de alte servicii meteorologice europene. De exemplu, ALARO este utilizat în Europa Centrală şi de Est (Cehia, Slovacia, Ungaria), iar COSMO rulează în ţări precum Germania, Elveţia şi Italia. Fiecare centru naţional adaptează aceste modele la particularităţile climatice şi topografice locale, utilizând condiţii la limită derivate din modelele globale.

Dintre modelele regionale operate de ANM, ALADIN prezintă cea mai mare distanţă între punctele de grilă, având o rezoluţie de 10 km şi 41 de niveluri verticale[23], în timp ce modelul COSMO este configurat la o rezoluţie de 2,8 km cu 50 de niveluri verticale (tabelul 8.8). Modelele numerice furnizează o gamă variată de parametri, printre care temperatura aerului (la suprafaţă şi la diferite niveluri izobarice), vântul (direcţie şi

[23] Nivelele verticale sunt necesare pentru a descrie procesele atmosferice care se desfăşoară la altitudini diferite.

viteză), umiditatea, presiunea atmosferică, nebulozitatea, tipul precipitaţiilor şi indicii de instabilitate. Aceste rezultate sunt transpuse grafic sub formă de câmpuri bidimensionale, meteograme şi diagrame termodinamice (figura 8.55).

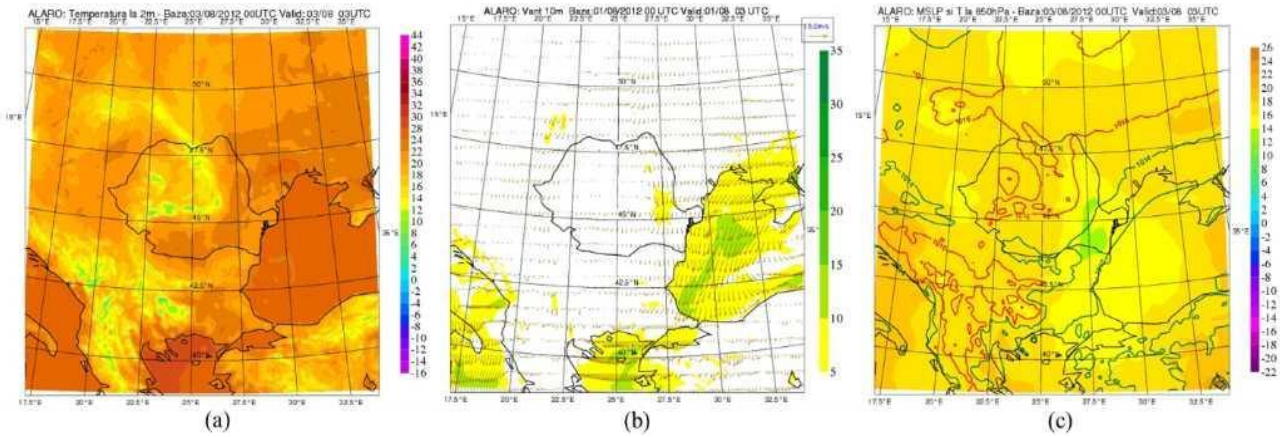


Figura 8.55. Modele de vizualizare grafică generate de modelul regional ALARO la un interval de anticipaţie de 3 ore, pentru: a – temperatura aerului la suprafaţa solului; b – direcţia şi viteza vântului; c – câmpul de presiune atmosferică şi temperatura aerului la nivelul de 850 hPa *(sursa: https://www.meteoromania.ro/)*

Tabelul 8.8. Caracteristicile modelelor regionale de prognoză numerică utilizate pentru teritoriul României, de către ANM *(prelucrat după https://www.meteoromania.ro/despre-noi/meteorologie-operationala/prognoza-vremii/)*

	Rezoluţie orizontală	Puncte de grilă	Nivele verticale	Anticipare
ALADIN	10 km	89 × 89	41	până la 78 de ore
ALARO	6,5 km	240 × 240	49	până la 78 de ore
COSMO	7 km	201 × 177	40	până la 78 de ore
	2,8 km	361 × 291	50	până la 30 de ore

Modelele de prognoză cu convecţie explicită dispun de o rezoluţie spaţială superioară modelelor globale, factor care permite simularea proceselor fizice din interiorul structurilor convective pe mai multe celule ale reţelei. Printre cele mai cunoscute sisteme se numără modelul american HRRR (High-Resolution Rapid Refresh) (figura 8.56), configurat cu actualizare orară şi un orizont de prognoză de 18 ore (extins la 48 de ore în patru momente ale zilei), modelul NAM-NEST (North American Mesoscale, la o rezoluţie de 3 km) şi diverse implementări regionale bazate pe arhitectura WRF (Weather Research and Forecasting).

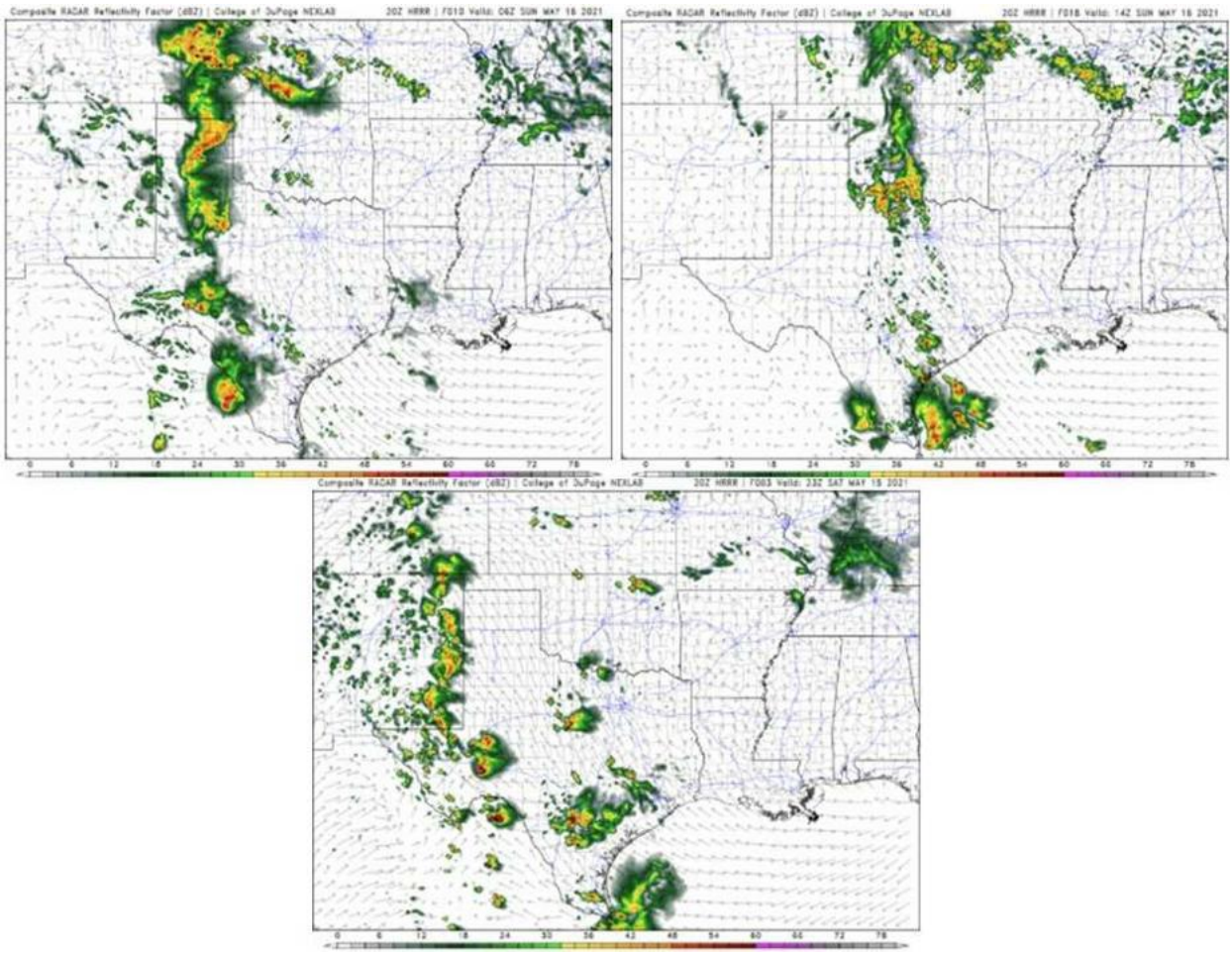


Figura 8.56. Simulare numerică a reflectivităţii radar şi a distribuţiei precipitaţiilor conform modelului HRRR, pentru intervalul cuprins între 15 mai 2021, ora 20:00 UTC şi 16 mai 2021, ora 14:00 UTC *(sursa: https://weather.cod.edu/)*

Anticiparea evoluţiei parametrilor meteorologici cu ajutorul acestor sisteme numerice acoperă intervale de timp variabile, de la scara orară până la prognoze cu caracter sezonier. ANM, prin structurile sale specializate (Centrul Naţional de Prognoze Meteorologice şi Serviciile Regionale de Prognoză a Vremii), elaborează şi transmite utilizatorilor instituţionali, mediului privat şi publicului larg prognoze meteorologice cu orizonturi de timp de 12 ore, 1, 2, 3 şi 4 zile, o săptămână, două săptămâni, o lună şi trei luni. În situaţiile în care dinamica atmosferică indică dezvoltarea unor fenomene severe, Centrul Naţional de Prognoze Meteorologice emite, după caz, informări, atenţionări sau avertizări meteorologice. Aceste mesaje de alertă se elaborează pentru fenomene a căror iniţiere este estimată cu cel puţin 12 ore în avans şi a căror durată poate atinge 3–4 zile (prognoză pe scurtă şi medie durată), precum şi pentru fenomene meteorologice periculoase imediate (nowcasting), cu o anticipaţie cuprinsă între o oră şi 6 ore.

8.2.2. Modul de functionare

Metoda numerică de prognoză a vremii presupune parcurgerea succesivă a mai multor etape structurate, aplicate în ordine cronologică în vederea generării produselor predictive standard (Coiffier, 2011). Procesul este iniţiat prin colectarea datelor din diverse surse observaţionale (staţii meteorologice, sisteme radar, platforme satelitare, aeronave de linie şi senzori aeroportaţi), fiind urmat de analiza şi asimilarea acestor informaţii pentru reconstrucţia stării iniţiale a atmosferei. Ulterior, sunt rulate modelele numerice deterministe şi statistice care, prin rezolvarea ecuaţiilor fundamentale ale fizicii atmosferice şi prin utilizarea unor baze de date de mari dimensiuni, permit calcularea evoluţiei temporale a parametrilor meteorologici (Coiffier, 2011). Rezultatele brute obţinute sunt supuse unei etape de postprocesare a datelor, cu scopul adaptării şi calibrării acestora la cerinţele aplicaţiilor practice. Prognoza este finalizată prin interpretarea rezultatelor de către personalul specializat şi prin emiterea mesajelor oficiale. În etapa finală, performanţa simulărilor este evaluată prin proceduri specifice de verificare şi validare statistică, proces ce contribuie la optimizarea continuă a algoritmilor de modelare.

Colectarea datelor

Colectarea datelor reprezintă etapa iniţială a procesului de realizare a prognozei numerice a vremii. Similar metodei sinoptice, datele măsurate constituie baza empirică necesară pentru configurarea şi rularea modelelor de prognoză. Aceste seturi de date provin dintr-o infrastructură extinsă de monitorizare, care include staţii meteorologice de suprafaţă, sisteme de radiosondaj, balize oceanice, nave meteorologice, aeronave comerciale, reţele radar şi platforme satelitare. Fluxurile de informaţii sunt transmise prin canale de comunicaţie rapidă pentru a fi stocate şi procesate în cadrul centrelor meteorologice globale. Figura 8.57 prezintă distribuţia spaţială a datelor observaţionale in situ utilizate în procesul de asimilare pentru modelul global al ECMWF la data de 17 aprilie 2012 (ora 00:00 UTC) (Inness şi Dorling, 2013). La termenul respectiv, sistemul de asimilare al instituţiei a integrat aproximativ 32.000 de observaţii provenite de la staţii terestre, aeroporturi şi platforme navale (figura 8.57a), circa 7.000 de înregistrări furnizate de balize oceanice în derivă sau ancorate (figura 8.57b), aproximativ 629 de profile verticale obţinute prin radiosondaje (figura 8.57c), precum şi peste 80.000 de rapoarte transmise automat în timpul zborului prin reţelele aeronautice AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay) şi ACARS (Aircraft Communications Addressing and Reporting System) (figura 8.57d). Această structură asigură acoperirea globală optimă pentru obţinerea unor simulări cu un grad ridicat de încredere.

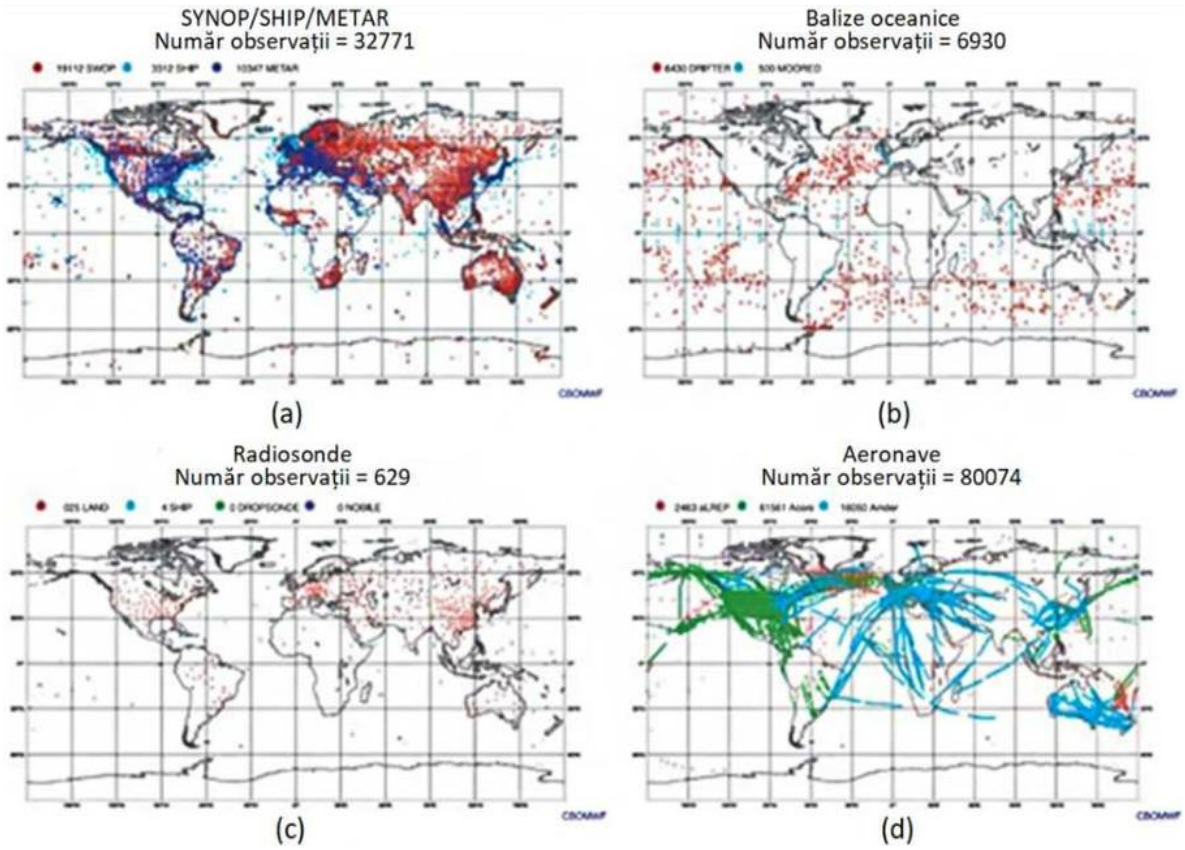


Figura 8.57. Distribuția globală a observațiilor integrate în sistemul de asimilare a datelor al modelului ECMWF la data de 17 aprilie 2012 (ora 00:00 UTC): a – observații înregistrate la stațiile meteorologice de suprafață; b – observații furnizate de balizele oceanice; c – profile verticale obținute prin radiosondaj; d – date meteorologice recepționate de la aeronave comerciale *(prelucrat după Inness & Dorling, 2013)*

Importanța datelor provenite din diverse surse variază în funcție de tipul prognozei și de rezoluția spațială la care este configurat modelul numeric (Inness și Dorling, 2013). Contribuția relativă a fiecărei categorii de observații este determinată de scara proceselor atmosferice investigate, de nivelul de detaliu necesar pentru reprezentarea structurilor barice și de cerințele tehnice ale modelului utilizat. În situațiile în care parametrii meteorologici înregistrează variații bruște pe distanțe reduse, cum este cazul sistemelor frontale, observațiile de la stațiile de suprafață sunt importante pentru asigurarea unei rezoluții spațiale fine. Totuși, în cazul prognozelor generale pe termen mediu, datele furnizate de aeronave, radare și sateliți sunt utilizate cu o frecvență ridicată (Inness și Dorling, 2013). Rețeaua istorică de observații meteorologice la sol nu a fost proiectată inițial exclusiv pentru necesitățile prognozei numerice; prin urmare, regiunile dens populate dispun de o densitate mare de stații, în timp ce bazinele oceanice sau regiunile mai puțin dezvoltate prezintă o acoperire redusă. În acest context, observațiile satelitare asigură o omogenitate spațială extinsă la nivel planetar, deși prezintă anumite limitări legate de rezoluția verticală mai redusă și de capacitatea mai mică de a eșantiona

structura detaliată a troposferei pe verticală în prezenţa sistemelor noroase dense.

Într-un studiu coordonat de Cardinali et al. (2004) în cadrul ECMWF, a fost analizată influenţa diferitelor tipuri de observaţii asupra procesului de asimilare. Rezultatele au indicat că, în medie, aproximativ 85% din informaţiile structurate în starea iniţială derivau din prognozele pe termen foarte scurt anterioare (câmpul de fond sau *background*), iar restul de 15% reprezentau date de intrare noi, furnizate de senzori. Din totalul acestor măsurători noi, 75% proveneau de la platformele satelitare, iar 25% erau asigurate de staţiile terestre, balizele oceanice, sondajele atmosferice şi aeronavele. Deşi observaţiile directe reprezintă o pondere mai redusă, acest aport este esenţial pentru corectarea tendinţelor modelului şi pentru definirea stării iniţiale, în special în cazul fenomenelor cu evoluţie rapidă.

Testele de sensibilitate efectuate la ECMWF au evidenţiat rolul datelor satelitare în menţinerea performanţei prognozei numerice. În emisfera nordică, unde reţeaua terestră este densă, absenţa datelor satelitare determină o diminuare a valabilităţii prognozei cu mai puţin de o zi în raport cu configuraţia completă. În schimb, în emisfera sudică, unde observaţiile la sol sunt deficitare, excluderea componentelor satelitare conduce la o degradare mai accentuată, simularea pierzându-şi predictibilitatea optimă cu aproximativ 2,5 zile mai devreme (Kelly şi Thépaut, 2007).

Calitatea prognozelor obţinute prin metode numerice depinde direct de precizia aproximării stării iniţiale a atmosferei, aspect ce justifică optimizarea tehnicilor de valorificare a tuturor observaţiilor disponibile. Modelele meteorologice integrează volume mari de informaţii din arhivele digitale, necorelându-se exclusiv cu valorile din ziua curentă, specific metodei sinoptice tradiţionale. Aceste sisteme au capacitatea de a asimila şi analiza serii temporale extinse pe perioade mari de timp, asigurând calibrarea continuă a ecuaţiilor fizice folosite în simulare.

Analiza şi asimilarea datelor

Asimilarea datelor reprezintă procesul prin care observaţiile realizate de diferiţi senzori meteorologici sunt integrate într-un model numeric. Această etapă de bază în realizarea prognozei meteorologice combină informaţiile oferite de modelul numeric, structurate conform legilor fizicii atmosferei, cu observaţiile empirice, obţinând astfel o aproximaţie optimă a stării reale a atmosferei la momentul iniţial al simulării (Inness şi Dorling, 2013).

Asimilarea datelor constituie un proces desfăşurat în mai multe etape succesive, organizate într-o structură logică şi aplicate în mod evolutiv. Figura 8.58 ilustrează succesiunea clasică a etapelor utilizate în asimilarea datelor în cadrul modelelor numerice globale şi regionale.

Prima etapă constă în recepţionarea, de către centrul de prognoză, a datelor provenite din observaţiile meteorologice (datele de intrare). Ulterior, aceste seturi de date sunt procesate într-un format uniform, adecvat pentru citirea şi interpretarea de către structura modelului. Acest tip de procesare prezintă particularităţi de la un centru de prognoză la altul, deoarece fiecare instituţie poate utiliza standarde proprii pentru introducerea datelor observaţionale. Totodată, asupra acestor date se aplică un set riguros de verificări, cu scopul de a limita introducerea informaţiilor eronate în procesul de asimilare. Pentru filtrarea datelor sunt utilizaţi, de regulă, algoritmi automaţi[24], capabili să diferenţieze o observaţie eronată de o înregistrare corectă, dar neobişnuită pentru arealul respectiv sau pentru condiţiile climatice specifice sezonului analizat.

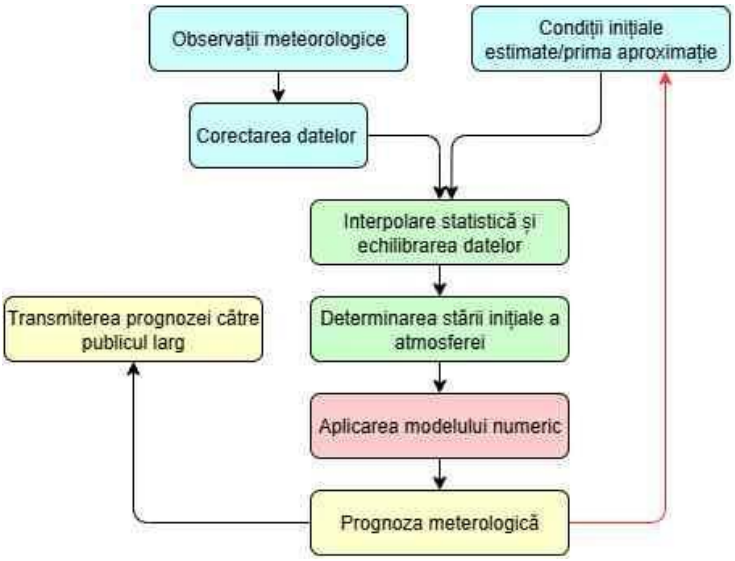


Figura 8.58. Schemă simplificată a etapelor procesului ciclic de asimilare a datelor atmosferice în cadrul modelelor numerice de prognoză meteorologică *(prelucrat după Kalnay, 2003)*

Datele de intrare nu sunt utilizate în mod izolat pentru a iniţia rularea modelelor numerice, ci sunt integrate în structura datelor preexistente (câmpul de fond sau datele istorice) pentru o anumită locaţie geografică, aceasta reprezentând a doua etapă a procesului. Astfel, asimilarea se realizează în mod continuu, modelul fiind alimentat sistematic cu noi valori care îmbogăţesc baza informaţională şi contribuie la definirea condiţiilor iniţiale ale atmosferei. Informaţiile utilizate nu provin exclusiv de la senzori, ci şi din combinarea prognozei pe termen scurt, rezultată din rularea anterioară a modelului, cu observaţiile efectuate în intervalul de timp scurs. În practică, prima aproximaţie a stării atmosferei înainte de rularea modelului se realizează utilizând

[24] Pentru verificarea automată a corectitudinii datelor de intrare, se utilizează tot mai frecvent, în practica meteorologică, algoritmi de tip învăţare automată (machine learning) şi învăţare profundă (deep learning). Aceştia au ca scop identificarea tiparelor din seturile istorice de date, în vederea corectării datelor eronate.

prognozele anterioare, pentru a configura o imagine de referinţă a vremii, căreia i se asociază datele noi măsurate. Acest mod de operare este specific, printre altele, modelului numeric NCEP GFS, utilizat în cadrul Centrului Naţional de Prognoză al NOAA.

Fiecare centru de prognoză dispune de o fereastră de asimilare a datelor, reprezentând, de regulă, un interval de 3–6 ore, în interiorul căruia toate datele transmise sunt luate în calcul pentru integrarea în model. De exemplu, pentru o prognoză cu start la ora 00:00 UTC, fereastra de asimilare poate fi cuprinsă între orele 21:00 UTC şi 03:00 UTC. Toate observaţiile realizate în acest interval pot fi incluse în procesul de asimilare, cu condiţia ca acestea să fie recepţionate de centrul meteorologic înainte de declanşarea algoritmilor de calcul.

După depăşirea unei ore limită, datele transmise nu mai sunt integrate în simularea curentă. Momentul după care nu mai sunt acceptate observaţiile se numeşte *data cut-off time*. În cazul unei ferestre de asimilare care se încheie la ora 03:00 UTC, timpul limită pentru primirea datelor poate fi stabilit la ora 03:40 UTC. După acest moment, procesul de asimilare este iniţiat, iar datele sosite ulterior nu mai sunt incluse (Coiffier, 2011). Din punct de vedere teoretic, utilizarea unui volum mai mare de observaţii favorizează o specificare mai precisă a condiţiilor iniţiale. Centrul European pentru Prognoze pe Termen Mediu (ECMWF), care se concentrează pe prognoze pe o perioadă de 10 zile, utilizează o fereastră de asimilare a datelor extinsă la 12 ore (Inness şi Dorling, 2013).

După colectarea tuturor datelor necesare, acestea sunt supuse unui proces de interpolare statistică şi echilibrare, prin care informaţiile distribuite neuniform din punct de vedere spaţial sunt transpuse pe o grilă regulată, reducându-se sau eliminându-se dezechilibrele dinamice şi zgomotul din date. Procesul prezintă similitudini conceptuale cu reprezentarea valorilor parametrilor meteorologici pe schema Bjerknes a unei staţii şi cu trasarea izohipselor pe o hartă sinoptică. În analiza manuală tradiţională, aceste etape sunt necesare pentru transformarea unor observaţii punctuale într-o imagine de ansamblu asupra atmosferei dintr-o anumită regiune.

În mod similar, algoritmii utilizaţi în această etapă a asimilării combină date provenite din surse multiple şi construiesc câmpuri tridimensionale de temperatură, umiditate şi presiune atmosferică pe grile geografice prestabilite. Prin interpolarea şi echilibrarea datelor se urmăreşte obţinerea unei stări iniţiale cu un grad ridicat de realism meteorologic înainte de rularea modelului numeric.

După definirea condiţiilor iniţiale, modelul meteorologic este rulat pentru a genera prognoza. Rezultatele obţinute sunt utilizate ulterior în analiza următoare, în cadrul unui proces ciclic de asimilare (*cycling*). Modelele numerice folosesc rezultate din rulările anterioare, care sunt ajustate pe baza observaţiilor recente, o metodă ce susţine

creşterea preciziei prognozei, asigurând un echilibru optim între variabilele fizice şi reducând erorile de iniţializare.

8.2.2.1. Rularea modelelor numerice

Aplicarea modelelor numerice implică o procedură flexibilă, adaptată în funcţie de tipul prognozei, arealul analizat, contextul geografic, zona climatică sau caracteristicile sezoniere. În funcţie de aceşti factori, atât selecţia modelului numeric utilizat, cât şi variabilele integrate în simulare pot prezenta diferenţe semnificative (Vasquez, 2011).

Procesul de rulare a modelelor numerice se fundamentează pe utilizarea a două componente principale: componenta dinamică şi cea statistică. Modelele dinamice integrează şi rezolvă ecuaţiile fizice fundamentale ale atmosferei, în timp ce modelele statistice utilizează baze de date observaţionale istorice pentru a estima evoluţia probabilă a regimului meteorologic. Deşi funcţiile celor două abordări prezintă particularităţi distincte, acestea sunt utilizate în mod complementar în cadrul prognozei numerice. În timp ce modelul dinamic rezolvă ecuaţiile hidrodinamice şi termodinamice care guvernează mişcarea maselor de aer, oferind o simulare brută a stării atmosferei, modelul statistic intervine pentru corectarea erorilor sistematice şi pentru adaptarea rezultatelor la particularităţile topoclimatice locale. Prin această corelare metodologică se urmăreşte obţinerea produsului predictiv final (figura 8.59) (Kalnay, 2003; Warner, 2010).

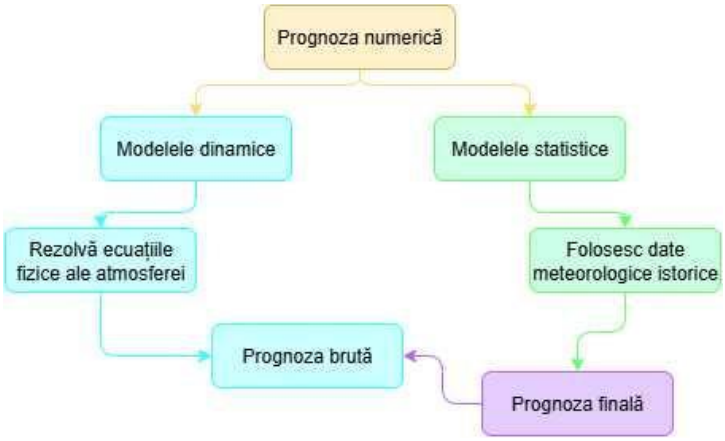


Figura 8.59. Schema conceptuală a integrării complementare a modelelor dinamice şi statistice în cadrul fluxului operaţional al prognozei numerice a vremii

Modelele dinamice

Modelele dinamice simulează starea fizică a atmosferei pe baza legilor fizicii, reproducând procese precum circulaţia maselor de aer şi transferul radiativ, de căldură ori de umiditate. Acestea se fundamentează pe ecuaţiile fundamentale ale mişcării

atmosferice, definite şi sub denumirea de ecuaţii primitive, incluzând parametrizări fizice pentru reprezentarea fenomenelor care nu pot fi simulate în mod direct la scara de rezoluţie a modelului, cum sunt sistemele convective (Vasquez, 2011).

Pentru ca modelele dinamice să poată anticipa evoluţia atmosferei, este necesară formularea iniţială a legilor fizice care descriu modificările parametrilor în timp. Aceste legi sunt transpuse sub formă de ecuaţii matematice, numite ecuaţii dinamice, denumire ce indică importanţa acordată mişcării aerului în analiza evoluţiei ansamblului atmosferic.

Evoluţia atmosferei, componentă importantă în elaborarea prognozelor meteorologice, este guvernată de cinci legi fundamentale ale fizicii:

- **A doua lege a lui Newton (Legea mişcării)**: stabileşte că, în momentul în care asupra unui volum de aer acţionează o forţă, impulsul şi viteza acestuia înregistrează modificări;
- **Legea conservării masei**: indică faptul că masa aerului se conservă, astfel încât fluxul de aer care intră într-un volum definit este egal cu cel care iese, menţinând echilibrul mişcărilor atmosferice;
- **Prima lege a termodinamicii (Conservarea energiei)**: descrie modul în care aerul schimbă căldură şi energie mecanică, influenţând procesele termice de încălzire şi răcire din atmosferă;
- **Ecuaţia de stare pentru un gaz perfect**: constituie relaţia de bază ce descrie proprietăţile macroscopice ale aerului asimilat unui gaz ideal;
- **Legea conservării vaporilor de apă**: reflectă modul în care cantitatea de vapori de apă din atmosferă variază prin intermediul proceselor de schimb de fază, precum evaporarea sau condensarea.

Aceste cinci legi reprezintă baza teoretică a modelelor numerice. Pentru descrierea circulaţiei atmosferice, în ecuaţiile fundamentale sunt integrate forţe şi procese complementare. Aceste forţe sunt clasificate în două categorii principale: forţe reale, determinate de interacţiunile fizice directe, şi forţe aparente, generate de mişcarea de rotaţie a Terrei.

Forţele reale acţionează direct asupra maselor de aer, incluzând forţa gradientului de presiune (forţă primară ce iniţiază mişcarea aerului şi determină deplasarea acestuia dinspre ariile cu presiune ridicată spre cele cu presiune scăzută), forţa gravitaţională şi forţa de frecare.

Forţele aparente derivă din mişcarea de rotaţie a Terrei şi includ forţa Coriolis, care deviază mişcarea aerului spre dreapta în emisfera nordică şi spre stânga în emisfera sudică, precum şi forţa centrifugă, ce produce o accelerare aparentă a maselor de aer în

direcţie opusă axei de rotaţie a Pământului, fiind evaluată, de regulă, împreună cu componenta gravitaţională.

Pe lângă legile fundamentale şi forţele care guvernează dinamica atmosferică, ecuaţiile includ parametrizări fizice prin care sunt reprezentate procesele ce nu pot fi rezolvate direct de model la scara de rezoluţie utilizată. Un exemplu important este transferul radiativ, care descrie schimbul de energie sub formă de radiaţie între suprafaţa terestră, atmosferă şi spaţiul cosmic, influenţând regimul termic al aerului.

Parametrizările includ, de asemenea, procesele din stratul de suprafaţă şi din stratul limită planetar, unde au loc schimburi de căldură, umiditate şi impuls între sol, învelişul vegetal sau ocean şi atmosferă. De asemenea, acestea reprezintă şi convecţia, respectiv mişcările verticale ale aerului cald şi umed care favorizează formarea sistemelor noroase şi a precipitaţiilor (Inness şi Dorling, 2013).

Modelele statistice

Spre deosebire de modelele dinamice, abordările statistice nu utilizează ecuaţii matematice ale hidrodinamicii pentru a simula starea fizică a atmosferei, ci identifică corelaţii între diferiţi parametri meteorologici pe baza seturilor de date istorice. Aceste modele se fundamentează pe premisa că dinamica sistemului este guvernată de legităţi ce determină apariţia unor relaţii de tip cauză-efect între valorile succesive ale variabilelor de stare.

Mai exact, această metodologie integrează serii temporale extinse de parametri meteorologici, cum sunt temperatura aerului, presiunea atmosferică sau temperatura punctului de rouă, şi foloseşte conexiunile identificate pentru a estima evoluţia probabilă a condiţiilor atmosferice. De exemplu, anumite tipare ale circulaţiei macrosinoptice sunt asociate cu o frecvenţă ridicată a fenomenelor meteorologice specifice, precum precipitaţiile lichide sau solide.

Modelele statistice urmăresc să cuantifice aceste legături dintre configuraţia barică şi regimul meteorologic ulterior. Pe baza acestor corelaţii, se stabilesc reguli matematice şi algoritmice; astfel, în momentul în care se configurează un context atmosferic asemănător, modelul estimează o evoluţie similară cu cea înregistrată în trecut.

Modelul analogic constituie un exemplu de abordare statistică ce compară o situaţie atmosferică actuală cu structuri similare din istoricul de date în vederea elaborării unei prognoze. Această metodă prezintă o structură conceptuală accesibilă şi poate furniza estimări utile în cazul unor configuraţii repetitive manifestate la scară sinoptică, cum este cazul sistemelor frontale sau al anumitor tipuri de circulaţie.

Totuşi, abordarea prezintă limitări în ceea ce priveşte simularea fenomenelor de scară locală sau a celor cu o dinamică rapidă. Acest aspect este determinat de faptul că

procesele atmosferice nu prezintă o repetabilitate absolută, înregistrându-se, de regulă, doar similitudini parţiale.

Structura tridimensională a grilei şi implicaţiile rezoluţiei spaţiale în modelele numerice

Un model numeric poate utiliza fie un domeniu global, fie unul regional. Modelele cu domeniu global acoperă întreaga planetă, oferind estimări predictive pentru toate regiunile globului. În schimb, modelele regionale simulează dinamica atmosferei exclusiv pentru un anumit areal geografic, cum ar fi un continent, o ţară sau o regiune administrativă. Modelele numerice realizează aceste simulări prin discretizarea domeniului vizat într-o grilă tridimensională. Această grilă este alcătuită din volume cubice, geometrie impusă de necesitatea analizării atmosferei pe trei direcţii spaţiale (înălţime, lungime şi lăţime) în cadrul fiecărui punct nodal, structură în care se calculează valorile parametrilor meteorologici (temperatura, umiditatea, viteza vântului, presiunea atmosferică) la diferite altitudini şi la intervale fixe de timp (figura 8.60).

Un astfel de element tridimensional poartă numele de celulă de grilă. Poziţia celulelor de grilă nu coincide în mod necesar cu amplasamentul staţiilor unde se efectuează măsurătorile meteorologice in situ, fapt determinat de repartiţia neuniformă a acestora la nivelul Terrei şi de capacitatea sistemelor moderne de asimilare continuă a datelor de a furniza informaţii suficiente pentru acoperirea integrală a globului, inclusiv pentru regiunile deficitare în senzori tereştri.

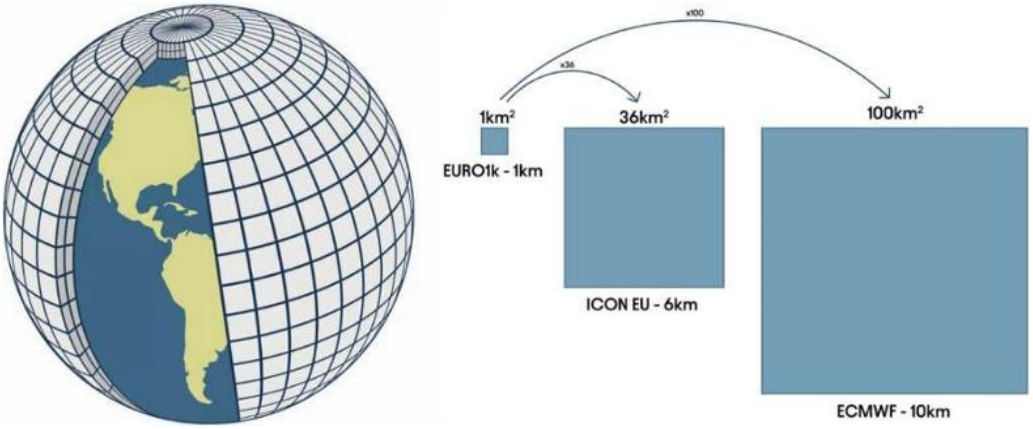


Figura 8.60. Reprezentarea schematică a structurii unei grile tridimensionale şi compararea rezoluţiilor spaţiale utilizate de diferite modele numerice de prognoză *(prelucrat după Meteomatics, 2024)*

Dimensiunea celulelor din grilă în care este împărţit domeniul analizat defineşte rezoluţia spaţială a modelului. Cu cât dimensiunile celulelor sunt mai mari, cu atât rezoluţia este mai redusă, în timp ce celulele de dimensiuni mici definesc o rezoluţie ridicată a modelului. Totodată, o rezoluţie spaţială fină permite modelului să rezolve mai

detaliat fenomenele meteorologice locale ce acţionează pe suprafeţe restrânse, aspect ce favorizează obţinerea unor prognoze cu un grad mai ridicat de precizie la nivel local.

În figura 8.60 sunt prezentate trei configuraţii numerice cu rezoluţii diferite şi, implicit, cu dimensiuni variabile ale celulelor de grilă: modelul *EURO1K* prezintă o rezoluţie de 1 km, *ICON EU* de 6 km, iar *ECMWF* utilizează un pas de 10 km. O creştere a dimensiunii laturii celulei de la 1 km la 6 km implică o modificare de scară a ariei celulei de 36 de ori, în timp ce o creştere de la 1 km la 100 km reduce densitatea punctelor de grilă şi reflectă o scădere a rezoluţiei spaţiale de 100 de ori. Modelul global *GFS* este configurat cu celule ce prezintă o latură de aproximativ 25 km, utilizând o rezoluţie spaţială mai redusă în raport cu modelul regional *EURO1K*.

Pe lângă rezoluţia spaţială, modelele sunt caracterizate şi de rezoluţia temporală, care defineşte intervalul de timp în care sistemul integrează şi actualizează modificările stării atmosferice. O rezoluţie temporală ridicată implică intervale scurte între momentele de actualizare a datelor. De exemplu, modelul *EURO1K* rulează actualizări la fiecare 20 de minute, în timp ce modelul global al *ECMWF* este configurat, în anumite module, la o rezoluţie temporală standard de 6 ore. O rezoluţie mai mare, atât sub raport spaţial, cât şi temporal, permite o reprezentare mai detaliată a circulaţiei atmosferice pe scări micro- şi mezorometeorologice, oferind prognoze cu o fiabilitate superioară.

Algoritmii dinamici se aplică pentru fiecare celulă a grilei şi pentru fiecare pas de timp definit. Prin urmare, sistemul rezolvă ecuaţiile fizice fundamentale în fiecare nod tridimensional, calculează valorile parametrilor meteorologici şi generează tendinţele predictive (figura 8.61). Acest proces nu este limitat la suprafaţa terestră, ci se extinde pe verticală pe mai multe niveluri barice, acoperind întreaga troposferă. La fiecare interval de timp al simulării, valorile calculate într-o celulă sunt influenţate de cele din celulele adiacente, permiţând modelului să simuleze transportul orizontal (advecţia) şi vertical (convecţia, mişcările orografice) de masă, energie şi umiditate. În acest mod, modelele dinamice pot reproduce evoluţia continuă a atmosferei, oferind o imagine structurată asupra stării viitoare a vremii.

După ce modelul numeric finalizează rezolvarea sistemului de ecuaţii pentru un anumit moment de timp, câmpurile rezultate sunt interpolate din grila internă de calcul către un sistem standardizat de coordonate geografice, utilizat în etapele de analiză şi vizualizare grafică. Deoarece pasul de integrare temporală este considerabil mai mic decât intervalul de prognoză solicitat de utilizatori, ciclul de diagnoză, prognoză şi integrare se reia iterativ de un număr mare de ori, până la atingerea orizontului temporal stabilit. Prin acest mecanism, modelul nu furnizează doar valorile prognozate corespunzătoare orelor principale de ieşire, ci şi o serie de rezultate intermediare asociate fiecărui pas de integrare, fapt ce permite o descriere mai detaliată a evoluţiei proceselor

atmosferice. Pentru optimizarea calităţii acestor estimări, o importanţă deosebită revine etapei de postprocesare a datelor brute obţinute în urma rulării modelului numeric.

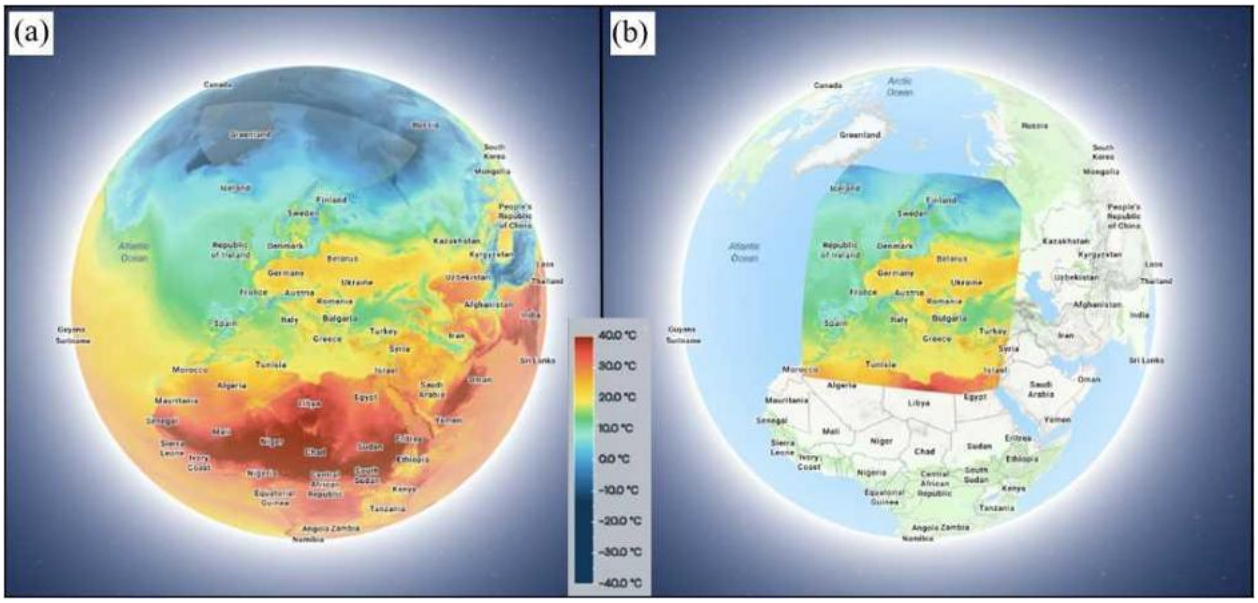


Figura 8.61. Reprezentarea grafică a acoperirii spaţiale şi a rezoluţiei pentru prognoza temperaturii aerului la data de 1 mai 2024: a – acoperirea globală corespunzătoare modelului ECMWF; b – acoperirea regională de înaltă rezoluţie corespunzătoare modelului EURO1K *(prelucrat după Meteomatics, 2024)*

8.2.2.2. Postprocesarea datelor

După obţinerea valorilor brute generate de modelul numeric, seturile de date trec printr-un proces de postprocesare care include filtrarea, corectarea erorilor sistematice şi diminuarea limitărilor asociate schemei de calcul numeric. Utilizarea directă a acestor rezultate brute prezintă dificultăţi în activitatea practică, deoarece variabilele sunt exprimate pe grila nativă şi pe nivelurile interne ale coordonatelor modelului. Din acest motiv, postprocesarea constituie o etapă principală prin care datele brute sunt transformate în produse adecvate pentru analiza şi prognoza meteorologică.

În prima fază, valorile calculate de model sunt interpolate pe o grilă standardizată şi pe niveluri atmosferice de referinţă, cum sunt nivelurile izobarice standard de 850 hPa, 500 hPa şi nivelul suprafeţei terestre, astfel încât hărţile rezultate să prezinte compatibilitate şi să faciliteze analiza comparativă. Ulterior, se aplică corecţii statistice pentru reducerea erorilor sistematice ale modelului, cum ar fi tendinţa de a supraestima sau subestima anumite variabile meteorologice în anumite contexte sinoptice. De asemenea, pentru a asigura continuitatea spaţială şi realismul fizic al datelor, câmpurile sunt supuse unor procese de filtrare sau netezire matematică, reducându-se astfel variaţiile bruşte, cu caracter de zgomot numeric, dintre celulele adiacente ale grilei.

Spre exemplu, anumite localităţi sunt situate în depresiuni intramontane, în văi sau în proximitatea arealelor costiere, iar aceste particularităţi topografice pot influenţa

semnificativ condiţiile meteorologice locale. Totuşi, astfel de detalii ale reliefului nu sunt întotdeauna reprezentate integral în modelele numerice, în special în cele cu rezoluţie spaţială redusă, aspect ce poate genera erori în prognoză. Pentru a diminua aceste neconcordanţe, se utilizează metode statistice automate de postprocesare care ajustează rezultatele modelului în raport cu topoclimatul local şi cu observaţiile reale.

Două metode clasice de postprocesare statistică utilizate în aceste contexte sunt Metoda Prognozei Perfecte (*PPM – Perfect Prognosis Method*), care stabileşte relaţii directe între câmpurile de scară mare ale modelului şi fenomenele locale prin tehnici de regresie statistică, şi Statistica Rezultatelor Modelului (*MOS – Model Output Statistics*), care utilizează ecuaţii de regresie ce încorporează şi informaţii despre erorile istorice ale modelului pentru a optimiza prognoza locală. Printre abordările moderne se numără implementarea filtrului Kalman şi a sistemelor *MOS* cu actualizare zilnică, tehnici care îşi adaptează parametrii statistici în funcţie de noile observaţii disponibile în mod curent.

Produsul final al acestor etape este reprezentat de hărţile şi produsele de prognoză utilizate în fluxul operaţional, cum sunt câmpurile bidimensionale de temperatură a aerului, presiunea atmosferică, direcţia şi viteza vântului, profilele verticale (sondajele simulate) sau indicii asociaţi instabilităţii atmosferice severe. Astfel, postprocesarea realizează corelaţia dintre calculele matematice complexe ale modelului şi informaţiile structurate necesare elaborării prognozei meteorologice.

8.2.2.3. Interpretarea şi emiterea prognozei

După rezolvarea ecuaţiilor care descriu dinamica fluidului atmosferic, modelul calculează iniţial prognoze pentru un interval de timp redus. Ulterior, sistemul de calcul repetă secvenţial aceste operaţii, avansând estimările în trepte temporale mici. La fiecare etapă sunt generate noi câmpuri ale variabilelor atmosferice, care devin baza calculelor numerice următoare. Acest proces continuă iterativ până când este atins orizontul de prognoză stabilit.

Creşterea substanţială a puterii de calcul în deceniul 1990 a permis dezvoltarea tehnicii de prognoză prin metode de ansamblu (*ensemble*). Aceasta constă în rularea mai multor versiuni ale aceluiaşi model, fiecare fiind configurată cu parametri fizici uşor modificaţi sau cu stări iniţiale perturbate. Acest proces permite obţinerea de informaţii probabilistice, evidenţiind arealele în care modelele converg spre soluţii similare şi cele în care se manifestă incertitudini (Vasquez, 2011). La generarea unei prognoze prin ansamblu, modulele care au demonstrat o performanţă mai ridicată în rulările anterioare primesc o pondere superioară, în timp ce versiunile afectate de erori mari primesc o pondere redusă. Prin această metodologie, hărţile finale sunt realizate utilizând cu

precădere configuraţiile cele mai fidele, aspect care susţine fiabilitatea generală a estimărilor.

Principiile de emitere a prognozei variază, iar prognoziştii utilizează strategii diverse pentru a optimiza calitatea predicţiilor, fiecare abordare având avantaje şi limitări specifice.

O metodă clasică este prognoza prin persistenţă, care se bazează pe premisa că vremea din perioada următoare va menţine caracteristicile stării actuale. Această abordare indică o utilitate ridicată în condiţii atmosferice stabile, însă gradul de încredere scade pe măsură ce orizontul de prognoză se extinde. De exemplu, într-o regiune aflată sub influenţa unei mase de aer tropical-maritim, caracterizată prin valori termice şi de umiditate relativ constante, metoda poate estima cu o probabilitate acceptabilă menţinerea unor condiţii similare în intervalul imediat următor.

O altă abordare este reprezentată de prognoza climatologică, fundamentată pe valorile medii ale elementelor meteorologice calculate pentru o anumită regiune şi o perioadă specifică a anului. Aceasta se dovedeşte utilă în zonele cu tipare atmosferice regulate, însă prezintă o eficienţă mai redusă în cazul anticipării fenomenelor de risc sau a modificărilor sinoptice rapide.

O metodă mai avansată este prognoza prin consens, care combină mai multe rezultate independente pentru a genera o predicţie medie. Această tehnică prezintă avantajul de a diminua erorile individuale, dovedindu-se adesea mai stabilă decât o prognoză singulară. Cu toate acestea, metoda prin consens poate minimiza valorile extreme, aspect care poate conduce la subestimarea unor fenomene meteorologice severe.

Pentru obţinerea unor rezultate optime, în activitatea practică, aceste strategii sunt corelate în mod frecvent, analizându-se contextul sinoptic general şi utilizându-se modelele numerice pentru fundamentarea deciziei. Este util de reţinut că simulările meteorologice includ în mod inerent un anumit grad de eroare, obiectivul principal al prognozei fiind obţinerea unei aproximări cât mai fidele a evoluţiei reale a sistemului atmosferic.

Modelele numerice sunt configurate pentru a furniza estimări pe intervale de timp clar definite. În funcţie de orizontul temporal analizat, acestea se împart în: prognoze imediate (*nowcasting*), prognoze pe termen scurt, mediu şi lung, prognoze sezoniere şi modele climatice globale. În tabelul 8.9 sunt structurate tipurile de prognoză în funcţie de perioada vizată.

Calitatea simulărilor diferă în funcţie de specificul fiecărui interval de prognoză. Toate anticipările meteorologice înregistrează, de la un anumit prag temporal, abateri în raport cu evoluţia reală, dinamica atmosferei prezentând un caracter parţial imprevizibil. Determinarea momentului exact în care această abatere devine semnificativă este

dependentă de starea structurală a atmosferei la momentul inițial. În anumite configurații barice stabile, prognozele pentru un interval de o săptămână pot păstra un grad ridicat de utilitate, în timp ce în contexte extrem de dinamice, estimările pentru un interval de doar 24 de ore pot prezenta incertitudini mari.

Tabelul 8.9. Tipurile de prognoze numerice ale vremii în funcție de durată, frecvență și domeniu spațial.

Tip de prognoză	Durata prognozei	Frecvența rulării	Domeniul și rezoluția spațială
Nowcasting	0 – 3 ore	Se actualizează la câteva minute	Domeniu local: oraș, județ (sute de metri)
Prognoză pe termen scurt	3 ore – 3 zile	Se actualizează la câteva ore	Domeniu regional: județ, țară, continent (1 – 5 km)
Prognoză pe termen mediu	3 – 7 zile	Se actualizează zilnic	Domeniu continental până la global (5 – 25 km)
Prognoză pe termen lung	7 zile – 1 lună	Se actualizează zilnic sau săptămânal	Domeniu global (25 – 100 km)
Prognoză sezonieră	1 – 12 luni	Se actualizează lunar	Domeniu global (100 – 500 km)
Modele climatice globale	peste 1 an	Nu se rulează operațional, doar pentru studii de caz și scenarii ipotetice	Domeniu global (100 – 500 km)

De exemplu, prognozele pentru o locație din Orientul Mijlociu în luna iulie pot prezenta o fiabilitate ridicată chiar și cu 10 zile în avans, datorită variabilității reduse a parametrilor meteorologici din acea regiune în sezonul estival. În schimb, estimările pentru regiuni precum Islanda, în luna noiembrie, pot include erori mari chiar și pentru un orizont de o zi, fapt determinat de variabilitatea accentuată a sistemelor barice de deasupra Atlanticului de Nord într-un interval scurt de timp.

În general, pe măsură ce orizontul temporal se extinde, gradul de precizie al simulării se reduce. Totodată, pentru structurile atmosferice de scară mică, predictibilitatea se deteriorează mai rapid decât în cazul sistemelor macrosinoptice. De exemplu, prognozele pentru formarea și evoluția sistemelor noroase mențin o fiabilitate optimă pe intervale de aproximativ 2 până la 12 ore; prognozele pentru sistemele frontale sunt utile pe intervale de 12 până la 36 de ore, în timp ce configurarea circulației generale la diferite niveluri izobarice poate păstra un grad satisfăcător de utilitate pe perioade de câteva zile.

Așa cum se indică în figura 8.62, deși calitatea prognozelor numerice a înregistrat o tendință ascendentă de-a lungul deceniilor, valorile statistice de peste 90% sunt specifice cu precădere prognozelor cu un orizont de până la aproximativ 5 zile, după care curba de precizie înregistrează o coborâre. În același timp, calitatea estimărilor pentru emisfera nordică se menține superioară celei din emisfera sudică, deși decalajul dintre cele două emisfere s-a redus treptat (Pu și Kalnay, 2018). Această evoluție este explicată prin densitatea superioară a rețelei de observații din emisfera nordică, aspect ce

favorizează un proces de asimilare a datelor mai eficient şi constituirea unor baze de date mai complete pentru rularea modelelor.

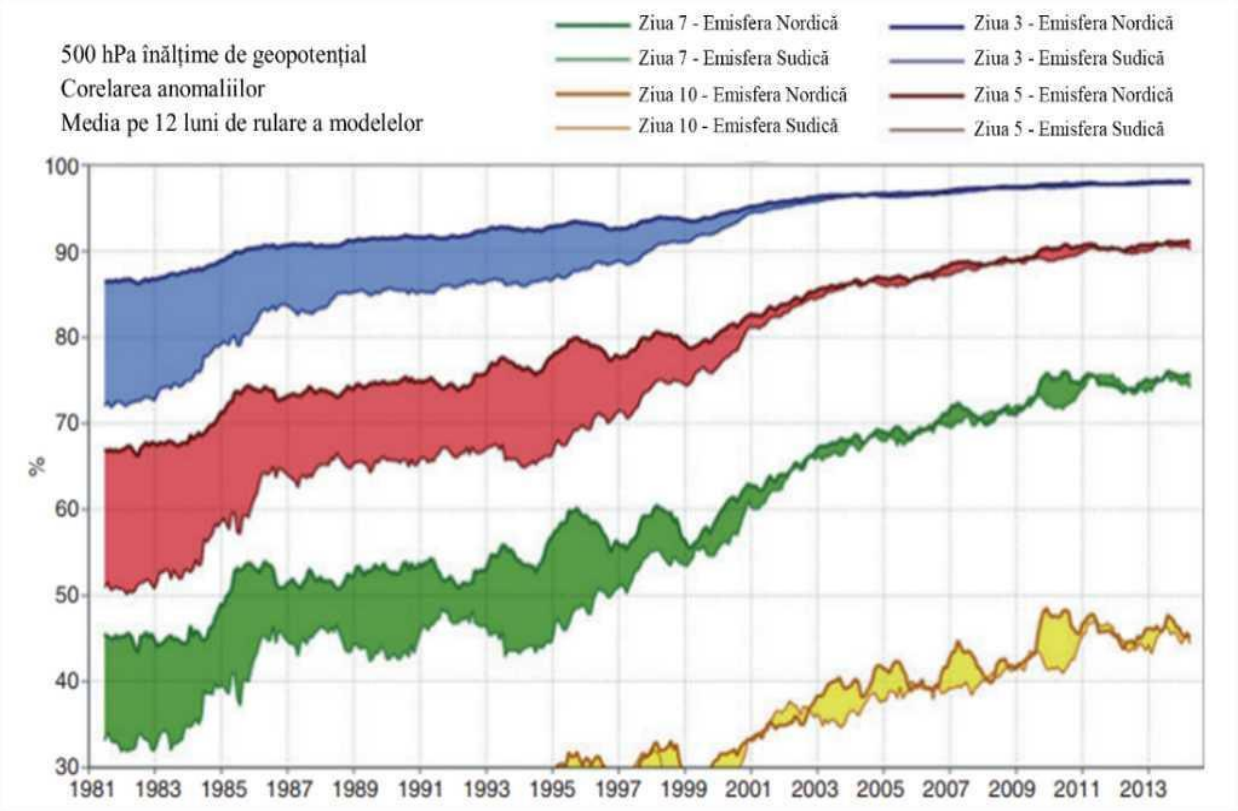


Figura 8.62. Evoluţia istorică a calităţii prognozelor numerice pentru înălţimea de geopotenţial la nivelul izobaric de 500 hPa în intervalul 1981–2014, analizată comparativ pentru emisfera nordică şi emisfera sudică *(prelucrat după Pu şi Kalnay, 2018)*

Rezultatele prognozelor numerice includ o gamă extinsă de parametri meteorologici, printre cei fundamentali numărându-se direcţia şi viteza vântului, temperatura aerului, temperatura punctului de rouă, presiunea atmosferică, înălţimea de geopotenţial şi cantitatea de precipitaţii. Parametrii meteorologici secundari pot fi derivaţi pentru a deservi necesităţile operaţionale sau cerinţele unor domenii specifice, cum sunt agricultura, transporturile sau sectorul energetic. O parte din aceşti indici secundari (cum este umiditatea relativă) se calculează direct din câmpurile primare prin relaţii fizice de definire, în timp ce alţi parametri, precum vizibilitatea orizontală, sunt estimaţi prin metode statistice bazate pe ecuaţii de regresie.

Prognoza temperaturii aerului implică analiza unor factori interdependenţi. Gradul de acoperire cu nori exercită o influenţă directă: sistemele noroase dense limitează pierderile radiative pe timpul nopţii, menţinând valori termice mai ridicate în stratul sfert-terestru, în timp ce norii subţiri prezintă un efect redus în procesul de răcire nocturnă. Precipitaţiile pot diminua valorile maxime diurne prin intermediul procesului

de răcire evaporativă, în timp ce sezonalitatea şi ciclul diurn determină variaţii importante în funcţie de anotimp şi de momentul zilei.

De asemenea, advecţia termică (transportul de aer cald sau rece), efectele de natură orografică (încălzirea adiabatică a aerului pe versanţii descendenţi prin efect de foehn şi răcirea pe cei ascendenţi), viteza şi direcţia vântului, precum şi proprietăţile suprafeţei subiacente (prezenţa stratului de zăpadă, umiditatea solului sau efectul insulei de căldură urbană) intervin în modelarea regimului termic. Variabilele termodinamice analizate în acest context includ temperatura maximă şi minimă, temperatura potenţială, temperatura potenţială echivalentă (sau a apei lichide), temperatura la înălţimea standard de 2 m, temperatura la suprafaţa solului, albedo-ul suprafeţei şi indicii de potenţial convectiv, cum este *CAPE*.

O importanţă deosebită în meteorologie revine şi prognozei precipitaţiilor, care se realizează prin intermediul a două metodologii principale: prognoza cantitativă a precipitaţiilor (*QPF – Quantitative Precipitation Forecast*) şi prognoza probabilităţii de precipitaţii (*PoP – Probability of Precipitation*).

Prognoza cantitativă oferă estimări referitoare la volumul exact de apă ce se va acumula într-un anumit areal.

Prognoza probabilităţii indică şansa ca o cantitate măsurabilă de precipitaţii (egală sau mai mare de 0,01 mm) să se înregistreze într-o locaţie specifică într-un interval de timp predefinit. Această valoare poate fi interpretată şi ca o estimare a acoperirii spaţiale a precipitaţiilor într-o regiune, în condiţiile în care probabilitatea de apariţie este asumată ca fiind distribuită uniform în arealul respectiv.

Pentru modelarea optimă a precipitaţiilor, este necesară determinarea caracterului acestora, care poate fi convectiv sau stratiform. Precipitaţiile convective sunt corelate cu stările de instabilitate atmosferică, fiind caracterizate prin dezvoltări rapide sub formă de averse, descărcări electrice sau grindină. Precipitaţiile stratiforme sunt asociate cu dinamica sistemelor de scară sinoptică, cum sunt zonele frontale, ariile de convergenţă sau mişcările ascendente forţate la scară mare, prezentând un caracter mai uniform şi mai persistent în timp. Factorii principali utilizaţi în prognoza precipitaţiilor includ viteza mişcărilor verticale ascendente, umiditatea disponibilă în coloana de aer şi fluxul de umiditate. Variabilele secundare asociate umidităţii includ umiditatea relativă, gradul de acoperire şi înălţimea bazei norilor, tipul precipitaţiilor, vizibilitatea orizontală, temperatura punctului de rouă la 2 m, gradul de umezire a solului şi grosimea stratului de zăpadă.

Viteza şi direcţia vântului constituie parametri importanţi în prognoza meteorologică, utilitatea lor fiind accentuată şi de extinderea sectorului energiei eoliene. Modelarea vântului prezintă o complexitate ridicată din cauza influenţelor topoclimatice

locale şi a proceselor turbulente din stratul limită. Pentru estimarea acestor parametri, algoritmii iau în considerare factori precum forţa gradientului baric la scară sinoptică, procesele de amestec vertical din stratul limită planetar, efectele de canalizare orografică, rugozitatea şi caracteristicile suprafeţei subiacente, precum şi prezenţa structurilor convective.

Variabilele dinamice secundare asimilate includ liniile de curent, traiectoriile maselor de aer, vorticitatea absolută, vorticitatea potenţială (inclusiv componenta izentropică), altitudinea tropopauzei dinamice, advecţia de vorticitate, stabilitatea dinamică, viteza vântului la înălţimea standard de 10 m, forţa de frecare la suprafaţă, presiunea redusă la nivelul mării şi parametrii asociaţi turbulenţei atmosferice. Rezultatele obţinute în cadrul acestei etape sunt implementate direct în modulele de prognoză ale modelelor numerice.

8.2.2.4. Postmortem-ul prognozei meteorologice

Acest proces este iniţiat după finalizarea perioadei de prognoză şi se referă la analiza detaliată a modului în care estimările predictive s-au verificat în raport cu condiţiile atmosferice reale. Această procedură constituie o evaluare a performanţei modelării, realizată prin compararea directă a rezultatelor numerice şi a predicţiilor formulate de specialişti cu datele observaţionale efective, în vederea determinării gradului de acurateţe, precum şi a identificării eventualelor erori sistematice sau limitări tehnice.

Această practică este utilă pentru optimizarea continuă a metodologiilor de lucru şi pentru dezvoltarea abilităţilor personalului specializat. Prin intermediul acestei analize se urmăreşte identificarea factorilor dinamici care au determinat apariţia unor neconcordanţe între valorile prognozate şi cele înregistrate, stabilirea sursei şi a tipologiei erorilor, precum şi calibrarea algoritmilor pentru creşterea gradului de încredere a prognozelor viitoare.

Realizarea unei analize retrospective detaliate implică adesea colaborarea dintre echipele operaţionale şi structurile de cercetare, iar concluziile obţinute sunt partajate la nivel instituţional pentru a contribui la îmbunătăţirea colectivă a înţelegerii proceselor atmosferice complexe.

8.2.3. Limitările modelelor numerice

Modelele meteorologice constituie simulări matematice ale atmosferei, structurate pe baza seturilor de date disponibile la momentul iniţializării. Aceste sisteme prezintă o acurateţe limitată de complexitatea proceselor fizice, existând contexte sinoptice în care pot apărea erori sistematice sau abateri de la evoluţia reală a vremii.

În situaţiile în care o configuraţie numerică dispune de o rezoluţie spaţială ridicată, punctele de observaţie terestră sau aerologică disponibile pot fi distribuite la distanţe mari, de ordinul sutelor de kilometri. În aceste cazuri, sistemul recurge la interpolarea datelor lipsă, proces care introduce incertitudini în structurarea analizei iniţiale. Dacă observaţiile asimilate prezintă un grad redus de precizie sau sunt insuficiente din punct de vedere al densităţii spaţiale, aproximarea stării iniţiale va înregistra un deficit de exactitate. Acest aspect sporeşte probabilitatea ca eroarea de prognoză să se amplifice exponenţial pe măsură ce modelul avansează pe axa timpului. Prin urmare, fezabilitatea simulării este condiţionată direct de calitatea, omogenitatea şi densitatea observaţiilor atmosferice integrate la începutul ciclului de calcul.

O altă sursă de incertitudine este reprezentată de erorile de margine ale domeniului de calcul. Modelele cu domeniu global, precum *GFS*, prezintă imunitate la această categorie de erori, deoarece integrează întreaga atmosferă terestră ca un sistem închis. În schimb, modelele cu domeniu limitat, cum sunt cele utilizate în fluxul operaţional al ANM (*ALADIN*, *ALARO*, *COSMO*), acoperă un areal geografic restrâns, fapt ce favorizează apariţia unor inexactităţi la graniţele geometrice ale grilei pe măsură ce orizontul de prognoză se extinde. Acest fenomen este determinat de limitările modelului regional în preluarea dinamică a sistemelor meteorologice care iau naştere şi evoluează în afara ariei sale de simulare, depinzând critic de condiţiile la limită furnizate de modelele globale.

Configuraţiile numerice pot înregistra, de asemenea, o estompare sau o pierdere a fenomenelor de scară mezoscalară. Rezoluţia spaţială determină capacitatea sistemului de a eşantiona structurile atmosferice de dimensiuni reduse. Dacă aceste fenomene prezintă dimensiuni inferioare distanţei dintre punctele nodale de calcul ale grilei, ele nu pot fi rezolvate în mod direct, existând riscul ca modelul să omită procese asociate instabilităţii şi vremii severe locale.

De asemenea, o parte semnificativă a modelelor de prognoză operaţională nu simulează procesele convective într-o manieră complet explicită. Dinamica convecţiei prezintă un grad ridicat de complexitate, iar resursele actuale de calcul impun adesea limitări în modelarea directă a tuturor structurilor microfizice implicate. În plus, anumite aspecte legate de iniţierea convecţiei şi de morfologia sistemelor furtunoase nu sunt pe deplin transpuse în ecuaţii deterministe, ceea ce complică procedurile de parametrizare fizică a acestor fenomene.

O problemă specifică în acest sens este reprezentată de fenomenul de *feedback* convectiv, care se poate manifesta în momentul în care un model numeric asimilează datele unui radiosondaj efectuat într-o regiune caracterizată prin activitate furtunoasă intensă. Dacă această înregistrare punctuală este introdusă direct în analiza iniţială fără

o filtrare adecvată, sistemul poate supraestima gradul de instabilitate atmosferică la nivel regional. Această eroare de iniţializare generează o prognoză în care celula convectivă este amplificată artificial la dimensiuni macroscalare, distorsionând întregul câmp baric şi termic adiacent (Vasquez, 2011).

8.2.4. Rolul omului in prognoza numerica a vremii

Sistemele de calcul de mare performanţă actuale prezintă capacitatea de a procesa seturi masive de date şi de a rezolva ecuaţii diferenţiale complexe cu variabile multiple într-un interval temporal redus, depăşind capacitatea de procesare manuală operată pe termen scurt de către colectivele umane. Având în vedere aceste aspecte tehnologice, în cadrul configurării prognozei moderne, ponderea şi atribuţiile factorului uman sunt analizate dintr-o perspectivă nouă. Cu toate acestea, interacţiunea dintre rezultatele modelelor numerice şi expertiza meteorologului reprezintă o componentă de bază a fluxului de lucru. Deşi modelele numerice au înregistrat progrese substanţiale şi generează simulări cu o rezoluţie fină, implicarea umană se dovedeşte utilă pentru optimizarea acurateţei şi pentru interpretarea contextuală a rezultatelor brute.

În timp ce modelele numerice asigură procesarea automatizată a datelor, identificarea structurilor sinoptice şi simularea evoluţiei tridimensionale a atmosferei, rolul prognozistului constă în analizarea critică a acestor informaţii, detectarea eventualelor erori sistematice ale modelului şi ajustarea estimărilor pe baza principiilor dinamice şi a experienţei regionale. De asemenea, personalul de specialitate are atribuţia de a transpune datele tehnice în mesaje accesibile pentru publicul larg şi pentru factorii de decizie din cadrul autorităţilor, de a cuantifica şi comunica incertitudinile asociate scenariilor meteorologice şi de a monitoriza deviaţiile de reprezentare ale modelului numeric în raport cu realitatea atmosferică.

O metodologie riguroasă de prognoză nu derivă exclusiv din utilizarea ieşirilor numerice, ci este fundamentată pe o analiză diagnostică preliminară a atmosferei reale. Prognozistul integrează hărţi sinoptice, imagini satelitare, produse radar şi date provenite din observaţii directe pentru a conceptualiza tendinţele şi procesele fizice active în arealul monitorizat (figura 8.63). Metodele subiective bazate pe persistenţă, extrapolare cinematică sau recunoaştere de tipare prezintă limitări evidente la scară sinoptică în raport cu dinamica neliniară a fluidelor, însă îşi păstrează utilitatea în prognoza de scară mezoscalară şi în procedurile de nowcasting.Modelele numerice prezintă o performanţă ridicată în simularea fenomenelor la scară macrosinoptică, dar înregistrează deficienţe în aproximarea proceselor locale cu dinamică rapidă. În aceste situaţii, interpretarea diagramelor termodinamice de către specialişti oferă informaţii diagnostice complementare, necesare în anticiparea evoluţiei locale a vremii. Prin

urmare, meteorologii deprind un rol activ cu precădere în prognoza pe termen foarte scurt şi în analiza fenomenelor cu extindere spaţială limitată, unde rezoluţia sau parametrizările modelelor numerice nu oferă întotdeauna o fidelitate suficientă.

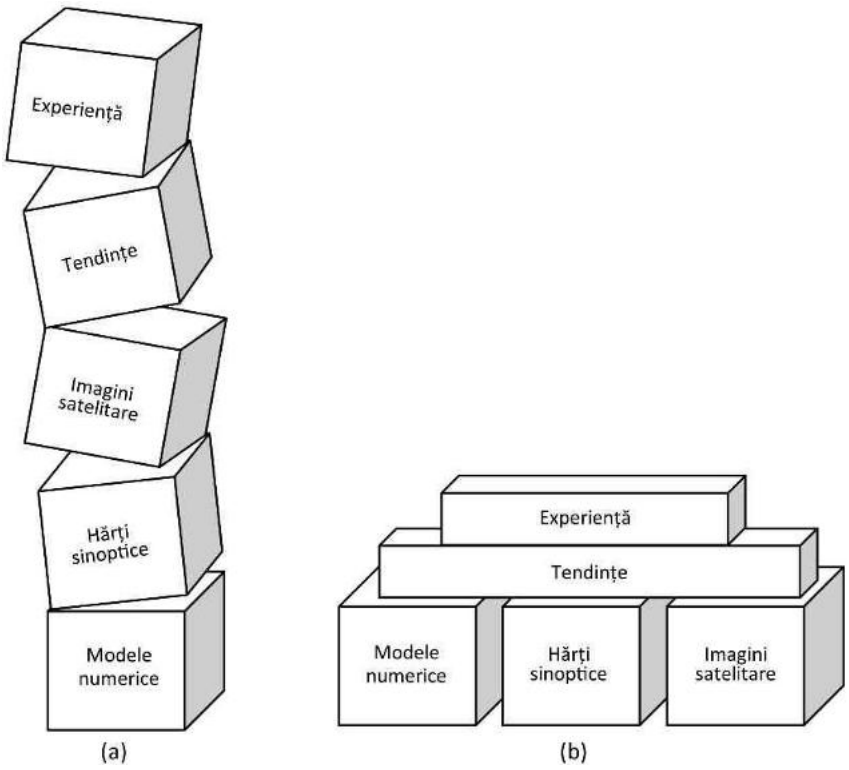


Figura 8.63. Reprezentarea conceptuală a echilibrului dintre sursele de informaţii în optimizarea calităţii prognozei meteorologice: **a** – abordare dezechilibrată, fundamentată pe un singur tip de informaţie; **b** – abordare echilibrată, realizată prin integrarea şi corelarea surselor de date multiple *(prelucrat după Vasquez, 2011)*

Atribuţia meteorologului în contextul modelării numerice moderne constă în identificarea precursorilor dinamici ai fenomenelor severe, monitorizarea erorilor de iniţializare sau de modelare ale sistemelor de calcul şi intervenţia asupra prognozelor brute în vederea calibrării lor. Totodată, produsele meteorologice fiind integrate într-o diversitate de aplicaţii socio-economice, specialiştii au capacitatea de a adapta şi contextualiza aceste estimări pentru a le spori relevanţa şi aplicabilitatea în situaţiile operaţionale reale.

Referinţe bibliografice

*** (2008). *Clima României*. Editura Academiei Române, Bucureşti, România.

Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* (8th ed.). Brooks/Cole Publishing, Belmont, USA.

Ahrens, C. D., & Henson, R. (2020). Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment (13th ed.). Cengage Learning, Boston.

Ahrens, C. D., Henson, R. (2016). *Essentials of Meteorology. An invitation to the atmosphere*. Cengage Learning, Boston, Massachusetts, SUA.

Air Weather Service (1990). *The Use of the Skew T, Log P Diagram in Analysis and Forecasting*. AWS/TR-79/006, Scott Air Force Base, Illinois: Air Weather Service, U.S. Air Force.

ANM (2017a). *Instrucţiuni meteorologice. Efectuarea măsurătorilor şi observaţiilor meteorologice, codificarea datelor meteorologice. Volumul I.* Bucureşti, România.

ANM (2017b). *Instrucţiuni meteorologice. Volumul 2. Instrucţiuni pentru utilizarea aplicaţiilor staţiilor meteorologice automate.* Bucureşti, România.

ANM (2023). *Raport anual 2023*. Bucureşti, România.

ANM (2024). *Comunicat de presă: Finalizarea Contractului de achiziţie publică de proiectare şi execuţie lucrări în cadrul Proiectului INFRAMETEO (Asocierea Rartel S.A. – Leonardo Germany GmbH)*. Disponibil online la: https://www.meteoromania.ro/wp-content/uploads/comunicate/Comunicat_post_eveniment%20INFRAMETEO_site%20ANM.pdf (accesat la 20 mai 2026)

ANM. *Istoric – Radar meteorologic* (n.d.). Disponibil online la: https://www.meteoromania.ro/despre-noi/meteorologie-operationala/activitati-de-baza/radar/istoric/ (accesat la 15 Aprilie 2026)

ANM. *Istoric* (n.d.). Disponibil online la: https://www.meteoromania.ro/despre-noi/istoric (accesat la 15 aprilie 2026)

ANM. *Reţeaua Naţională Radar* (n.d.). Disponibil online la: https://www.meteoromania.ro/despre-noi/meteorologie-operationala/activitati-de-baza/radar/reteaua-nationala-radar/ (accesat la 15 aprilie 2026)

Atlas, D. (Ed.) (1990). *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*. American Meteorological Society. Boston, Massachusetts, SUA.

Bannister, R. N. (2017), A review of operational methods of variational and ensemble-variational data assimilation. *Q.J.R. Meteorol. Soc*, 143, 607-633. https://doi.org/10.1002/qj.2982

Battan, L. J. (1973). *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago, SUA.

Battan, L. J. (2003). *Cloud Physics: A Popular Introduction to Applied Meteorology*. Dover Publications, Mineola, New York, SUA.

Beşleagă, N. (1979). *Aerologie şi meteorologie sinoptică*. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, România.

Bluestein, H. B. (1992). *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: Volume 1: Principles of kinematics and dynamics*. Oxford University Press, New York, NY, SUA.

Bogdan, O. (2009). *Bazele teoretice ale meteorologiei.* Editura Universităţii „Lucian Blaga" din Sibiu, Sibiu, România.

Bogdan, O. (2012). *Meteorologie: impactul fenomenelor meteo-climatice asupra turismului.* Editura Universităţii „Lucian Blaga" din Sibiu, Sibiu, România.

Bogdan, O., & Câmpean, I. (2006). *Bazele metodologice ale meteorologiei.* Editura Universităţii „Lucian Blaga" din Sibiu, Sibiu, România.

Bormann, N., Bell, B., Laloyaux, P., & Clarke, K. (2020). *How to handle errors in satellite data assimilation*. ECMWF Newsletter, 166, News, SUA.

Bosart, L. F., & Bluestein, H. B. (2008). *Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, SUA.

Bowker, D. (2011). Meteorology and the ancient Greeks. *Weather*, 66(9), 249–251.

Box, M. A., & Box, G. P. (2024). *The science of our changing climate*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Bringi, V. N., & Chandrasekar, V. (2001). Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications. Cambridge University Press.

Brock, F. V., & Richardson, S. J. (2001). *Meteorological measurement systems*. Oxford University Press, Oxford, Marea Britanie.

Burrows, C. P., Watts, P. D., & McNally, A. P. (2010). *The use of infrared satellite data in numerical weather prediction. In: Proceedings of the ECMWF Seminar on Diagnosis of Data Assimilation Systems*, 6-9 September 2010, Reading, Marea Britanie.

Burt, S. (2012). *The weather observer's handbook.* Cambridge University Press, New York, SUA.

Cardinali, C., Pezzulli, S., & Andersson, E. (2004). Influence-matrix diagnostic of a data assimilation system. Quarterly *Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(603), 2767–2786. https://doi.org/10.1256/qj.03.205

Chandrasekar, V., Meneghini, R., & Zawadzki, I. (2008). *Global and local precipitation measurements by radar. In Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas*. American Meteorological Society. Boston, Massachusetts, SUA.

Chen, H., Sun, C., Schwarting, T., Oudrari, H., & Xiong, X. (2018). An early assessment of JPSS-1/NOAA-20 VIIRS day-night band on-orbit calibration and performance. In *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites XXII* (Berlin, Germany, September 10–13, 2018). https://doi.org/10.1117/12.2325451

Chesworth, W., Spaargaren, O., & Hadas, A. (2016). Thermal Regime. In Chesworth, W. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science* (pp. 767–772). Springer, Dordrecht, Olanda.

Chilson, P. B., Frick, W. F., Kelly, J. F., & Chandrasekar, V. (2012). Partly cloudy with a chance of migration: Weather, radars, and Aeroecology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(5), 669–686.

Coiffier, J. (2011). *Fundamentals of numerical weather prediction*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Constantin, M. (2017). *Atlasul norilor*. Editura Azumy Tashan, Ialomiţa, România.

Conway, E. M. (2008). *Atmospheric Science at NASA: A History*. The Johns Hopkins University Press, Baltimore, Maryland, SUA.

Dehnavi, S., Maghsoudi, Y., Zakšek, K., Valadan Zoej, M.J., Seckmeyer, G., & Skripachev, V. (2020). Cloud detection based on high-resolution stereo pairs of geostationary Meteosat images. *Remote Sensing, 12*(3), 371. https://doi.org/10.3390/rs12030371

Discover Clarksville (n.d.). *Water vapor satellite image for Clarksville TN, Fort Campbell KY, Montgomery County Tennessee*. Disponibil online la: https://www.discoverclarksville.com/weather/satellite/water-vapor.php (accesat la 15 aprilie 2026)

Doviak, R. J., & Zrnić, D. S. (2006). *Doppler Radar and Weather Observations*. Dover Publications, Mineola, New York, SUA.

Downs, R. R., & Olding, S. W. (2024). *EOSDIS Processing Levels*. NASA Earth Science Data and Information System Standards Coordination Office. Disponibil online la: https://www.earthdata.nasa.gov/s3fs-public/2024-02/ESDS-RFC-050-EOSDIS-Processing%20Levels-v1.pdf? (accesat la 15 aprilie 2026)

Dubovik, O., Schuster, G. L., Xu, F., Hu, Y., Bösch, H., Landgraf, J., & Li, Z. (2021). Grand challenges in satellite remote sensing. *Frontiers in Remote Sensing, 2*, 619818. https://doi.org/10.3389/frsen.2021.619818

ECMWF (2022). *Fact sheet: Supercomputing at ECMWF*. Disponibil online la: https://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/focus/2022/fact-sheet-supercomputing-ecmwf (accesat la 15 aprilie 2026)

Encyclopaedia Britannica (2026). *Radar*. Disponibil online la: https://www.britannica.com/technology/radar (accesat la 15 aprilie 2026)

Erhan, E. (1979). *Clima şi microclimatele din zona oraşului Iaşi şi împrejurimi*. Editura Junimea, Iaşi, România.

ESA (2024). *Climate Change Initiative: Satellite Role in Climate Monitoring*. Disponibil online la: https://climate.esa.int/ (accesat la 15 aprilie 2026)

ESO (European Southern Observatory / European Organisation for Astronomical Research in the Southern Hemisphere). (n.d.). Satellite orbits and meteorological monitoring platforms. Disponibil online la: eso.org (accesat la 09 iunie 2026)

EUMeTrain (2024). Meteorological Satellite Applications and RGB Imagery Guide. Disponibil online la: eumetrain.org. (accesat la 09 iunie 2026)

EUMeTrain (n.d.-a). *Cold Front. EUMeTrain Conceptual Models*. Disponibil online la: https://resources.eumetrain.org/satmanu/CMs/Cf/navmenu.php?page=1.0.0 (accesat la 15 aprilie 2026)

EUMeTrain (n.d.-b). *Warm Front Band. EUMeTrain Conceptual Models*. Disponibil online la: https://resources.eumetrain.org/satmanu/CMs/WfBa/navmenu.php?page=1.0.0 (accesat la 15 aprilie 2026)

EUMeTrain (n.d.-c). *Blackboard Occlusion. EUMeTrain Conceptual Models*. Disponibil online la: https://resources.eumetrain.org/satmanu/CMs/BbOccl/navmenu.php?page=1.0.0 (accesat la 15 aprilie 2026)

EUMETSAT (2023). *Meteosat Third Generation: A New Era for Severe Weather Forecasting*. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites. Darmstadt, Germania.

EUMETSAT (2025). *EUMETSAT Product Viewer*. Disponibil online la: eumetsat.int. (accesat la 9 iunie 2026)

European Organisation for Astronomical Research in the Southern Hemisphere. (n.d.). Meteosat-10 (MSG-3). Disponibil online la: https://eo.belspo.be/en/satellites-and-sensors/meteosat-10-msg-3 (accesat la 15 aprilie 2026)

Fabry, F. (2015). *Radar Meteorology: Principles and Practice*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Gaceu, O. (2001). *Elemente de meteorologie practică*. Editura Universităţii din Oradea, Oradea, România.

Galton, F. (1875). Meteorographica, or Methods of Mapping the Weather. Disponibil online la: galton.org (accesat la 09 iunie 2026)

Hamblyn, R. (2008). *The Pocket Cloud Book: How to Understand the Skies*. David & Charles, Newton Abbot, Marea Brinatie.

Hann, J., & Ward, R. D. C. (1903). *Handbook of Climatology*. Macmillan, Londra, Marea Britanie.

Hanson, K. J. (1976). A new estimate of solar irradiance at the Earth's surface on zonal and global scales. *Journal of Geophysical Research*, 81(24), 4435–4443. https://doi.org/10.1029/jc081i024p04435

Henry, A. J. (1922). *Weather forecasting from synoptic charts*. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, SUA.

History of IMO and WMO. Disponibil online la: https://wmo.int/about-wmo/history-of-imo-and-wmo (accesat la 15 Aprilie 2026)

Holton, J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press, Burlington, SUA.

Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology* (5th ed.). Academic Press, Boston, MA, SUA

Houghton, J. T. (2002). *The physics of atmospheres*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Houze, R. A. (2014). *Clouds in a New World: A Cloud Physics Course*. Academic Press, Amsterdam, Olanda.

Howard, L. (1803). On the Modifications of Clouds, and on the Principles of their Production, Suspension, and Destruction; being the Substance of an Essay read before the Askesian Society in the Session 1802–3. *Philosophical Magazine*, 16(62), 97–104.

INMH (1986). *Instrucţiuni pentru observarea, identificarea şi codificarea norilor şi a fenomenelor meteorologice (meteorii)*. Bucureşti, România.

Inness, P., & Dorling, S. (2013). *Operational Weather Forecasting*. John Wiley & Sons. Chichester, Anglia.

Institutul de Meteorologie şi Hidrologie (1984). *Un secol de la înfiinţarea serviciului meteorologic al României*. Bucureşti, România.

IPCC (2021). *Chapter 7: The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, Geneva, Elveţia.

Kalnay, E. (2003). *Atmospheric modelling, data assimilation and predictability*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Kamisch, J., & Jenkins, S. F. (2013). *Geostationary and polar-orbiting weather satellites: Background and assessments*. Nova Science Publishers, Hauppauge, New York, SUA.

Kelkar, R. R. (2007). *Satellite Meteorology*. BS Publications, Hyderabad, India.

Kelly, G., & Thépaut, J.-N. (2007b). *The relative contribution of the various space observing systems*. In Joint EUMETSAT/AMS Conference Proceedings (24–28 September 2007, Amsterdam, Olanda).

Kerkmann, J., Lutz, H. J., Rosenfeld, D., Bridge, G., Serra, C., & Roesli, H. P. (2008). *Meteorological Product Tutorials: RGB Composites with Channels from MSG*. EUMETSAT Training Library, Darmstadt, Germania.

Kerkmann, J., Rosenfeld, D., & Bridge, G. (2006). *RGB Composites with Channels from MSG SEVIRI*. EUMETSAT Training Library, Darmstadt, Germania.

Kidd, C. (2010). From Observations to Forecasts – Part 3. Key principles and recent developments in satellite observations. *Weather*, 65(1), 3-9.

Kidd, C., Levizzani, V., & Bauer, P. (2009). A review of satellite meteorology and climatology at the start of the twenty-first century. *Progress in Physical Geography, 33*(4), 474–489. https://doi.org/10.1177/0309133309346647

Kidder, S.Q., & Vonder Haar, T.H. (1995). *Satellite Meteorology. An introduction*. Academic Press Limited, San Diego, California, SUA.

Kipp & Zonen. Broşură inel de umbrire CM121B/C (n.d.). Disponibil online la: https://www.echipot.ro/istrumente-meteo/kipp-zonen/piranometru-pirgeometru-pirheliometru-radiometru/accesorii-pentru-instrumente-solare/inel-de-umbrire-cm-121b-c-1081.html (accesat la 15 aprilie 2026)

Kipp & Zonen. Broşură piranometru CMP6 (n.d.) Disponibil online la: https://www.kippzonen.com/Product/12/CMP6-Pyranometer (accesat la 15 aprilie 2026)

Kipp & Zonen. Broşură pirheliometru CHP-1L (n.d.). Disponibil online la: https://www.kippzonen.com/Product/18/CHP1-Pyrheliometer (accesat la 15 aprilie 2026)

Kipp & Zonen. Fişă tehnică montură CMF1 (n.d.) Disponibil online la: https://www.kippzonen.com/Product/38/CMF-Mounting-Fixtures (accesat la 15 aprilie 2026)

Lackmann, G. (2011). *Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamics, Analysis, and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston, MA, SUA.

Langsdale, M., Verhoelst, T., Povey, A., Schutgens, N., Dowling, T., Lambert, J.-C., Compernolle, S., & Kern, S. (2025). The challenges and limitations of validating satellite-derived datasets using independent measurements: Lessons learned from essential climate variables. *Surveys in Geophysics*. https://doi.org/10.1007/s10712-025-09898-4

Ligda, M. G. (1951). Radar storm observation. Compendium of Meteorology. *American Meteorological Society*, 708–722.

Lohmann, U., Lüönd, F., Mahrt, F. (2016). *An Introduction to Clouds. From the Microscale to Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Lutgens, F. K., Tarbuck, E. J. (2016). *The atmosphere: An introduction to meteorology.* Pearson Education, Londra, Marea Britanie.

Măhăra, G. (2001). *Meteorologie.* Editura Universităţii din Oradea. Oradea, Romania.

Maini, A. K., & Agrawal, V. (2011). *Satellite Technology: Principles and Applications*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Marea Britana.

Markowski, P., & Richardson, Y. (2010). *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Chichester, Marea Britanie.

Martin, J. E. (2006). *Mid-latitude atmospheric dynamics: A first course*. Wiley-Blackwell, Malden, MA, SUA.

McCabe, R. (2024). The Weather Forecasts that Changed History: D-Day and the Meteorological Front. Academic Press, Amsterdam, Olanda.

Meteomatics (2024). *What Is Numerical Weather Prediction?*. Meteomatics. Disponibil online la: https://www.meteomatics.com/en/weather-model-europe/what-is-numerical-weather-prediction/ (accesat la 15 aprilie 2026)

Meteorologyshop.eu. (n.d.). Sunshine duration sensor SD6-1. Disponibil online la: https://meteorologyshop.eu/en/products/sonnenscheindauergeber-sd6-1 (accesat la 15 aprilie 2026)

Middleton, W. (1964) *The history of the barometer*. The Johns Hopkins Press, Baltimore, SUA.

Mihăilă, D., & Tănasă, I. (2010). *Introducere în meteorologia practică*. Editura Universităţii "Ştefan cel Mare" din Suceava, Suceava, România.

Militaru, F., & Stăncescu, I. (1985). *Metode practice pentru prognoza timpului la scară regională şi locală*. Institutul de Meteorologie şi Hidrologie, Bucureşti, România.

Milrad, S. (2018). *Synoptic analysis and forecasting. An introductory toolkit*. Elsevier, Cambridge, MA, SUA.

Moore, P. (2015). *The Weather Experiment: The Pioneers Who Sought to See the Future.* Farrar, Straus and Giroux, New York, SUA.

NASA (2025). *JPSS (Joint Polar Satellite System)*. Disponibil online la: https://science.nasa.gov/mission/jpss/ (accesat la 15 aprilie 2026)

NOAA (2023a). *Velocity (Doppler radar product). Online Weather School.* Disponibil online la: https://www.noaa.gov/jetstream/velocity (accesat la 15 aprilie 2026)

NOAA (2023b). *NOAA completes upgrade to weather and climate supercomputer system*. Disponibil online la: https://www.noaa.gov/news-release/noaa-completes-upgrade-to-weather-and-climate-supercomputer-system (accesat la 15 aprilie 2026)

NOAA. (n.d.). *Skew-T plots. JetStream – An Online School for Weather*. Disponibil online la: https://www.noaa.gov/jetstream/upperair/skew-t-plots (accesat la 15 aprilie 2026)

NOAA/National Weather Service (NWS). (2021). Synoptic Weather Maps and Analysis Standards. U.S. Department of Commerce. Disponibil online la: weather.gov

NOAA-NSSL (National Severe Storms Laboratory) (2026). Severe Weather 101: Tornado Detection and Radar Signatures. National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponibil online la: https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/tornadoes/detection/ (accesat la 9 iunie 2026)

OMM (1956). *International cloud atlas*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (1987). *International Cloud Atlas, Volume II: Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2008). *The Measurement of Gustiness at Routine Wind Stations: A Review. Instruments and Observing Methods Report No. 31*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2017a). *International Cloud Atlas – Volume I: Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia. Disponibil online la: https://cloudatlas.wmo.int/en/home.html (accesat la 15 aprilie 2026)

OMM (2017b). *Manual on the Global Data-processing and Forecasting System (Annex IV to the WMO Technical Regulations, WMO-No. 485, 2017 edition).* Disponibil online la: https://wmo.int/manual-global-data-processing-and-forecasting-system (accesat la 15 aprilie 2026)

OMM (2018a). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation (WMO-No. 8)*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2018b). *Manual on the Global Data-processing and Forecasting System (WMO-No. 485)*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2021). *Guide to the WMO Integrated Global Observing System (WMO-No. 1165)*. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2023a). *Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume III: Observing Systems (WMO-No. 8, 2023 edition).* World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia. Disponibil online la: https://wmo.int/publications (accesat la 15 aprilie 2026)

OMM (2023b). G*uide to Instruments and Methods of Observation. Volume I – Measurement of Meteorological Variables (WMO-No.8).* World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2023c). *Guide to Operational Weather Radar Best Practices - Volume I: Weather Radar Network Programme Design (WMO-No. 1257).* World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2023d). *Guide to Operational Weather Radar Best Practices. Volume II: Weather Radar Technology. WMO-No. 1258.* World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM (2024). *Manual on the WMO Information System, Volume II: WIS 2.0*. WMO-No. 1060. World Meteorological Organisation, Geneva, Elveţia.

OMM, *Componentele de observare ale Sistemului Global de Observare* (2020). Disponibil online la: https://community.wmo.int/en/observation-components-global-observing-system (accesat la 15 aprilie 2026)

OMM, *History of IMO and WMO* (n.d.). Disponibil online la: https://wmo.int/about-wmo/history-of-imo-and-wmo (accesat la 15 aprilie 2026)

OMM, *Sistemul Global de Observaţii* (n.d.). Disponibil online la: https://wmo.int/activities/global-observing-system-gos/global-observing-system-gos (accesat la 15 aprilie 2026)

OSCAR. *Observing Systems Capability Analysis and Review Tool* (2025). Disponibil online la: https://oscar.wmo.int/ (accesat la 15 aprilie 2026)

OTT HydroMet. (n.d.). *OTT HydroMet – Hydrometeorological measurement solutions*. Disponibil online la: https://www.otthydromet.com/en/ (accesat la 15 aprilie 2026)

Pelton, J. N., Nadry, S., & Camacho-Lara, S. (2017). *Handbook of satellite applications. Second edition*. Springer International Publishing, Geneva, Elveţia.

Pereş, A. C. (2015). *Meteorologie şi climatologie: lucrări practice*. Editura Universităţii din Oradea, Oradea, România.

Petterssen, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting*, McGraw-Hill, New York, SUA.

Petty, G. W. (2006). *A First Course in Atmospheric Radiation*. Sundog Publishing, Madison, Wisconsin, SUA.

Pretor-Pinney, G. (2006). *The cloudspotter's guide: The science, history, and culture of clouds*. Penguin Books, Londra, United Kingdom.

Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (2010). *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Pu, Z., & Kalnay, E. (2018). Numerical Weather Prediction Basics: Models, Numerical Methods, and Data Assimilation. In: Duan Q., Pappenberger F., Thielen J., Wood A., Cloke H., Schaake J. (eds) *Handbook of Hydrometeorological Ensemble Forecasting*. Springer, Heidelberg, Berlin, Germania.

Raliţă, I. (2006). *Criterii de reprezentativitate a platformelor staţiilor meteorologice pentru evaluarea schimbărilor climatice*. Academia Naţională de Meteorologie, Bucureşti, România.

Rauber, R. M., & Nesbitt, S. W. (2018). *Radar Meteorology: A First Course*. John Wiley & Sons, Hoboken, NJ, SUA.

Rinehart, R. E. (2010). *Radar for Meteorologists*. Rinehart Publications, Grand Forks, ND, SUA.

România (2000). Legea nr. 139 din 24 iulie 2000 privind activitatea de meteorologie. Publicată în Monitorul Oficial, Partea I, nr. 350 din 27 iulie 2000.

România (2004). Legea nr. 216 din 27 mai 2004 privind înfiinţarea Administraţiei Naţionale de Meteorologie. Publicată în Monitorul Oficial, Partea I, nr. 494 din 1 iunie 2004, cu modificările şi completările ulterioare (Legea nr. 151/2007, Legea nr. 281/2015)

Rossby, C. -G. (1939). Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *Journal of Marine Research*, 2(1), 38–55.

Royal Meteorological Society (2025). *MetMatters guide to the Earth's atmosphere*. Disponibil online la: https://www.rmets.org/metmatters/metmatters-guide-earths-atmosphere (accesat la 15 aprilie 2026)

Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., & Ratier, A. (2002). An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(7), 977-992.

Shaw, N. (1936). *Manual of Meteorology*. Cambridge University Press, Cambridge, SUA.

SSEC, University of Wisconsin–Madison (n.d.). *NOAA-20 Data Center*. Disponibil online la: https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/NOAA20/ (accesat la 15 aprilie 2026)

Stăncescu, I., & Ballif, S. (1974). *Meteorologia…fără formule*. Editura Albastros, Iaşi, România.

Stull, R. (2017). *Practical meteorology: An algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia, Vancouver, Canada.

Taggart, R. E. (1990). *Weather Satellite Handbook*. American Radio Relay League, Inc., Newington, SUA.

Tan, S. -Y. (2014). *Meteorological Satellite Systems*. Springer, New York, NY, SUA.

Thompson, A., & Visser, D. (2025). *Hurricane forecasters lose crucial satellite data, with serious implications*. *Scientific American*. Disponibil online la: https://www.scientificamerican.com/article/weather-forecasters-lose-crucial-hurricane-detection-microwave-satellite/ (accesat la 15 aprilie 2026)

Topor, N. (1957). *Meteorologie turistică*. Editura Consiliului Central al Sindicatelor. Bucureşti, România.

U.C. Davis. (n.d.). *Interactive Skew-T plotting tool. U.C. Davis Cloud Physics Group*. Disponibil online la: https://clouds.ucdavis.edu/teachtools/skewt/ (accesat la 15 aprilie 2026)

UCAR COMET (n.d.). *Mesoscale Primer: Diagram Skew-T/Log P [Interactive tool]*. COMET MetEd. Disponibil online la: https://www.meted.ucar.edu/resources/mesoprim/skewtd3/ (accesat la 15 aprilie 2026)

Vaisala (2023). *Product documentation portal*. Disponibil online la: https://docs.vaisala.com/home (accesat la 15 aprilie 2026)

Vaisala PWD22 User Manual (2004). *Present Weather Detector PWD22*. Disponibil online la: https://www.manualslib.com/manual/1226525/Vaisala-Pwd22.html#manual (accesat la 15 aprilie 2026)

Vasquez, T. (2011). *Weather Analysis & Forecasting Handbook*. Weather Graphics Technologies, Garland, TX, SUA.

Vasquez, T. (2017). *Instability, Skew-T, and Hodograph Handbook*. Weather Graphics Technologies, Norman, Oklahoma, SUA.

Walker, J. M. (1993). The Meteorological Societies of London. *Weather, 48(11), 364–372*. doi:10.1002/j.1477-8696.1993.tb05816.x

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: An introductory survey*. Academic Press, San Diego, CA, SUA.

Warner, T. T. (2010). *Numerical weather and climate prediction*. Cambridge University Press, Cambridge, Marea Britanie.

Zhang, J., Howard, K., Langston, C., Kaney, B., Qi, Y., Tang, L., ... & Gourley, J. J. (2011). National Severe Storms Laboratory Mosaic 3DQPE system: Radar quality control and high-resolution national mosaic generation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(10), 1321–1340.

Zhou, L., Cikanek, H., Divakarla, M., Liu, X., Layns, A., & Goldberg, M. (2018). Joint polar satellite system (JPSS) data products: Algorithm development and scientific maturity. In IGARSS 2018 – 2018 *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (Valencia, Spania, July 22–27, 2018). https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8517766

Anexa 1

Codurile SYNOP şi sectoarele cărora le corespund (OMM, 2023a)

Cifră de cod SYNOP	Direcţia vântului în grade
00	calm atmosferic
01	5 ÷ 14°
02	15 ÷ 24°
03	25 ÷ 34°
04	35 ÷ 44°
05	45 ÷ 54°
06	55 ÷ 64°
07	65 ÷ 74°
08	75 ÷ 84°
09	85 ÷ 94°
10	95 ÷ 104°
11	105 ÷ 114°
12	115 ÷ 124°
13	125 ÷ 134°
14	135 ÷ 144°
15	145 ÷ 154°
16	155 ÷ 164°
17	165 ÷ 174°
18	175 ÷ 184°
19	185 ÷ 194°
20	195 ÷ 204°
21	205 ÷ 214°
22	215 ÷ 224°
23	225 ÷ 234°
24	235 ÷ 244°
25	245 ÷ 254°
26	255 ÷ 264°
27	265 ÷ 274°
28	275 ÷ 284°
29	285 ÷ 294°
30	295 ÷ 304°
31	305 ÷ 314°
32	315 ÷ 324°
33	325 ÷ 334°
34	335 ÷ 344°
35	345 ÷ 354°
36	355 ÷ 04°
99	Variabilă sau din toate direcţiile

Anexa 2

COD SYNOP 0901. Starea solului fără zăpadă ANM (2017a)

Cifră de cod	Semnificaţia
0	Suprafaţa solului este uscată (fără crăpături şi praf sau nisip mobil, în cantitate apreciabilă)
1	Suprafaţa solului este umedă
2	Suprafaţa solului este îmbibată (apă ce stagnează sub forma de băltoace, mici sau mări, la suprafaţă)
3	Sol inundat
4	Suprafaţa solului este înghețată
5	Polei pe sol
6	Praf sau nisip uscat, purtat de vânt, ce nu acoperă complet solul
7	Strat fin de praf sau nisip purtat ce acoperă complet solul
8	Strat gros sau de o grosime medie, de praf sau nisip purtat ce acoperă complet solul
9	Foarte uscat, cu crăpături
/	Dacă se observă gheaţa şi/sau zăpadă pe sol

COD SYNOP 0975. Starea solului cu zăpadă ANM (2017a)

Cifră de cod	Semnificaţia
0	Sol acoperit, în cea mai mare parte, de gheață
1	Zăpadă compactă sau umedă (cu sau fără gheață), ce acoperă mai puțin de jumătate din sol
2	Zăpadă compactă sau umedă (cu sau fără gheață), ce acoperă cel puțin jumătate din sol, fără a-l acoperi însă complet
3	Strat uniform de zăpadă compactă sau umedă, ce acoperă complet solul
4	Strat neuniform de zăpadă compactă sau umedă, ce acoperă complet solul
5	Zăpadă uscată, pufoasă (afânată), acoperind mai puțin de jumătate din sol
6	Zăpadă uscată, pufoasă (afânată), acoperind cel puțin jumătate din sol (fără a-l acoperi complet)
7	Strat uniform de zăpadă uscată, pufoasă (afânată), ce acoperă complet solul
8	Strat neuniform de zăpadă uscată, pufoasă (afânată), ce acoperă complet solul
9	Zăpadă acoperind complet solul – troiene mari


978-606-10-2528-2